

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

6

1984

## 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. Борукаев*,  
*Г. М. Власов*, *А. А. Врублевский*, *В. И. Гончаров*, *В. В. Иванов*, *Е. В. Краснов*,  
*А. П. Милов*, *В. Г. Моисеенко*, *Е. А. Радкевич*, *К. Ф. Сергеев*,  
*С. М. Тильман*, *И. К. Тузов*, *В. Н. Шаранов*

---

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

Зав. редакцией Е. Н. Казарезова

Мл. редактор Н. В. Болдовская

Художественный редактор М. Ф. Глазырина

Технический редактор А. В. Сурганова

Корректоры С. М. Погудина, Е. Н. Зимина

Сдано в набор 06.08.84. Подписано к печати 29.11.84.  
МН-02094. Формат 84×108/16. Высокая печать. Усл. печ. л. 12,6. Усл. кр.-отт. 13,2. Уч.-изд. л. 15. Тираж 806 экз. Заказ 321.

Издательство «Наука», Сибирское отделение,  
630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука»,  
630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

## ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

*Журнал основан в 1982 г.**Выходит 6 раз в год*

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

НОВОСИБИРСК

№ 6, 1984

## СОДЕРЖАНИЕ

От редколлегии . . . . .	3	В. Б. Курносов. Гидротермальные изменения базальтов коры океана . . . . .	90
<b>Н. П. Васильковский. Что же такое геосинклиналь? (к 125-летию геосинклинальной теории)</b> . . . . .	4	<b>З. Н. Пояркова. Значение брюхоногих моллюсков для детальной биостратиграфии мела Дальнего Востока . . . . .</b>	95
<b>Е. А. Радкевич. Металлогенические индикаторы особенностей развития Тихоокеанского подвижного пояса</b> . . . . .	14	<b>В. И. Таскаев, В. И. Сапин, В. М. Чубаров, Т. Я. Гуляева, О. В. Авченко, С. А. Коренбаум, В. К. Финашин. Опыт использования рентгеновского микроанализатора JXA-5A в минералогических исследованиях . . . . .</b>	103
<b>И. Н. Говоров, Э. Д. Голубева, А. А. Стрижкова, А. А. Стужас. Геохимические типы и провинции базальтов Тихого океана . . . . .</b>	24		
<b>В. П. Уткин. Геодинамические условия тектономагматической активизации Сихотэ-Алиня</b> . . . . .	37	<b>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</b>	
<b>М. А. Мишкин, О. В. Авченко, И. А. Тарапин. Гранулитовые комплексы Востока Азии</b> . . . . .	48	<b>В. К. Финашин. Редкие минералы лиллианитовой гомологической серии в сульфидных рудах Силинского месторождения (Приморье) . . . . .</b>	110
<b>А. Д. Щеглов, Е. В. Краснов, В. В. Раткин. Древние рифы и свинцово-цинковые месторождения (перспективы Востока СССР)</b> . . . . .	58	<b>Т. А. Денисова. Особенности протерозойского свинцово-цинкового рудообразования стратiformного типа в Тихоокеанском поясе и его обрамлении . . . . .</b>	115
<b>В. Г. Хомич. Модели геологических обстановок размещения золото-серебряного оруденения как основа крупномасштабного прогнозирования . . . . .</b>	65	<b>ХРОНИКА</b>	
<b>В. Г. Гоневчук, А. М. Кокорин, П. Г. Коростелев, Е. А. Радкевич, Б. И. Семеняк. Оловорудные формации юга Дальнего Востока . . . . .</b>	72	<b>В гостях у геологов Китая . . . . .</b>	119
<b>П. Г. Недашковский, А. М. Леников. К петрологии алданских рапакиви . . . . .</b>	83	<b>Указатель статей, опубликованных в журнале за 1984 г. . . . .</b>	120

# PACIFIC GEOLOGY

November—December

NOVOSIBIRSK

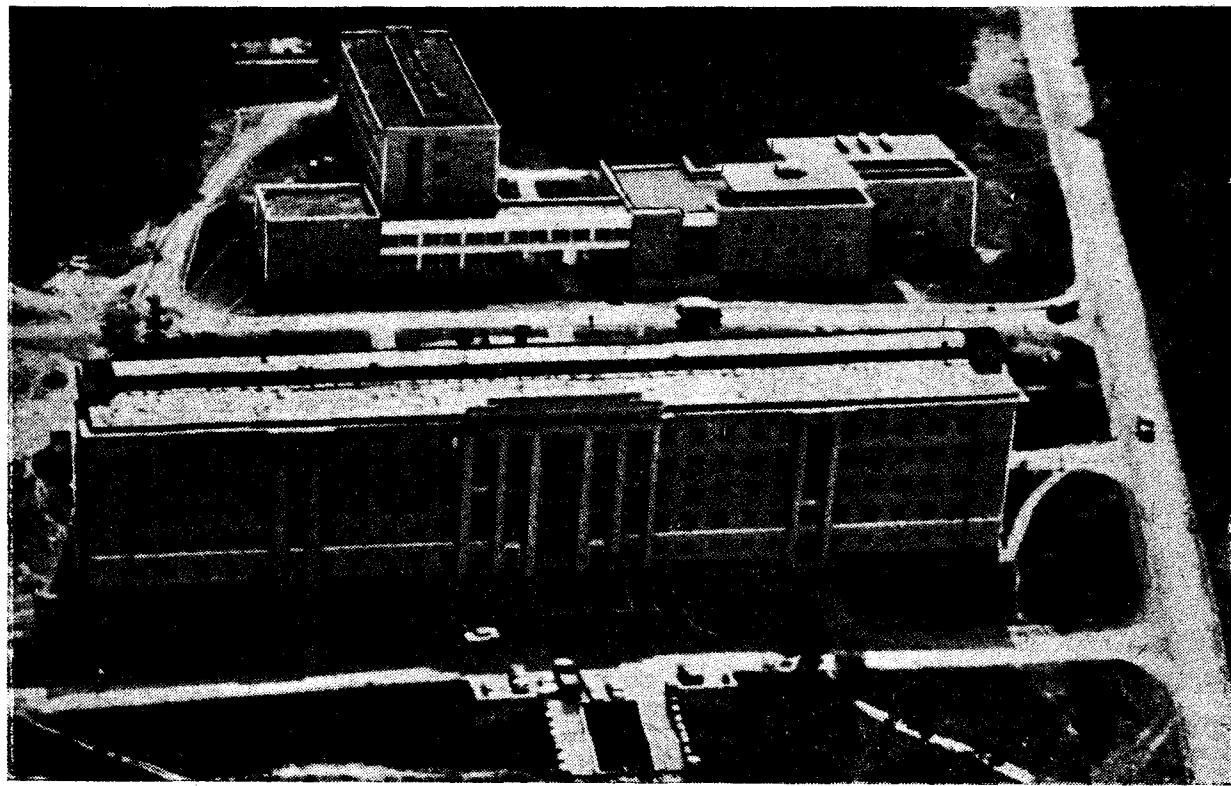
N 6, 1984

## CONTENTS

Written by editorial board . . . . .	3	V. B. Kurnosov. Hydrothermal alternations of oceanic crust basalts . . . . .	90
N. P. Vasil'kovsky. What is the geosyncline? (to the 125 anniversary of geosyncline theory)	4	Z. N. Poyarkova. Value of gastropods for detailed biostratigraphy of the Far East in Cretaceous	95
E. A. Radkevich. Metallogenetic indicators of the Pacific mobile belt evolution . . . . .	14	V. I. Taskaev, V. I. Sapin, V. M. Chubarov, T. Ya. Gulyaeva, O. V. Avchenko, S. A. Korrenbaum, V. K. Finashin. The use of X-ray microanalyser JXA-5A in mineralogical analysis . . . . .	103
I. N. Govorov, E. D. Golubeva, A. A. Strizhkova, A. A. Stunzhaz. Geochemical types and provinces of the Pacific basalts . . . . .	24		
V. P. Utkin. Geodynamic conditions of Sikhote-Alin tectono-magmatic activisation . . . . .	37		
M. A. Mishkin, O. V. Avchenko, I. A. Tararin. Granulitic complexes of the Eastern Asia	48	BRIEF COMMUNICATIONS	
A. D. Shcheglov, E. V. Krasnov, V. V. Ratkin. Old reefs and lead-zincous deposits (prospects of the USSR Far East) . . . . .	58	V. K. Finashin. Rare minerals of lillianite homological series in sulphide ores of Silinsk deposit (Primor'e) . . . . .	110
V. G. Khomich. Geological distribution patterns of gold-silver mineralization as the basis of large scale prospects . . . . .	65	T. A. Denisova. Peculiarities of Proterozoic lead-zincous ore formation of stratiform type in Pacific belt and its frame . . . . .	115
V. G. Gonchuk, A. M. Kokorin, P. G. Korostelev, E. A. Radkevich, B. I. Semenyak. Tin ores assambages of the southern Far East . . . . .	72		
P. G. Nedashkovsky, A. M. Lennikov. To the petrology of Aldanian rapakivi . . . . .	83	CHRONICLES	
		On a visit to Chinese geologists . . . . .	119
		Article index published in 1984 . . . . .	120

© Издательство «Наука»  
«Тихоокеанская геология», 1984 г.

“N A U K A”  
SIBERIAN BRANCH  
Novosibirsk



Исполнилось 25 лет Дальневосточному геологическому институту — первому научно-исследовательскому институту Академии наук СССР на Дальнем Востоке. Он создан в соответствии с постановлением Президиума АН СССР от 4 сентября 1959 г. и начал функционировать как самостоятельная организация с ноября 1959 г.

Основная задача института — решение принципиальных вопросов геологического строения и металлогенеза Тихоокеанского рудного пояса, разработка научных основ прогноза размещения новых рудных районов и месторождений и возможностей расширения сырьевой базы действующих горнорудных предприятий Дальнего Востока.

Работа института тесно связана с решением практических задач. Институт ведет исследования, имеющие важное народнохозяйственное значение по заданиям Государственного Комитета по Науке и Технике при Совете Министров СССР и на основе договоров с организациями Министерства геологии и Министерства цветной металлургии СССР.

Институт тесно связан в своей работе с многими научными коллективами страны, ведет исследования с рядом институтов зарубежных стран (СРВ, КНДР, США, Канада). ДВГИ были организованы первые геологические экспедиции во Вьетнам, Корею и Китай. Ученые института представляют советскую науку во многих международных геологических организациях.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР — авторитетное научное учреждение страны, осуществляющее кроме научных исследований большую работу по подготовке геологических кадров высокой квалификации для научных и производственных организаций Дальнего Востока.

Работы института широко известны в нашей стране и за рубежом. За 25 лет существования института его сотрудниками опубликовано более 250 монографий и 3000 научных статей в отечественных и зарубежных изданиях.

В настоящем номере публикуются статьи сотрудников ДВГИ, подготовленные к юбилею и отражающие основные направления исследований.

*От редактории*

*Н. П. Васильковский*

## ЧТО ЖЕ ТАКОЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ?

(к 125-летию геосинклинальной теории)

Автор излагает развивающую им с 1959—1960 гг. концепцию, согласно которой под геосинклиналями нужно понимать не любые заполняемые мощными осадочными и вулканогенными образованиями прогибы или их пояса, а только очень значительные тектонически и магматически активные системы (области, пояса)

са) сопряженных друг с другом седиментационных прогибов и геоантклинальных поднятий, служившие (или продолжающие служить) ареной очень длительного и необратимого процесса преобразования океанической коры в континентальную.

Исполнилось 125 лет, как Дж. Холл [55] на примере геологической истории Аппалачских гор ввел понятие о громадных синклинальных прогибах, погружение которых мощными морскими осадками приводило к образованию складчатых гор. Холл не предложил для таких прогибов специального термина (это 14 лет спустя сделал американский же геолог Дж. Дэна [51], назвав их геосинклиналями), но своим открытием положил начало учению о геосинклиналях, столь глубоко повлиявшему на весь последующий ход развития геологической науки. Это учение со временем стало важнейшей геологической теорией, причем такие ученые конца прошлого и начала текущего столетий, как М. Берtrand, Э. Ог, А. А. Борисяк, С. Н. Бубнов, Е. В. Милановский, развивали вслед за Дэна основное положение теории, заключающееся в том, что превращение геосинклиналей в складчатые пояса обусловливало разрастание континентов за счет исчезновения геосинклиналей и сокращения океанических пространств. Но этому положению противостоялись различные иные толкования геосинклиналей, а также представления о постоянстве континентов и океанов и об океанизации, т. е. разрастании океанов. Вместе с тем в предлагавшихся со временем Дэна многочисленных, даже наиболее современных [13] классификациях к геосинклиналям стали причислять самые разнообразные по происхождению

и размерам седиментационные бассейны, прогибы, их пояса, в том числе настолько незначительные и подчас эфемерные, что заведомо не могли играть сколько-нибудь определяющей роли в развитии земной коры. В связи с этим еще полвека назад Г. Штилле [48] счел целесообразным отличать первичные — истинные геосинклинали, превращавшиеся в альпинотипные складчатые горные пояса, от вторичных, эпикратонных, характеризовавшихся германотипным орогенезом. Первые им были названы ортогеосинклиналями, а вторые — парагеосинклиналями, причем среди первых он различал характеризовавшиеся инициальным (начальным) офиолитовым магматизмом эвгеосинклинали и немагматические (певулканические) миогеосинклинали. Такое деление и понимание геосинклиналей стало почти общепринятым.

Однако в 20—30-х гг. пользовалось широким распространением пришедшее из XIX столетия и бытующее до сих пор представление о существовании в раннем докембрии почти всеобщего протоконтинента с его гранито-гнейсовым комплексом основания. Это Пангей Э. Зюсса, Мегагея Г. Штилле, дорифейская «панплатформа» А. В. Пейве, В. М. Синицына. Очевидно поэтому сам Штилле счел, что по существу все геосинклинали, в том числе настоящие, т. е. ортогеосинклинали, вторичны, так как и они возникли на подвергавшемся распаду гипотетическом протоконтиненте. А. В. Пейве и В. М. Си-

нициы [34] в те годы также полагали, что все геосинклинали возникали на платформе — первичные на «панплатформе», вторичные на платформе, образовавшейся из первичной геосинклинали, и т. д.

Именно Г. Штилле развивал представления о распаде протоконтинента, эпохах его «великих обрушений», а также о неоднократных великих обновлениях или регенерациях геосинклиналей, превращавшихся путем складкообразования в консолидированные блоки коры, чтобы на них опять закладывались геосинклинали. Отсюда обратимость процессов формирования коры, региональная и глобальная цикличность геосинклинально-орогенного процесса, в котором лишь некоторые геологи допускали стадийное развитие, но только внутри каждого из циклов. Подобные деструкционные идеи, еще в 1937 г. квалифицированные Н. С. Шатским [45] как проявления неокатастрофизма, стали признаваться как за рубежом, так и среди советских геологов, причем допускали, что на некоем обрушавшемся протоконтиненте или вообще на платформах могли закладываться не только геосинклинали, но и целые океаны. Однако предполагаемое непосредственное залегание эвгеосинклинальных толщ на «комплексе основания» или на его платформенном чехле наблюдать никому не удалось.

Тем временем стали широко известными описанные еще в начале нашего столетия Г. Штейнманном офиолитовые ассоциации зеленокаменных пород, причем постепенно убеждались в том, что они иногда целиком составляют осадочно-вулканогенные комплексы эвгеосинклиналей, по крайней мере, низы их разрезов. Мало того, становилось ясным, что офиолитовые ассоциации и вообще эвгеосинклинальные толщи могут представлять собой формации океанического дна [4, 7, 9, 10, 36, 43, 56, 58, 59]. Это позже находило подтверждение в результатах бурения с судна «Гломар Челленджер».

Однако Х. Хесс [42, 43] уже с 30-х гг. уверенно предполагал приуроченность серпентинитов к океаническому дну, а альпинотипных офиолитов с серпентинизированными гипербазитами — к островным дугам, которые поэтому он принимал за структуры ранней стадии развития горных систем альпийского типа. На основании пространственного расположения фрагментов древних офиолитовых поясов Х. Хесс один из первых показал вероятность постепенного увеличения размеров континентов за счет их обрастания геосинклинальными складчатыми поясами. На основе комплекса данных это было подтверждено Р. Дитцем [52], Дж. Т. Вильсоном [12], В. И. Поповым [38] и другими учеными.

Тем временем (в 30-х гг.) Б. Гутенберг пришел к выводу, что кора под океаническими впа-

динами отличается от континентальной намного меньшей (порядка 5 км) мощностью и отсутствием сиалического («гранитного») слоя. Утвердилось понятие о сиалических (континентальных) и симатических (океанических) блоках литосферы, что дало основание А. Д. Архангельскому [1], помимо внутриконтинентальных и окраинных геосинклиналей, закладывавшихся, по его мнению, на сиалических — континентальных блоках, выделять и океанические геосинклинали. Ф. Уэллс [60] также отличал энсиматические геосинклинали от энсиалических, а А. Н. Мазарович [25] обосновал геолого-исторический ряд: первичный океан → → океан — геосинклиналь → геосинклиналь → → (складчатое сооружение) → платформа. К аналогичным выводам приходили в то время многие ученые, признававшие стадийную эволюцию земной коры не от «гранитного», а от «базальтового начала» за главную геологическую закономерность. В. Г. Бондарчук, С. Н. Бубнов, Э. Буллард, П. Н. Кропоткин, Е. Н. Люстих, В. А. Магницкий, Е. В. Павловский, В. И. Попов и другие при этом сомневались в возможности ее обратного преобразования из-за физической невероятности проявления в геологических масштабах таких процессов, как базификация или океанизация. В. И. Попов [37] и Н. С. Шатский [45], относясь непримиримо к представлениям о глобальной цикличности тектогенеза, утверждали прерывисто-непрерывный его ход в истории Земли.

Представления об эпиокеанической природе геосинклиналей и стадийно-необратимом развитии земной коры складывались у автора данной статьи в течение 50-х гг. благодаря опыту своих исследований и под влиянием работ многих, в том числе упомянутых ученых. Этому способствовали результаты интенсивно проводившихся в те годы геофизических и петролого-геохимических исследований. Они со все большей очевидностью свидетельствовали о том, что визуально не наблюдаемый «базальтовый» слой континентальной и океанической коры — это не только базальт или габбро, а также и комплекс метаморфических пород, производных как от основных и ультраосновных магматических пород, так и от осадочных продуктов их разложения; наблюдаемый же в эрозионных срезах «гранитный» слой — это не только граниты и гнейсы, но и гранитно-метаморфический слой, образованный не столько гранитами, сколько смятыми в складки и метаморфизованными до кристаллических сланцев осадочными породами [6, с. 16]. Земная кора — не застывшая, не менявшаяся с раннего докембрия корка нашей планеты, а формировалась и развивалась в течение всей геологической истории ее внешняя твердая

оболочка, одновременно с которой создавались гидросфера и атмосфера. Указанные и многие другие результаты изучения структурно-вещественных комплексов, геологических формаций и их генетических рядов хорошо увязывались с геолого-историческими сторонами учения о геосинклиналях, которое, по мнению не только автора этой статьи, становилось неотъемлемой частью общего учения об эволюции земной коры [6, с. 6].

В двух своих статьях [5, 6], приуроченных к 100-летнему юбилею геосинклинальной теории, автор пытался обобщить основные достижения и обосновать некоторые выводы, которые неизбежно вытекали из всей совокупности геологических данных. Основной вывод сейчас можно сформулировать так: под геосинклиналями следует понимать такие тектонически и магматически активные системы сопряженных друг с другом геоантиклиналей и геосинклинальных прогибов, в пределах которых в ходе формирования складчатых горных поясов совершились (или продолжаются и теперь) очень длительные необратимые процессы преобразования океанической коры в континентальную. Этим самым из понятия «геосинклиналь» исключены вторичные, эпикратонные прогибы бассейна, т. е. парагеосинклинали Г. Штилле, хотя они появились как германотипные новообразования на поздних стадиях развития систем. Образование же геосинклинальных систем в понимании их автором начинается не с заложения геосинклинальных прогибов, а с возникновения расчленяющих океаническое ложе геоантиклинальных поднятий, в ходе превращения которых в антиклиниорного типа складчатые горные сооружения развивается дифференциальная подвижность системы; воздымание геоантиклинальных складчатых структур несколько позже сопровождалось погружением смежных седиментационных прогибов.

Впоследствии автор пытался совершенствовать эту концепцию [7—10 и др.], но по истечении 25 лет убедился, что большинством геологов геосинклинали по-прежнему понимаются слишком широко и различно, зачастую с позиций мобилистского толка. При этом есть геологии, и в их числе приверженцы концепции литосферных плит, предпочитающие вообще обходиться без понятия о геосинклинали, подменяя его терминами «ороген», «подвижный пояс», «активная континентальная окраина» и пр. В то же время в течение 70-х гг. сложилась школа геологов, принявшая близкое к пониманию автора толкование геосинклиналей, но иногда отличающееся предположением их образования не на первичной, а на вторичной океанической коре, якобы сформировавшейся вследствие деструкционных процессов мобилистского стиля [35, 36 и др.]. Ближе всего к представлениям

автора, не разделяющего гипотезу литосферных плит (или новой глобальной тектоники), стоит понимание геосинклинали, развиваемое с 1970 г. Г. С. Гнибиденко и К. С. Шашкиным [16].

Рамки журнальной статьи допускают лишь сжатое изложение самых важных сторон столь сложной концепции. Разрезы почти всех достаточно глубоко эродированных геосинклинальных складчатых областей начинаются с эвгеосинклинальных комплексов осадочных и вулканических морских образований, однозначно свидетельствующих о таких обстановках седиментации, которые редко встречаются в современных приматериковых морях, но присущи океаническому ложу. Вниз по разрезам степень участия в таких комплексах вулканических, иногда и субинтрузивных (слагающих силлы и лизы), пород основного, реже ультраосновного состава возрастает. Однако растет и степень метаморфизма этих комплексов, превращенных в кристаллические сланцы, гнейсы и гранитогнейсы [44]. Их часто принимают за спаильский комплекс основания протоплатформы, но в них обычно распознаются гранитизированные магматические породы основного состава или осадочные продукты их дегенерации [2, 41, 54 и др.]. Вместе с тем геофизики устанавливают «базальтовый» слой не только под океанами, но и под гранитно-метаморфическим слоем континентальной коры как в пределах платформы, так и под складчатыми сооружениями различного возраста. Более того, базальтовый слой местами даже выступает на земной поверхности в виде базитовых и гранулит-базитовых комплексов пород. Все это позволяет согласиться с П. Н. Кропоткиным [20, 21], рассматривающим океаны с их океанической корой как форму развития земной коры, исторически предшествовавшую образованию геосинклиналей.

В силу сказанного принятное автором данной статьи понимание геосинклиналей определяет докеосинклинальную стадию развития континентальной коры как океанический этап, в течение которого формировалась ее базальтовый слой в данном регионе. В пределах океанов этот этап еще далек от завершения, в целом же для Земли следует считать, что он продолжался, вероятно, только в течение первых сотен миллионов лет до возникновения наиболее ранних складчато-метаморфических структур континентов и, возможно, полностью отвечал самой ранней «венерианской» стадии развития планеты, когда в условиях высоких, даже приповерхностных температур ( $300 \pm 100^{\circ}\text{C}$ ) и давлений формировалась сравнительно тонкая гранулито-базитовая кора [49]. В течение последнего десятилетия появились результаты исследований, в том числе обобщенные А. И. Ту-

тариновым [40], а также А. А. Маракушевым и Н. И. Безменом [26], почти не оставляющие сомнения в том, что разрастание континентов от их ядер действительно происходило с раннего докембрия за счет океанических пространств и именно путем геосинклинального процесса превращения океанической коры в континентальную.

Еще Дэна полагал, что геосинклиналь — это не только одинарный (как считал Холл) седиментационный прогиб, а располагавшиеся парно на краю океана геосинклинальный прогиб и питавшее его осадками геоантеклинальное поднятие (бордерленд Шухерта). Понятие о такой паре в течение ряда десятилетий сменялось представлением о более сложной тектонически и магматически активной области или системе геосинклинальных прогибов и разделяющих их подводных и островных геоантеклинальных гряд и кордильер, обычно увенчанных вулканами. И действительно, почти любой геосинклинальный складчатый пояс состоит из чередующихся структурно-формационных зон, одни из которых образованы формациями геосинклинально-депрессионного ряда, представленными преимущественно офиолитами или вообще глубоководными пелагическими осадками и продуктами подводного базальтового вулканизма, а другие — формациями геоантеклинально-орогенного ряда, представленными маломощными, разделенными перерывами и несогласиями мелководными и прибрежными и даже наземными осадочными и вулканогенными образованиями, причем среди последних господствуют эфузивы базальт-андезит-липаратовой группы формаций [6, 8, 10]. Все это свидетельствует о былых обстановках малых и больших архипелагов [4].

К 50—60-м гг. многие геологи пришли к выводу, что геосинклинальные системы геологического прошлого (по крайней мере их большинство) представляют собой не что иное, как древние аналоги современных геосинклиналей западной окраины Тихого океана. Островные дуги в них являются главными геоантеклиналями (обычно первой генерации), находящимися на самых разных стадиях развития, что позволяет путем сравнения судить об общих путях их эволюции. Сначала геоантеклинали были подводными и, вероятно, одинарными, но со временем они превращались в сложные складчатые островные кордильеры антиклинального строения. В основании разрезов зрелых дуг широко распространены местами глубокометаморфизованные спилито-диабазовые, спилито-кремнистые и другие толщи с альпинотипными гипербазитами. Принадлежность этих толщ к офиолитовым и вообще к осадочно-вулканогенным формациям океанического dna столь же вероятна, как и к формациям эвгеосинклиналь-

ного ряда, что говорит о единстве этих двух формационных рядов и возникновении дуг на океанической коре.

В ходе вовлечения в процесс формирования структуры дуг новых участков (зон) океанического dna подводный толеитовый океанический вулканизм сменялся в основном наземным (островным) «андезитовым» с его продуктами от базальтового до липаритового состава, принадлежащими главным образом к известково-щелочной серии. Вместе с тем гипербазит-базитовый магматизм сменялся образованием интрузивных пород габбро-плагиогранитного ряда, а затем нормальных гранитоидов. Это совершилось в условиях геоантеклинального типа регионального метаморфизма умеренных давлений, но высоких температур. Таким образом происходило образование отдельных участков («вкраплений»), а затем сплошного гранитно-метаморфического слоя — океаническая кора превращалась в континентальную [2, 6, 7, 36 и др.].

С фронтальной (оceanической) стороны островные дуги сопровождаются глубоко вдавленными в мантийный субстрат глубоководными желобами, отделенными от дуг глубинными разломами. Последние выражены в геофизических полях уходящих в глубь верхней мантии сейсмофокальной зоны Беньофа — Заварицкого, и, возможно, именно с этими разломами связаны описанные Хессом пояса интрузивных серпентинизованных гипербазитов или альпинотипной офиолитовой ассоциации [42, 43]. По-видимому, процесс разрастания дуги происходит путем вовлечения в складкообразование прилегающих отложений желоба, подвергающихся при этом метаморфизму в фазии высоких давлений и умеренных температур. В результате этого сам желоб оттесняется в сторону океана, а на его сравнительно крутом и неустойчивом островном склоне происходят подводные гравитационные обрушения и оползания с образованием олистостромом с глыбами пород офиолитовой ассоциации [46].

С тыловой стороны островные дуги сопровождаются окраинными геосинклинальными морями типа Охотского, Японского, Филиппинского и других, образование которых происходило путем их обособления от океана формирующимися островными дугами [6—8, 58]. Днища их расчленены подводными, реже островными геоантеклиналями (второй и последующих генераций), в которых иногда так же, как и в островных дугах, но в меньших масштабах, проявляются «андезитовый» вулканизм и гранитоидный магматизм. Между ними расположены глубоководные котловины — собственно геосинклинальные прогибы, подстилаемые субокеанической корой и являющиеся, по мнению автора [6, 9, 33], реликтами океа-

нического ложа. В прогибах продолжается непрерывно протекавшее накопление осадочных и вулканогенных образований, в разрезе которых предполагается по геофизическим данным и устанавливается бурением смена океанических формаций эвгеосинклинальными и мио-геосинклинальными.

Современными геосинклинальными системами типа окраинное море — островная дуга — желоб являются только западно-тихоокеанские, а также Алеутская, Карибская (Антильская) и Южно-Антильская. Но геологически недавно роль вулканических островных дуг, отделенных окраинными геосинклинальными морями от Канадской и Бразильской платформ, играли береговые хребты североамериканских Кордильер и Анды, местами и ныне сопровождающиеся глубоководными желобами. К этим хребтам приурочены юные (до современных) краевые (окраинно-континентальные) вулканические пояса, обнаруживающие тесную структурную и генетическую связь с продолжающими их по простирации вулканическими островными дугами Алеутской, Антильской и Южно-Антильской. Отсюда следует, что островные дуги и краевые вулканические пояса — это не различные по своей природе типы геоантклинально-орогенных структур, а структуры одного и того же генетического типа, но находящиеся на разных стадиях развития. Островная вулканическая дуга становится краевым вулканическим поясом после того, как отделяющее ее от континента окраинное геосинклинальное море перестает существовать, полностью превратившись в складчатую область.

Весь грандиозный Тихоокеанский подвижный пояс состоит из находящихся на самых разных стадиях развития звеньев единой геосинклинально-орогенной мегасистемы [14, 15, 53, 56, 59]. Одни из звеньев, такие как Филиппинское море с Бонинско-Марианской островной дугой (где только что началась смена океанического толеитового магматизма известково-щелочным островодужным и появились пока только эмбрионы гранитно-метаморфического слоя коры), находятся на начальной стадии, тогда как другие давно вступили в зрелую стадию развития, например Японская островная дуга или вулканический пояс Анд, где в разгаре «андезитовый» вулканизм и гранитоидный магматизм, а мощность гранитно-метаморфического слоя достигает 40 км и больше.

Тихоокеанский пояс в целом пока еще не вышел из геосинклинально-орогенного этапа своего развития. И пожалуй, нигде тектономагматическая активность сейчас не проявляется так разнообразно и с такой силой, как в его современных геосинклинальных системах. Вряд ли можно сомневаться в том, что одной из главных причин этого является более

значительная, чем в относительно монолитных смежных блоках литосферы, раздробленность пояса глубинными разломами, сосредоточенными главным образом вдоль островных дуг. Под ними в зоне шириной до 150—200 км литосфера наиболее проницаема для глубинных горячих флюидов, при участии которых происходит генерация как мантийных, так и коровых магм. Г. С. Горников, Е. К. Мархинин, А. Миасиро и ряд других исследователей [2, 3, 17, 27, 35, 36, 57, 58] показали, что образование известково-щелочных магм, обусловливающее андезито-липаритовый вулканизм и плутонизм островных дуг и краевых вулканических поясов, сменяет океанический толеитовый магматизм и может происходить даже за счет только мантийного материала и без участия воды (очень горячие «сухие» флюиды обеспечивают приток тепла, достаточный для выплавления котектик). Образуются вулканоплутонические формации с участвующими в их составе в прямом смысле ортомагматическими мантийными гранитоидами. Возможно, это главный фактор надстраивания здесь базальтовой океанической коры более кислым магматическим материалом. Но трудно исключить другой, может быть, не менее важный фактор — процессы гранитизации осадочных и магматических пород окисленными (с образованием  $H_2O$ ) флюидами, выносящими из мантии кремнекислоту и щелочи. Это процесс гранитизации в широком геологическом понимании, перерастающий в явления местного плавления, образования мигматитов, магматических гранитов, формирования гранито-гнейсовых куполов. Это также процесс, обусловливающий размягчение на глубину всей призмы геосинклинального орогенного пояса, сообщающий ему особую подвижность и текучесть, способность даже при сравнительно небольшой амплитуде сжатия выдавливаться, как паста из тюбика, в виде больших масс размягченных пород, перемещающихся в горизонтальном направлении на большие расстояния.

Все это, но в меньшей степени происходит и в зонах геоантклиналей, осложняющих днища окраинных геосинклинальных морей. Однако нигде подобный процесс преобразования океанической коры в континентальную с изменением состава и ростом ее мощности за счет поступления мантийного материала не проявляется в таких масштабах и с такой интенсивностью, как это совершается сейчас в островных дугах. Последние представляют собой зоны самопитания слагающим их веществом, которое кроме как из мантии, т. е. извне, сюда в сколько-нибудь заметных количествах не поступает.

Фрагменты офиолитовых зон и недавних островных дуг находят и в пределах Альпийско-Гималайского геосинклинально-складчатого

пояса [22, 28, 30, 32], образовавшегося на месте древнего океана Тэтис, который в течение мезозоя и кайнозоя превращался в Средиземноморскую геосинклинальную мегасистему. Реликтами названного палеоокеана, по мнению автора, являются лишенные гранитно-метаморфического слоя коры глубокие впадины Средиземного, Черного и Каспийского морей, возможно и Прикаспийская депрессия [6, 29, 30, 32], остатки же все еще проявляющих вулканическую деятельность островных дуг сохранились в виде Апеннин и гряд островов области Эллинид. Упомянутые моря представляют собой аналоги окраинных геосинклинальных морей Тихоокеанского пояса, причем обычно и эти впадины считают новообразованными в результате грандиозных обрушений и других процессов деструкции, охвативших складчатые горы Средиземноморья. Подтверждение этому видят в широком распространении в бортах и днищах глубоководных впадин верхнемиоценовых соленосно-гипсонасных отложений. Их считают эвапоритами мессинской эпохи, когда якобы на месте Средиземного моря существовали обширные мелководные выпаривающие лагуны, испытавшие затем погружение на 3—4 км, хотя не менее правдоподобна эндогенная природа соле-гипсонасных накоплений.

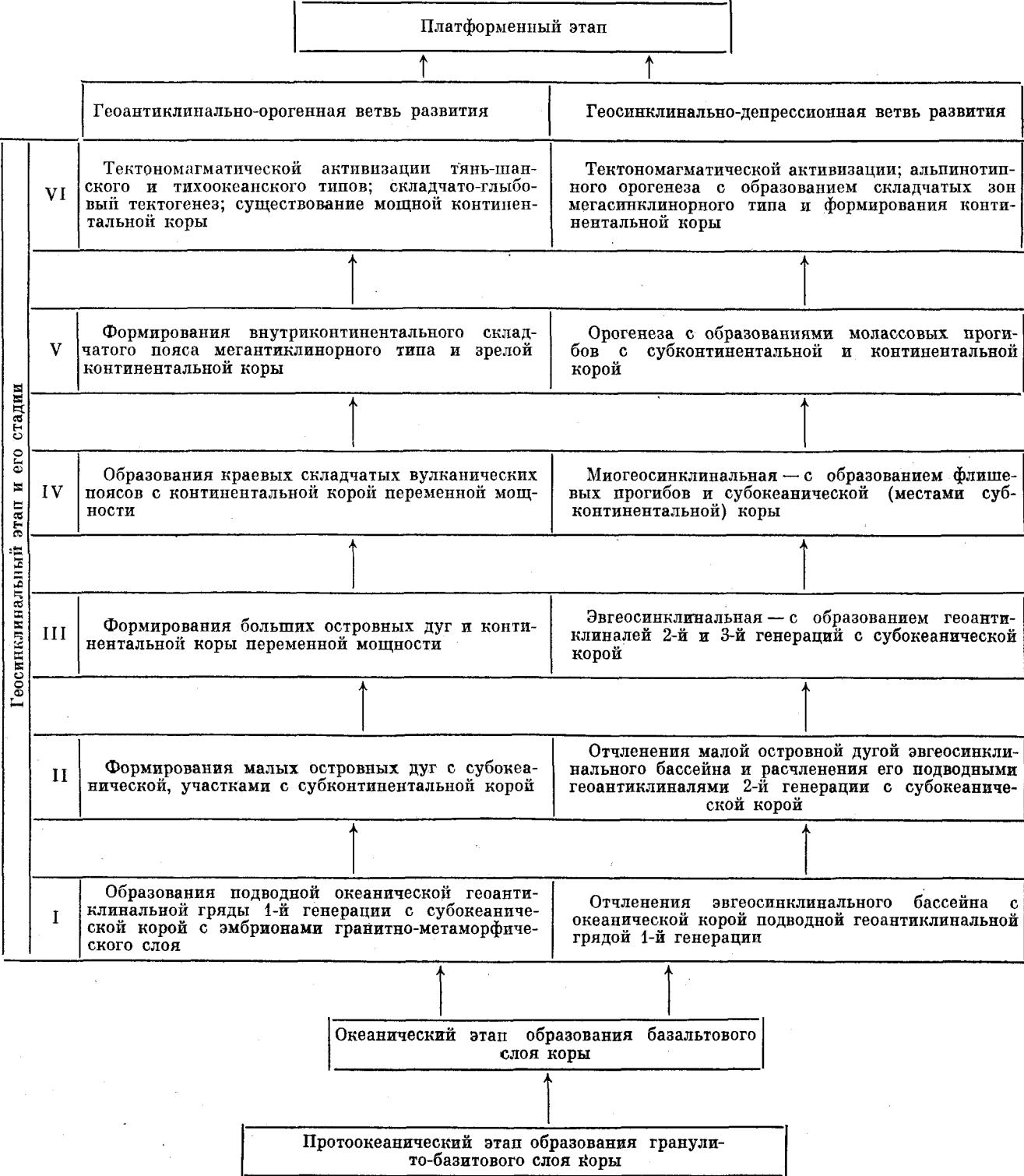
Особенностью Альпийско-Гималайского пояса с его шарьяжами является лучше, чем в других складчатых областях, выраженный альпинотипный характер продолжающегося и ныне орогенеза, приведшего к образованию самых высоких гор на Земле и формированию наиболее мощной континентальной коры.

Основанный на распределении офиолитов вывод Х. Хесса [43] о постепенном обрастании древних ядер континентов все более молодыми складчато-метаморфическими поясами позднее находил подтверждение не только в более подробных схемах размещения зеленокаменных (с альпинотипными офиолитами) поясов, характеризующихся «сквозными» разрезами формаций геосинклинально-депрессионного ряда, но и в фактах их сопряженности с антиклиновыми структурными зонами, образованными формациями антиклинально-орогенного ряда и интрузивными породами ряда габбро — гранит. В обширных ядрах антиклиновьев иногда выступают докембрийские кристаллические сланцы, гнейсы, плагиограниты и другие породы, в которых часто стремятся видеть остаточные срединные массивы, якобы представляющие собой остатки кристаллического фундамента протоконтинента или докембрийских платформ. Однако в этом комплексе срединных массивов и, кроме того, в кристаллических комплексах докембрийских щитов все чаще стали называть подвергшиеся глубокому (вплоть до гранулитовой фации) метаморфизму не отли-

чимые друг от друга формации океанического и эвгеосинклинального рядов. Автор разделяет мнение В. А. Николаева [31], считая, что если не все, то большинство срединных массивов несут на себе остатки не платформенного чехла, а формаций геоантеклинального ряда. Они обладают интрагеоантеклинально-орогенной природой и представляют собой структуры ранней консолидации геосинклинальной системы.

Особый интерес представляют выступы кристаллических пород раннего докембра юга Сибири, на месте которых Э. Зюсс, опираясь на выводы И. Д. Черского и В. А. Обручева, реконструировал «древнее темя Азии» и в которых много лет спустя А. А. Предтеченский [39], а вместе с ним и автор [11] выделили Алдано-Саянскую систему вулканически активных островных дуг, развивавшуюся в открытом океане с раннего протерозоя, когда поблизости никаких континентальных блоков еще не существовало. В области Алдано-Станового щита начало зарождения этих «андезитовых» дуг, возможно, относится даже к раннему архею [23], но в западном направлении она разрасталась и в течение палеозоя, создавая структуры Алтай-Саянской складчатой области. На раннем этапе своего развития это была в полном смысле океаническая геосинклинальная система, развивавшаяся в древнейшее Саяно-Алданское ядро консолидации северной части Азиатского континента. Помимо него, по-видимому, несколько позже сформировались также Сино-Корейское, Анабарское, а затем и Омолонское ядра. В течение рифея, палеозоя и мезозоя они обрастили все более молодыми геосинклинальными системами с их островными дугами. Превращаясь в пары складчатых поясов синклинового и антиклинового строения (а последние — в краевые вулканические пояса), они все дальше на восток оттесняли рубеж между континентом и океаном. Наиболее восточные краевые вулканические пояса, проявлявшие свою активность главным образом с позднего мезозоя до миоцена, протягиваются сейчас вдоль почти всего материкового побережья дальневосточных окраинных морей. Некоторые из этих поясов — Охотско-Чукотский, Восточно-Сихотэ-Алинский и др. — представляли собой в позднем мезозое островные дуги, отделявшиеся от континента вскоре отмершими окраинными морями. С морской же стороны они сопровождались палеозонами Беньофа — Заварецкого и палеожелобами, обнаруженными в основном геофизическими методами вдоль подножий континентальных склонов Охотского и Японского морей [18, 19, 47], обоснование которых от океана определялось существованием достаточно уже зрелой Японской и появлением Курильской дуг.

**Схема**  
дивергентного развития геосинклинальной системы



Вероятно, примерно так же формировался латеральный ряд структурных зон, определяющий переход от древнейших участков континентальной коры внутренних районов Азии к продолжающей свое развитие океанической коре Тихого океана. Исходя из совокупности геологических и геофизических данных, такой ряд следует интерпретировать как геолого-исторический, отражающий стадийные состояния коры, направленно развивавшейся в ходе геосинклинального процесса от примитивной океанической к наиболее сложной по составу и строению континентальной коре платформ и их щитов. Ряд этот сходен с рядом, предложенным А. Н. Мазаровичем, причем на востоке Азии он полнее, чем где-либо, так как завершается находящимися на разных стадиях развития современными геосинклинальными системами. Автор рассматривает его как дивергентный геолого-исторический ряд (см. схему), отражающий сопряженное развитие геантектических поднятий и геосинклинальных прогибов и поэтому состоящий из двух ветвей, названных условно геантектически-орогеной и геосинклинально-депрессионной [9].

Исходным началом был всеобщийprotoокеан, на формировавшейся коре которого в раздробленной глубинными разломами зоне повышенной проницаемости для магмы и флюидов возникали геантектические 1-й генерации. Это — начальная стадия I геосинклинально-орогенного процесса, которую можно назвать стадией океанической геосинклинали; возможно, ее переживают в настоящее время области Полинезии и Микронезии Тихого океана. Уже на этой стадии началась дивергенция геосинклинально-орогенного процесса. В геантектической ветви выделяются стадии: II — малых островных дуг, III — больших островных дуг, IV — образовавшихся путем их присоединения к континенту краевых складчатых и вулканических поясов, V — внутриконтинентальных складчатых поясов мегантектического типа и VI — их тектонической (тяньшанского типа) и тектономагматической (монголо-охотского типа) активизации. В геосинклинально-депрессионной ветви различаются параллельные стадии: II — обособления малыми островными дугами эвгеосинклинальных бассейнов и начала их расчленения геантектическими 2-й генерации, III — эвгеосинклинальная, сменяющаяся IV миогеосинклинальной стадией иногда лишь под влиянием возросшего поступления с горной рамы терригенного материала, подавлявшего очень медленную эвгеосинклинальную аккумуляцию, V — орогенеза с образованием остаточных и наложенных, преимущественно континентальных, молассовых прогибов и VI — распространения альпинотипного складкообразования на остаточные седи-

ментационные прогибы с превращением их в складчатые структурные зоны преимущественно синклиниорного строения. Последняя стадия обычно завершается германотипными процессами тектономагматической активизации, проявляющимися и на последующем платформенном этапе развития континентальных областей.

Следуя за своими предшественниками [37, 45 и др.], автор статьи отрицает утверждавшиеся представления о глобальной цикличности тектогенеза. Возникновение геантектических, следовательно и различных геосинклинальных систем, а затем смена одних стадий их развития другими происходили не одновременно, на что указывает нахождение современных геосинклинальных систем на самых различных уровнях развития, начиная от их зарождения. Геосинклинальные системы зарождались и развивались с раннего докембра постоянно вплоть до настоящего времени. Существуют области коры, прошедшие геосинклинально-орогенный этап своего развития — континенты. Современные геосинклинальные пояса еще не пережили этого этапа, океанические же впадины, вероятно, в силу их относительно высокой монолитности еще не вступили в него.

Таким образом, стадийно-необратимая эволюция земной коры, проявляющаяся и в форме геосинклинального процесса, — главная геологическая закономерность. Вместе с тем неизбежны некоторые частные отступления от нее хотя бы потому, что протекающие часто независимо от геосинклинального процесса тектонические движения в разных районах разновременно меняли свой знак и интенсивность, обусловливая местные, иногда значительные деструкции коры. Это осложняло эволюцию, но не нарушило ее общей направленности. Основываясь на всей совокупности достоверных геологических данных, можно с уверенностью утверждать, что в ходе эволюции земная кора никогда не возвращалась к пройденным ею главным состояниям. Геосинклинальный процесс, несмотря на очень большую длительность, измеряемую целыми эрами, моноцикличен и поэтому неповторим. На месте абиссального океанического ложа никогда не было континентальной коры, тогда как под любыми районами континентов когда-то обязательно существовало океаническое или protoокеаническое дно, а затем геосинклинальный бассейн.

Тектономагматическую активизацию, в частности автономную [50], не следует рассматривать как возврат к прошлому или как особый этап геологической истории, одновременно наступавший в различных районах Земли. Она следует за главными импульсами геосинклинального орогенеза и наступает в той же мере метахронно, в какой проявляются эти им-

пульсы. В этом смысле ее можно рассматривать как стадию развития коры, закономерно, но разновременно сменяющую главный этап орогенеза, иногда охватывающую и платформы.

В заключение автор считает уместным повторить сказанное им раньше [9, 33]: стадийно-необратимая эволюция коры в ходе геосинклинального процесса совершается в соответствии с общими закономерностями течения процессов в неорганической природе, описываемыми основными началами термодинамики. В твердом теле Земли всегда имеет место возрастание давления и температуры в глубь коры и мантии. Это обусловливает термодинамиче-

скую причинность общего необратимого хода физико-химических и связанных с ними механических процессов, хотя в силу неоднородностей среды, а также ряда других причин физико-химические процессы могли иметь различные скорости, а механические — различный знак. Для геологических, как и для других процессов на Земле, характерна тенденция совершаться с наименьшей затратой энергии. Как образно выразил общую физическую закономерность Макс Планк, природа предпочитает более вероятные состояния менее вероятным и осуществляет переходы, направленные в сторону большей вероятности.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М.—Л.: Госгеолтехиздат, 1947.
2. Богатиков О. А., Богданова С. В., Марков М. С. «Серые гнейсы» и проблема направленности в развитии континентальной земной коры.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 4.
3. Бондарчук В. Г. Тектоногенез. Киев: Изд-во Киевского ун-та, 1946.
4. Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1960.
5. Васильковский Н. П. К теории земной коры.—В кн.: Материалы по региональной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1950. (Тр. СНИИГГиМС, вып. 5).
6. Васильковский Н. П. Учение о геосинклиналии в свете современной геологии.—В кн.: Материалы по региональной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1960. (Тр. СНИИГГиМС, вып. 13).
7. Васильковский Н. П. К проблеме островных дуг.—В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1963.
8. Васильковский Н. П. К проблеме развития земной коры.—В кн.: Деформация горных пород и тектоника. М.: Наука, 1964. (Междунар. геол. конгр., 22-я сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 4).
9. Васильковский Н. П. Направленность развития земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану.—В кн.: Геология дальневосточной окраины Азии. Владивосток, 1981.
10. Васильковский Н. П. Геологическая история Северо-Востока Азии (Сибирская платформа и Верхояно-Чукотская складчатая страна). М.: Наука, 1981.
11. Васильковский Н. П., Предтеченский А. А. О строении Сибирской платформы.—Геол. и геофиз., 1964, № 6.
12. Вильсон Дж. Т. Геофизика и рост континентов.—Природа, 1959, № 8.
13. Власов Г. М. Типы геосинклиналей.—Тихоокеанская геол., 1983, № 6.
14. Гнибиденко Г. С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979.
15. Гнибиденко Г. С., Гонкова Т. Г. и др. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука, 1980.
16. Гнибиденко Г. С., Шашкин К. С. Основные принципы и системы понятий теории геосинклиналей.—В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1972.
17. Горшков Г. С. Явления вулканализма и верхняя мантия.—В кн.: Химия земной коры. Т. 2 М.: Наука, 1964.
18. Журавлев А. В. Особенности тектоники и распределения мощностей осадочных образований Япономорской глубоководной котловины.—Тр. СахКНИИ, 1975, вып. 37.
19. Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. Тектоника Дальнего Востока.—Геол. и геофиз., 1977, № 11.
20. Кропоткин П. Н. Современные геофизические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магмы.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 3.
21. Кропоткин П. Н. Характер тектонических процессов в островных дугах дальневосточных морей.—В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М.: Наука, 1972.
22. Лебединский В. И., Шалимов А. И. Проблема островных вулканических дуг в истории альпийских геосинклиналей юго-восточной части СССР.—В кн.: Магматизм, метаморфизм и метасоматизм. Тбилиси, 1969.
23. Лугц В. Г. Базальт-андезит-дацитовые формации раннего докембра и их сравнение с современными аналогами.—Геотектоника, 1978, № 4.
24. Магницкий В. А. К вопросу о происхождении и путях развития континентов и океанов.—В кн.: Вопросы космогонии. Т. 6. М.: Изд-во АН СССР, 1958.
25. Мазарович А. Н. Основы региональной геологии материков. Т. 2. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1952.
26. Маракушев А. А., Безмен Н. И. Эволюция метеоритного вещества, планет и магматических серий. М.: Наука, 1983.
27. Мархинин Е. К. Роль вулканализма в формировании земной коры. М.: Наука, 1972.
28. Молодые геосинклиналии Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. М.: Наука, 1978.
29. Муратов М. В. Типы геосинклинальных прогибов в Альпийской складчатой области, их взаимоотношения и развитие.—В кн.: Проблемы региональной тектоники Европы. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
30. Муратов М. В. Краткий очерк тектонической истории материков.—В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978.
31. Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 2.
32. Обуэн Ж. Геосинклиналии. М.: Мир, 1967.
33. Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978.
34. Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4.
35. Пейве А. В., Штрейс И. А. и др. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.—Сов. геол., 1972, № 12.
36. Пейве А. Н., Яншин А. Л. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии.—Геотектоника, 1976, № 5.

37. Попов В. И. О непрерывности тектонических движений. Ташкент: Изд-во комитета наук УзССР, 1938.
38. Попов В. И. Некоторые основные положения ядерной теории развития земной коры.—Зап. Узбекистанского отд. Всесоюз. минерал. о-ва, 1957, вып. 7.
39. Предтеченский А. А. Древнее поднятие Южной Сибири (к вопросу о «древнем темени Азии»).—В кн.: Материалы по региональной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1960. (Тр. СНИИГиМС, вып. 13).
40. Тугаринов А. И. Избранные труды. Эволюция земной коры и процессов рудообразования. М.: Наука, 1983.
41. Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре.—Тр. Иркутского ун-та. Сер. геол., 1961, т. 5, вып. 2.
42. Хесс Х. Х. Островные дуги, аномалии силы тяжести и интрузии серпентинитов.—Тр. 17-го Междунар. конгр., М., 1939, т. 2.
43. Хесс Х. Х. Серпентиниты, орогенез и эпейрогенез.—В кн.: Земная кора. М.: ИЛ, 1957.
44. Чесноков С. В., Красивская И. С. Проблема гнейсов и образование континентальной земной коры в геосинклиналях.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 5.
45. Шатский Н. С. Избранные труды. Т. 2. М.: Наука, 1964.
46. Шики Ц., Масава Ю. Геологическое строение и тектоника внутренних склонов Нанкайского трога и Японского желоба.—Геотектоника, 1980, № 6.
47. Шило Н. А., Умитбаев Р. Б. Монголо-Чукотская система глубинных разломов и древняя сейсмофокальная зона.—Геол. и геофиз., 1977, № 11.
48. Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964.
49. Шульдинер В. И. Геотермический градиент в архее и условия формирования архейских комплексов.—Геол. и геофиз., 1976, № 2.
50. Щеглов А. Д. Основные особенности металлогенции областей тектономагматической активизации и новые пути регионального прогноза рудных месторождений.—В кн.: Проблемы металлогенеза областей тектономагматической активизации. М.: Наука, 1975.
51. Dana J. D. On the origin of mountains.—Am. J. Sci., 1873, сер. 5.
52. Dietz R. S. Alpine serpentines as oceanic rind fragments.—Bull. Geol. Soc. Am., 1963, v. 74, N 7.
53. Gervasio F. C. Age and nature of orogenesis of the Philippines.—Tectonophysics, 1967, v. 4, N 4—6.
54. Gill T. E. The original crust in the Canadian Schield area.—Bull. Geol. Soc. Am., 1951, v. 62, N 2.
55. Hall J. Natural history of New York.—Palaentology, v. 3, pt. 1. Geol. Surv. New York, 1859.
56. Matsumoto T. Fundamental problems in the Circum-Pacific orogenesis.—Tectonophysics, 1967, v. 4, N 4—6.
57. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins.—J. Sci., 1974, v. 274.
58. Miyashiro A. Subduction — zone ophiolites and island — arc ophiolites.—In.: Energetics of geological processes. New York, 1977.
59. Vassilkovsky N. P. On the geological nature of the Pacific mobil belt.—Tectonophysics, v. 4, N 4—6.
60. Wells F. Ensimatic and ensialic geosynclines.—Geol. Soc. Am. Bull., 1949, v. 60.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР,  
Владивосток

Поступила в редакцию  
2 апреля 1984 г.

УДК 553.078—551.243(265)

Е. А. Радкевич

## МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ОСОБЕННОСТЕЙ РАЗВИТИЯ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Рассмотрены вопросы концентрической металлогенической зональности Тихоокеанского рудного пояса, выраженной не только сменой металлов: медь — золото — свинец — олово от океана в глубь континентов, но и сменой формационных типов месторождений одного и того же металла, что объясняется повышением роли кислых сиалических и уменьшением роли апомантитовых элементов от океана к платформам по мере повышения мощности сиалической коры и умень-

шения глубины распространения магмо- и рудоконтролирующих разломов. Устанавливается влияние поперечных тектонических элементов на изменение характера минерализации продольных металлогенических зон. На основании металлогенических данных отмечены признаки диссимметрии Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана и сделаны выводы о единстве и устойчивости Тихоокеанского сегмента Земли, начиная с архея — протерозоя.

Обрамление Тихого океана — кольцевое расположение вокруг него континентов, горноскладчатых сооружений, вулканически и сейсмически активных зон — издавна привлекало внимание геологов. Уже в начале века Э. Ог высказал предположение, что вокруг Тихого океана располагалась кольцевая зона геосинклиналей. Г. Штилле предполагал существование в бассейне Тихого океана погруженного симатического кратона. В. И. Вернадский поддерживал эту точку зрения и считал, что установленная геофизически симатическая природа и малая мощность коры ложа Тихого океана, отличная от мощной сиалической коры окружающих континентов, служат доказательством диссимметрии планеты, а сам блок Тихого океана является ее структурным центром. Единство Тихоокеанского подвижного пояса подчеркивали П. Н. Кропоткин, Ю. М. Пущаровский, Н. А. Богданов и др.

В последние десятилетия много споров о происхождении Тихого океана возникло в связи с распространением гипотезы плитовой тектоники и представлений о роли спрединга в его возникновении и развитии. Не пытаясь вступить в дискуссию по этим спорным проблемам, приведем металлогенические данные, которые было бы полезно учитывать при их рассмотрении.

Анализ составленной в Дальневосточном геологическом институте ДВНЦ АН СССР Металлогенической карты Тихоокеанского рудного пояса (м-б 1:10 000 000, 1981 г.) дает дополнительный материал для обсуждения некоторых спорных вопросов. Прежде всего, стати-

стически подтверждается установленная С. С. Смирновым [23] геохимическая зональность Тихоокеанского пояса с его Внутренней медной и Внешней оловянной зонами. Устойчивость этих концентрических зон доказывает стабильность Тихоокеанского рудного пояса, которую отмечал еще Эндрюс [27].

## КОЛЬЦЕВАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО И РУДНОГО ПОЯСА

Заложение периокеанических прогибов в обрамлении Тихоокеанского кратона происходило в разное время: в среднем протерозое — в Аделаидской геосинклинальной зоне Австралии, в рифе — в «Белтском прогибе» Канады, в нижнем палеозое — в прогибе Боливии, в среднем палеозое — в эвгеосинклиналии Самбагава в Японии. В большинстве случаев устанавливается наложение перитихоокеанских прогибов на континентальную кору под углом к древним архейско-нижнепротерозойским структурам или на океаническую кору (архипелаг Александра Аляски, юг о. Сикоку).

Подтверждается отмеченное Ю. М. Пущаровским [8] омоложение структур в направлении к Тихому океану при неизменном их параллельном расположении в пределах сектора или звена пояса, которое определялось устойчивой системой разломов. На некоторых участках, видимо, имело место возникновение вдоль разломов серии параллельных интрагео-

синклиналей, образующих совместно с разделяющими их поднятиями сложные полизональные геосинклинально-складчатые системы (Дальний Восток).

Ориентировка разломов, определяющих заложение периокеанических прогибов, менялась от участка к участку, причем в каждом «звене» она подчинялась одному из направлений закономерной сети планетарных разломов, в которой преобладали четыре главных направления: широтное, меридиональное, северо-восточное и северо-западное [10, 15, 17, 21, 28, 29, 32]. Для Североамериканского звена пояса характерна северо-западная ориентировка структур, для Азиатского — северо-восточная, для Южноамериканского (на юге) и Австралийского — меридиональная, Антарктического и Аляскинского — широтная. Общий «рисунок» складчатого обрамления Тихого океана и современного его контура при этом имеет не округлую, а шестиугольную форму, деформированную на юго-западе пояса далеким выступом к востоку Австралийского блока, а также в Антильской и Южно-Сандвичевой островных дугах, может быть, под влиянием поперечных сдвигов (?). Расстояние между главными ортогональными широтными и меридиональными разломами ~10° [14].

Местами современные разломы, по которым проходит береговая линия, секут и «срезают» структурно-металлогенические зоны с погружением их продолжения под воды океана или окраинных морей [16–18]. Разновременные металлогенические зоны отличаются по металлогению в зависимости от литологических особенностей осадочных и вулканических пород, ассоциирующихся с оруденением интрузивов, и от типа и режима развития рудоконтролирующих разломов. Устойчивость таких зон, протягивающихся иногда на тысячи километров при унаследованном характере минерализации (оловоносная — Бирма-Малайя-Индонезийская, меденосная — Чилийская и др.), также подтверждает представление о стабильности Тихоокеанского сегмента Земли [4, 11–13, 15, 16].

Концентрическая металлогеническая зональность относительно Тихого океана проявляется не только в смене металлов (медь — золото — свинец — олово) по мере увеличения мощности сиалической коры, повышения кислотности и щелочности рудоносных интрузивов, но и в смене формационных типов месторождений одного и того же металла. Так, для меди формационная зональность устанавливается по смене меденосных апомантийных базальтоидов с самородной медью в миндалинах и экскавационно-осадочных месторождений колчеданной формации месторождениями апосиалическими — скарновой и медно-порфировой формаций, связанными с гранитоидами повышенной

основности. Такая же смена происходит и во времени по мере формирования континентальной коры в зонах длительного развития (о. Ванкувер от карбона до палеогена). На внешней окраине Тихоокеанского пояса вместо меди в порфировых месторождениях большое значение приобретает молибден в связи с интрузивами повышенной щелочности.

Смена формационных типов устанавливается и для месторождений олова: ближе к окраинным морям развиты ассоциирующие с базальтоидными дайками и гранитоидами повышенной основности олово-полиметаллические кассiterito-сульфидные месторождения (Приморье), далее в глубь континента распространяются кассiterito-силикатные с вольфрамом, медью (Приамурье), затем — переходные к кассiterito-кварцевой формации в связи с кислыми вулканитами и гранитами (Баджал), а в удалении от океана большое развитие получают месторождения кассiterito-кварцевой формации с вольфрамом в связи с кислыми лейкогранитами (Забайкалье, Малайзия). Сложный «набор» формаций оловорудных месторождений отмечается в карбонатных авлакогенах на платформах, затронутых процессами активизации. Здесь получают развитие полиформационные апокоровые комплексы — грейзены и кварцевые жилы в лейкогранитах, скарны на контакте их с известняками, сульфидные тела среди известняков в удалении от контактов.

Формационная зональность, как и главная геохимическая перипафиическая зональность, также служит признаком устойчивости Тихоокеанского сегмента и его Тихоокеанского рудного пояса. Подобная смена формационных типов месторождений отражает повышение роли кислых сиалических элементов и уменьшение роли апомантийных элементов от океана к платформам по мере повышения мощности сиалической коры и уменьшения глубины распространения магмо- и рудоконтролирующих разломов.

## ВЛИЯНИЕ ПОПЕРЕЧНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ НА ИЗМЕНЕНИЕ ХАРАКТЕРА МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН

Мы отметили общую геохимическую и минералогическую (формационную) зональность Тихоокеанского пояса, отражающую разную степень влиянияmantийных элементов близ Тихого океана и преимущественно коровых элементов в удалении от него. Эта общая тенденция, подчеркивающая единство Тихоокеанского пояса, нарушается под влиянием попе-

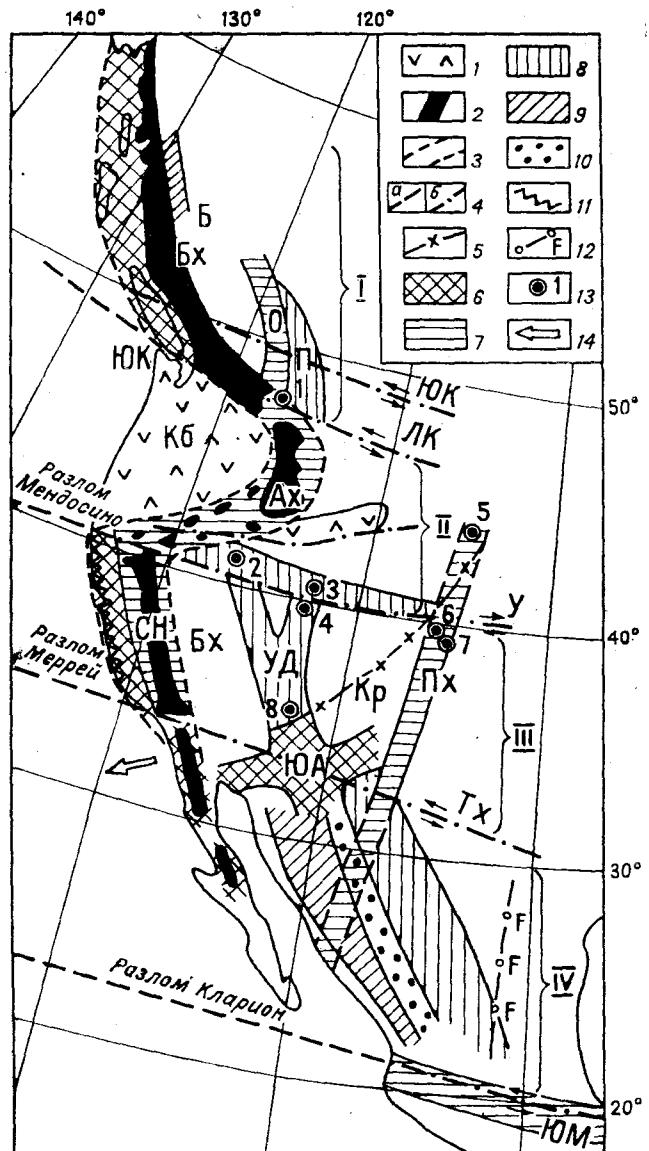


Рис. 1. Поперечные блоки Канадско-Мексиканского отрезка Тихоокеанского рудного пояса. I — Канадский, II — Колумбийский, III — Колорадо-Невадийский, IV — Мексиканский.

1 — третичные вулканиты, 2 — невадийские гранитоидные батолиты, 3 — предполагаемая граница распространения невадийских батолитов (дуга Айдахо), 4 — трансформные разломы: а — в океане, б — на континенте, 5 — золотоносная «линия» диагональных зон массива Колорадо, 6—12 — металлогенические зоны: 6 — медные, 7 — золотые, 8 — свинцовые, 9 — молибденовые, 10 — оловянные, 11 — хромо-рутные, 12 — фтороносные глубинные разломы, 13 — месторождения, упоминаемые в тексте, 14 — погружение континентальной коры под воды океана.

Б — прогиб Булер, КБ — Колумбийский массив, КР — массив Колорадо, БХ — Канадский батолит Берегового хребта, О — структурная зона Омника, II — блок Парселя, ЮК — Южно-Канадская широтная меденоносная зона, АХ — батолит Айдахо, СН — батолит Сьерра-Невада, УД — Уосатч-Джеромский ороген, ВХ — блок Бассейнов и Хребтов, ПХ — горстаниклинорий Передового хребта, ЮА — Южно-Аризонский «крест» медно-порфировых зон. Разломы: ЮК — Южно-Канадский, ЛК — Люис и Кларк, У — Уинта, Тх — Техасский, ЮМ — Южно-Мексиканский.

Месторождения: 1 — Кер д'Ален, 2 — Карлин, 3 — Бингем, 4 — Тинтик, 5 — Хомстейк, 6 — Клеймакс, 7 — Ледвилл, 8 — Джером Верде.

рийские блоки фундамента, а позднее определили ступенчатое перемещение и изгибы границ эв- и миогеосинклиналей. К такой поперечной тектонической линии приурочена широтная меденоносная зона юга Канады, протягивающаяся у границы США (рис. 1). Эта зона совпадает с полосой развития триасовых вулканических пород и массивов гранодиоритов повышенной основности, главным образом диоритов, как бы продолжающих в дугообразном изгибе батолит Берегового хребта. Рудоконтролирующая роль разломов этой широтной зоны, совпадающей с Южно-Канадским разломом — одним из разломов системы линеамента Люис и Кларк, очевидна [14]. Месторождения здесь разнообразны по составу — это скарны, гидротермальные метасоматические и жильные тела, штоки вкрапленных порфировых руд. Южное продолжение этой зоны скрыто на территории США под неогеновыми вулканитами плато Колумбии. Восточнее плато пересечение разлома Люис и Кларк с меридиональным блоком Парселя контролирует широтный пояс полиметаллических месторождений района Кер д'Ален.

Возможно, этот дугообразный выступ к востоку Внутренней мегазоны — триасовой эвгеосинклинали с вулканитами, гранодиоритами повышенной основности, сопровождающимися медной и золотой минерализацией (дуга Айдахо, см. рис. 1), был образован вокруг Колумбийского древнего массива — куполообразной крупной структуры в докембрийском комплексе основания. В обрамлении его могли играть роль и сдвиговые нарушения, определившие проявление вулканизма и внедрение рудоносных интрузивов среднего состава.

Пояс интрузивов, следующих по Южно-Канадскому разлому, заворачивает к югу и продолжается в меридиональном гранитоидном массиве Айдахо, а затем под влиянием нового трансформного разлома — продолжения Мендо-

речных тектонических элементов, что определило мозаично-блочную неоднородность металлогенических зон и смену типов рудных районов по их протяжению. Иногда такая смена минерализации вызвана изменением состава фундамента, которое находит отражение в металлогении верхнего структурного этажа. Древний фундамент пояса, по предположению А. М. Смирнова, архейский, неоднороден и заключает зоны различного профиля: фемического в зеленокаменных прогибах — древних аналогах эвгеосинклиналей, и сиалического в гранитогнейсовых куполах и поясах кислых вулканитов.

Границы блоков с различным характером минерализации часто совпадают с поперечными разломами, сдвигами на продолжении трансформных разломов океана. Некоторые из них, возможно, ограничивали в прошлом докемб-

сино — поворачивает снова к западу в направлении к гранитному массиву Сьерра-Невада. Образованная таким образом «гранитная дуга» (Айдахо) в южной своей ветви характеризуется проявлениями, главным образом, золота (см. рис. 1).

В этом новом изгибе пояса гранитоидов, вероятно, сказалось влияние широтного разлома, продолжающего трансформный океанский разлом Мендосино. По этой же тектонической линии ограничен с севера батолит Сьерра-Невада, сопровождаемый комплексом свойственных ему золотых и вольфрамовых месторождений. На продолжении этой зоны к востоку находится крупное золотое месторождение Карлин, а еще далее к востоку — месторождения свинца группы Тинтик и меди — Бингем. Эта же тектоническая зона отделяет блок Бассейнов и Хребтов от блока низменности р. Снейк. Еще восточнее она отмечена горстообразным выступом докембра — широтным блоком Унита, по которому и названа эта поперечная зона повышенной рудоносности, протягивающаяся севернее массива Колорадо. В восточной части ее в тройном пересечении с субмеридиональной золотоносной зоной Передового хребта и диагональной золотоносной зоной массива Колорадо находится крупнейший рудный узел с разнообразной минерализацией — молибденовым месторождением Клаймакс и свинцовым Ледвилл. Вблизи расположено и знаменитое золототеллуридное месторождение Крипл-Крик.

На территории США Внутренняя фемическая зона сужается — она протягивается вдоль хребтов Сьерра-Невада и Берегового, причем намечается омоложение геосинклинальных комплексов к востоку от триасово-юрских до верхнеюрских — меловых (францисканская серия) у побережья, возраст же эндогенного оруденения, связанного с активизацией, наоборот, омолаживается с запада на восток от юрского к меловому — палеогеновому и неогеновому.

Миогеосинклинальная зона в этом звене пояса резко расширяется за счет обширного блока плато Колорадо, Уосатч-Джеромского горст-антеклиниория и блока Бассейнов и Хребтов. Значительную площадь вокруг плато Колорадо занимают апоплатформенные карбонатные прогибы, отмеченные развитием полиметаллического оруденения.

В горстообразных блоках — Джеромском, Техасском и в провинции Бассейнов и Хребтов вскрываются метаморфогенные комплексы среднего протерозоя и в том числе с докембрийскими колчеданными медно-цинковыми месторождениями, руды которых претерпели регенерацию при наложении ларамийских и неогеновых субвулканических тел. Таким образом, докембрийские сооружения оказывали свое

влияние на металлогению верхнего структурного этажа. Можно предполагать, что и сами рудоносные зоны фундамента в результате регенерации «просвечивают» в молодых металлогенических зонах верхнего этажа. К таким «отраженным» зонам регенерации может быть следующий отнести третичную многометальную Колорадскую (Сан Хуан), отмечающую собой разлом северо-восточного направления. Ее можно проследить от регенерированного в третичное время золотого протерозойского месторождения Хомстейк в докембрийском массиве Блэк Хиллс на северо-востоке до регенерированных месторождений Джером и Багдад в Уосатч-Джеромском орогене на юго-западе. Установленная регенерация рудного вещества позволяет предполагать, что и при образовании медно-порфировых месторождений, широко развитых в близширотном выступе Техасского линеамента на пересечении с Уосатч-Джеромской горст-антеклиниорной зоной, могло происходить обогащение субвулканических тел металлами путем заимствования их из древних рудоносных толщ и месторождений.

Техасский линеамент, расположенный на продолжении трансформного разлома Марри (Меррей), служил ограничением с юга медно-носной провинции Аризоны. Южнее происходит дальнейшее сужение эвгеосинклинали. Продолжение массива Сьерра-Невада прослеживается по цепочке гранитоидов с проявлением меди и золота на узком Калифорнийском полуострове. В то же время континентальная часть Мексики заключает обширную Внешнюю мегазону с минерализацией сиалического профиля. Здесь вдоль тектонической зоны северо-западного направления изменяется состав месторождений от медно-порфировых юга США к медно-молибденовым в пограничном районе Мексики (Кананея) и к многочисленным молибденовым рудопроявлениям. Вместо типичных для США золоторудных месторождений, связанных с вулканитами повышенной основности, в Мексике широко распространены оловянные в кислых эфузивах. Среди известняков карбонатной миогеосинклинали развиты полиметаллические месторождения, а на юге Мексики в горстообразном блоке докембра — нижнего палеозоя проявлены также редкометальные пегматиты.

Возможно, изменение профиля минерализации и здесь отражает влияние состава фундамента — продолжения под покровом палеозойско-мезозойского «чехла» структур Аппалачской протерозойско-нижнепалеозойской миогеосинклинали [24] с рифейскими кислыми вулканитами [25]. Наряду с продольными зонами устанавливаются и поперечные. Такова Южно-Мексиканская широтная зона вулканического хребта с базальтоидами и золотой минерализа-

цией, как бы продолжающая трансформный разлом океана Кларион.

Как видно на примере Североамериканского звена пояса, металлогенические признаки позволяют предположительно трассировать, прослеживать по простирианию и определять режим развития региональных разломов, в том числе поперечных, которые не распознаются при геологических съемках и не устанавливаются прямыми геологическими наблюдениями. Анализ металлогенеза дает указание на возможный состав и геохимический профиль глубинных частей земной коры и геохимический тип фундамента. По этим признакам устанавливаются ступенчатые и уступообразные встречно направленные смещения крупных блоков фундамента по поперечным разломам, определяющие положение и различную ширину приокеанской Внутренней и континентальной Внешней мегазон. Они позволяют, таким образом, проводить палеогеологические и палеотектонические реконструкции и устанавливать смену геохимических формационных типов месторождений в разных блоках пояса, разделенных поперечными разломами.

На формирование структур и положение металлогенических зон Центральноамериканского звена пояса широтные линеаменты (продолжение средиземноморских?) оказали определяющее влияние. Складчатые сооружения и металлогенические зоны ориентированы в близширотном направлении. Они ограничены как на востоке (Карибское море), так и на западе (Тихий океан) береговыми линиями и, вероятно, были погружены под уровень моря. Основное ядро континентальной части Центральной Америки представляет Гондурасский массив, продолжающий собой систему позднедокембрийских — нижнепалеозойских складчатых сооружений Юго-Западной Мексики. На севере он глубинным «ультрабазитовым» разломом ограничен от мезозойской складчатой системы, приобретающей здесь широтное направление, на юге — наложенным неогеновым комплексом наземных основных и средних вулканитов. Кислый состав позднедокембрийских — нижнепалеозойских определил, как и в Мексике, сиалический профиль минерализации, возникший в основном в процессе позднемеловой — третичной активизации. В метаморфических толщах Гондурасского массива известны проявления олова и вольфрама, а среди карбонатных отложений, обрамляющих его с севера мезозойских структур — полиметаллические месторождения. Но особенно большое развитие имеют золото-серебряные месторождения, связанные с неогеновыми субвулканическими телами.

В глубинном широтном разломе проявлены ультрабазиты с хромовым и никелевым оруде-

нением. Главную же роль базит-ультрабазитовый комплекс играет в Антильской островной дуге, возникшей на месте эвгесинклинали на океанической (может быть вторичной?) коре. Эта сжатая островная дуга, выдвинутая далеко в бассейны Атлантики, возможно, сформировалась под влиянием перемещения к востоку Центральноамериканского блока по системам двух встречно направленных сдвигов — северного левого и южного правого. Тенденции сдвиговых деформаций отражены в изгиба складчатых сооружений, меняющих направление от северо-западного широтного как на севере, так и на юге Центральноамериканского блока. Современная структура и контуры звена Центральной Америки оформились в неогене. Тогда же возник Панамский перешеек — мост, соединяющий Северо-Американский и Южно-Американский континенты.

В Южной Америке, развивавшейся асинхронно по отношению к Северной, эвгесинклинальная зона, заложенная на океанической коре, устанавливается только на севере в Колумбийско-Эквадорском звене. Она контролирует золотую минерализацию, характеризуясь и здесь омоложением возраста прогибов по направлению к Тихому океану, возраст же магматических пород и эндогенных рудных месторождений, как и в Североамериканском звене, омолаживается в сторону континента.

Эта эвгесинклиналь, ориентированная в северо-восточном направлении, срезана береговой линией по разлому северо-западного направления, ее продолжение было погружено под воды моря (рис. 2).

Далее к югу непосредственно к побережью подходят древние метаморфические комплексы с месторождениями железа. На них наложен мезозойский комплекс прогиба Центрального Перу, сложенный терригенно-карбонатными толщами, прорванными неогеновыми вулканитами; среди известняков в связи с вулканитами получили развитие полиметаллические месторождения.

Южнее вдоль меридионального разлома на 2000 км пролегает наложенный пояс нижнесреднеурских вулканитов Чили и секущий его по продольному разлому протяженный узкий гранитоидный батолит. Эта зона отмечена по преимуществу медной минерализацией со смешанной формацией от сингенетической (?) вкрапленности медных сульфидов в андезитах у побережья к меднорудным скарнам и жильным сульфидным телам в связи с меловыми гранитоидами главного батолита, а далее к востоку к палеогеновым медно-порfirовым месторождениям, связанным с субвулканическими телами вдоль разлома западного склона Анд, и до миоценовых месторождений в медистых песчаниках Боливии.

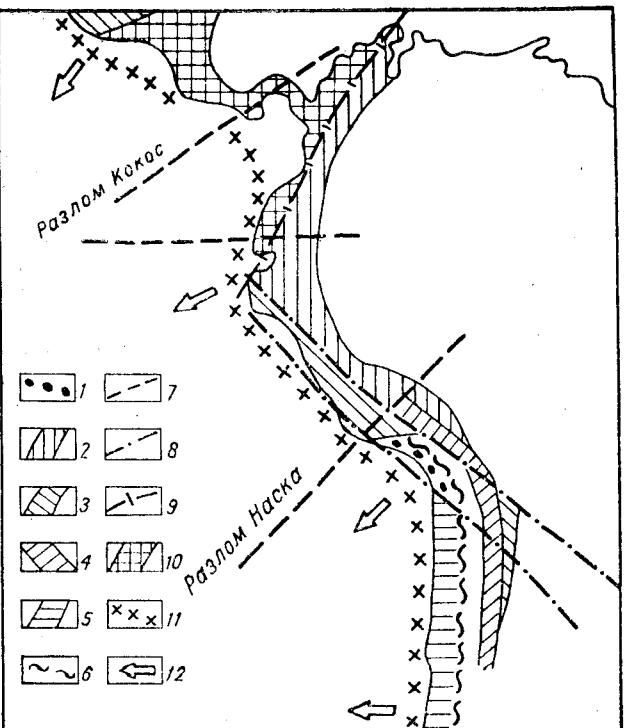


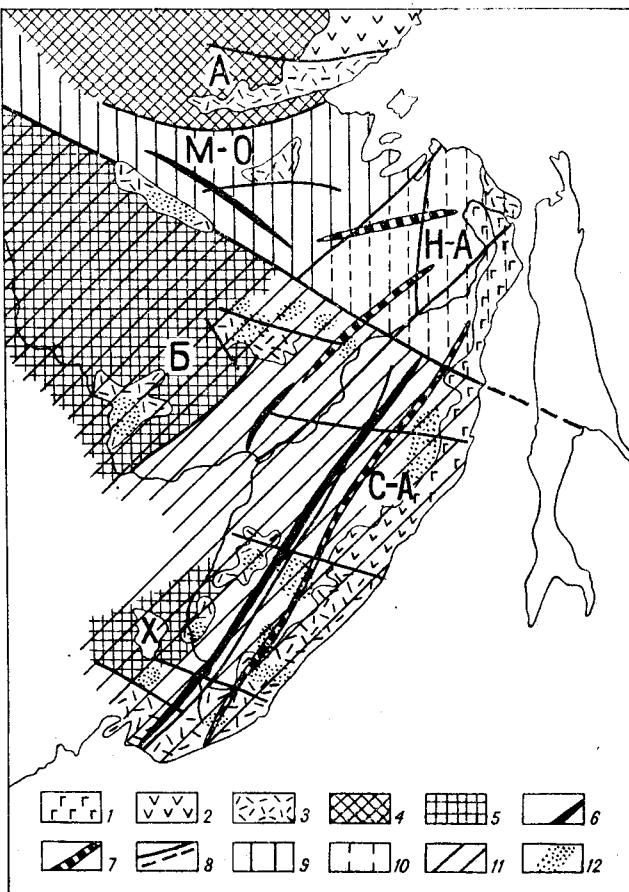
Рис. 2. Металлогеническая схема севера Южной Америки.

1—5 — рудные пояса Внутренней мегазоны: 1 — железорудный Береговой в метаморфических толщах докембра — нижнего палеозоя, 2 — золоторудный (с медью) в активизированных палеозойских сооружениях, 3 — полиметаллический, 4 — оловянный (с вольфрамом) в терригенном нижнепалеозойском прогибе, 5 — медно-рудный в наложенной вулканической Прибрежной зоне, 6—8 — разломы: 6 — «медио-порфировый» Чилийский, 7 — трансформные разломы океана и их предполагаемые продолжения на континент, 8 — диагональные разломы, прерывающие продолжение на континенте Эквадор-Колумбийской эвгеосинклиналии, 9 — границы Эквадор-Колумбийской эвгеосинклиналии, 10 — рудный золото-мединый (с платиной) Эквадор-Колумбийский пояс притихоокеанской мезозойско-третичной эвгеосинклиналии Внутренней мегазоны, 11 — глубоководный желоб, 12 — предполагаемое продолжение погруженных под воды океана континентальных сооружений.

Рис. 3. Поперечная металлогеническая зональность юга Дальнего Востока.

1 — базальты — N<sub>2</sub>, 2 — андезиты — K<sub>2</sub> — P<sub>1</sub>, 3 — липариты K<sub>2</sub> — P<sub>1</sub>, 4 — кристаллический фемический Алдано-Становой комплекс, 5 — кристаллический сиалический комплекс южных гранитизированных массивов: X — Ханкайского, Б — Буреинского, Б—8 — тектонические элементы: 6 — антиклинарии, 7 — синклинарии, 8 — разломы, 9—11 — металлогенический профиль блоков: 9, 10 — фемический, 9 — в северном блоке Монголо-Охотской палеозойской складчатой области (М — О) с многометальной минерализацией (Fe, Ti, Mn, Cu, Au, Mo, Hg), 10 — в мезозоядах Нижнего Приамурья (Н — А), где трассируется продолжение Монголо-Охотского фемического фундамента, 11 — сиалический в южном блоке Сихотэ-Алинской мезозойской складчатой области (С — А), развивавшейся на кристаллическом гранитизированном фундаменте выступом Китайской платформы Буреинского (Б) и Ханкайского (Х) массивов, 12 — оловоносные районы.

Здесь происходит не только смена формационных типов, но и омоложение оруденения в глубь континента. Такое омоложение послужило поводом для предположения о движении Южно-Американского блока к западу над глубинной тектонической рудопроводящей зоной [15, 16]. Признаков такого омоложения возраста руд к востоку не отмечается для оловоносной Боливийской провинции — минерализация здесь развивалась длительно (с триаса до неогена) в пределах одной и той же зоны, что можно объяснить внутрикоровым расположением магматического резервуара (источника рудоносных растворов), т. е. выше поверхности предполагаемого горизонтального перемещения. Относительного горизонтального перемещения блоков литосферы по поперечным разломам не устанавливается, некоторые из них (типа сбросов) ограничивают металлогенические зоны (юг и север Боливийской), другие контролируют в пересечении с продольными разломами локализацию магматических пород и рудных месторождений. Источники рудоносных растворов, судя по большому протяжению минерализации по вертикали, находились на большой глубине, но в основном в пределах гранитно-метаморфического слоя земной коры. У побе-



режья повсеместно устанавливаются признаки погружения блоков земной коры.

Для Австрало-Азиатской ветви устанавливаются более сложные структурные формы при сочетании различно направленных тектонических элементов — перипацифических со средиземноморскими [15, 16], внутриазиатскими и берингийскими. Очертания пояса нарушаются далеко вдающимися к востоку Австралийским блоком, который, возможно, перемещен (?) по крупному широтному сдвигу. В торцовом сочленении с меридиональными структурами Австралии и южной части Новой Гвинеи находится широтная мезо-кайнозойская эвгеосинклиналь севера Новой Гвинеи, а вдоль глубинных широтных разломов этой эвгеосинклинали — сдвигов (?) — внедрены массивы ультрабазитов с хромитовой минерализацией.

На востоке Азии поперечная зональность проявлена в широтных металлогенических зонах, следующих по разломам (Яньшаньская, Яньбанская, Монголо-Охотская), а также в резкой смене магматизма и металлогенеза вдоль перипацифических складчатых систем в зависимости от природы фундамента отдельных блоков. Например, посторогенный вулканогенный Сихотэалинско-Нижнеамурский пояс неоднороден. Он заключает две отличные по магматизму и металлогенезу части: северную с преобладанием базальтов и апобазальтоидных золоторудных проявлений и южную с преобладанием липаритов и оловянных месторождений, связанных с кислыми вулканоинтрузивными комплексами (рис. 3). Эти две части пояса разделены широтным разломом — продолжением Южно-Тукулингрского, одного из системы Монголо-Охотских близширотных линеаментов. Предполагается, что севернее разлома мезозойский прогиб залегает на продолжении палеозойских апоэвгеосинклинальных сооружений золотоносной Монголо-Охотской палеозойской складчатой системы, а южнее — на фундаменте выступов Сибирской платформы — Буреинского и Ханкайского массивов с их сиалическим профилем гранитизированных кристаллических сланцев.

При сочетании разломов тихоокеанского и внутриазиатского направлений здесь проявлена и более мелкая блоковая неоднородность с мозаичной картиной распределения минерализации разных типов [9].

## О ДИСИММЕТРИИ ПОДВИЖНОГО ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА И ТИХОГО ОКЕАНА

Дисимметрия Тихоокеанского пояса проявляется в разных признаках: в одностороннем расположении островных дуг и окраинных мо-

рей только к востоку от континентов, в различной морфологии структур: параллельных побережью в Американской ветви и сложных с ответвлениями по широтным внутриазиатским омоложенным структурам — в Азиатской, в эксцентрическом расположении Внутренней мегазоны, пролегающей в значительной части вдоль западной части континента на американской стороне и вдоль островных дуг, отделенных от континента окраинными морями, на азиатской стороне.

Отчетлива и металлогеническая диссимметрия: Американская ветвь, главным образом ее Внутренняя эвгеосинклинальная мегазона, богата медью, Внешняя миогеосинклинальная зона с перикратонными карбонатными прогибами — свинцом и цинком. На азиатской стороне Внутренняя меденосная приокеанская фемическая зона, проявленная на островах, узка и, видимо, перекрыта водами окраинных морей и океана, в то время как Внешняя — обширна, заключает терригенные миогеосинклинали и активизированные древние сооружения, причем в терригенных миогеосинклиналях, заложенных на апосиалическом (кислом) фундаменте, развиты оловянные месторождения, связанные с гранитоидами (см. рис. 3).

Признаки геоморфологической, литологической, магматической диссимметрии восточной и западной ветвей пояса определяются геодинамической диссимметрией — различием тектонических процессов на сочленении континентов с Тихоокеанским кратоном: периодическим интенсивным проявлением на американской стороне сжатия (надвиги) и на азиатской — растяжения с образованием окраинных морей, а в области океанского кратона — с погружением блоков с корой континентального типа, в цепях базальтовых вулканов вдоль разломов, определивших сложно расчлененный гористый рельеф дна западной половины Тихого океана, отличный от пологих форм дна восточной его половины. Л. И. Красный [5] зону перехода между этими геоморфологически отличными частями океана называет Великим Тихоокеанским георазделом. Отмечается и геофизическая неоднородность западной и восточной частей ложа Тихого океана — большая мощность коры на западе с флексураобразным погружением границы M [7].

Принимая за главную причину диссимметрии Тихоокеанского сегмента ротацию Земли, напомним, что к этим же выводам мы пришли на основании учета омоложения возраста магматических пород и рудных месторождений в восточном направлении [15, 16].

Наблюдения последних лет дают материал для установления возраста глубоководных желобов, которые оказываются молодыми образованиями, возникшими, как и глубоководные

впадины океана, на неоген-четвертичном этапе деформации океанского дна [2, 18]. Таким образом, нынешние контуры тихоокеанского ложа, проводимые обычно по системам желобов, оказываются новообразованными и за ними в Тихом океане находятся участки с корой континентального типа. Но если далеко в глубь Тихого океана продолжались ранее континентальные структуры, признаки которых «стерты» наложением последующих процессов, то возникает вопрос — был ли вообще Тихоокеанский симатический кратон? И. К. Булин [1] и А. А. Пронин [8] считают, что в Тихом океане имеется тоже континентальная кора значительной мощности. Однако кольцевое расположение континентов вокруг некоего структурного центра позволяет считать, что такой кратон некогда все же был! Симатическая природа его подтверждается преобладанием зон фемического профиля с апомантийным магматизмом в обширной окружающей его концентрической Внутренней зоне. Границы этой зоны последовательно смешены к океану с наращиванием континентов. Противоположные процессы разрушения континентальной коры при погружении вдоль разломов наиболее активно проявлялись в позднемезозойское — кайнозойское время в связи с воздыманием перипацифических складчатых сооружений и регрессией морей, заливавших ранее эпиконтинентальные бассейны и геосинклинальные прогибы. С этого периода началось образование окраинных морей, которые отделяют от континента островные «дуги», ограниченные разломами, продолжающими направление разломов континента [18].

Какие же выводы о происхождении Тихоокеанского пояса можно сделать на основании металлогенических данных? При всей спорности и неясности многих вопросов все же можно принять следующие положения:

1. Тихоокеанский рудный пояс, несмотря на разнородность его звеньев, представляет единое целое, что подтверждается его концентрической геохимической и формационной зональностью, которая свидетельствует и об устойчивости Тихоокеанского сегмента Земли — ее «структурного центра» (по В. И. Вернадскому).

2. Тихоокеанский подвижный пояс возник в протерозое на архейско-нижнепротерозойском фундаменте [20, 26] при образовании прогибов по системам разломов, обрамляющих некий устойчивый центр — массив (?).

3. Сетка разломов, образующих закономерные системы и продолжающихся с океана на континенты, возникла на раннем этапе формирования Земли, возможно, при остыании ее расплавленной оболочки. Выдержанная ориен-

тировка разломов [10, 21], возраст которых определяется радиологически по магматическим породам и рудам, позволяет прийти к выводу об устойчивом положении географических полюсов и земной оси, несмотря на очевидное смещение полюсов магнитных.

4. Диссимметрия подвижного пояса и блока Тихого океана определяется, по-видимому, вращением Земли, вызывавшим перемещение оболочек по глубинным зонам (вплоть до внешнего жидкого ядра). Последствия такого перемещения в верхней зоне — литосфере — сильнее всего оказались в экваториальной области, где линейная скорость движения была максимальна (система экваториальных сдвигов, распад Гондваны).

5. Границы Тихого океана менялись в основном за счет нарастания континентальной коры, по вместе с тем происходило (особенно в постмелозойское время) и погружение отдельных блоков. За пределами глубоководных желобов, которые обычно принимают за границу Тихоокеанского кратона, установлены блоки континентальной коры [2]. Отмечено наложение желобов на структуры деформированного шельфа [19]. Отсутствие геофизических признаков продолжения опущенных блоков позволяет ставить под сомнение возможность прямой геологической интерпретации геофизических параметров.

6. Сравнительное изучение металлогенеза различных континентов обрамления Тихого океана и установление общих закономерностей размещения и развития месторождений позволяют использовать эти данные для прогноза оруденения в мало изученных территориях; установление стабильности длительно развивавшихся металлогенических зон дает возможность прослеживать уже известные зоны по простирианию.

7. Тихий океан представляет уникальное геологическое образование, не имевшее аналогов в морских бассейнах прошлого, поэтому попытки перенесения данных об океанической коре (к тому же пока весьма противоречивых) на кору геосинклиналей нельзя признать правильными. Геосинклинали — это не океаны. Они отличались от океанов (особенно Тихого) размерами, набором осадков, структурой. Выходы ультрабазитов и офиолитов эвгеосинклиналей не следует параллелизовать с океанической корой. Правильнее говорить о симатической оболочке Земли, развитой повсеместно, хотя и неоднородной как по вертикали, так и по горизонтали в силу блокового ее строения и изменения в процессе выплавления легкого материала, дегазации и дифференциации.

## ПРЕДЫСТОРИЯ. ЗАГАДКА ТИХОГО ОКЕАНА

Вероятно, особая симатическая природа Тихоокеанского кратона определялась на раннем этапе развития Земли, когда в первичный хаос разновеликого «строительного материала» при сооружении Протоземли вошла гигантская астроблема. Об участии крупных астроблем в образовании Протоземли можно предполагать по развитию кольцевых структур, как бы «просвечивающих» на космо- и аэроснимках. Крупнейшая Тихоокеанская астроблема, возможно, возвышалась на поверхности, и поздний космический материал, из которого возник более кислый слой Земли, будь то углистые хондриты, по Э. М. Галимову и др. [3], или астероидно-пылевой агрегат из притянутого к Земле несостоявшегося ее спутника, как предполагают Дан, Берлаг и Ван Беммелен [33], в меньшей степени покрыл этот «выступ», чemu, может быть, способствовал и наклон земной оси по отношению к направлению «потока» падающих поздних частиц. В дальнейшем возвышавшийся над остальной частью Пангей Тихоокеанский купол подвергался размыву. Продукты этого размыва, как считают А. М. Смирнов и В. И. Шульдинер, относились к периферии, давая начало обломочным сиалическим накоплениям будущих континентов. Уже на ранних этапах развития Земли сказалось и воздействие вод, способствующих при высоком термическом режиме ранней стадии развития планеты [26] разрушению аллюмосиликатов, выносу железомагнезиальных составляющих и обогащению остатков кремнеземом и глиноземом и «сиализации» верхней части коры континентов. За сравнительно короткий срок (первые полмиллиарда лет) возникло неустойчивое равновесие между контрастными элементами Земли — ее структурным Тихоокеанским центром и окружающей Пангей. Начиная с протерозоя, особенно с рифея, со стороны нынешнего Тихого океана воды распространялись на окружающие его материки. Следовательно, Тихий океан уже существовал, хотя, вероятно, был мелководен. При удалении источников размыва в нем мало накапливались обломочных осадков, в то же время интенсивно проявлялись процессы вулканизма и химического осадконакопления. Океаническая кора и в дальнейшем сохранила этот профиль. Ее основной состав определяли

и повторные внедрения аномальных пород, особенно базальтовых выплавок, заливавших с мезозоя как континентальные платформы, так и океанические кратоны. Неоднократно возобновлявшаяся тектоническая активность в изостатически неуравновешенной зоне на переходе от Тихоокеанского кратона к континентам приводила к повторному поступлению глубинного материала и выносу в составе магм и растворов рудных компонентов из глубин. В процессе дальнейшего развития проявлялась и перегруппировка рудного вещества ранее образованных пород и месторождений с прогрессивной концентрацией его в рудных месторождениях. Так и возник богатейший длительно развивавшийся рудный пояс, значительная часть которого, особенно на азиатской стороне, возможно, перекрыта водами океана и окраинных морей.

При общей устойчивости Тихоокеанского сегмента нельзя не признать мозаичной металлогенической неоднородности Тихоокеанского пояса, обусловленной сдвигами по трансформным широтным разломам, которые смещают границы эв- и миогеосинклиналей, разделяют различные по металлогенезу блоки и контролируют расположение поперечных металлогенических зон и крупных месторождений [14, 28–32]. Влияние на металлогенезу продольных сдвигов, левых северо-восточного направления на азиатской стороне и правых северо-западного на американской — не столь отчетливо.

Признавая сочетание вертикальных и горизонтальных перемещений (конечно, в масштабах, неизмеримо более скромных, чем по «текtonике плит»), мы приходим к компромиссу, примиряющему противоречия между фиксистскими и мобилистскими представлениями. Одним из вариантов объяснения сочетания вертикальных и горизонтальных движений является ундационная гипотеза Ван Беммелена. На фоне ундаций (волнообразных колебаний литосферы) и смещения масс к западу при ротации Земли в связи с космическими событиями (положение солнца в Галактике) в поликлиническом подвижном поясе периодически проявлялась складчатость с чередованием импульсов сжатия и растяжения, проявлением активизации в обеих ветвях пояса — на западе киммерийской, восточнее — ларамийской и андийской (неогеновой), с которыми связаны главнейшие рудные богатства Тихоокеанского пояса.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Булин Н. К. Земная кора океанов по сейсмическим данным.—Бюл. МОИП. Отд. геол., 1982, т. 57.
2. Васильев Б. И. Предварительные данные о результатах драгирования на подводной возвышенности Обручева (Тихий океан).—Тихоокеанская геол., 1982, № 5.
3. Галимов Э. М., Банникова Л. А., Барсуков В. Л. О веществе, сформировавшем верхнюю оболочку Земли.—Геохимия, 1982, № 4.
4. Ицуксон М. И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра, 1979.

5. Красный Л. И. О Великом Тихоокеанском георазделе.—ДАН СССР, 1978, т. 242, № 5.
6. Красный Л. И. «Океанские земли» и микроматерии Тихого океана.—Тихоокеанская геол., 1982, № 1.
7. Кунин Н. Я., Семенова Г. И. Комплексная геофизическая характеристика основных тектонических структур ложа Тихого океана и вопросы развития земной коры.—Тихоокеанская геол., 1982, № 6.
8. Пронин А. А. Тектоническая история океанов и проблемы становления земной коры и литосферы. Л.: Наука, 1982.
9. Пущаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972.
10. Радкевич Е. А. Металлогенические индикаторы глубинного строения земной коры и верхней мантии.—В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1970.
11. Радкевич Е. А. К вопросу об унаследованности и эволюции минерализации.—В кн.: Очерки геологии и геохимии рудных месторождений. Развитие идей Д. И. Щербакова. М.: Наука, 1970.
12. Радкевич Е. А. Глобальная тектоника в свете металлогенеза Тихоокеанского пояса.—В кн.: Металлогенез и новая глобальная тектоника. Л.: Недра, 1973.
13. Радкевич Е. А. Современная концепция глобальной тектоники в свете металлогенических данных.—Геол. и геофиз., 1974, № 7.
14. Радкевич Е. А. Металлогенез южной части Канадских Кордильер.—В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии МГК. М., 1974.
15. Радкевич Е. А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1977.
16. Радкевич Е. А. Очерк металлогенеза Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1977.
17. Радкевич Е. А., Гурulev Ю. Т. Закономерная сеть разломов Юго-Восточной Азии.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 8.
18. Радкевич Е. А., Радкевич Р. О. Асимметрия окраинных Азиатских островных дуг и их связь с континентом.—Тез. докл. Междунар. совещ. по геодинамике западной части Тихого океана. Вып. 1 Южно-Сахалинск, 1981.
19. Радкевич Е. А., Радкевич Р. О., Даценко К. В. Прибрежная зона юга Курильской островной дуги по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования.—В кн.: Морская геология и геологическое строение области питания. Владивосток, 1977.
20. Радкевич Е. А., Смирнов А. М. Металлогенические критерии геодинамических условий и структурных особенностей земной коры и мантии (на примере Тихоокеанского рудного пояса).—В кн.: Рудоносность Дальнего Востока. Владивосток, 1978.
21. Радкевич Е. А., Томсон И. Н., Горлов Н. В. О региональных поясах и зонах повышенной трещиноватости.—Сов. геол., 1956, вып. 53.
22. Радкевич Е. А. Разрывные нарушения разных типов и их влияние на металлогенические особенности рудоносных территорий Тихоокеанского рудного пояса.—В кн.: Материалы к Первой Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Вып. 1. Владивосток, 1960.
23. Смирнов А. М. «Континентальные» породы Тихого океана.—Тихоокеанская геол., 1982, № 4.
24. Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2.
25. Хайн В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М.: Недра, 1971.
26. Шульдинер В. И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М.: Недра, 1982.
27. Andrews E. C. Structural unity of the Pacific Region, evidence of the ore deposits.—Econ. Geol., 1925, v. 30, N 8.
28. Kutina J. Hydrothermal ore deposits in the western United States: a new concept of structural control of distribution.—Science, 1969, v. 165.
29. Kutina J. Regularities in the distribution of ore deposits realization along rift structures.—Bull. 24th IGS Sect., 1972.
30. Kutina J. Regularities in the distribution of ore deposits along "Mendocino Latitude", Western United States.—Global Tectonics and Metallogeny, 1980, v. 1, N 2.
31. Noble J. Two metallogenic maps for North America.—Geol. Rdsch., 1980, Bd 69, N 2.
32. Radkevich E. A. The Faults and their Role in Mineralization.—In: Proceedings of the IMA—IAGOD Volume, International Association of the Genesis of Ore Deposits. Papers and Proceedings of the Tokyo—Kyoto Meetings 27 August—2 September, 1971, Tokyo, Published by Society of Mining Geologists of Japan, Special Issue N 3, 1971.
33. Van Bemmelen R. Geodynamic models an evaluation and synthesis. Elsevier Publ. Co, 1976.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР,  
Владивосток

Поступила в редакцию  
2 апреля 1984 г.

УДК 550.42+552.11

*И. Н. Говоров, Э. Д. Голубева, А. А. Стрижкова,  
А. А. Стунжас*

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ПРОВИНЦИИ БАЗАЛЬТОВ ТИХОГО ОКЕАНА

Обобщение обширных опубликованных и оригинальных данных, полученных при глубоководном бурении и драгировании дна Тихого океана, позволяет выделить восемь главных геохимических типов базальтов: I — толеиты срединно-океанических хребтов (MOR), II — ферротолеиты MOR, III — примитивные внутриплитные (PIP) толеиты, IV — толеиты гавайского типа, V — субщелочные переходные базальты, VI — дифференцированные щелочные базальты гавайского типа, VII — нефелиновые базаниты и базальты самоанского типа, VIII — таититы и фонолиты.

Размещение выделенных типов базальтов контролируется тектоническими структурами, в связи с чем намечается шесть главных петрогохимических провинций: 1) Северо-Восточная, охватывающая северную половину Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) и

Базальтовый магматизм океанов представляет собой наиболее яркую черту фанерозойской истории нашей планеты и по своим масштабам превосходит все проявления эндогенных процессов, которые имели место после образования архейских ядер континентов. Благодаря развитию работ по глубоководному бурению и драгированию в последние десятилетия получен обширный материал по геологии и петрогохимии океанских базальтов, который позволяет не только выделить характерные типы этих пород и наметить петрогохимические провинции в ложе океанов, но и подойти к моделированию состава и строения глубоких слоев тектоносферы океанов, ее радиальных и латеральных неоднородностей, определяющих возникновение различных петрогохимических провинций и их возможной рудной специализации.

Основным инструментом в построении этих моделей являются точные данные по распределению в породах характерных (показательных) микроэлементов литофильной ( $Rb$ ,  $Sr$ ,  $Ba$ ,  $Th$ ,  $U$ ,  $Zr$ ,  $Nb$ , REE) и фемафильной ( $Ni$ ,  $Co$ ,  $Cr$ ,  $V$ ) групп, которые, если и не получены в одной лаборатории, то должны быть выполнены одинаковыми методами и постоянным коллективом аналитиков. Авторы в течение последних пяти лет занимались обобщением материалов по петрохимии и геохимии базальтов Тихого и Ин-

Северо-Восточную котловину с преобладанием ферротолеитов (II), 2) Юго-Восточная, охватывающая южную половину ВТП и сопредельные части глубоководных котловин, с преобладанием толеитов MOR (I) и подчиненным развитием базальтов типов II, V, VI, 3) Гавайско-Императорская, характеризующаяся распространением толеитов (IV) и щелочных базальтов (VI) гавайского типа, 4) Северо-Западная, характеризующаяся распространением субщелочных базальтов (V), 5) Транс-Тихоокеанская субэкваториальная с субпровинциями Маркус-Неккер, Микронезии, Самоа, Полинезии, характеризующаяся распространением щелочных базальтоидов типов VI, VII, VIII, 6) Юго-Западная, предположительно сложенная базальтами типов I, V, VII.

дийского океанов, причем наряду с литературными источниками использовались результаты собственных исследований коллекций образцов, собранных во время советских морских экспедиций (Н. А. Куренцова, И. Н. Говоров, С. В. Высоцкий) и полученных из Скриппсовского океанологического института США (керн глубоководного бурения с судна «Гломар Челленджер»). Химические (аналитики В. М. Брюхно, Т. Г. Ватутина, С. П. Славкина, А. А. Стунжас, Л. В. Шкодюк), количественные спектральные (аналитики Э. Д. Голубева, Т. В. Сверкунова) и рентгенофлуоресцентные (аналитики А. И. Белоглазов, В. В. Перепелица) анализы этих проб выполнялись в лабораториях ДВГИ ДВНЦ АН СССР, нейтронно-активационные анализы (аналитики Л. В. Кононенко, Н. Г. Костюченко) — в отделе геохимии изотопов ИГФМ АН УССР. Полученные результаты для проб из керна глубоководных скважин достаточно близко совпадают с данными, опубликованными для аналогичных образцов в томах Проекта глубоководного бурения.

Петрографическое, петрохимическое и геохимическое изучение собранных коллекций пород (табл. 1—3) и обобщение литературных данных показало, что по характеру базальтоидного магматизма Тихий океан существенно отличается от Атлантического и Индийского, причем

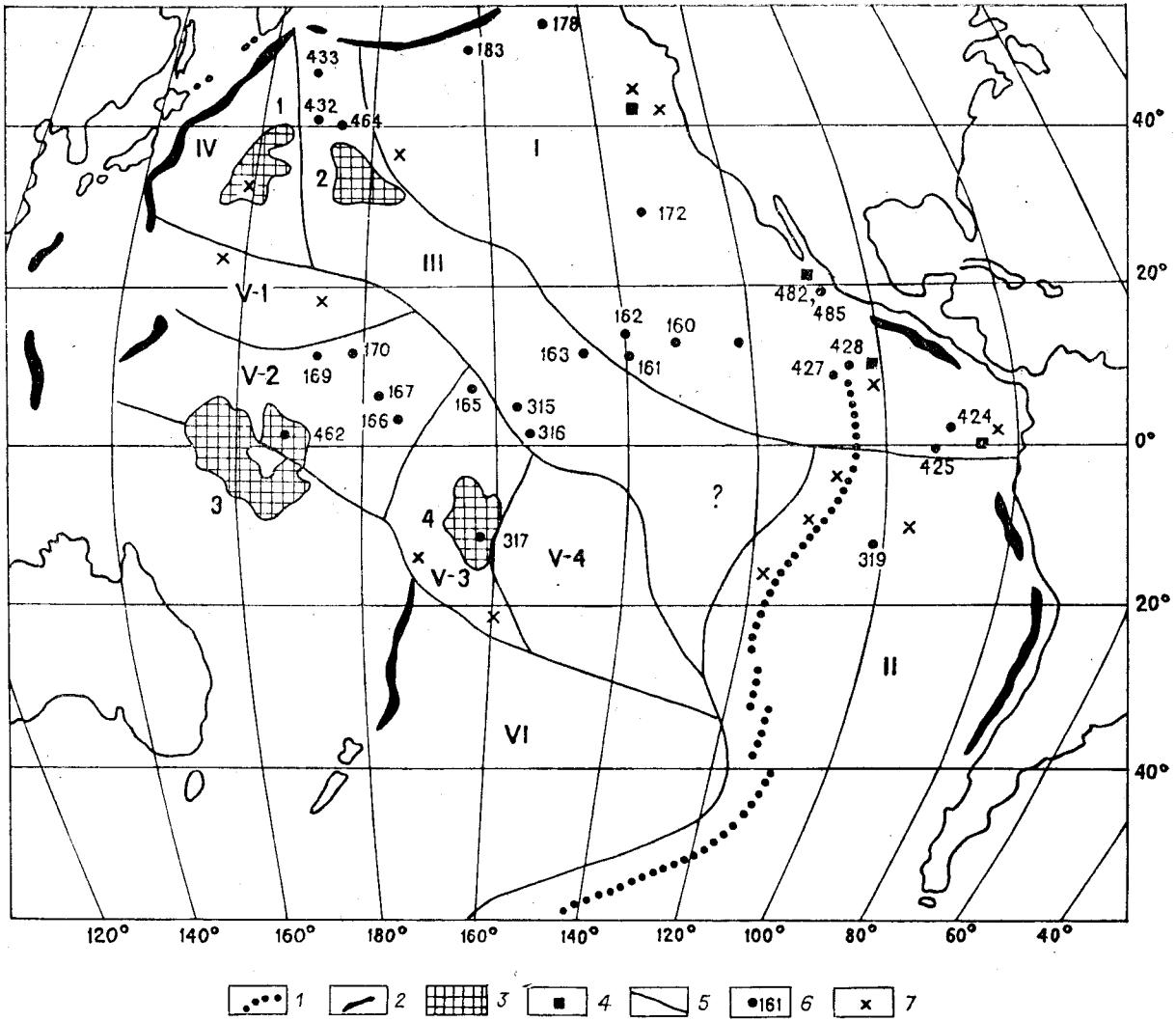


Рис. 1. Схематическая карта петрогохимических провинций базальтов Тихого океана.

I — осевой рифт Восточно-Тихоокеанского поднятия, 2 — глубоководные желоба, 3 — позднемезозойские поднятия, 4 — сульфидные проявления, 5 — границы петрогохимических провинций и субпровинций, 6 — скважины глубоководного бурения, 7 — участки драгирования. Провинции: I — Северо-Восточная, II — Юго-Восточная, III — Гавайско-Императорская, IV — Северо-Западная, V — Транс-Тихоокеанская с субпровинциями Маркус-Неккер (V-1), Микронезии (V-2), Самоа (V-3), Полинезии (V-4), VI — Юго-Западная.

эти различия касаются не только щелочно-базальтового магматизма островных архипелагов и подводных гор, что отмечалось ранее, но и толеитов срединно-океанических хребтов. Если толеиты Срединно-Атлантического и Аравийско-Индийского хребтов в основной своей массе достаточно близки к среднему составу океанского толеита, подсчитанному Л. В. Дмитриевым с соавт. [17], то Восточно-Тихоокеанское поднятие в пределах всей его северной части, начиная с Галапагосских островов, сложено толеитами специфического состава — ферротитанистыми базальтами [24, 39] или, как мы их будем называть, ферротолеитами MOR. В южной же части Восточно-Тихоокеанского поднятия распространены обычно толеиты, близкие к среднему составу толеитов срединно-океаниче-

ских хребтов (толеиты MOR). Они были описаны А. Энгелем, Ц. Энгелем, Хавенсом [49], а затем Шиллингом [58] по образцам, драгированным в осевой части поднятия между 12 и 19° южной широты (рис. 1), и до последнего времени продолжали рассматриваться как типичные для всей структуры в целом. Помимо толеитов и ферротолеитов MOR в пределах относительно древних (меловых) структур ложа Тихого океана — впадины Науру и поднятие Манихики глубоководным бурением (соответственно скв. 462A и 317A) вскрыты толеиты, характеризующиеся пониженными по сравнению с типичными толеитами MOR содержаниями титана, натрия и литофильных микроэлементов (см. табл. 1). Эти породы сопоставляются С. А. Щекой [35] с траппами древних плат-

## Химический состав (окислы в масс. %, микро)

Компонент	I—толеиты MOR			II—ферротолеиты MOR							
	D1	D4	скв. 425	скв. 482	скв. 485A	4Z	V2023	скв. 427	IA	D1—A17	D1—A12
SiO <sub>2</sub>	48,80	49,64	50,82	40,38	49,24	49,70	48,30	49,87	49,8	50,22	49,15
TiO <sub>2</sub>	0,74	1,37	1,08	1,56	2,00	1,53	2,19	2,45	2,94	3,31	3,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,10	16,49	14,37	14,51	14,39	15,4	14,3	13,40	13,2	11,86	11,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,35	1,35	3,23	3,35	2,71			2,02			
FeO		7,85	7,66	7,32	8,70	10,5	11,7	10,43	13,9	17,08	18,66
MnO	0,16	0,18	0,17	0,18	0,18	0,18	0,17	0,23		0,25	0,27
MgO	7,20	8,37	7,92	7,85	7,60	7,10	6,7	6,60	5,86	5,00	4,21
CaO	13,10	12,01	11,89	11,85	11,12	11,4	10,1	10,14	9,55	9,72	9,33
Na <sub>2</sub> O	2,18	2,75	2,02	2,47	2,50	2,29	2,75	2,77	2,9	2,42	2,48
K <sub>2</sub> O	0,06	0,11	0,09	0,11	0,08	0,10	0,18	0,09	0,22	0,18	0,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0,09	0,10	0,15	0,18			0,26		0,25	
П. и. п.		0,34		1,19	0,80	1,23	1,29	1,00			
Сумма	98,59	100,22	99,35	99,87	99,60	99,5	97,51	99,26	98,37	100,03	99,36
f	33,8	37,7	42,8	42,5	42,8	45,3	49,5	51,1	57,1	65,7	71,3
A	18,2	28,6	23,8	28,8	23,8	25,2	33,0	34,7	38,0	35,2	38,0
Rb	0,71	<10	0,5	2,6	1,3	0,91		1,2	1,97		
Sr	140	110	55	101	108	99	107	122	100	60	58
Ba	12,4	6		20	25,3	18	19		20,2		
Zr		78	94	96	128			182		230	270
Nb		<30	4,7	7,7	6,0			8,1			
Ni		110	112	67	71	78	58	61	33	35	37
Co		34	85	42	42			66		74	75
Cr		420	293	221	249			104		80	80
V		260	312	324	343			310		520	700

При мечани е. Образцы, драгированные в Восточно-Тихоокеанском поднятии (V2023) [53], (D1, D4) [33, 49, 53], в хребте оливиновые толеиты Гавайских островов, 2 — щелочной пикрит, 3 — оливиновый толеит, 4 — пересыщенный толеит островов Самоа толеитов по скважинам глубоководного бурения; 5 — средний состав океанского толеита, по [17]; 6 — метатолеит архея Канадской железистости ( $f = 100 \cdot \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ ), A — коэффициент агпантности ( $A = 100 \cdot (\text{Na} + \text{K})/\text{Al}$ ).

форм, а иами будут именоваться примитивными внутриплитными (PIP) толеитами. Верхняя часть базальтового комплекса, вскрытого скв. 462A, представлена существенно полнокристаллическими долеритами, которые отличаются от толеитов нижней части разреза повышенной железистостью, титанистостью, пониженным содержанием никеля и хрома (см. табл. 1) и представляют, очевидно, дифференциат примитивной толеитовой магмы.

В качестве четвертого типа тихоокеанских толеитов выделяются широко известные по работам Макдональда и других исследователей [40, 52, 54, 58] толеиты Гавайских островов, распространенные, как показало глубоководное бурение [44], и в пределах Императорского подводного хребта (см. рис. 1). В состав гавайского толеитового комплекса, слагающего до 99% объема изученных наземных и подводных вулканических построек, входят породы непрерывной серии от толеитовых пикритов (19—21% MgO) до пересыщенных (кварцнорматив-

ных) толеитов (6,5—7% MgO), причем породный состав этой серии остается постоянным на протяжении всего периода её формирования от конца раннего мела в Императорском хребте до настоящего времени на Гавайских островах. Детальное петрогохимическое изучение серии по образцам из лавовых потоков Гавайских островов, проведенное Б. М. Ганном [52] и Л. С. Бородиным [3], показало, что главным процессом, обусловившим образование серии, являлась кристаллизационная дифференциация исходной оливинтолеитовой магмы (наиболее характерный тип пород, содержащий 9—13% MgO) с фракционированием фенокристаллов оливина, реже плагиоклаза и клинопироксена. Толеиты гавайского типа встречены на островах Самоа, Таити, Каролинских, Уэйк-Неккер и др., но здесь они занимают подчиненное положение по отношению к породам щелочно-базальтовых серий.

Как видно из табл. 1, 3, в которых сведены результаты анализов наиболее характерных по-

Таблица 1

элементы в г/т) толеитов Тихого океана

III—толеиты РИР			IV—толеиты гавайского типа								
скв. 317А	скв. 317А (н)	скв. 462А (в)	C122	1	2201	2	3	4	5	6	7
48,97	49,11	48,93	48,05	49,24	51,85	44,43	46,18	46,51	49,96	49,76	48,43
0,96	1,00	1,59	1,83	2,44	1,93	3,59	3,12	4,56	1,48	1,01	1,48
14,26	14,38	14,33	9,89	12,12	14,04	8,39	13,54	14,06	15,67	15,17	15,35
4,41	3,56	4,07	13,44	12,42	1,56	2,68	2,61	4,29	2,48	13,27	3,59
5,92	7,60	7,96			9,16	12,35	10,35	9,57	8,06		9,39
0,23	0,21	0,22	0,47	0,16	0,17	0,20	0,24	0,19	0,18	0,21	0,19
8,15	8,21	7,04	16,31	9,54	7,85	16,21	8,25	5,37	7,97	7,36	6,18
10,74	11,72	10,41	7,77	11,17	10,45	8,45	10,38	9,51	11,36	10,84	10,69
1,76	2,01	2,32	1,67	2,18	2,07	1,72	2,06	2,16	2,63	2,09	2,18
0,12	0,13	0,24	0,26	0,51	0,37	0,90	0,58	0,88	0,23	0,27	0,73
0,13	0,15	0,23	0,46	0,24	0,22	0,36	0,36	0,41		0,09	0,13
4,80	1,98	2,83	0,75		0,51	1,80	2,23	2,09			
100,45	100,06	100,17	100,30	100,02	100,18	99,75	99,90	99,60		100,07	98,34
40,5	42,4	48,1	27,7	39,7	43,0	33,8	46,3	58,4	42,0	47,7	53,4
21,2	24,0	28,3	30,6	34,1	27,1	45,6	29,7	32,0	29,1	24,6	28,5
<12	6,7	8,0	4,11	9,3		20	5	17	1,6	6,2	10
100	97	110	207	333		443	450	666	130	136	360
<22	8,4	23	57	171		250	128	172	23,3	145	690
72	75	96	103			331	250	386			100
15			7,2			21	29	24			3,2
92	144	106	703	208		1200	183	80		108	179
52	55	58	76,9	61,5		80	63	44		67	66
296	305	175	804	478		410	197	39		262	143
235	286	319	205			87	217	291			285

так Горда (4Z) и Хуан де Фука (1A) [53], в Галапагосской рифтовой зоне (D1—A17, D1—A12) [41]; C122 [54, 58], 1 [52], 2201 [54, 58]—моя, по данным авторов статьи; скв. 425, 427 [43], скв. 482, 485А [46], скв. 317А [42], скв. 462А (н), 462А (в) [45] — средние составы платформы, по [8]; 7 — средний состав траппов Сибирской платформы, по [1, 11, 20, 25]. Здесь и в табл. 2, 3 *f* — коэффициент

род выделенных четырех геохимических типов толеитов, все породы характеризуются в общем невысоким содержанием щелочей, но существенно отличаются по содержанию железа, титана и микроэлементов. Наиболее высокие концентрации железа и титана имеют ферротолеиты. По содержанию микроэлементов фемафильной группы они подразделяются на два подтипа: ферротолеиты с высоким содержанием никеля и хрома, близкие к составу исходной мантийной магмы, и дифференцированные ферротолеиты с пониженным содержанием магния, никеля и хрома и повышенным содержанием кобальта и ванадия (рис. 2). В дифференцированных толеитах с ростом содержания железа и коэффициента железистости происходит резкое увеличение содержания титана, циркония и редкоземельных элементов (р. з. э., REE), в то время как содержание щелочей, рубидия, стронция, бария остается на низком уровне, характерном для толеитов MOR. Особенно примечательно, что и концентрации р. з. э., возрастаю-

щие с увеличением железистости пород, не меняют при этом своих соотношений в сторону накопления более легких элементов и сохраняют отрицательную европиевую аномалию (см. табл. 3, рис. 3). Напротив, с увеличением железистости пород, т. е. в процессе дифференциации исходной магмы, происходит накопление тяжелых р. з. э. относительно легких, а сама исходная магма, судя по результатам анализов ферротолеитов скв. 482, 485А, первично имела повышенное содержание тяжелых р. з. э. По уровню концентрации тяжелых р. з. э. ферробазальты Тихого океана могут сопоставляться только с материковыми базальтами Луны (см. табл. 3, рис. 3).

В противоположность ферротолеитам примитивные толеиты относительно древних (поздне-мезозойских) структур даже при повышенной железистости имеют очень низкое содержание титана и р. з. э., причем распределение последних носит характер, близкий к хондритовому (прямолинейность графика), что отличает то-

## Химический состав (окислы в масс.%, микроэлементы)

Компонент	Тип V	VI—щелочные базальты гавайского типа										VII—типа Самоа			
		C32	H65-4	C72	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO <sub>2</sub>	48,16	43,12	44,04	47,99	48,00	47,49	48,22	41,77	47,10	49,72	56,60	40,93	41,03	46,65	52,38
TiO <sub>2</sub>	1,73	2,11	3,12	2,62	2,04	2,27	2,59	3,24	3,41	3,47	2,01	4,49	4,71	3,54	2,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,06	13,36	14,28	19,36	14,68	14,15	16,94	11,57	14,41	15,40	16,80	11,76	10,51	13,57	16,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,60	2,45	15,38	5,83	3,63	7,97	7,67	11,23	12,46	12,41	7,32	2,89	4,42	5,58	2,80
FeO	7,04	10,53		5,17	5,59	2,49	2,50					11,17	8,60	5,77	5,68
MnO	0,16	0,19	0,20	0,21	0,16	0,17	0,20	0,18	0,17	0,18	0,20	0,20	0,18	0,15	0,07
MgO	7,43	13,07	8,23	4,39	7,21	4,42	2,61	11,55	8,19	5,76	3,51	11,79	12,36	6,85	3,39
CaO	11,27	11,02	11,04	6,54	7,00	6,82	5,69	13,60	10,79	8,75	4,94	9,96	9,08	7,59	5,58
Na <sub>2</sub> O	2,96	2,55	2,94	4,58	3,23	3,58	3,26	4,07	2,97	3,83	6,00	3,28	2,37	3,36	4,24
K <sub>2</sub> O	0,74	0,60	0,87	1,82	1,69	1,64	2,23	1,56	1,21	1,38	2,06	1,77	2,48	3,08	2,38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,26	0,38	0,39	0,63	0,61	0,81	1,21	1,26	0,63	0,68	0,60	0,55	0,94	0,86	1,25
П. и. п.	0,84	0,78	0,41	0,50	6,15	6,35	6,47					0,92	3,29	3,49	2,63
Сумма	99,25	100,16	100,90	99,64	99,99	100,06	99,59	100,03	101,34	101,58	99,95	99,71	99,67	100,49	100,06
f	39,0	35,3	48,5	57,1	40,8	55,6	66,9	32,9	35,9	45,4	27,0	39,6	35,8	46,9	55,3
A	33,2	36,3	40,5	49,1	48,7	47,7	45,9	72,5	43,0	62,8	33,0	62,1	62,6	65,2	57,3
Rb	9,8		19,86					41	20	28	29	51	50	60	
Sr	252		616					1129	668	703	543	1018	1051	1316	
Ba	86		350					867	445	525	985	593	1264	1017	
Zr	136		200					298	272	367	445	318	316	391	
Nb			33,3					88	44	50	123	81	70	102	
Ni	97		109		157	109	92	240	192	16		440	200	82	
Co			61,7		35	37	51					53	40	19	
Cr	249		167		446	312	174	396	243	20		240	270	150	
V			346		146	152	124					240	280	270	

П р и м е ч а н и е. 8 — субщелочные базальты переходного типа [38], C32 — щелочной базальт Гавайских островов [54, 58], лановых гор, по В. П. Симаненко, 12—15 — нефелинит (12), щелочной базальт (13), гавайит (14), муджиерит (15) Восточно-Каролин (19) островов Самоа, по данным авторов, 20—24 — щелочной базальт (20), гавайит (21), муджиерит (22), бенмореит (23), фонолит и островов Сала и Гомес (28) [19], 29 — нефелиновый базальт Свиягинского вулкана Приморья [2, 11], 30, 31 — материковые базальты из кимберлитовой трубки Удачная — Восточная (Якутия) [10, 12], 33 — глубинный ксенолит диопсид-ильменитового прорастания

леиты PIP как от толеитов, так и от ферротолеитов MOR. Следует отметить, что при дифференциации примитивной толеитовой магмы происходило накопление в остаточном расплаве, образовавшем долеритовые силлы верхней части разреза скв. 462А (в.), титана, циркония, р. з. э., рубидия, стронция, бария, однако тип распределения р. з. э., характерный для ферротолеитов, при этом процессе не достигался.

Толеиты гавайского типа отличаются от описанных толеитов небольшим повышением содержания калия, непропорциональным этому повышению, высоким содержанием рубидия, стронция, бария, титана, циркония, характером распределения р. з. э. Все эти различия более четко проявлены в толеитах Самоа, чем Гавайских островов, но они не настолько существенны, чтобы выделять самоанские толеиты в самостоятельный тип. Примечательно распределение р. з. э. Оно выражается в обогащении толеитов легкими и обеднении тяжелыми элементами, т. е. отвечает породам повышенной ще-

лочности (см. табл. 3, рис. 4), хотя различия коэффициентов агпантности гавайских толеитов и толеитов и ферротолеитов MOR незначительны. Дифференциация исходной оливин-толеитовой магмы гавайского типа, ведущая к образованию остаточных кварцнормативных расплавов, обогащенных железом и обедненных магнием, никелем, хромом (см. табл. 1, 3, графа 4), также не приводит к повышению содержания тяжелых р. з. э.

Все эти петрогохимические особенности типоокеанских толеитов указывают на то, что состав пород, особенно в части малых и акцессорных химических элементов, определялся в первую очередь составом субстратов, в которых зарождались материнские магмы, а процессы дифференциации магм играли второстепенную роль. В этой же связи следует подчеркнуть существенные геохимические различия толеитов океанических и континентальных областей. В данной работе мы приводим только два характерных примера последних: толеитовые метабазаль-

Таблица 2

в г/т) щелочных базальтов Тихого океана

VIII—щелочные базальтоиды Полинезии							27	28	29	30	31	32	33
20	21	22	23	24	25	26							
44,90	46,06	50,51	55,33	57,39	48,69	55,81	48,54	51,89	41,87	48,25	50	43,39	35,24
3,68	3,09	2,29	1,24	0,49	2,57	0,26	3,18	1,76	2,24	1,23	1,3	0,37	15,45
14,33	15,47	16,84	19,32	16,92	17,22	22,00	15,26	18,04	12,44	14,06	20	14,96	2,95
5,10	4,38	4,89	2,63	3,04	3,94	1,68	5,00	4,56	7,09			3,93	5,60
6,79	6,72	5,14	1,72	4,60	5,23	0,89	8,36	4,12	4,99	13,7	7,7	8,93	10,49
0,16	0,18	0,15	0,16	0,22	0,12	0,06	0,20	0,14	0,19	0,29	0,14	0,29	0,27
6,96	5,74	2,72	1,24	0,60	3,81	0,21	4,21	3,64	10,57	8,67	8	15,71	15,87
9,70	8,46	6,44	2,91	2,38	6,03	0,93	8,26	4,92	9,99	11,8	11	7,75	11,01
2,69	3,21	4,67	4,17	6,80	5,77	9,26	3,57	4,59	4,77	0,49	0,63	1,40	0,65
1,32	1,98	2,51	5,51	4,58	3,91	5,45	0,87	2,77	1,93	0,20	0,53	1,10	
0,73	0,79	1,01	0,36	0,37	1,26	0,02	0,60	0,97	1,16			0,22	0,03
3,01	3,75	1,97	3,87	1,63	0,96	2,63	5,68	2,59	2,36			2,13	2,51
99,37	99,83	99,14	98,46	99,02	99,51	99,20	100,52	99,98	99,60	99,23	99,30	100,18	99,98
47,8	50,0	66,3	64,9	87,3	56,4	86,5	63,1	55,9	37,6	47,0	35,0	30,8	35,4
40,8	48,0	57,1	66,4	95,4	79,7	96,1	60,7	58,5	79,9	7,3	5,5	23,4	36,3
27	58	37	139	99			43	67	53			30	
791	898	937	740	298			192		1225			926	
375	554	677	995	865			180		450	342	808	253	
							313		486	529	911,5	38	
							35		133	41,7	43	<3	
121	99	49	18	8			64	67	659	161	175	430	786
58	47	30	14	15			67	40	133	30,5	23,5	90	
151	161	63	15	5			26	97	680		780	684	
276	229	124	68	18					425		270	680	

H65-4 — то же [40], C72 — гавайит Гавайских островов [54, 58], 9—11 — щелочный базальт (9), гавайит (10), муджиерит (11) Магелланских островов [55], 16—19 — нефелиновый базанит (16), калиевый нефелиновый базанит (17), нефелиновый базальт (18), муджиерит (24) Французской Полинезии (без о. Таити) [56], 25, 26 — тантит (25), фонолит (26) о. Таити [57], 27, 28 — гавайит с. Насхи (27) ты Луны обычные, «Аполлон-14» и -17» (30), и KREEP, «Аполлон-14» (31) [5], 32 — глубинный ксенолит калийсодержащего эклогита из кимберлитовой трубки Монастыри (ЮАР) [26].

ты архея Канадской платформы и трапы Сибирской платформы (см. табл. 1, графы 6, 7). По химическому составу первые очень близки толеитам MOR (см. табл. 1, скв. 425) и примитивным толеитам (скв. 462A (н.)), вторые — долеритовым дифференциатам примитивных толеитов (скв. 462A (в.)), но различия в содержании лиофильных микроэлементов (Rb, Sr, Ba) между этими породами очень заметны. Особенно велико отличие по содержанию бария, а также радиоактивных элементов, которые относятся к числу наиболее характерных для пород континентальных областей. Однако в толеитах гавайского типа концентрации лиофильных микроэлементов заметно возрастают, а щелочные базальты океана, как мы увидим ниже, ничем не отличаются в этом отношении от своих континентальных аналогов.

Щелочные базальты, распространенные на островах и в подводных хребтах Тихого океана, подразделяются нами на четыре главных типа: субщелочные (V), переходные между толеитами

MOR и толеитами гавайского типа (IV), дифференцированные гавайского типа (VI), нефелиновые базаниты и базальты самоанского типа (VII), тантиты и фонолиты (VIII). Анализы характерных разновидностей пород перечисленных типов приведены в табл. 2, 3, графики распределения р. з. э. показаны на рис. 4. Как видно из этих данных, субщелочные переходные базальты (V), хотя и содержат больше натрия и калия (см. табл. 2, графа 8), чем соответствующие им по содержанию магния толеиты гавайского типа (см. табл. 4, графы 1, 2201, 3), но имеют более низкие концентрации лиофильных микроэлементов (Sr, Ba, Zr) и менее обогащены легкими р. з. э. относительно тяжелых (см. табл. 3, рис. 4). Субщелочные переходные базальты достаточно широко распространены. Они встречаются в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия, где и были выделены в самостоятельный тип Р. Батизой с соавт. [38], в Северо-Восточной котловине близ возвышенности Шатского, в Юго-Западной котловине и глубо-

Содержание редкоземельных элементов (г/т) в толеитах

Элемент	I—толеиты MOR			II—ферротолеиты MOR							III—толеиты PIP			
	D1	D4	скв. 425	скв. 482	скв. 485A	4Z	U2023	скв. 427	1A	D1-A17	D1-A12	скв. 317A	скв. 462A (н)	скв. 462A (в)
La	1,95	1,72	1,12	3,7	4,45	4,42	4,95	6,9	7,7	8,3	9,6		3,45	4,44
Ce	6,5	9,67	3,85	9,3	11,8	12,2	16,5	16,7	23,8	28,0	31,6	7	7,44	11,6
Pr		1,15												
Nd	5,61	7,77		10,2		10,7	15,1		20,5	21,8	31,6			
Sm	1,92	2,28	2,08	4,01	5,1	3,8	5,25	5,75	6,82	7,87	8,89		2,31	3,31
Eu	0,77	1,01	0,87	1,37	2,0	1,33	1,79	2,07	2,23	2,5	2,8	0,85	0,84	1,17
Gd						5,23	7,02		8,83	1,1	13			
Tb		0,623	0,62	1,0	1,69		7,03	8,61	1,4	2,0		0,5	0,60	0,82
Dy							3,98	5,23		6,82				
Ho		0,819								3,1	3,4			
Er	1,83													
Tu		0,352												
Yb	1,72	2,32	2,7	3,34	4,9	3,83	5,01	4,9	6,57	8,7	9,9	2,2	2,39	3,05
Lu		0,403	0,43	0,60	0,88			0,74		1,4	1,48		0,37	0,46

Примечание. Обозначения образцов и выборок, результаты химических анализов и литературные ссылки см. в примечании к табл. 1.

ководных впадинах, примыкающих к склонам Восточно-Тихоокеанского поднятия в его южной половине.

Щелочные базальты VI типа широко распространены на Гавайских островах и подводных возвышенностях Императорского хребта, хотя они и слагают здесь не более 1—2% от объема вулканических построек. Дифференцированная серия этого типа, включающая щелочные оливиновые базальты, нефелиниты, гавайиты, муджиериты, бенмореиты, трахиты, развита и в других структурах ложа океана — в хр. Лайн и Срединно-Тихоокеанских горах, на Магеллановых горах (см. табл. 2, графы 9—11) и в системе подводных хребтов Маркус-Неккер, на Каролинских (графы 12—15) и Маршалльских островах, в Полинезии (графы

20—23), на островах Пасхи и Сала и Гомес (графы 27, 28). При этом в наиболее хорошо изученных структурах из числа перечисленных — хр. Лайн, Восточно-Каролинские острова [55], островные архипелаги Полинезии [47, 48, 56, 57], в противоположность Гавайско-Императорской структуре щелочные оливиновые базальты преобладают над толеитами гавайского типа. Другие же члены дифференцированной серии находятся и здесь в подчиненном количестве. Таким образом, если на Гавайских островах ранняя стадия вулканизма (формирование щитовых вулканов) представлена наиболее интенсивными толеитовыми излияниями, а щелочные базальты появляются в небольшом количестве только после образования кальдер обрушения [54], то в других структурах интенсивный ще-

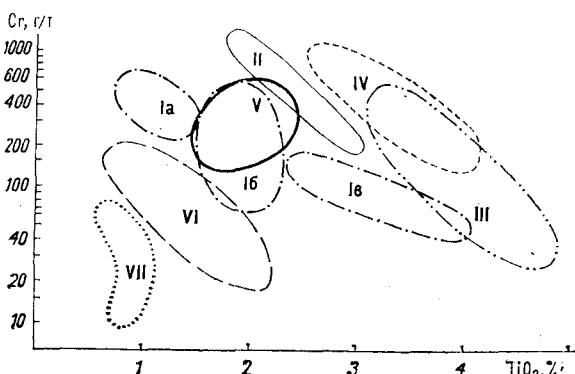


Рис. 2. Поля фигуративных точек базальтоидов Тихого океана на диаграмме Sr—TiO<sub>2</sub>.

I — Восточно-Тихоокеанское поднятие; Ia — толеиты, Ie — дифференцированные ферротолеиты, II — толеиты и щелочные базальты Гавайских островов, III — толеиты, нефелиновые базаниты и базальты островов Самоа, IV — щелочные базальты Восточно-Королинских островов, V — толеиты, нефелиновые базаниты и базальты кайнозойских плато Приморья, VI — базальты дуги Тонга и бассейна Пау, VII — базальты Ново-Гебридской островной дуги.

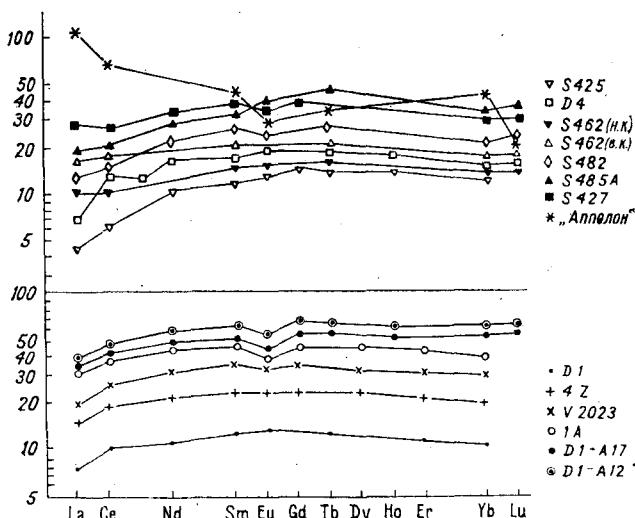


Рис. 3. Соотношение редкоземельных элементов в толеитах Тихого океана.

Результаты анализов см. в табл. 1—3; содержания р. з. э. нормализованы по углистому хондриту.

## и щелочных базальтах Тихого океана

IV—толеиты гавайского типа				γ <sub>тран</sub>	V 8	VI—щелочные базальты			VII 16	29	30	31	32	
c. 122	2201	3	4			C32	H65-4	C72						
7,1 18,8	7,2 25,8	19,0 60,4	31,1 63,9	6,9 3,5 12,3 3,73 1,39	11,2 18,8 3,1 12,3 4,2 20,1 4,9 11,5 1,77 3,18	14,5 36,6 4,9 20,1 4,07 30,7 61 13,2 4,3 1,08	25,9 58,0 13,0 61 13,2 90 15,8 6,7 1,4 11,3 28,9 41,3 173,6 39,9	31,6 100 152 154,2	69,2 152 154,2	98,1 41,3	28,9 173,6	60,8 39,9	10,2 2,70 2,2 1,28	
0,71	0,85 3,1			5,0 1,2 4,9 1,5 2,9	1,02 0,74 4,3 0,66 0,19	1,08 1,63 10,8 1,0 0,42	1,63 10,8 1,52 1,0 0,42			1,3 13,2 1,8 4,5 0,42	1,3 32,2 7,6 22,4 0,5	5,5 32,2 7,6 22,4 3,0	0,59	
0,8	0,85												20,0	1,50
1,73	1,85 0,30	2,20 0,51	2,69 0,77	2,5 0,7	2,91 0,42	1,14 0,18	1,92 0,27	2,74 0,43	2,95 0,41	1,88 0,06	7,8 0,61	2,9	0,21	

чаний к табл. 1, 2.

лочно-базальтовый вулканизм соответствует ранней стадии образования щитовых построек [55]. Общая особенность всех областей проявления вулканизма гавайского типа состоит в том, что наиболее недосыщенные кремнекислотой породы (нефелиниты, нефелиновые базальты, фонолиты, щелочные трахиты) образуются на заключительной стадии, после длительного периода эрозии вулканических построек [47, 48, 54—57].

Аналогичные породы различных областей проявления щелочно-базальтового вулканизма

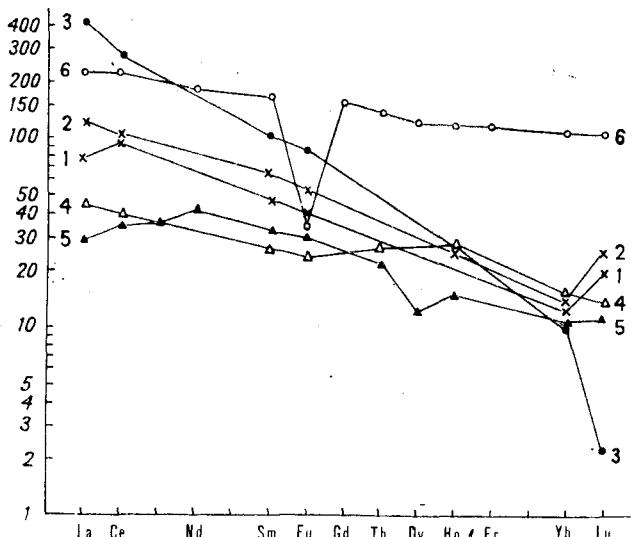


Рис. 4. Соотношение редкоземельных элементов в толеитах гавайского типа и щелочных базальтоидах Тихого океана.

1 — оливиновые толеиты Самоа, 2 — нефелиновые базаниты Самоа, 3 — нефелиновые базаниты Свиягинского вулкана Приморья, 4 — субщелочные базальты переходного типа, 5 — оливиновый толеит Гавайских островов (обр. 2201), 6 — материковые базальты KREEP Луны [5]. Результаты анализов см. в табл. 1—3; содержания р. з. о. нормализованы по углистому хондриту.

гавайского типа отличаются главным образом по содержанию щелочей, титана и лиофильных микроэлементов. Так, щелочные оливиновые базальты Восточных Каролин более богаты щелочами, титаном, барием и цирконием, чем аналогичные базальты Гавайских островов (см. табл. 2, графы H65-4, 13). В еще большей степени обогащены калием, рубидием, стронцием и барием гавайиты и муджиериты Полинезии (графы 21, 22). Наиболее бедны калием и лиофильными микроэлементами гавайиты о. Пасхи (графа 27), тогда как гавайиты островов Сала и Гомес, расположенных восточнее, вне рифтовой зоны, содержат значительно больше щелочных элементов (графа 28).

Самоанский тип (VII) существенно отличается от гавайского (VI) преобладанием нефелиновых базанитов над базальтами, слабой дифференцированностью (отсутствие гавайитов, очень незначительное распространение муджиеритов и трахитов), более высокой титанистостью и калиевостью пород, высокими концентрациями в них стронция, бария, циркония и легких р. з. о. (см. табл. 2, графы 16—18). По всем этим характеристикам вулканиты Самоа очень близки к нефелин-базанитовой серии плиоцен-четвертичных вулканов Приморья и Нижнего Приамурья (см. табл. 2, 3, графа 29, рис. 4).

В особый, восьмой, тип базальтов Тихого океана мы выделяем таититы и фонолиты о. Таити и некоторых других островов Южной Полинезии, ассоциирующиеся с нефелиновыми сиенитами (о. Таити). Таититы, фонолиты и нефелиновые сиениты характеризуются высокой недосыщенностью кремнекислотой и высокой общей щелочностью при близком содержании натрия и калия. Ранее все разнообразные породы о. Таити относились к одной дифференцированной вулканоплатонической серии. Со-

гласно недавно опубликованной работе А. Р. Макберни [57], здесь выделяются две ветви дифференциации, различающиеся по степени насыщения кремнекислотой: одна из них заканчивается образованием щелочных базальтов, трахитов и сиенитов, вторая — нефелиновых базальтов, таититов, фонолитов, нефелиновых сиенитов.

Прослеживая размещение выделенных типов базальтов с учетом данных, полученных при изучении поверхности островов, драгировании их подводных склонов, глубоководном драгировании и бурении возвышенностей дна океана, мы приходим к заключению о существовании определенных петрогохимических провинций, которые связаны, вероятно, с тектоническими структурами ложа океана. Имеющиеся материалы позволяют выделить шесть главных провинций: 1) Северо-Восточную, 2) Юго-Восточную, 3) Гавайско-Императорскую, 4) Северо-Западную, 5) Транс-Тихоокеанскую субэкваториальную, 6) Юго-Западную (см. рис. 1). Первая провинция охватывает северную половину Восточно-Тихоокеанского поднятия, включая Галапагосские острова, и прилегающую большую часть Северо-Восточной котловины. Провинция характеризуется преобладающим распространением ферротолеитов при подчиненном развитии толеитов MOR и железистых щелочных базальтов, аналогичных описанным на Галапагосских островах [32]. Границы провинции проводятся на основании данных о наличии ферротолеитов в скважинах глубоководного бурения 159—162, 172, 178, 183, а также среди образцов, драгированных в зоне Императорского разлома [28]. Примечательной особенностью провинции является развитие в ее восточной части, в рифтовых зонах Галапагосских островов, Восточно-Тихоокеанского поднятия, хр. Хуан де Фука, центров современной гидротермальной деятельности и залежей сульфидных руд колчеданного типа (см. рис. 1), а также полей железо-марганцевых конкреций, сосредоточенных в области трансформных разломов Молокай, Кларион, Клиппертон. Последнее, как отмечалось ранее [9], обусловлено, вероятно, петрогохимическими особенностями ферротолеитов — их обогащенностью железом, марганцем и фемафильными микроэлементами.

Юго-Восточная провинция охватывает южную половину Восточно-Тихоокеанского поднятия и сопредельные части глубоководных котловин. В субэкваториальной зоне ее, достаточно хорошо охарактеризованной точками глубоководного драгирования, преобладают толеиты MOR, подчиненное развитие имеют более молодые субщелочные базальты переходного типа (V), на юге, в краевых частях впадины Беллинсгаузена, скважинами вскрыты щелочные базальты гавайского типа (VI) мелового

возраста. Гавайско-Императорская провинция относится к числу наиболее изученных. В нее мы включаем кроме Гавайских островов и подводного Императорского хребта поднятие Хесса, хр. Лайн и Срединно-Тихоокеанские горы, где также преобладают толеиты и щелочные базальты гавайского типа. С запада к Гавайско-Императорской провинции примыкает Северо-Западная провинция, включающая Северо-Западную котловину и поднятие Шатского, где распространены субщелочные базальты (V) и, вероятно, примитивные толеиты (III). Базальты здесь сильно изменены с образованием хлорита, кальцита, различных слоистых силикатов и местами адуляра. Аналогичные изменения характерны для субщелочных базальтов вала Зенкевича [4], гор Маркус-Уэйк [27] и Магеллана. Весьма значительная протяженность этой субмеридиональной зоны и характер метаморфизма пород позволяют связывать его не с гальмиризом, а с деятельностью низкотемпературных гидротермальных растворов, возможно, частично эндогенного происхождения.

Транс-Тихоокеанская провинция наиболее сложная. Она характеризуется распространением щелочных базальтоидов различных типов и присутствием древних (позднемезозойских) структур, сложенных толеитами MOR (плато Онтонг-Джава) и примитивными толеитами (впадина Науру, плато Манихики). В пределах Транс-Тихоокеанской провинции соответственно преобладающему типу щелочных базальтоидов выделяются субпровинции (см. рис. 1): Маркус-Неккер, включая Магеллановы горы на юго-западе (толеиты и щелочные базальты гавайского типа, щелочные роговообманковые базальты), Микронезия (щелочные базальты гавайского типа), Самоа (нефелиновые базалиты и базальты самоанского типа), Полинезия (толеиты и щелочные базальты гавайского типа, комплекс таититов, фонолитов и нефелиновых сиенитов). Юго-Западная провинция, примыкающая с юга к субпровинциям Самоа и Полинезии, охарактеризована буровыми и драгировочными работами очень слабо и только в краевых частях Юго-Западной котловины. На основании этих материалов предполагается, что данная провинция сложена толеитами MOR (в области, примыкающей к хр. Маккуори), переходными субщелочными базальтами, щелочными базальтоидами самоанского типа.

Как видно из изложенного, базальтоидный магматизм океана отличается от континентального не только своей контрастностью, т. е. сочетанием резко различных по щелочности толеитовых и щелочно-базальтовых ассоциаций при отсутствии базальтов известково-щелочной серии, но и более значительным, чем на континентах, разнообразием типов основных пород и петрогохимических провинций. Если учесть

КМ

0

100

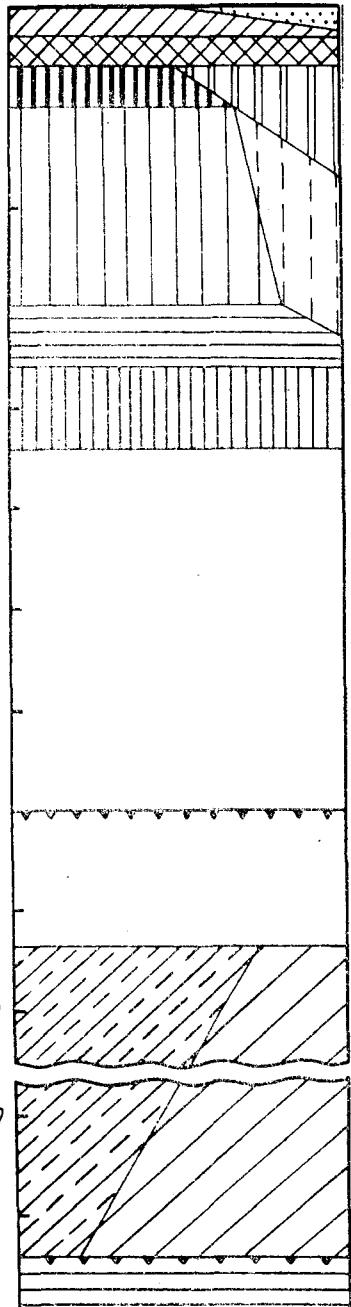
200

300

400

500

600



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11

Рис. 5. Модель петрогохимического строения тектоносферы платформ и геосинклинально-складчатых областей.

1 — геосинклинальный вулканогенно-осадочный слой, 2 — гранитогнейсовый слой, 3 — базито-гранулитовый слой, 4 — гипербазиты с ильменитом и флюоритом (а), пироксениты (б), 5 — лердолиты, магнезиальные эклогиты, пироксениты (а), лердолиты (б), 6 — гардцбургиты и дуниты, 7 — верлиты; 8 — магнезиально-железистые калийсодержащие эклогиты и пироксениты, 9 — гросцидиты и ковситовые эклогиты, 10 — магнезиальные эклогиты и пироксениты, 11 — границы главных фазовых переходов.

признании перидотитового (пиролитового) состава верхней мантии вплоть до границы с нижней мантией [26]. Исходя из этого, образование толеитовых магм срединно-океанических хребтов (от базальтового до пикритового состава) связывается с достаточно высокой (20—40%) степенью плавления перидотитового (пиролитового) субстрата на глубинах от 15 до 100 км [9, 14, 17, 29, 33]. Образование же толеитовых (гавайский тип), щелочно-базальтовых и нефелиновых магм, обогащенных некогерентными литофильтыми элементами, трактуется как результат либо низкой (до 2—3%) степени плавления пиролитового субстрата [50], либо участия в этом процессе кислотных метано-водородных флюидов, производящих избирательное выщелачивание некогерентных элементов [21], либо зонной плавки [6, 14], либо метасоматического перераспределения некогерентных элементов в астеносферном слое с накоплением их в верхней его части [13].

Второе направление, восходящее к модели строения Земли, предложенной В. М. Гольдшмидтом (1922 г.), связано в первую очередь с работами Андерсона [37]. По его представлениям, основанным на геофизических и геохимических данных, перидотитовый слой верхней мантии (включая астеносферу) распространяется только до глубины ~220 км (граница Леммана), а весь переходный слой (слой Голицына или средняя мантия) до границы с нижней мантией (на глубине ~670 км) сложен эклогитами. По мнению Андерсона, толеиты срединно-океанических хребтов являются продуктами плавления эклогитового субстрата, предварительно обедненного литофильтыми элементами, в то время как щелочные базальтоиды океана и континентов, а также кимберлиты и карбонатиты образовались в результате частичного плавления перидотитов верхней мантии, испытавших метасоматоз с привносом литофильтных элементов из эклогитового слоя.

В геохимической части своей концепции Андерсон основывается главным образом на данных Аллсоппа и др. [36] по распределению щелочных элементов в бедных ими двуминеральных эклогитовых ксенолитах из Южно-Африканских кимберлитовых трубок [18]. Такая особенность изучавшихся образцов, оче-

неизмеримо более слабую изученность ложа океанов по сравнению с континентальными областями, то следует полагать, что выделенные петрогохимические провинции и субпровинции далеко не исчерпывают всей сложности петрографического строения Тихоокеанского сегмента. Среди представлений о природе контрастности и разнообразия океанских базальтоидов в последнее время наметилось два альтернативных подхода. Первый из них, берущий начало от модели строения Земли, предложенной Г. С. Вашингтоном (1925 г.), основывается на

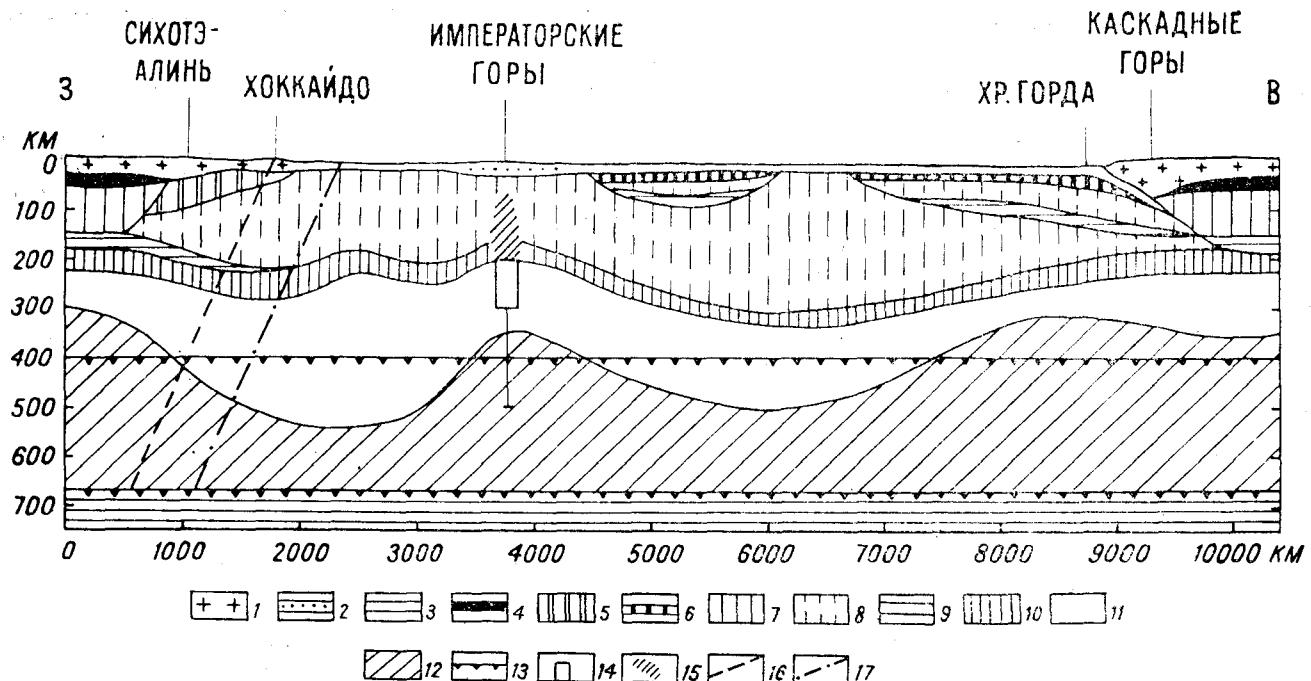


Рис. 6. Гипотетический разрез тектоносферы Тихого океана (по параллели 44° с. ш.).

1 — кора континентального типа, 2 — кора переходного типа, 3 — кора океанического типа, 4 — гипербазиты с ильменитом и флогопитом, 5 — пироксениты, 6 — габроиды и пироксениты с ильменитом, 7 — лерцолиты, магнезиальные пироксениты и эклогиты, 8 — лерцолиты, 9 — гарцибургиты и дуниты, 10 — верпилиты, 11 — магнезиально-железистые калийсодержащие эклогиты и пироксениты, 12 — гроспидиты, коэситовые и двуминеральные эклогиты, пироксениты магнезиального типа, 13 — границы главных фазовых переходов, 14 — мантийные диапиры, 15 — зоны мантийного щелочного метасоматоза, 16 — палеосейсмофильные зоны, 17 — современные зоны Беньюфа.

видно, и послужила главным основанием для вывода о связи с эклогитовым субстратом бедных калием и рубидием толеитов срединно-океанических хребтов. В противоположность этому изучение эклогитов из кимберлитовых трубок Якутии показало, что наиболее глубинные эклогиты алмазоносной и графитовой фазий богаты калием, рубидием, стронцием, барием (см. табл. 2, графа 32), причем калий находится в них в виде неизвестного ранее кальций-калиевого аналога ягиита с плотной структурой, входящего в парагенезис первичных минералов [10, 12]. На основании этих и других данных, полученных при детальном изучении глубинных ксенолитов из кимберлитов Якутии и щелочных базальтов Востока СССР [11, 30, 31], И. Н. Говоровым и А. Д. Харьковым разработана модель петрохимического строения тектоносферы Сибирской платформы и Тихоокеанской окраины Азии (рис. 5), которая позволяет по-новому объяснить происхождение ряда геохимических типов и провинций базальтов Тихого океана.

Существование слоя калийсодержащих магнезиально-железистых эклогитов в верхней части средней мантии, находящее теоретическое обоснование в модели последовательной конденсации веществ из протопланетной небулы [51], дает основание считать, что образование больших объемов оливин-толеитовых и ще-

лочно-базальтовых магм, давших широко распространенные в ложе Тихого океана толеиты и щелочные базальты гавайского типа, связано с непосредственным плавлением калийсодержащих эклогитов. В то же время нефелиниты, нефелиновые базаниты, таититы, фонолиты и другие породы, сильно недосыщенные кремнекислотой и обогащенные калием, титаном, фосфором, лиофильными микроэлементами, являются продуктами плавления зон метасоматического замещения перidotитового субстрата верхней мантии. Если источником щелочных элементов при этом процессе служили, очевидно, калийсодержащие эклогиты, то источник титана, циркония, ниobia, радиоактивных и редкоземельных элементов находился, согласно модели (см. рис. 5), в нижнем слое средней мантии, сложенном бедными щелочами коэситовыми эклогитами, гроспидитами, магнезиальными эклогитами и пироксенитами, в том числе диопсид-ильменитовыми (см. табл. 2, графа 33). По содержанию лиофильных микроэлементов (Zr, REE, Th, U) отдельные образцы перечисленных пород близки к обогащенным этими микроэлементами материковым базальтам Луны (см. табл. 2, 3, графы 30, 31), что свидетельствует в пользу концепции Мёрти [23] о формировании верхней мантии на поздней стадии акреции Земли и присутствии в основании тектоносферы реликтов протокоры, аналогич-

ной по возрасту и составу материковым базальтам и анортозитам Луны.

Согласно модели (см. рис. 5), протокора лунной стадии развития Земли сначала была перекрыта аккумуляциями состава щелочных пикритов и пикритобазальтов, превратившимися в дальнейшем в слой калийсодержащих эклогитов, и только после этого произошла аккумуляция слоя углистых хондритов, рассмотренного в модели, предложенной Э. М. Галимовым, Л. А. Баниковой и В. Л. Барсуковым [7]. Слой углистых хондритов, потерявший летучие соединения в процессе метаморфизма и образования гидросферы, послужил основой для формирования верхней мантии первичных океанов, тогда как образование литосферы протоконтинентов связывается нами с возникновением обширных очагов плавления за счет радиогенного тепла в эклогитовом слое и с внедрением мегадиапиротов этого вещества (глубинных мантийных струй, по Гудвину [15]) в верхнюю хондрировую оболочку. Судя по данным изучения глубинных ксенолитов, верхняя мантия древних континентов в отличие от верхней мантии океанов и переходных зон характеризуется четким расслоением по вертикали (см. рис. 5), которое в принципе аналогично строению расслоенных плутонов платформ [22, 34].

Представляется, что зародыши (эмбрионы) расслоенных литосферных структур континен-

タルного типа могли возникать и в верхней мантии океанических областей и что структура такого типа находится в основании Северо-Восточной петрогохимической провинции Тихого океана. Образование ферротолеитовых магм с повышенным содержанием титана и р.з.э. происходило здесь, вероятно, за счет частичного плавления верхнего слоя ильменитсодержащих габброидов и пироксенитов (рис. 6), аналогичного развитому в литосфере платформ. Провинции широкого распространения щелочно-базальтовых ассоциаций — Транс-Тихоокеанская и Гавайско-Императорская, вероятно, связаны с валообразными поднятиями нижнего слоя мезосферы (см. рис. 6), служившего главным источником радиогенной тепловой энергии и лиофильных микроэлементов. Вероятно, здесь же, ниже границы фазового перехода эклогита в гранатит (~400 км), концентрировалась основная масса летучих соединений, которые высвобождались из гранатовых структур в процессах плавления и диапиритизма эклогитового вещества, обеспечивая развитие щелочного метасоматоза и магматизма. Там, где эклогитовый субстрат был недоразвит первоначально или подвергся поздней деструкции, все эти явления имели слабое развитие и сформировались петрогохимические провинции с преобладающим толеитовым магматизмом.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976.
2. Бехтель А. Ф. Сравнительный анализ основных типов включений в кайнозойских базальтах Дальнего Востока. Автореф. канд. дис. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
3. Бородин Л. С. Геохимия главных серий изверженных пород. М.: Недра, 1981.
4. Васильев Б. И., Подзорова Д. И., Скорикова М. Ф. Вещественный состав и физические свойства базальтов вала Зенкевича (Тихий океан). — ДАН СССР, 1977, т. 236, № 3.
5. Виноградов А. П. Дифференциация вещества Луны. — В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1973.
6. Виноградов А. П., Ярошевский А. А., Ильин Н. П. Физико-химическая модель разделения элементов в процессе дифференциации вещества мантии. — Геохимия, 1970, № 4.
7. Галимов Э. М., Баникова Л. А., Барсуков В. Л. О веществе, сформировавшем верхнюю оболочку Земли. — Геохимия, 1982, № 4.
8. Ганн Б. М. Петрохимическое сопоставление современной и архейской океанической коры и островных дуг. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980.
9. Говоров И. Н. Происхождение океанических базальтов по петрохимическим данным. — В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983.
10. Говоров И. Н., Благодарева Н. С. и др. Первичные минералы калия в глубинных эклогитах Якутии. — ДАН СССР, 1984, т. 276, № 5.
11. Говоров И. Н., Илупин И. П. и др. Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980.
12. Говоров И. Н., Харьков А. Д. и др. Типоморфные минералы мантийных эклогитов и проблема эклогитового слоя Земли. — В кн.: Типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций. М.: Наука, 1984.
13. Грин Д. Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973.
14. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968.
15. Гудвин А. М. Гигантская метеоритная бомбардировка и развитие континентальной земной коры. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980.
16. Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Сущевская Н. М. Условия формирования первичного расплава океанических толеитов и вариации его состава. — Геохимия, 1979, № 2.
17. Дмитриев Л. В., Шараскин А. Я., Гаранин А. В. Основные черты магматизма дна океана. — В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976.
18. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983.
19. Крендельев Ф. П. Остров Пасхи (геология и проблемы). Новосибирск: Наука, 1976.
20. Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972.
21. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980.
22. Маракушев А. А., Безмен Н. И. Эволюция метеоритного вещества, планет и магматических серий. М.: Наука, 1983.

23. Мёрти В. Р. Состав ядра и ранняя химическая история Земли.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980.
24. Несторенко Г. В. Ферробазальты дна океана.— В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983.
25. Очинников Л. Н., Бородин Л. С., Ляхович В. В. Геохимия магматических пород.— Геохимия, 1970, № 4.
26. Рингвуд А. Э. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981.
27. Рудник Г. В., Матвеенко В. В. Особенности химизма и этапы развития вулканических пород поднятия Маркус-Неккер (Тихий океан).— Океанология, 1978, т. 18, вып. 3.
28. Рудник Г. В., Меланхолина Е. Н. и др. Вещественный состав океанической коры в разломных зонах Императорской и Меррей (Тихий океан).— Геотектоника, 1982, № 3.
29. Рябчиков И. Д., Богатиков О. А. и др. Механизм генерации океанических толеитовых магм.— В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983.
30. Соболев В. С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. М.: Наука, 1973.
31. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974.
32. Фролова Т. И., Митреинина О. Б., Конова Н. И. Дифференцированные базитовые включения в базальтах океанических островов и их генезис (на примере Галапагосских островов).— В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983.
33. Шиллинг Дж. Г. Эволюция морского дна на основе данных по geoхимии редкоземельных элементов.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973.
34. Шило Н. А. Расслоенные плутонии и некоторые вопросы рудообразования.— Тихоокеанская геол., 1983, № 6.
35. Щека С. А., Куренцова Н. А. Магматические комплексы океанов.— Сов. геол., 1981, № 11.
36. Allsopp H. L., Nicolaysen L. O., Hahn-Weinheimer P. Rb/K ratios and Sr—isotopic compositions of minerals in eclogitic and peridotitic rocks.— Earth Planet. Sci. Letters, 1969, v. 5, N 3.
37. Anderson D. L. A global geochemical model for the evolution of the mantle.— In: Evolution of the Earth. Geodynamic series. Washington, 1981, v. 5.
38. Batiza R., Oestrike R., Futa K. Chemical and isotopic diversity in basalts dredged from the East Pacific rise of 10°S, the fossil Galapagos rise and the Nazca plate.— Mar. Geol., 1982, v. 49.
39. Byerly G. R., Melson W. G., Vogt P. R. Rhyodacites, andesites, ferrobasalts and ocean tholeiites from the Galapagos spreading center.— Earth Planet. Sci. Letters, 1976, v. 30, N 2.
40. Chen C., Frey F. A. Origin of Hawaiian tholeiite and alkalic basalt.— Nature, 1983, v. 302, N 28.
41. Clague D., Frey F. A. et al. Minor and trace element geochemistry of volcanic rocks dredged from Galapagos spreading center.— J. Geophys. Res., 1981, v. 86, N 10.
42. Deep Sea Drilling Project, Initial Reports, 1976, v. 33.
43. Ibid., 1980, v. 54.
44. Ibid., 1980, v. 55.
45. Ibid., 1981, v. 61.
46. Ibid., 1983, v. 65.
47. Duncan R. A., McDougall I. Migration of volcanism with time in the Marquesas islands, French Polynesia.— Earth Planet. Sci. Letters, 1974, v. 21.
48. Dunkan R. A., McDougall I. Linear volcanism in French Polynesia.— J. Volcanol. Geotherm. Res., 1976, v. 1.
49. Engel A. E. J., Engel C. G., Havens R. G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1981, part 1, v. 92, N 6.
50. Gast P. W. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types.— Geochim. cosmochim. acta, 1968, v. 32, N 10.
51. Grossman L., Larimer F. W. Early chemical history of the Solar system.— Rev. Geophys. Space Phys., 1974, v. 12, N 1.
52. Gunn B. M. Trace element partition during olivine fractionation of Hawaiian basalts.— Chem. Geol., 1971, N 8.
53. Kay R., Hubbard N. I., Gast P. W. Chemical characteristics and origin of ocean ridge volcanic rocks.— J. Geophys. Res., 1976, N 8.
54. Macdonald G. A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas.— J. Petrol., 1964, v. 5, N 1.
55. Mattey D. P. The minor and trace element geochemistry of volcanic rocks from Truk, Ponape and Kusae, Eastern Caroline Islands; the evolution of a young hot spot trace across old Pacific ocean crust.— Contrib. Miner. Petrol., 1982, v. 80, N 1.
56. Maury R. C., Andriambololona R., Dupuy C. Evolution comparee de deux series alcalines du Pacifique Central: Role de la fugacite d'oxygene et de la pression d'eau.— Bull. Volcanol., 1978, v. 41, № 2.
57. McBirney A. R. Petrology of the Island of Tahiti.— Geol. Soc. Amer. Mem., 1968, v. 116.
58. Schilling J. G., Winchester J. W. Rare earth contribution to the origin of Hawaiian lavas.— Contrib. Mineral. Petrol., 1969, v. 23, N 1.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР,  
Владивосток

Поступила в редакцию  
2 апреля 1984 г.

В. П. Уткин

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Выявлена геодинамическая сущность явлений, весьма расплывчатое понимание которых обычно выражается термином «тектоническая активизация». Установлено, что геодинамические условия, при которых протекали процессы вулканизма, интрузивного магматизма и рудогенеза, созданы сдвиговой активизацией глубинных разломов. Комплексный анализ, нацелен-

В истории геологического развития Сихотэ-Алиня тектономагматическая активизация наиболее ярко проявилась в позднемеловую эпоху, и сформированный в результате этого явления Восточно-Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс уже давно привлек внимание исследователей. Однако если магматический аспект активизации изучается достаточно широко и детально, а в выявлении и расшифровке пространственно-временных и вещественных сторон магматических процессов достигнуты значительные успехи, то наши знания о тектонике эпохи активизации недостаточны.

Такое положение объясняется, прежде всего, недооценкой роли тектонических факторов в формировании магмы и в рудогенезе. И не случайно в работах, посвященных проблемам вулканогенного пояса, если и делаются попытки изложить тектонические условия его формирования, то чаще всего без привлечения новых фактических материалов, а лишь на основе теоретического анализа, на низком уровне конкретной информации, которую несут такие термины, как «орогенный» или «посторогенный магматизм», «деструкция коры», «рифтогенез», «субдукция», «тектоническая активизация» и т. п. Эти термины, как известно, отражают лишь общие, зачастую весьма расплывчатые, а потому и неоднозначные понятия о тектогенезе и без дополнительных уточнений и нагрузки фактическим материалом не могут с необходимой полнотой объяснить геодинамические условия формирования вулканогенных поясов. Необходимо выявить и исследовать геодинамику тектонических дисло-

ций на выявление роли геодинамических факторов в явлениях высвобождения глубинного вещества и энергии, позволил расшифровать генетические и пространственно-временные связи между большим разнообразием сложных процессов тектономагматической активизации.

кций, так как формы ее проявления, как известно, весьма разнообразны и далеко не все способствуют процессам высвобождения глубинного вещества.

Если исходить из достаточно обоснованного положения, что вулканизм протекал в условиях значительного растяжения континентальной коры, но прежде всего необходимо выявить природу этого явления. Пространственный контроль процессов вулканизма и растяжения коры глубинными разломами дает основание рассмотреть эти процессы как следствие геодинамической активизации разломов. В этой связи важно исследовать кинематические характеристики разломов консолидированного основания вулканогенных образований, активизация которых привела к созданию геодинамического режима, благоприятствующего вулканизму и оказавшего решающее влияние на весь ход развития вулканогенного пояса. Проблему вулканогенного пояса нельзя выяснить без исследования геодинамики фундамента, на котором он формировался.

Решение поставленных задач должно быть нацелено на выявление роли геодинамического фактора не только в явлениях вулканизма и интрузивного магматизма, но также и в рудогенезе, так как это различные по форме, но генетически тесно связанные друг с другом процессы высвобождения глубинного вещества, происходившие последовательно либо синхронно в сходных или одинаковых геодинамических режимах земной коры. Без такого рода комплексных исследований, по-видимому, невозможна расшифровка генетических и пространственно-временных связей между большим

разнообразием сложных процессов, которые объединены понятием «тектономагматическая активизация».

## КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЫВНОЙ ТЕКТОНИКИ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Континентальная кора Сихотэ-Алиня системой северо-восточных глубинных разломов рассечена на блоки, протяженность которых при ширине 50–100 км достигает 1000 км. Блоки характеризуются структурной и геолого-геофизической контрастностью. Пределами блока, ограниченного Восточным и Береговым глубинными разломами, контролируется пространственное положение позднемелового Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса, наложенного на осложненные надвигами складчатые сооружения, сложенные преимущественно нижнемеловыми терригенными отложениями.

В условиях блокового строения континентальной коры многократные тектонические дислокации Сихотэ-Алиня, по-видимому, обязаны периодической активизации движений по ограничивающим блоки глубинным разломам. В этой связи обращает на себя внимание сдвиговый тип активизации глубинных разломов.

Центральный Сихотэ-Алинский глубинный разлом, прослеживаясь параллельно вулканогенному поясу более чем на 800 км и проникая на глубину до 40 км, как левый сдвиг заложился, по-видимому, еще в раннемезозойское время, однако главные левосдвиговые смещения на амплитуду от 60–100 до 150–200 км произошли в позднем мелу [1]. По Меридиональному глубинному разлому левосторонние сдвиги на 35–40 км происходили в позднем сеноне [3] и активизировались в послепалеоценовое время [2]. Восточный глубинный разлом вдоль западной кромки вулканогенного пояса прослеживается более чем на 700 км [4]. На севере он проникает на 25 км до базальтового слоя, а на юге достигает поверхности Мохо на глубине 35 км. Левосто-

роподные сдвиги на амплитуду 20–70 км произошли в позднем мелу и активизировались в кайнозое. Другие глубинные разломы Сихотэ-Алиня параллельны Центральному и Восточному, что предполагает идентичность их сдвиговой природы.

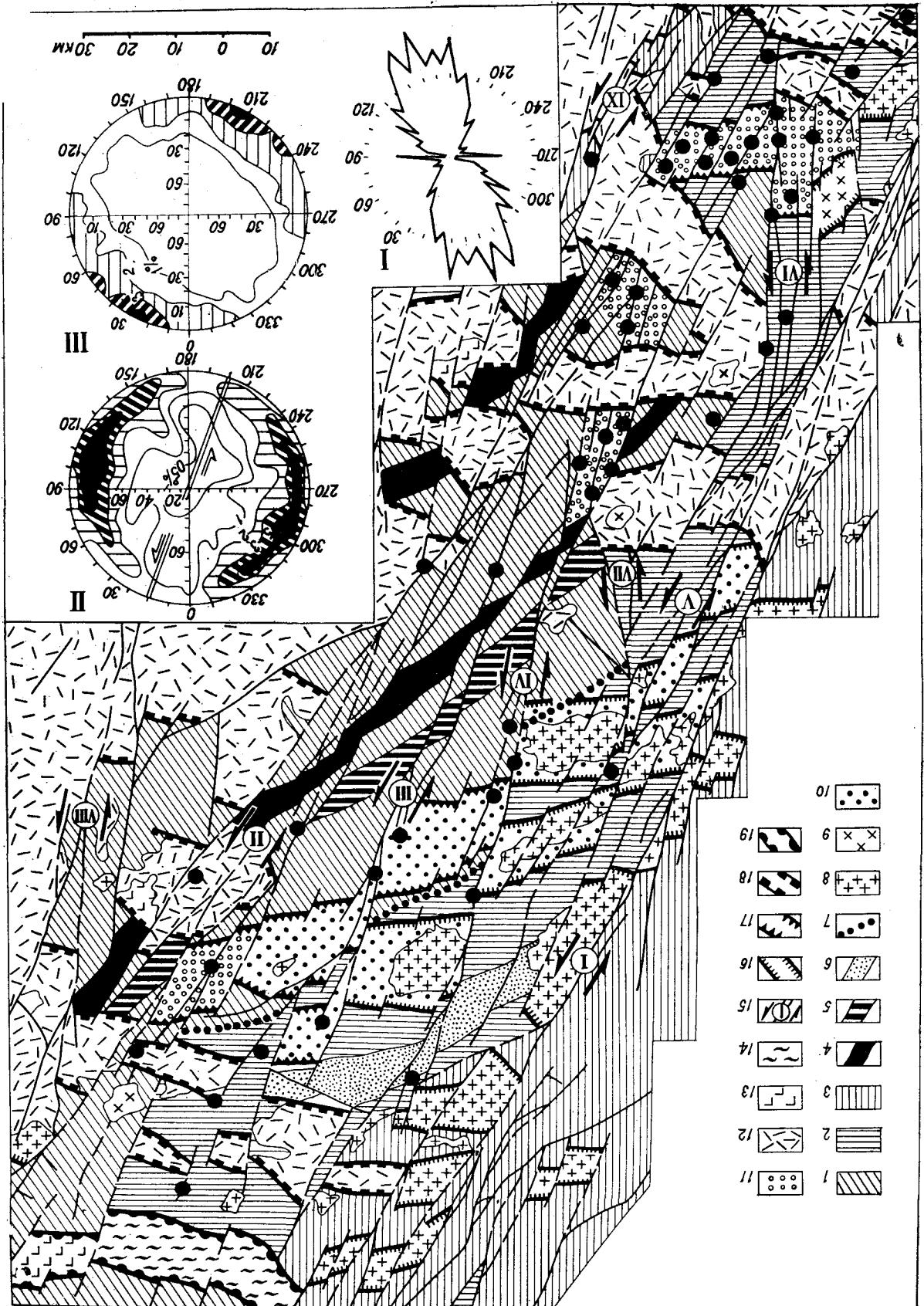
Из приведенных примеров видно, что сдвиговая активизация глубинных разломов в Сихотэ-Алине особенно отчетливо проявилась в позднем мелу. Однако ее начало следует отнести к концу раннего мела. Именно в этот период в результате сдвиговых смещений по глубинным разломам перекрывающие их многокилометровые толщи нижнемеловых отложений Главного Сихотэ-Алинского синклиниория претерпели пликативные формы сдвиговых дислокаций с образованием складчатой системы. Повсеместно косая по отношению к глубинным разломам ориентировка северо-восточной складчатой системы отвечает законам пликативных дислокаций чехла над активизированными левыми сдвигами консолидированного фундамента. Раннемеловые пликативные формы сдвиговых дислокаций обусловили постепенное воздымание (орогенацию) области осадконакопления, но не нарушили сплошности осадочного чехла в формах, благоприятствующих высвобождению глубинного вещества.

Позднемеловые, синхронные вулканизму, сдвиговые смещения по глубинным разломам начали подтверждение при детальных исследованиях тектонических дислокаций нижнемеловых складчатых образований, подстилающих вулканогенный чехол [6]. В пределах Главного синклиниория выявлена система субмеридиональных и северо-восточных сдвиговых зон (рис. 1), рассекающих доверхнемеловой складчатый комплекс на узкие (10–20 км) блоки, левосторонне смещающие их относительно друг друга на первые десятки километров. Сдвигами смещены нижнемеловые маркирующие толщи, наиболее молодые из которых охарактеризованы позднеальбскими тригониидами, что свидетельствует об интенсивной сдвиговой активизации глубинных разломов в позднем

Рис. 1. Геолого-тектоническая схема Центрального Сихотэ-Алиня.

1–3 — эвгесинклинальные и миогесинклинальные складчатые образования, слагающие основание позднемелового вулканогенного чехла: 1 — гортерив-альбские, 2 — берриасовые и валанжинские, 3 — палеозойско-триасово-юрские непрасчлененные, 4–6 — маркирующие толщи: 4 — конгломератовая с окаменелостями ауцеллии, 5 — кремнисто-терригенная, 6 — туфогенно-конгломератовая с окаменелостями ауцелли, 7 — маркирующая южная граница площадного развития берриас-валанжинских отложений, 8–11 — меловые интрузивы; 8 — граниты, гранодиориты, 9 — сиениты, граносиениты, 10 — зоны контактового метаморфизма Сихотэ-Алинского и Приморского батолитов, 11 — криптоинтрузивы кислого состава, установленные бурением и геофизическими методами, 12 — позднемеловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования и комагматичные с ними интрузивы,

13 — неогеновые андезиты, андезитобазальты, базальты, 14 — кайнозойские континентальные отложения, в том числе и угленосные, 15 — глубинные разломы (сдвиговые зоны): I — Центральный Сихотэ-Алинский, II — Восточный, III — Микулинский, IV — Арминский, V — Параллельный, VI — Березовский, VII — Забытый, VIII — Кемский, IX — Высокогорский, 16–19 — зоны растяжения (раздиги): 16 — позднеальбские скрытые, компенсированные выходящими на поверхность гранитоидами, 17 — позднеальбские скрытые, локализующие криптолитоны, 18 — позднемеловые сквозные, контролировавшие вулканизм, 19 — кайнозойские сквозные, контролировавшие развитие базальтоидного магматизма и депрессий. Кружками показаны месторождения. I — суммарная поза простирации рудных тел месторождений Приморья, II, III — суммарные диаграммы (верхняя полусфера): II — ориентировки местностей с тектонической штриховкой (двойной линией) и стрелками показано доминирующее про-стижение сдвигов, замерено 3000 сместителей), III — погру-жения тектонических штрихов (замерено 3000 штрихов).



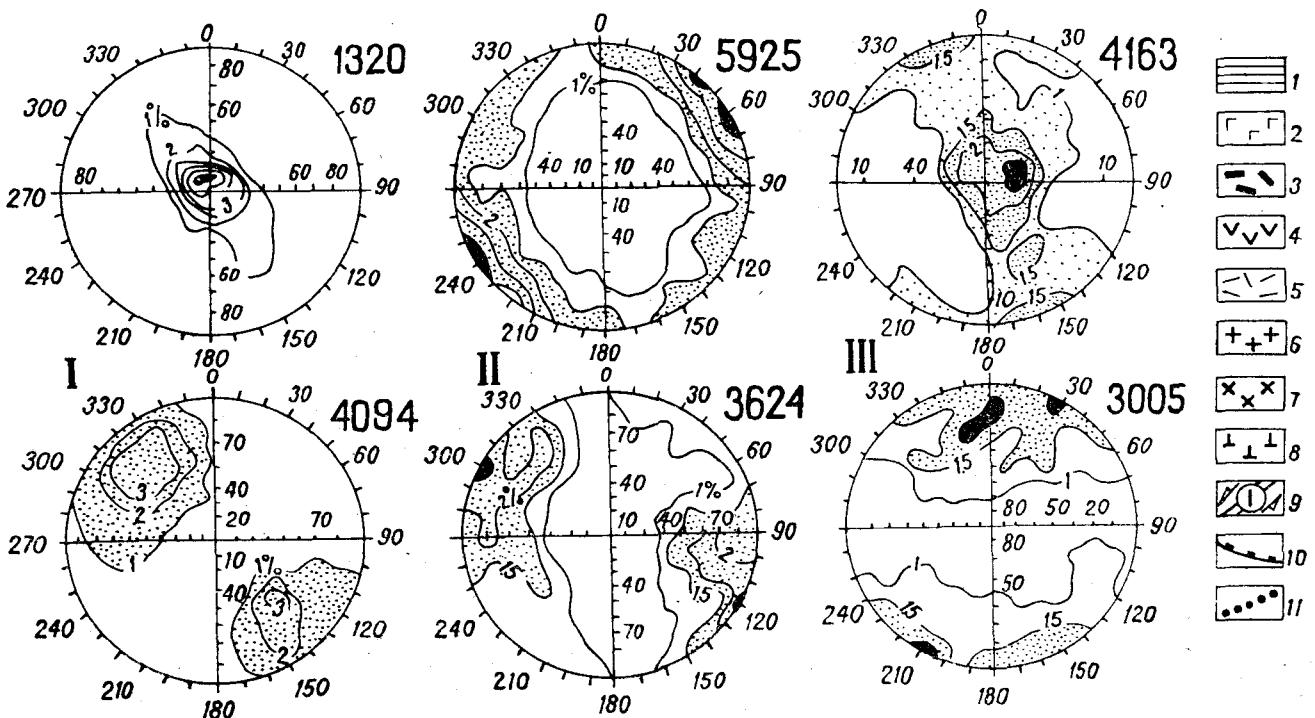


Рис. 2. Геолого-структурная карта центральной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса.

1 — нижнемеловые складчатые образования, слагающие основание вулканогенного пояса, 2—5 — позднемеловые и олигоцен-миоценовые образования вулканогенного пояса; 2 — олигоцен-миоценовые базальты, андезиты, 3 — датские игнимбриты, туфы липаритов, дацитов, туфоконгломераты, туффиты, 4 — маастрихтские андезиты, туфы андезитов, андезитобазальты, туфо-конгломераты, туфопесчаники, туффиты, игнимбриты липаритадацитов и андезитадацитов, 5 — коньк-туронские валунники, конглобрации, конгломераты, туфы, игнимбриты липаритов, дациты, андезиты, 6—8 — сеноман-датские интрузивы кислого (6), среднего (7) и основного (8) состава, 9 — сливовые зоны: I — Плотниковская, II — Восточная, III — Топографическая, IV — Килуская, V — Скалистая; VI — Бурматовская, VII — Борисовская, VIII — Меридиональная, IX — Каравановская, 10 — границы структур растяжения, контролировавших позднемеловой и олигоцен-миоценовый вулканизм, 11 — оси складок доворхнемеловых образований. Суммарные диаграммы плоскостей напластования (I), разрывов с признаками смещений (II) и тектонических штрихов (III). Вулканогенный чехол — верхний ряд, складчатое основание — нижний ряд. Цифры в верхнем правом углу — количество замеров.

мелу. Статистическим анализом массовых замеров структурных и кинематических элементов подтверждено, что перемещение блоков происходило преимущественно по крутым и вертикальным разрывам полого и горизонтально в направлении СВ 20—30° (см. рис. 1, диаграммы II, III).

Факты о сдвиговой геодинамике фундамента вулканогенных образований обнаружены и непосредственно в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса, где также выявлена система северо-восточных сдвигов (рис. 2), рассекающих складчатое основание вулканогенного чехла на узкие блоки. Сдвиговая природа разрывов подтверждается статистическим анализом структурно-кинематических элементов (см. рис. 2, диаграммы II, III).

Левые северо-восточные сдвиги складчатого основания в вулканогенном чехле редко выражаются разрывами идентичного северо-восточного простирания. Чаще они представлены в виде северо-западных сколов, кулисное положение которых отражает зачаточные формы проявления левых сдвигов в вулканогенном чехле. Сколы иногда несут горизонтальную сдвиговую штриховку, но большинство их трансформировано в структуры растяжения с крутой сбросовой тектонической штриховкой, что нашло подтверждение при статистическом анализе кинематических элементов вулканогенных образований (см. рис. 2, диаграммы II, III). Кроме того, в вулканогенном чехле статистически установлена [6] зачаточная складчатая система (см. рис. 2, диаграмма I), ориентированная косо к северо-восточным разломам фундамента, в полном соответствии с их левосдвиговой активизацией. Таким образом, и характер проявления сдвигов, и закономерности складчатости в вулканических породах полностью отвечают зачаточным формам пликативных и разрывных дислокаций чехла над левыми северо-восточными сдвигами основания, что подтверждает активность последних в позднемеловую и кайнозойскую эпохи.

Рассмотренное выше позволяет констатировать, что один из периодов тектонической активизации Сихотэ-Алиня характеризуется главным образом сдвиговыми дислокациями, которые начали проявляться в конце раннего мела и продолжались в позднем мелу и кайнозое. Именно на этот период развития Сихотэ-Алиня приходится процесс высвобождения глубинного вещества и энергии: в конце альба широко проявился интрузивный магматизм, в позднем мелу процессы вулканализма сформировали вулканогенный пояс, в это же время образовалось большинство рудных месторождений и, наконец, в кайнозое получил развитие базитовый вулканализм. Пространственно-временная связь рудно-магматических процес-

сов и сдвиговых дислокаций ставит проблему выявления роли сдвиговой активизации глубинных разломов в высвобождении глубинных веществ и энергоресурсов.

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВУЛКАНИЗМА И ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА

Пространственный контроль позднемелового вулканализма глубинными разломами позволяет рассматривать их позднемеловую сдвиговую активизацию как геодинамический процесс, определяющий пространственно-временные закономерности высвобождения глубинного вещества и энергии. Это исходное положение подтверждается при детальном рассмотрении структуры Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса.

Главной особенностью строения вулканогенного пояса является широкое развитие попечных к нему северо-западных и субширотных структур растяжения, вскрывающих глубинные участки коры и верхней мантии и выполняющих роль подводящих каналов для выхода на верхние уровни тектоносферы магматических веществ.

Базируясь на преимущественном развитии в вулканогенном пояссе сбросов, большинство исследователей считают, что именно этот тип тектонических дислокаций был главенствующим в эпоху позднемеловой магматической активизации Сихотэ-Алиня. Однако необходимо учитывать, что сбросовые смещения были лишь следствием образования структур растяжения. Такая генетическая связь подтверждается тем, что большинство сбросовых смещителей развито вблизи структур растяжения и ориентировано параллельно их границам (см. рис. 2, диаграммы II, III). Структуры растяжения контролировали развитие не только зон сбросообразования, но и, как отмечалось, процессы вулканализма, интрузивного магматизма и рудогенеза (см. рис. 1—3). Все это определяет выявление природы северо-западных и субширотных структур растяжения в качестве первоочередной задачи.

Структуры растяжения, судя по возрасту компенсирующих их образований, формировались синхронно сдвиговой активизации глубинных разломов. Большинство их ориентировано попечь сдвиговым зонам (см. рис. 1—3). Пространственный контроль, синхронность развития и закономерная геодинамическая связь структур растяжения и сдвигов являются доказательством несомненного генетического родства между ними. Этот вывод укрепляется еще более, если учесть, что кинематика раскрытия северо-западных и субширотных



Рис. 3. Геодинамическая связь магмо- и рудоаккумулирующих структур растяжения со сдвиговыми зонами.  
 1 — сдвиговые зоны, 2 — границы структур растяжения с повышенной магмо- и рудонасыщенностью, 3 — структуры растяжения с повышенной рудонасыщенностью над предполагаемыми криптотектонизированными криптоинтрузивами, 4 — точки рудной минерализации по данным штуфного и бороздового опробования, 5 — интрузивы преимущественно кислого и среднего состава, 6 — структурная позиция повышенных рудных концентраций.

структур растяжения четко отражена в северо-восточной и субмеридиональной направленности пологой и горизонтальной тектонической штриховки на сдвигах, ограничивающих структуры растяжения с флангами (см. рис. 1, 2). Подобный тип сдвиговых смещений в принципе мог проявиться в результате раскрытия структур растяжения под действием сил, связанных с инъекцией магматических расплавов. Но в этом случае у контактов инъецированных тел следовало бы ожидать развитие синхронных внедрению магмы структур сжатия. При этом формировались бы локальные структуры центрального типа и не получил бы развитие охвативший весь Сихотэ-Алинь левосдвиговый геодинамический режим, в который генетически исключительно закономерно вписываются и структуры растяжения, как частные элементы левосдвиговых дислокаций. Нет сомнений в том, что раскрытие северо-западных и субширотных структур происходило в результате растяжения блоков континентальной коры в процессе их латеральных смещений вдоль сдвигов. Растяжение блоков обязано действию свойственных сдвиговым дислокациям пар латеральных сил, равных по величине, но противоположных по направлению. Широко известными процессами, в малом масштабе отражающими дислокационный эффект пар сил, являются растяжение и растаскивание пород и минеральных масс вдоль тектонических сместителей, а также некоторые типы будинажа.

Структуры растяжения (деструктивные формы сдвиговых дислокаций) в разрезе нижнемеловых отложений начали проявляться не по-всеместно, а по мере завершения складчатости и консолидации пород снизу вверх в порядке их возраста. В альбе пликативные сдвиговые дислокации завершились в низах мелового разреза. Поэтому в конце альба валанжинский комплекс отложений вступил в деструктивную fazu сдвиговых дислокаций с образованием скрытых структур растяжения, благоприятствующих интрузивному магматизму, так как локальное снятие напряжений сжатия (декомпрессия) и синхронное поступление глубинных энергоемких флюидов создавали условия для плавления пород и генерации коровой магмы. Развитие скрытой деструкции коры, обусловившей аккумуляцию глубинных энергоресурсов и вещества, подтверждается преимущественной локализацией позднеальбских plutонов в подошве нижнемелового разреза (см. рис. 1). Подсчитано, что позднеальбские гранитоиды занимают 17% площади развития валанжинских отложений и лишь 3% горелив-альбских, в пределах которых проявлены обширные поля контактовых роговиков, фиксирующих наличие скрытых plutонов.

В начале позднего мела, с завершением складчатости по всему нижнемеловому разрезу, сдвиговая деструкция распространилась на весь комплекс нижнемеловых образований по вертикали. Появление сквозных зон растяжения послужило благоприятным условием

для высвобождения глубинного вещества и энергоресурсов, аккумулированных, прежде всего, в зоне скрытой деструкции коры, в зонах субгоризонтальных разноглубинных срывов, а также вещества, поступающего по глубинным разломам с нижних уровней коры и верхней мантии. Судя по составу магматических продуктов, компенсирующих зоны растяжения (см. рис. 2), глубина их проникновения весьма различна. Одни из них не выходят за пределы континентальной коры, другие, пронизывая всю ее мощность, достигают базальтового слоя и верхней мантии. По длительности раскрытия выделяются зоны растяжения одноактные, созданные в короткий (в геологическом смысле) промежуток времени, и зоны длительного развития, в пределах которых в сложных временных и структурных взаимоотношениях формировались магматические образования различного состава, поступавшие последовательно, а возможно и синхронно, с разных уровней континентальной коры и верхней мантии. Иногда наблюдается временная миграция субширотных зон растяжения по латерали (см. рис. 2).

Обобщая изложенное, констатируем, что меловая сдвиговая активизация глубинных разломов, закономерно сменяя пликативные формы проявления на деструктивные, обусловила растяжение нижнемеловых отложений с образованием северо-западных и субширотных вначале скрытых, а затем и сквозных структур растяжения, которые последовательно создали условия соответственно для позднемельбского интрузивного магmatизма и позднемелового вулканизма. В этом заключается основная генетическая и пространственно-временная связь явлений, которые объединены понятием «тектономагматическая активизация».

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РУДОГЕНЕЗА

Позднемеловая эпоха Сихотэ-Алиня характеризуется не только проявлениями процессов магматизма, но и такой своеобразной формой высвобождения глубинного вещества, как рудогенез, который протекал в тех же, что и магматизм, геодинамических условиях, созданных сдвиговой активизацией глубинных разломов. Установлено, что подавляющее большинство рудных месторождений Сихотэ-Алиня размещено в пределах северо-восточных и субмеридиональных глубинных сдвиговых зон (см. рис. 1). Северо-западная ориентировка рудных тел (см. рис. 1, диаграмма I) свидетельствует о приоткрытии рудолокализующих разрывов в условиях левосдвиговой активизации северо-восточных глубинных разломов.

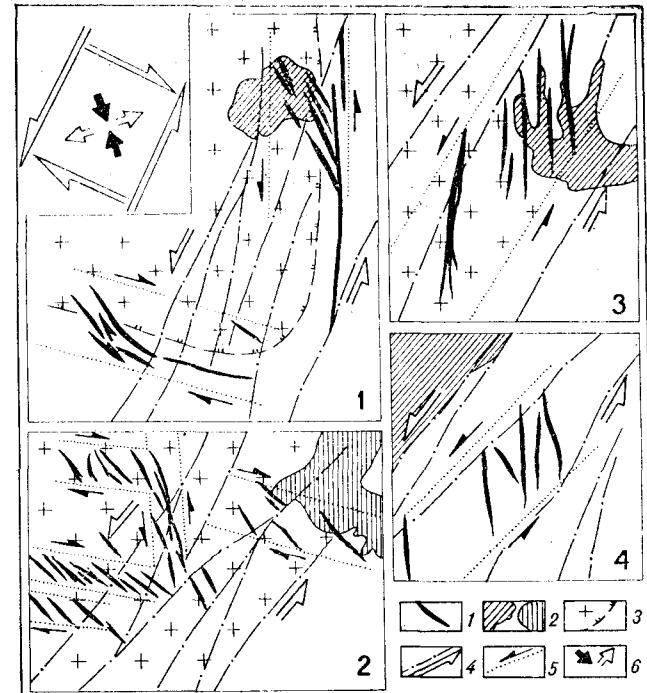


Рис. 4. Примеры строения рудолокализующих структур растяжения сдвиговой природы (Фрагменты строения сдвиговых зон: 1 — Микулинской, 2 — Восточной, 3 — Параллельной, 4 — Бурматовской).

1 — рудные тела, 2 — вскрытые эрозией интрузивы кислого (косая штриховка) и основного состава, 3 — криптороганитоиды, 4 — частные сдвиги и направления движения блоков вдоль сдвиговых зон, 5 — границы кулисных рудолокализующих структур (потенциальные сдвиги), 6 — направление сжатия (черная стрелка), растяжения (полая стрелка) и потенциальных правых и левых сдвигов в синхронной рудогенезе геодинамики.

Сдвиговый тип геодинамических условий рудогенеза подтверждается кулисным размещением рудных тел большинства месторождений Сихотэ-Алиня [5] (рис. 4). Рудные месторождения глубинных сдвиговых зон сосредоточены на участках их сопряжения со скрытыми зонами растяжения, локализующими гранитоиды и, по-видимому, играющими весьма важную роль в рудогенезе (см. рис. 1).

В Центральном Сихотэ-Алине в структурах растяжения, компенсированных гранитоидной магмой (см. рис. 3), рудная минерализация получила развитие вблизи их крутых ограничений и в кровле, которая в современном эрозионном срезе представлена полями метаморфизованных осадочных пород. Иногда в значительных количествах рудная минерализация отмечается непосредственно над уровнем контактowego метаморфизма. Суммарные объемы рудной массы вблизи магмоловокализующих структур растяжения значительны, однако из-за отсутствия благоприятных структурных условий рудная минерализация оказалась рассеянной и лишь на некоторых участках сопряжения глубинных сдвиговых зон с магмоловка-



Рис. 5. Закономерности размещения рудо- и магмалокализующих скрытых структур растяжения и сдвиговых зон.

1 — сдвиговые зоны: I — Дубровская, II — Темногорская, III — Левицкая, IV — Силинская, V — Перевальная, 2 — поля гравитационных минимумов, 3 — скрытые зоны растяжения, компенсированные гранитоидами, 4 — сквозные зоны растяжений, контролировавшие развитие вулканизма, 5 — границы скрытых и сквозных зон растяжений, 6, 7 — рудные тела, 8 — рудолокализующие структуры: Дубровская (1), Рубежная (2), Верхняя (3), Лагерная (4), Ветнанская (5), Темногорская (6), Верхне-Цинковая (7), Левицкая (8), Хрустальная (10), Силинская (11), Мирина (12), Восточно-Силинская (13), Приустевская (14), Дорожная (15), 9 — экструзии дацитов, гранодиоритов, 10 — акструзии андезитобазальтов, 11, 12 — металлометрические ореолы хрома (11) и никеля (12).

лизующими структурами растяжения отмечается ее повышенная концентрация.

В Кавалеровском рудном районе Сихотэ-Алиня скрытые структуры растяжения, компенсированные гранитоидной магмой, выражаются полями пониженной силы тяжести (рис. 5). Глубина кровли скрытых гранитоидных образований по геофизическим данным оценивается ~1,5 км. Рудные месторождения размещены выше уровня контактового метаморфизма в неизмененных нижнемеловых осадочных отложениях в зонах разломов, ограничивающих скрытые структуры растяжения на глубине 1,5–3 км. Наибольшие объемы концентрации руды сосредоточены на участках сопряжения скрытых магмалокализующих структур растяжения (вернее, их проекции на дневной поверхности) с северо-восточными сдвиговыми зонами, вдоль которых, указывая на их глубинность, наблюдаются интрузивные и экструзивные тела и лавы среднего и основного состава (андезиты, андезито-базальты, дациты, базальты, гранодиориты), а также металлометрические ореолы хрома, никеля, кобальта.

Установленные связи рудных месторождений с глубинными сдвиговыми зонами и скрытыми

магмалокализующими структурами растяжения позволяют создать принципиальную геодинамическую модель рудогенеза в Сихотэ-Алине.

Сдвиговая активизация глубинных разломов в конце альба, как отмечалось, привела к формированию скрытых структур растяжения. Многократно приоткрываясь и имея постоянно подновляющиеся связи через сдвиговые зоны с глубинными уровнями коры и верхней мантии, они выполняли роль аккумуляторов глубинных энергоресурсов и вещества, в том числе и рудного. Поступление рудного вещества в скрытые структурные растяжения шло, по-видимому, двумя путями: во-первых, поставлялось по глубинным разломам из нижних уровней коры и верхней мантии, во-вторых, высвобождалось при плавлении осадочных пород. В исключительно энергоемких скрытых структурах растяжения происходил процесс дифференциации сложных по составу магм на пластичные, жидкые и газобразные породные и рудные минеральные ассоциации. Если синхронно дифференциации магмы и на ее завершающей стадии сдвиговых движений по разломам не происходило и, следовательно, не формировались рудоконцентрирующие структу-

ры, то рудные минеральные ассоциации, отделяясь от магматического очага, проникали во все сколько-нибудь пригодные для инъекций многочисленные каналы и, таким образом, рассеивались, не образуя промышленно-интересных скоплений. При появлении значительных по размерам сквозных каналов аккумулированное в скрытых структурах растяжение и еще не потерявшие мобильности рудно-магматическое вещество бурно высвобождалось на поверхность в форме вулканизма. При этом рудные минеральные ассоциации также не концентрировались, а рассеивались вместе с продуктами вулканизма. И только в тех случаях, когда в результате сдвиговой активизации глубинных разломов формировались небольших размеров сквозные каналы, а зоны не выходящего на поверхность умеренного растяжения (см. рис. 4, 5), которые способны были за счет дегрессионного эффекта «всасывать», дренировать и локализовать лишь легко подвижные дифференциаты, создавались исключительно благоприятные условия для отделения («отсасывания») из рудномагматического очага и последующей концентрации высокомобильных рудонесущих гидротерм и газовых эманаций с образованием месторождений. Одноактные оптимальные растяжения приводили также и к отделению из магмолокализующих скрытых структур растяжения мобильных магматических дифференциатов с образованием дорудных, синрудных и пострудных дайковых полей.

Таким образом, рудогенез неотделим от магматических процессов и является составной частью высвобождения глубинного вещества в геодинамических условиях, созданных сдвиговой активизацией глубинных разломов. Установленные закономерности размещения и выявленные особенности генезиса рудных месторождений позволяют наметить новые пути их поисков и имеют важное значение в познании процессов рудогенеза.

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ УГЛЕНОСНЫХ ВПАДИН

В кайнозое сдвиговые смещения по северо-восточным и субмеридиональным глубинным разломам продолжались, а следовательно, не прекращался и процесс растяжения блоков континентальной коры с образованием субширотных и северо-западных структур растяжения. Однако если в позднем мелу вскрывшие глубинные участки коры структуры растяжения компенсировались продуктами вулканиз-

ма, то к кайнозою запасы коровой магмы значительно истощились. Поэтому рассекшие континентальную кору и достигшие океанической коры и верхней мантии субширотные структуры растяжения обусловили базитовый вулканализм. В других случаях локальное растяжение континентальной коры при отсутствии или недостатке глубинного компенсационного вещества привело к интенсивному сбросообразованию и формированию депрессий, в том числе и угленосных. Важно подчеркнуть, что депрессионные просадки являются не результатом прогиба континентальной коры, а следствием ее латерального растяжения. Из этого вывода следует, что углеобразование в депрессиях протекало над участками коры с повышенной проницаемостью для глубинных энергоресурсов и вещества. Следовательно, сдвиговые растяжения континентальной коры не только формировали благоприятные для захоронения растительных остатков депрессионные просадки, но и создавали условия для проявления в пределах депрессий различного рода эндогенных факторов, в том числе и вулканализма.

Вулканализм в пределах депрессий проявлялся эпизодически на протяжении всего кайнозоя. В эоцене в Краскинской и Нарской впадинах изливались лавы базальтов, а также инъецировались продукты кислого состава, которые продолжали поступать и в олигоцене. В миоцене в Нарской впадине вновь изливалась лава основного состава. В плиоцене базальтоидный вулканализм особенно активно проявился в Шкотовской впадине и в меньшей степени в Угловской и впадинах Хасанского угленосного района. Базальтовый вулканализм депрессий является прямым фактом, указывающим на образование углей над участками коры с повышенной проницаемостью для глубинных веществ. Об этом же свидетельствуют повышенные концентрации в углистых породах некоторых редких металлов, превышающие кларковые показатели в десятки и сотни раз, иногда образующих самостоятельные месторождения. Наконец, известно, что вдоль активных глубинных разломов имеют место случаи общего увеличения величины теплового потока в несколько раз по сравнению со смежными районами, что обеспечивает существование в их пределах своеобразного микроклимата.

Представляется, что связанные с вулканализмом периодические выбросы плодородных пеплов, поступление умеренных доз тепла, создающего относительно устойчивое локальное потепление, постоянная циркуляция по разломам подземных вод, обогащенных микроэлементами, при общем влажном прибрежно-морском климате стимулировали рост растений. Такие

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

условия обеспечивали существование в течение длительного времени своеобразных «оазисов», в которых в депрессионных просадках происходило накопление растительной массы. Одновременно шел привнос глубинных элементов с низкотемпературными термальными водами, циркулировавшими в зонах разрывных нарушений синхронно торфонакоплению. Полезный компонент, содержащийся в термальных источниках, сорбировался органическим веществом уже на ранней стадии разложения растительного материала. В дальнейшем происходило его обогащение в результате многократного перемыва и переотложения растительной массы вместе с терригенным материалом. После захоронения растительных остатков продолжавшееся поступление умеренных доз глубинного тепла без доступа кислорода способствовало их углефикации.

Рассмотренное выше позволяет предположить, что в образовании угольных месторождений решающую роль, по-видимому, могли играть глубинные вещественные и тепловые ресурсы Земли, локальное высвобождение которых на поверхность обусловлено оптимальным растяжением консолидированной коры в процессе сдвигового геодинамического режима. При этом вполне естественны локальные скопления иногда огромных запасов ископаемых углей, что весьма затруднительно объяснить с позиций рассмотрения угольных месторождений только как формы аккумуляции солнечной энергии.

Представление, что в образовании угольных месторождений изначально главенствующая роль принадлежит вещественным и тепловым глубинным ресурсам Земли, позволяет высказать подобные предположения и в отношении образования месторождений нефти. И в самом деле, при таком же, что и на супе, сдвиговом геодинамическом режиме на дне моря могли формироваться зоны умеренного растяжения коры. По ним поступало глубинное тепло и микроэлементы, способствующие бурному развитию морских организмов, которые, отмирая, в просадках над зонами растяжения создавали огромные объемы биомассы — главного исходного продукта нефти. Образование нефти над участками коры с повышенной проницаемостью для глубинных веществ подтверждается, например, тем, что в такой ее разновидности, как битумы, иногда в значительных количествах содержится ванадий, никель, германий, уран, кобальт. По этим параметрам битумы сходны с углями и, по-видимому, те и другие своим происхождением обязаны глубинным вещественным и тепловым ресурсам Земли с той лишь разницей, что в континентальных условиях стимулировался рост растений, а в морских — бурно развивались морские организмы.

В результате проведенных исследований выявлена геодинамическая сущность явлений, весьма расплывчатое понимание которых обычно выражается термином «тектоническая активизация». Установлено, что геодинамические условия, при которых протекали процессы вулканизма, интрузивного магматизма и рудогенеза созданы сдвиговой активацией глубинных разломов. Комплексный анализ, направленный на выявление роли геодинамических факторов в явлениях высвобождения глубинного вещества и энергии, позволил расширить генетические и пространственно-временные связи между большим разнообразием сложных процессов тектономагматической активизации.

Сдвиговые дислокации рассматриваются как геодинамический процесс, возникающий в зоне сочленения геоблоков, смещающихся параллельно друг другу по латерали в противоположных направлениях. В условиях сдвиговой геодинамики в закономерных пространственных, временных и генетических связях формируются складчатость, зоны растяжения, раздвои, надвиги, сбросы и собственно сдвиги. В решении проблемы пространственной и временной связи между различными формами пликативных и деструктивных структур весьма важное значение приобретают установленные в Сихотэ-Алине особенности эволюционного развития сдвиговых дислокаций, обусловленного преобразованием пластичных геосинклинальных отложений в консолидированные складчатые комплексы. С позиций эволюционного развития сдвиговых дислокаций удается, что очень важно, генетически связать и объяснить закономерную направленность таких основных явлений в геосинклинальном развитии Сихотэ-Алиня, как складчатость, орогения и последующая деструкция консолидированной коры.

В сдвиговый геодинамический процесс во времени и пространстве четко вписывается явления интрузивного магматизма, вулканизма и рудогенеза. Если первичные пликативные формы сдвиговых дислокаций, создавшие складчатую систему Сихотэ-Алиня, не способствовали высвобождению глубинного вещества, то их последующие деструктивные проявления, обусловившие растяжение осадочного чехла, определили пространственно-временные закономерности магматизма и рудогенеза. Так, позднеальбская деструкция нижней консолидированной части меловых геосинклинальных отложений создала условия для скрытой аккумуляции рудно-магматических веществ. Таким образом, выявляется геодинамическая сущность синорогенного интрузивного магматизма. Консолидация всей мощности мелового разреза

обусловила появление в позднем мелу сквозных структур растяжения, обеспечивших вы свобождение скрытой энергии и вещества с образованием Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. Одновременно в скрытых структурах умеренного сдвигового растяжения коры формировались рудные месторождения. Закономерности развития позднемеловых сдвиговых деструкций выявляют сущность геодинамических условий посторогенного магматизма и рудогенеза.

К кайнозою запасы коровой магмы значительно истощились, поэтому продолжавшееся локальное растяжение континентальной коры обуславливало преимущественно базитовый вулканизм, а при отсутствии или недостатке компенсационного глубинного вещества приводило к интенсивному сбросообразованию и формированию континентальных депрессий, поступление в которые умеренных доз глубинного тепла и микроэлементов, возможно, стимулировало рост растений, а в дальнейшем способствовало углефикации захороненных ра-

стительных остатков с образованием месторождений угля.

Важно подчеркнуть, что сдвиговые дислокации в позднем мелу — кайнозое активизировались на всем протяжении зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Поэтому установленные в Сихотэ-Алине особенности сдвигового геодинамического режима могут быть положены в основу решения ряда важных проблем зоны перехода. В частности, с этих позиций могут быть объяснены геодинамические условия формирования Восточно-Азиатского вулканогенного пояса, континентальных впадин и даже таких грандиозных растяжений континентальной коры, как окраинные моря. Установленная в Сихотэ-Алине тесная пространственно-временная связь магматизма со сдвиговой активизацией глубинных разломов указывает на то, что тектономагматические процессы зоны перехода являются следствием латеральных смещений сочленяющихся Азиатского и Тихоокеанского блоков тектоносферы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов Б. А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Кн. изд-во, 1972.
2. Паклин А. П. О сочленении Центрального и Меридионального разломов и характере движений по ним.— Информ. сб. ПТГУ, 1963, № 4.
3. Силантьев В. Н. Фудзино-Иманский сдвиг.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 2.
4. Уткин В. П. Разрывные нарушения и складчатые сооружения Восточного Приморья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 3.
5. Уткин В. П. Эшелонированные разрывные структуры месторождений Приморья.— Геотектоника, 1973, № 4.
6. Уткин В. П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР,  
Владивосток

Поступила в редакцию  
2 апреля 1984 г.

*M. A. Мишин, O. B. Авченко, I. A. Тарапин*

## ГРАНУЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ВОСТОКА АЗИИ

Рассмотрены условия формирования гранулитовых комплексов разновозрастных геотектонических структур Востока Азии. Выделено две группы гранулитовых комплексов: гранулиты ареального глубинного метаморфизма раннеархейского фундамента платформ и гранулиты зональных метаморфических комплексов умеренных глубин раннепротерозойских складчатых областей. На основе современной минеральной гео-

Исследование гранулитовых комплексов в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану имеет важное значение для решения проблемы становления континентальной земной коры.

Гранулитовые комплексы на Востоке Азии входят в состав раннеархейского фундамента Сибирской и Китайской платформ, а также распространены в обрамляющих их древних позднеархейских и раннепротерозойских складчатых областях (рис. 1). В метаморфических толщах складчатых областей позднего протерозоя и фанерозоя гранулиты отсутствуют. Выделяемые в этих областях гранулиты обычно принадлежат либо блокам раннедокембрийского фундамента, либо являются высокотемпературными kontaktовыми образованиями фанерозоя, связанными с внедрением интрузивных тел различного состава, чаще всего габброидов.

Среди гранулитовых комплексов раннего до-кембия Востока Азии по глубинности формирования и характеру зональности различаются две группы гранулитов.

1. Глубинные гранулитовые комплексы ареального типа метаморфизма ( $P_s > 7$  кбар), состоящие раннеархейский фундамент платформ Востока Азии. Эти комплексы повсеместно метаморфизованы в условиях гранулитовой фации, и отмечаемые местами среди них более низкотемпературные парагенезисы всегда относятся к более поздним этапам метаморфизма.

2. Гранулиты зональных метаморфических комплексов умеренных глубин ( $P_s = 5-7$  кбар) раннепротерозойских складчатых областей. Гранулиты этой группы входят в состав зональных метаморфических комплексов, где температуры метаморфизма меняются от эпидот-амфиболи-

термобарометрии охарактеризован термодинамический режим метаморфизма выделенных групп.

Показано, что «гранулиты» кайнозойской Корякско-Камчатской складчатой области являются высокотемпературными kontaktовыми образованиями. Сделан вывод об общем уменьшении геотермической активности геосинклинального корообразования в фанерозийских складчатых областях зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану.

товой (или низких степеней амфиболитовой) до гранулитовой фаций.

Предполагаемое распространение этих двух групп гранулитовых комплексов на Востоке Азии показано на рис. 1.

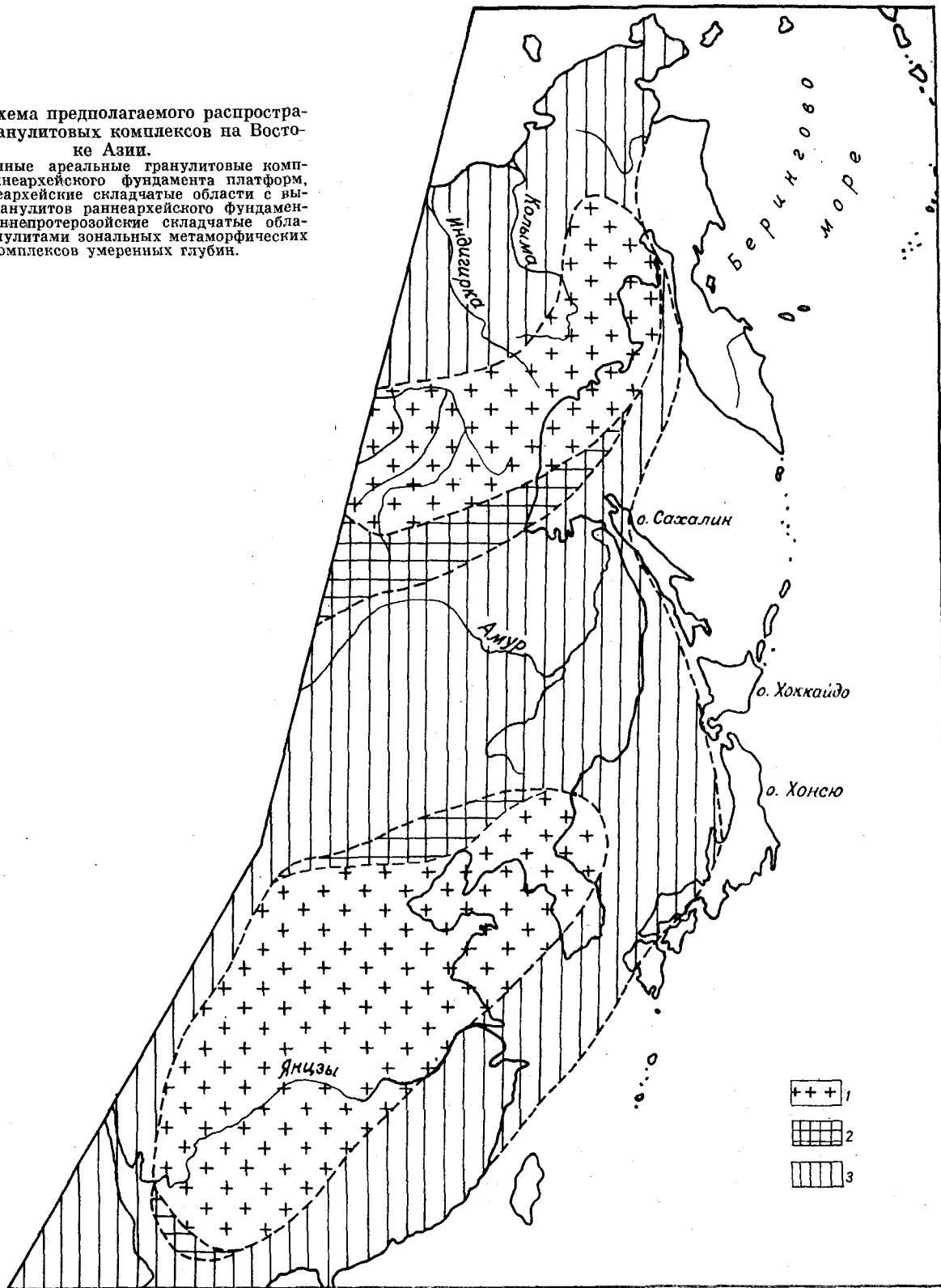
### РАННЕАРХЕЙСКИЕ ГЛУБИННЫЕ ГРАНУЛИТЫ АРЕАЛЬНОГО ТИПА ЗОНАЛЬНОСТИ

Раннеархейские глубинные гранулиты слагают фундамент Сибирской и Китайской платформ. Гранулиты Сибирской платформы обнаруживаются в пределах Алданского щита, Охотского, Тайгоносского и Омолонского массивов, являющихся, по представлениям авторов данной статьи, «осколками» Сибирской платформы. Кроме того, выходы этого фундамента отмечаются в позднеархейских складчатых областях, например в Становой области. Для метаморфических пород Алданского щита имеются многочисленные радиологические датировки, полученные K-Ag, U-Pb, Pb-Pb методами [6, 10, 17, 25], которые дают интервал значений от 2500 до 3800 млн. лет, свидетельствующий об их раннеархейском возрасте и отражающий проявление более поздних метаморфических процессов. Подобный интервал датировок отмечается и для Охотского — 2640 млн. лет (K-Ag метод [2]), 3700 млн. лет (Th-Pb метод [13]), Омолонского — 3400 млн. лет (U-Pb метод [11]), Тайгоносского — 2760—3100 млн. лет (K-Ag метод [8, 9]) кристаллических массивов.

Наиболее обширным выходом раннеархейского фундамента Китайской платформы является

Рис. 1. Схема предполагаемого распространения гранулитовых комплексов на Востоке Азии.

1 — глубинные ареальные гранулитовые комплексы раннеархейского фундамента платформ, 2 — позднеархейские складчатые области с выходами гранулитов раннеархейского фундамента, 3 — раннепротерозойские складчатые области с гранулитами зональных метаморфических комплексов умеренных глубин.



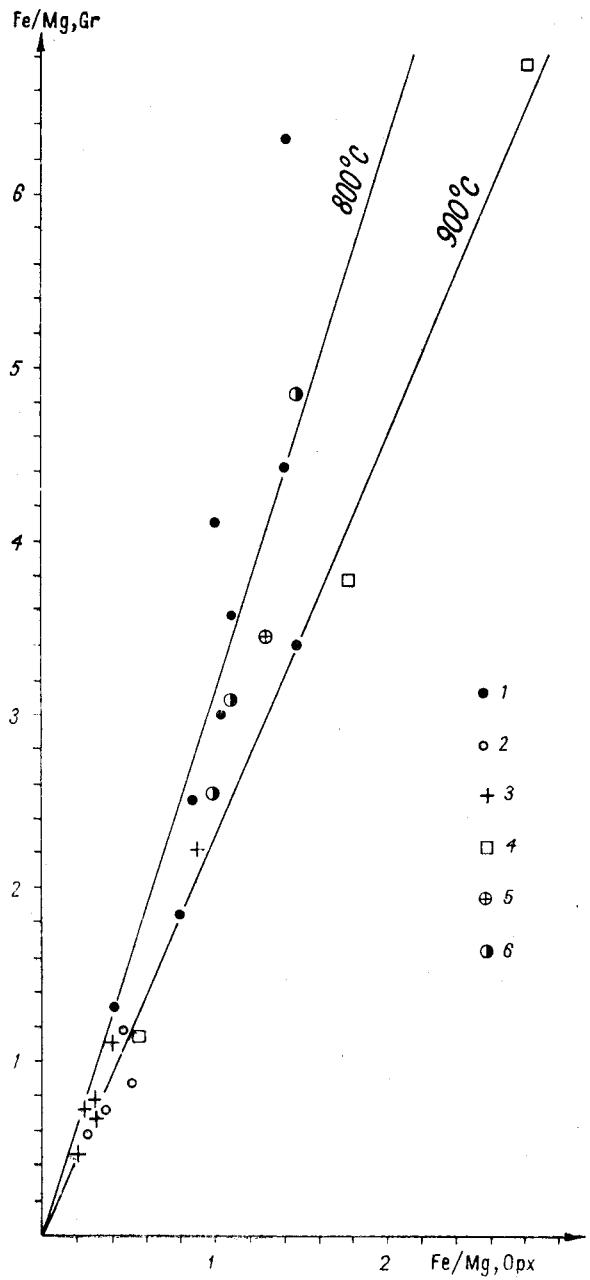


Рис. 2. Соотношение Fe/Mg в сосуществующих гранатах и ортопироксенах гранулитов охотского (1), сутамского (2), чогарского (3), кимчекского (4), тайгоносского (5) и сутамского (6) комплексов.

Сино-Корейский щит, в пределах которого выделяются Наннимский и Кимчекский массивы. По глубинности формирования они сопоставимы с гранулитовыми комплексами Алданского щита [16]. Имеющиеся радиологические датировки пород Наннимского и Кимчекского массивов составляют соответственно: 1525—2900 млн. лет (K-Ar метод [3, 5, 26]) и 1734—1777 млн. лет (K-Ar метод [5]) и отражают более поздние этапы метаморфизма и гранитизации, проявленные в раннем протерозое и позд-

нем архее. Кроме Сино-Корейского щита, глубинные раннеархейские формации выходят на поверхность и в других районах Китайской платформы. К ним относится комплекс Куан-Си в провинции Хэбэй, для которого имеется радиологическая датировка 3670 млн. лет (Rb-Sr метод [35]).

Рассмотрим условия формирования раннеархейских гранулитовых комплексов. Прежде всего сопоставим различные гранулитовые комплексы по коэффициенту распределения Fe и Mg между гранатом и ортопироксеном, а также гранатом и клинопироксеном. Это даст возможность судить об относительной температуре формирования гранулитовых комплексов.

На графике (рис. 2) по данным, приведенным в табл. 1, показано соотношение Fe/Mg в сосуществующих гранатах и ортопироксенах из рассматриваемых гранулитовых комплексов и проведены изотермы идеального распределения Fe и Mg между минералами. Калибровка изотерм (см. рис. 2) довольно условна, хотя величина температуры 900°C имеет достаточно надежное обоснование (см. ниже). Изотерма 800°C (см. рис. 2) оценена по гранат-клинопироксеновому термометру Д. Эллиса и Д. Грина [33]. На графике видно, что точки сосуществующих минералов из разных комплексов не образуют самостоятельных трендов, а располагаются в виде поля. Это может свидетельствовать о близости температур формирования рассматриваемых гранулитов. Совершенно не отличаются по распределению Fe/Mg между гранатом и ортопироксеном гранулиты юга Алданского щита (сутамская фация глубинности [16]) и глыб архея Становой складчатой области (чогарская фация глубинности [11]). Однако сосуществующие минералы в породах этих фаций наиболее магнезиальны (см. рис. 2). К сходным выводам приводит и непосредственный расчет температур. В табл. 2 приведены оценки температур по гранат-клинопироксеновому термометру Д. Эллиса и Д. Грина [33] для гранулитов охотского, чогарского и тайгоносского комплексов. Из данных видно, что температура гранат-клинопироксенового равновесия в пределах одного комплекса может изменяться довольно значительно (например, 830—700°C для охотского комплекса (см. табл. 2)), при этом предельно высокие температуры для каждого из указанных комплексов заметным образом не различаются. Подобные результаты получены и по гранат-ортопироксеновому термометру П. Даля [32]. Разброс значений температур минеральных равновесий в пределах одного гранулитового комплекса, вероятнее всего, следует связывать с регрессивной перекристаллизацией минералов. Об этом свидетельствует регрессивная зональность гранатов и реже пироксенов (см. табл. 2).

Таблица 1

№ образца	GrFe/Mg	Opx Fe/Mg	$\ln K_D^{\text{Gr-Opx}}$	№ образца	GrFe/Mg	Opx Fe/Mg	$\ln K_D^{\text{Gr-Opx}}$
A-33	4,048	1,041	1,357				
OX-48	2,985 <sup>c</sup>	1,047	1,047 <sup>c</sup>	143-3	1,307 <sup>c</sup>	0,408	1,164 <sup>c</sup>
	3,876 <sup>r</sup>		1,309 <sup>r</sup>		1,661 <sup>r</sup>		1,403 <sup>r</sup>
A-202-5	1,852	0,794	0,846	B-114-3A	0,593	0,283	0,739
A-202-9	2,512	0,896	1,031	B-114-3	0,717	0,346	0,728
OX-60	4,444 <sup>c</sup>	1,404	1,152 <sup>c</sup>	E-1571/23	0,934	0,509	0,606
	5,555 <sup>r</sup>		1,375 <sup>r</sup>				
138	3,571	1,099	1,179	E-7080-1	1,085	0,470	0,829
73-B	3,413	1,473	0,840	2104-A	2,559	0,980	0,959
O-25-1	6,289	1,456	1,463	2105-A	3,100	1,048	1,084
2118-B	4,838	1,506	1,167	19-H-68	0,730	0,244	1,097
741-B	3,447	1,312	0,966	A-610-2	2,100	0,873	0,878
19-M-65	1,146	0,417	1,010	255-Я	3,762	0,560	0,746
1212/68	0,468	0,200	0,850	238-Я	1,041	1,833	0,646
Г-621-3	0,769	0,329	0,848	266-Я	6,913	0,351	0,886
Г-621-Е	0,687	0,334	0,721				

П р и м е ч а н и е. Г-618 — Gr + Cpx + Hyp + Pl + Hb + Ilm, Г-621-3 — Gr + Hyp + Sill + Kfs + Bi + Q, Г-621-E — Gr + Hyp + Sill + Pl + Bi + Q + Ru, A-210-2 — Gr + Hyp + Pl + Bi + Q — чогарский комплекс, авторские данные; 19-H-68 — Gr + Hyp + Sill + Q + Ru(Sa), 19-M-65 — Gr + Opx + Sill + Bi + Q + Ru(Cor), 1212/68 — Gr + Opx + Sill + Sa + Ru (Cor, Spl), 6375-6/68 — Gr + Hb + Opx + Cpx + Pl + Mt, 17-5/65 — Gr + Hb + Opx + Cpx + Pl — чогарский комплекс [11]; B-114-3A, B-114-3 — Gr + Hyp + Sill + Pl + Q + Bi — сутамский комплекс [29]; 2104-A, 2105-A, 2118-B — Gr + Hyp + Pl + Bi + Q — сутамский комплекс, авторские данные; E-1571/23 — Gr + Bi + Sill + Hyp (+Pl, Q, Ru) и E-7080/1 — Hyp + Sill + Gr + Cor + Bi + Kfs + Q + Ru — сутамский комплекс [12]; 741-B — Gr + Hyp + Hb + Cpx + Pl + Ilm, B-563 — Gr + Hb + Cpx + Pl + Ilm, 697 — Gr + Cpx + Hb + Hyp + Pl — тайгоноский комплекс, авторские данные; 255-Я — Gr + Hyp + Pl + Bi, 238-Я — Gr + Hyp + Pl + Bi + Q — кимчекский комплекс, авторские данные; A-33, OX-48 — Gr + Hb + Opx + Cpx + Ilm + Pl, A-202-5, A-202-9, OX-60 — Gr +

+ Hyp + Pl + Bi + Q, 138 — Gr + Hb + Bi + Kfs + Hyp + Q + Mt + Pl, 73-B — Gr + Hyp + Q + Bi + Kfs, O-25-1 — Gr + Hyp + Q, 143-3 — Gr + Hyp + Cor + Bi + Pl + Q — охотский комплекс, авторские данные.

Здесь и далее употребляются следующие символы: Alm — альмандин, An — анортит, Bi — биотит, C — графит, Cor — кордиерит, Cpx — клинопироксен, Gr<sup>c</sup> — гранат (центр кристалла), Gross — гроссуляр, Hb — роговая обманка, Hyp — гиперстен, Ilm — ильменит, Kfs(Or) — калишпат, Mt — магнетит, Opx — ортопироксен, Oge — рудный, Pl<sub>56</sub><sup>r</sup> — плагиоклаз и его номер в краевой зоне кристалла, Py — пироп, Q — кварц, Ru — рутил, Sa — сапфирин, Sill — силлиманит, Sp — спессартин,  $X_i^j$  — концентрация компонента  $i$  в фазе  $j$ ,  $a_{\text{Opx}}$  — активность ортопироксена, вычисленная по [37],  $\ln K_D^{\text{Gr-Cpx}}$  — коэффициент распределения Fe и Mg между минералами.

Перейдем к оценке давления образования рассматриваемых гранулитовых комплексов на основе уравнений Р. Ньютона, Д. Перкинса [37] и Р. Ньютона, Г. Хасельтона [38], выведенных на основе точных термохимических дан-

ных и термодинамически обоснованных моделей твердых растворов минералов. Совместное решение этих уравнений для минерального парагенезиса  $\text{Gr} + \text{Opx} + \text{Sill} + \text{Pl} + \text{Q}$  позволяет найти одновременно  $P_s$  и  $T$ . Этот парагенезис

Таблица 2 \*

Параметры химических составов минералов в чогарском, тайгоноском и охотском гранулитовых комплексах и температура гранат-клинопироксенового равновесия по геотермометру Р. Эллиса и Д. Грина [37]									
№ образца	GrFe/Mg	Cpx Fe/Mg	$\ln K_D^{\text{Gr-Cpx}}$	$T^\circ \text{ С при } 10 \text{ кбар}$	№ образца	GrFe/Mg	Cpx Fe/Mg	$\ln K_D^{\text{Gr-Cpx}}$	$T^\circ \text{ С при } 10 \text{ кбар}$
Г-618	2,114	0,532	1,380	850	697	1,698	0,396	1,455	832
6375-Б/68	1,770	0,383	1,530	781	741-Б	3,447	0,857	1,392	840
17-Б/65	3,193	0,644	1,588	783	OX-48	2,815 <sup>c</sup>	0,593	1,559 <sup>c</sup>	812 <sup>c</sup>
						3,865 <sup>r</sup>		1,879 <sup>r</sup>	713 <sup>r</sup>
B-563	3,060	0,600	1,629	842	A-71	3,249 <sup>c</sup>	0,765 <sup>c</sup>	1,447 <sup>c</sup>	828 <sup>c</sup>
					A-33	3,981 <sup>r</sup>	0,639 <sup>r</sup>	1,828 <sup>r</sup>	722 <sup>r</sup>
						4,052	0,726	1,722	761

\* См. примечание к табл. 1.

Таблица 3 \*

Параметры химических составов минералов из гранулитовых комплексов Востока Азии и оценки давления по геобарометру [37] при 900°C — верхняя цифра и 800°C — нижняя цифра

№ образца	$X_{\text{An}}^{\text{Pl}}$	$X_{\text{Gross}}^{\text{Gr}}$	$X_{\text{Alm}}^{\text{Gr}}$	$X_{\text{Py}}^{\text{Gr}}$	$a_{\text{Opx}}$	$P_{\text{кбар}}$	Комплекс
138	0,450	0,169	0,614	0,172	0,207	7,5 7,1	Охотский
OX-60	0,370	0,127	0,666	0,150	0,162	6,4 6,2	
A-202-9	0,490	0,102	0,552	0,220	0,256	6,0 5,8	
A-202-5	0,220	0,029	0,628	0,339	0,286	7,8 7,2	
143-3	0,270	0,023	0,553	0,423	0,469	5,8 5,5	
Г-621-Е	0,270	0,022	0,395	0,574	0,470	8,6 8,1	Чогарский
A-210-2	0,290	0,051	0,627	0,299	0,255	8,1 7,7	
2104-А	0,430	0,185	0,570	0,223	0,241	9,4 9,0	Сутамский
2105-А	0,390	0,193	0,572	0,185	0,496	9,3 9,1	
2118-В	0,440	0,197	0,616	0,127	0,450	8,4 8,1	
255-Я	0,387	0,181	0,647	0,172	0,427	10,6 10,0	Кимчекский
238-Я	0,400	0,046	0,504	0,484	0,315	9,3 8,7	

\* См. примечание к табл. 1.

описан в породах сутамского и чогарского комплексов. В обр. В-114-3 (сутамская фация [29]) составы минералов следующие:  $X_{\text{Py}}^{\text{Gr}} = 0,567$ ,  $X_{\text{Gross}}^{\text{Gr}} = 0,023$ ,  $X_{\text{Alm}}^{\text{Gr}} = 0,407$ ,  $X_{\text{An}}^{\text{Pl}} = 0,20$  — 0,27,  $a_{\text{Opx}} = 0,410$ , в обр. Г-621-Е (чогарская фация, авторские данные) —  $X_{\text{Py}}^{\text{Gr}} = 0,578$ ,  $X_{\text{Gross}}^{\text{Gr}} = 0,022$ ,  $X_{\text{Alm}}^{\text{Gr}} = 0,395$ ,  $X_{\text{An}}^{\text{Pl}} = 0,27$ ,  $a_{\text{Opx}} = 0,470$ . В обоих образцах сосуществуют  $\text{Gr} + \text{Sill} + \text{Opx} + \text{Pl} + \text{Kfs} + \text{Q}$ , причем в обр. Г-621-Е, отобранном в правобережье р. Ток, реакционных взаимоотношений между минералами не наблюдалось, а Орх и Силл образуют самостоятельные кристаллы и тесно сросшиеся агрегаты. Применяя уравнения [37, 38], определили в обр. В-114-3  $P_s$  (9,4 кбар),  $T$  (940°C), а в обр. Г-621-Е —  $P_s$  (7,0—8,5 кбар),  $T$  (900°C). Полученные температуры устойчивости ассоциации Орх + Силл, равные 900—940°C, хорошо согласуются с данными других исследователей [12, 34], что позволяет признать довольно на-

деждными и полученные оценки давления. Таким образом, принятая наиболее высокая глубинность чогарской фации [11] не подтверждается проведенными расчетами. Оценка температуры в 900°C послужила основанием для калибровки изотермы распределения Fe и Mg между гранатом и ортопироксеном (см. рис. 2). Результаты расчетов по уравнению Р. Ньютона и Д. Перкинса [37] для образцов, содержащих ассоциацию  $\text{Gr} + \text{Opx} + \text{Pl} + \text{Q}$ , проведены для 800 и 900°C (табл. 3). Геобарометр Р. Ньютона и Д. Перкинса [37] слабо зависит от температуры, поэтому некоторая неопределенность в точной оценке температур метаморфизма внутри этого интервала в конкретном образце заметным образом не влияет на оценку  $P_s$ .

Показанная сопоставимость гранулитовых комплексов по температуре позволяет, применивая геобарометр [37], расположить рассматриваемые метаморфические комплексы в следующий ряд по глубинности (в скобках, оценочный интервал величины давления): гранулиты сутамского и кимчекского комплексов (10,6—8,1 кбар), сюда же, вероятно, относится и гранулитовый комплекс Куан-Си, для которого Р. Ньютоном и Д. Перкинсом [37] условия давления определяются величиной 10,6 кбар; гранулиты чогарского комплекса (8,6—7,7 кбар); гранулиты охотского комплекса (7,8—5,5 кбар). Разброс оценок давления в пределах одного комплекса связывается с последующими регressiveными преобразованиями пород, выявленными и по петрографическим признакам при изучении шлифов. Если брать за основу максимальные давления, то вышеуказанный ряд должен отвечать уменьшению глубинности (степени эрозионного среза). Таким образом, полученные данные показывают довольно близкий термодинамический режим для всех древнейших гранулитов и свидетельствуют об отсутствии заметных неоднородностей в распределении теплового потока по латерали на значительных территориях в раннем архее Востока Азии.

# ГРАНУЛИТЫ ЗОНАЛЬНЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Нижнепротерозойские метаморфические комплексы распространены в древних складчатых поясах, окаймляющих раннеархейские ядра Сибирской и Китайской платформ (см. рис. 1). Они послужили фундаментом для складчатых областей фанерозоя и в настоящее время выходят на поверхность в виде отдельных массивов в Монголо-Охотской (Ханкайский, Фэншуйлинский, Мало-Хинганский, Буреинский, Кэнтейский), Сахалино-Японской (массив Хида), Верхояно-Чукотской (Чукотский массив) складчатых областях. Эти выходы метаморфических пород описаны в литературе [18, 24, 26], хотя в трактовке их возраста нет единства. Рассмотрим условия метаморфизма некоторых нижнепротерозойских комплексов указанных складчатых областей.

**Ханкайский массив.** Для нижнепротерозойских толщ Ханкайского массива имеются радиологические датировки 1650 млн. лет (K-Ar метод [4]) и 1517 млн. лет (Rb-Sr метод [15]). Метаморфизм этого комплекса (иманская и уссурийская серии) носит широкозональный характер и его метаморфические образования относятся к гранат-кордиеритовой и биотит-ортоклаз-силлиманитовой температурным фациям [18]. Наиболее распространены образования биотит-ортоклаз-силлиманитовой фации, тогда как минеральные ассоциации, отвечающие гранат-кордиеритовой (гранулитовой) фации, образуют отдельные изометричные ореолы размером до 10—12 км в поперечнике. Детальными микрозондовыми исследованиями [21—23] установлено, что гранаты из гранулитовых парагенезисов Ханкайского массива обладают регрессивной зональностью. Магнезиальность в ядрах зерен гранатов составляет 18—26%. Максимальные температуры метаморфизма для гранулитов Ханкайского массива достигают 800°C (гранат-кордиеритовый геотермобарометр [23]). Давление, рассчитанное по уравнению Р. Ньютона и Г. Хасельтона [38] при такой температуре для ассоциации с наиболее магнезиальным гранатом  $\text{Alm}_{74} + \text{Sill} + \text{Cor}_{62} + \text{Pl}_{38} + \text{Q}$ , составляет 6 кбар, что свидетельствует о принадлежности гранулитовых пород Ханкайского массива к фации умеренных глубин.

**Массив Хида.** Массив Хида, по представлениям авторов данной статьи, входит в состав восточной части древней складчатой области, разделившей в раннем протерозое Сибирскую и Китайскую платформы. Метаморфические толщи массива Хида имеют много общего с нижнепротерозойскими образованиями Ханкай-

ского массива, а также с блоками метаморфических пород, выходящими на побережье Японского моря в Южном Приморье [18]. О раннепротерозойском возрасте метаморфических пород массива Хида свидетельствуют радиологические датировки возраста слюд из силлиманитовых гнейсов гальки пермских конгломератов, составляющие 1500—1985 млн. лет (K-Ar и Rb-Sr методы [40]). Анализ имеющихся материалов по метаморфизму пород массива Хида [18] указывает на существование в его пределах метаморфической зональности от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фаций. Породы гранулитовой фации имеют незначительное распространение в центральной части плато Хида (области р. Одори). По данным М. Сузуки [42], температура метаморфизма достигала в этом районе 730—800°C, а давление — ~ 5 кбар, что соответствует фации умеренных глубин. Массив Хида является единственным примером выхода раннепротерозойского фундамента с метаморфическими породами, достигающими условий метаморфизма гранулитовой фации, в кайнозойских складчатых областях восточной ветви Тихоокеанского подвижного пояса.

Отмечаемые рядом исследователей [7, 14, 19, 30] докембрийские гранулиты в других местах этого региона, например в Курило-Камчатской складчатой области, как показали детальные исследования одного из авторов этой статьи [27, 28], являются проявлениями фанерозойского высокотемпературного kontaktового метаморфизма.

## ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

В пределах Корякско-Камчатской складчатой области высокотемпературные образования (пироксен-роговиковая фация) известны в Ганальском и Срединном хребтах Камчатки, в Пекульнейском хребте Корякии.

В Ганальском хребте они приурочены к Юрчикскому габбро-норитовому массиву [27, 31], прорывающему ганальскую серию палеозойского (?) возраста. Высокие температуры (1000—1100°C) кристаллизации габброидов массива [31] в совокупности со значительной глубинностью их формирования и богатством расплава летучими (широкое развитие кортландитов) обусловливают образование мощного kontaktового ореола высокотемпературных метаморфических пород. В пределах kontaktового ореола богатые кальцием породы (туфы и лавы базальтоидов) преобразованы в тонкозернистые двупироксен-плагиоклазовые, гиперстен-плагиокла-

зовые, клинопироксен-амфибол-плагиоклазовые и амфибол-плагиоклазовые роговики, а терригенные породы подверглись частичному переплавлению и превращены в гранатовые эндербито- и чарнокитоподобные породы. Двутироксен-плагиоклазовые роговики развиты только в непосредственной близости с габброидами массива, сменяясь с удалением от контактов клинопироксен-амфиболовыми и далее амфиболовыми парагенезисами. Обычно ширина зоны двутироксен-плагиоклазовых роговиков не превышает 20—50 м. Температура образования контактowych роговиков с устойчивой ассоциацией ортопироксена и клинопироксена, определенная по термометру Л. Л. Перчука [21], составляет во внутренней части ореола 890—925°C [27].

Роговики высокотемпературной части ореола захвачены интенсивными процессами метасоматического преобразования, связанными с позднемагматическими стадиями кристаллизации plutона. Процессы преобразования и магматического замещения роговиков ореола сопровождаются увеличением содержания лейкократовых минералов (главным образом плагиоклаза) за счет темноцветов. Значительная дебазификация исходных образований в конечном итоге приводит к их частичному плавлению и возникновению гранатовых эндербито- и чарнокитоподобных пород [28]. Неравновесность и незавершенность этих процессов не позволяют использовать образующиеся минеральные ассоциации для точной оценки глубинности их формирования.

В Срединном хребте Камчатки высокотемпературные контактовые образования известны в Хангарском куполовидном поднятии и связаны с Лавкинским интрузивом. Лавкинский интрузив габбро-гранодиоритовой формации миоценового возраста, в составе которого преобладают гранодиориты, диориты и субщелочные кварцевые диориты при подчиненном развитии двутироксеновых габброидов, приурочен к серии кольцевых разломов в междуречье Квахонь и Крутогорова.

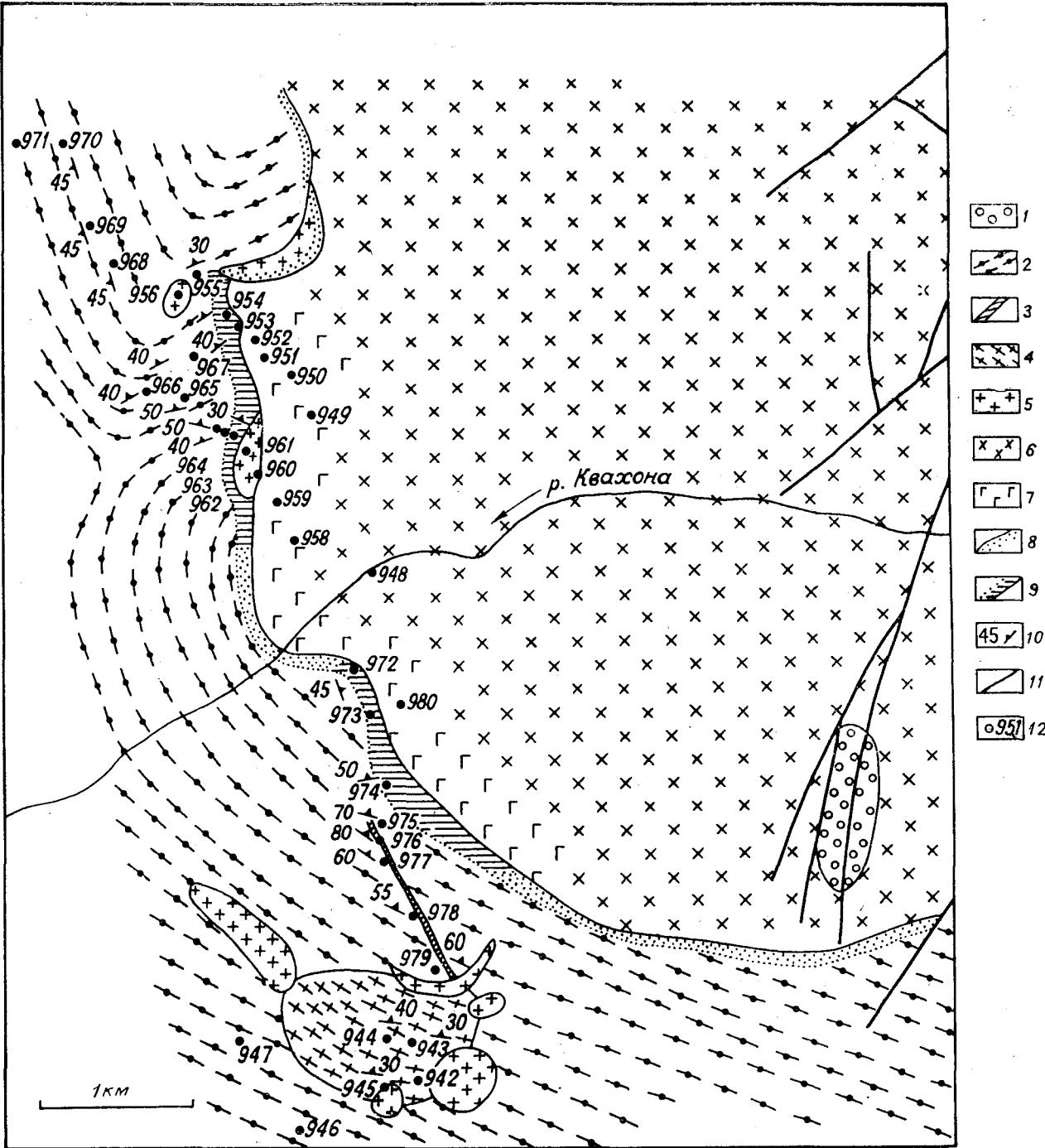
Вмещающими интрузив породами являются метаморфические образования колпаковской серии палеозойского (?) возраста, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. В изученном регионе, в бассейне среднего течения р. Квахонь в составе колпаковской серии преобладают гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые плагиогнейсы и их мигматизированные разности. В виде единичных прослоев отмечаются амфиболиты и клинопироксен-амфиболовые основные кристаллосланцы. Физико-химические условия метаморфизма пород колпаковской серии, определенные с помощью минералогических геотермометров и геобарометров, следующие: температура 550—650°C; давление — ~6 кбар. Подобные условия метаморфизма обусловливают широкое распро-

странение в высокоглиноземистых породах кианита. Гранитизация и мигматизация метаморфических пород серии и связанное с ними куполообразование приводят к снижению давления, что минералогически выражается в повсеместном замещении кианита андалузитом.

Лавкинский массив оказал сильное контактовое воздействие на вмещающие породы колпаковской серии, вплоть до их локального магматического замещения и образования гибридных контактово-реакционных пород. Наиболее интенсивное изменение боковых пород наблюдается на контакте более основных фаций массива — габбро-норитов. Так, в юго-западной части массива (рис. 3) от внешних частей внутрь контактового ореола прослеживаются реакции прогрессивного преобразования исходных метаморфических пород амфиболитовой фации и превращение их в роговики с «гранулитовыми» минеральными парагенезисами. Во внешних частях ореола в породах наблюдается обрастание и замещение кристаллов флогопит-аннитового биотита мелкими зернами малоглиноземистого гиперстена. На этих начальных стадиях ороговикования калишпат не образует самостоятельных зерен в ассоциации с гиперстеном, а отмечается в виде многочисленных антиперититов в плагиоклазе. Одновременно происходит распад и замещение высокожелезистых и нередко богатых спессартином гранатов исходных пород. В «гранулитовых» ассоциациях внутренней части ореола гранат сохраняется редко, главным образом, в виде бронированных реликтов в плагиоклазе.

С приближением к kontaktам интрузива в роговиках формируются все более глиноземистые гиперстены в ассоциации с калишпатом и кордиеритом (табл. 4, обр. 3472, 964/13). Конечной минеральной ассоциацией контактово-реакционных преобразований исходных пород является парагенезис Нур + Bi + Cor + Or + Q (иногда с гранатом), в кордиерите которого содержатся многочисленные включения глиноземистой шпинели. Ширина высокотемпературных зон контактового ореола ~100—150 м. Температура образования этих пород, определенная по Нур-Ви геотермометру Л. Л. Перчука [20], составляет 720—725°C.

Подобные высокотемпературные «гранулитовые» минеральные ассоциации приводили исследователей к ошибочному заключению о раннем гранулитовом этапе метаморфизма отложений колпаковской серии. Однако отмеченная выше четкая приуроченность рассматриваемых пород только к контактовым ореолам, параллельность метаморфических зон kontaktовым поверхностям массива, увеличение степени метаморфизма по направлению к plutону не позволяют согласиться с этими утверждениями. Напротив, детальные исследования метаморфи-



**Рис. 3. Схематическая геологическая карта южной части Лавкинского интрузива Срединнокамчатского массива.**

1 — среднечетвертичные дацитовые пемзы вулкана Хангар. 2, 3 — колпаковская серия, гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые плагиогнейсы, мигматиты (2), амфиболиты, основные кристаллосланцы (3), 4 — гнейсированные биотитовые и гранат-биотитовые гранитоиды Кругогоровского массива, 5 — симметаморфические кордиерит-биотитовые, гранат-сиенитовые, граниты и пегматиты, 6, 7 — Лавкинский интрузив: гранодиориты, диориты, субщелочные кварцевые диориты (6), габбро-нориты краевой фации (?), 8 — контактовые роговики, 9 — прослеженный ореол высокотемпературных контактовых роговиков, 10 — элементы полосчатости, гнейсовидности, 11 — тектонические нарушения, 12 — точки наблюдений.

ческих образований в пределах всего Срединнокамчатского массива указывают, что наиболее высокотемпературные «гранулитовые» ассоциации повсеместно имеют контактную природу и

возникают в ореолах интрузивов габбродиального состава.

Глубинность формирования kontaktово-метаморфических пород Лавкинского интрузива

Таблица 4

## Парагенезисы и состав минералов kontaktового ореола Лавкинского интрузива

№ образца	Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	X <sub>Mg</sub>	t, °C	Парагенезис
962/7	Hyp	50,68	0,05	0,79	30,34	0,50	17,48	0,16	0,02	0,00	100,02	0,502	720	Hyp + Bi + + Pl <sub>26,3</sub> + Q
	Bi	35,48	5,63	15,57	17,79	0,06	11,92	0,00	0,10	9,90	96,45	0,544		
	Pl <sup>c</sup>	64,63	0,17	22,86	0,07	0,02	0,02	3,86	8,12	0,79	100,54	—		
	Pl <sup>r</sup>	62,55	0,17	23,55	0,19	0,01	0,02	5,18	7,92	0,27	99,86	—		
954/13	Cor <sup>c</sup>	48,18	0,03	32,23	11,59	0,06	6,38	0,02	0,23	0,01	98,83	0,494	725	C + Hyp + Bi + + Cor + Or + + Pl <sub>29,6</sub> + Q
	Cor <sup>r</sup>	48,11	0,03	32,10	12,06	0,21	5,86	0,01	0,23	0,01	98,62	0,459		
	Bi	35,26	5,45	15,50	22,90	0,14	6,55	0,00	0,16	9,46	95,42	0,337		
	Pl <sup>r</sup>	60,86	0,00	24,60	0,12	0,06	0,02	6,23	8,04	0,23	100,04	—		
3472	Hyp	46,45	0,31	2,88	38,89	0,54	9,85	0,17	0,04	0,00	99,13	0,308	725	C + Hyp + Cor + + Bi + Or + + Pl <sub>31,5</sub> + Q
	Bi	33,93	3,51	16,75	25,50	0,07	6,90	0,01	0,14	9,41	96,22	0,324		
	Cor <sup>c</sup>	47,27	0,00	32,58	11,91	0,11	6,34	0,02	0,10	0,00	98,33	0,485		
	Cor <sup>r</sup>	47,28	0,03	32,64	12,19	0,48	6,09	0,02	0,11	0,00	98,54	0,466		
	Pl <sup>c</sup>	57,98	0,05	26,74	0,43	0,00	0,02	8,16	6,70	0,28	100,06	—		
	Pl <sup>r</sup>	60,89	0,04	25,26	0,01	0,07	0,00	6,51	7,61	0,29	100,68	—		
	Spl	0,06	0,16	56,06	39,68	0,20	2,23	0,00	0,00	0,00	98,39	0,092		

определить затруднительно, так как в роговиках отсутствуют силикаты глиноzemа и не обнаружены ассоциации, позволяющие рассчитать давление с использованием имеющихся минералогических геобарометров. Однако сравнение этих образований с высокотемпературными породами внутренней части kontaktового ореола Киглапейского расслоенного интрузива в Лабрадоре, кристаллизовавшегося на глубине, отвечающей давлению 2,25–4,0 кбар [41], показывает полную аналогию состава минералов однотипных минеральных ассоциаций. Это может служить доказательством близости физико-химических условий метаморфизма в kontaktовых ореолах Лавкинского и Киглапейского интрузивов.

К выводам о kontaktово-метаморфической природе «гранулитов» Пекульнейского хребта пришла И. Л. Жуланова (устное сообщение), специально исследовавшая здесь дифференцированные габбро-поритовые и ультраосновные интрузивы и связанные с ними метаморфические образования.

Приведенные примеры показывают локальность проявления высокотемпературных фазий метаморфизма в фанерозойских геосинклинальных комплексах в отличие от регионального их распространения в докембрийских складчатых областях. В то же время можно полагать, что интенсивность регионального метаморфизма в фанерозойских структурах на уровнях глубинности, сопоставимых с докембрийскими регио-

нами, несколько ниже. Так, выходы каледонского фундамента фанерозойской складчатой системы о. Хонсю (Япония), установленные в зоне Куросегава [36, 39], метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Для гранат-клиноцирковых амфиболитов зоны по геобарометру Р. Ньютона и Д. Перкинса [37] нами рассчитано, что давление при формировании этих пород определяется величиной порядка 7,0–9,5 кбар, т. е. по глубинности они сопоставимы с раннеархейскими гранулитовыми комплексами. Однако степень регионального метаморфизма их значительно ниже.

Как видно из изложенного материала, в направлении от континента к океану глубинность и масштабы распространения выходящих на поверхность наиболее высокотемпературных метаморфических образований закономерно уменьшаются, начиная от глубинных ареальных гранулитов в раннеархейских щитах до малоглубинных kontaktовых образований пироксен-роговиковой фации в кайнозойских островных дугах. Это объясняется, с одной стороны, различной степенью эрозионного среза рассматриваемых разновозрастных геотектонических структур, с другой стороны, имеющиеся материалы свидетельствуют и об общем уменьшении геотермической активности геосинклинального корообразования в фанерозойских системах зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бибикова Е. В., Макаров В. А. и др. Возраст древнейших пород Омолонского массива.—ДАН СССР, 1978, т. 241, № 2.
2. Вельдяков Ф. Ф.; Песков Е. Г. Стратиграфия и магматизм Кухтуйского выступа Охотского масси-ва.—В кн.: Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток, 1973.
3. Геология Кореи. М.: Недра, 1964.
4. Геология СССР. Приморский край. Т. 32. М.: Недра, 1969.

5. Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и юга Приморья. М.: Наука, 1966.
6. Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Наука, 1968.
7. Герман Л. Л. Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки. М.: Недра, 1978.
8. Гнибidenko Г. С., Быкова Т. Г. О структурном положении метаморфического комплекса полуострова Тайгоянс.— В кн.: Петрология метаморфических и изверженных пород. Владивосток, 1969.
9. Загрузина И. А., Смирнов В. Н. О возрасте магматических и метаморфических образований полуострова Тайгоянс.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973.
10. Искандерова А. Ф., Неймарк Л. А., Рудник В. А. Итоги геохронологического изучения раннедокембрийских полиметаморфических пород Востока Сибири свинцово-изохронным методом.— В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1979.
11. Карсаков Л. П. Глубинные гранулиты. М.: Наука 1978.
12. Кориковский С. П., Кислякова Н. Г. Реакционные структуры и фазовые равновесия в гиперстен-силлиманитовых кристаллосланцах сутамского комплекса Алданского щита.— В кн.: Метасоматиты и оруденение. М.: Наука, 1975.
13. Корольков В. Г., Рудник В. А., Соботович Э. В. О познеаизосмом — раннеархейском возрасте древнейших пород Охотского срединного массива.— ДАН СССР, 1974, т. 219, № 6.
14. Кузьмин В. К., Чухонин А. П. О докембрийском возрасте гнейсов Камчатского массива.— ДАН СССР, 1980, т. 251, № 4.
15. Леликов Е. П., Мишкина И. В., Милов Н. П. Новые данные о возрасте метаморфических пород Ханкайского массива.— В кн.: Геология и магматизм Дальнего Востока. Владивосток, 1977.
16. Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965.
17. Михайлов Д. А., Левченко О. В. О возрастных взаимоотношениях процессов Fe—Mg—Ca метасоматоза и регионального метаморфизма в докембрии Алдана.— В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971.
18. Мишкин М. А. Метаморфизм в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1981.
19. Некрасов Т. Е. Новые данные о тектоническом строении хребта Пекульней (левобережье р. Анадырь).— ДАН СССР, 1978, т. 238, № 6.
20. Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970.
21. Перчук Л. Л. Усовершенствование двупироксенового геотермометра для глубинных перидотитов.— ДАН СССР, 1977, т. 233, № 3.
22. Перчук Л. Л., Мишкин М. А. и др. Термодинамические условия метаморфизма пород Ханкайского массива.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1980, вып. 9.
23. Перчук Л. Л., Лаврентьев И. В. и др. Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. М.: Наука, 1983.
24. Ромашкин А. И. Минеральные парагенезисы и условия метаморфизма пород амурской серии Буре-
- инского массива.— В кн.: Раннедокембрийские комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1977.
25. Рудник В. А., Соботович Э. В. Последовательность геологических событий в докембрии Алданского щита.— ДАН СССР, 1971, т. 200, № 3.
26. Смирнов А. М. Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1976.
27. Тарапин И. А. Эволюция метаморфических процессов в Ганальском хребте Камчатки.— В кн.: Корреляция эндогенных процессов Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1979.
28. Тарапин И. А. Образование чарнокитоподобных пород в метаморфическом комплексе Ганальского хребта Камчатки.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 6.
29. Шкодзинский В. С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов. Новосибирск: Наука, 1976.
30. Шульдинер В. И., Ханчук А. И. и др. Два типа домезозойского метаморфизма в Срединном хребте Камчатки.— ДАН СССР, 1980, т. 251, № 2.
31. Щека С. А. Окологабброидные роговики и гранулитовые породы Камчатки.— В кн.: Петрология и петрохимия магматических и метаморфических пород Дальнего Востока. Владивосток, 1975.
32. Dahl P. S. The thermal — compositional dependence of  $Fe^{2+}$  — Mg distributions between coexisting garnet and rhyolite: applications to geothermometry.— Amer. Mineral., 1980, v. 65, N 9—10.
33. Ellis D. J., Green D. H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet — clinopyroxene Fe—Mg exchange equilibria.— Contrib. Mineral. Petrol., 1979, v. 71, N 1.
34. Grew E. S. Sapphirine — quartz association from Archean rocks in Enderby Land, Antarctica.— Amer. Mineral., 1980, v. 65, N 9—10.
35. Li J. "Дичжи кэсюз".— Sci. Geol. Sinica, 1982, N 1.
36. Karakida Y., Miyachi S. e. a. The Kurosegawa tectonic zone in Kyuchi with special reference to garnet amphibolites of Tsubokinohana in the Iatsusiro district.— In: The basement of the Japanese islands. Tokyo, 1979.
37. Newton R. C., Perkins D. Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet — plagioclase — orthopyroxene (clinopyroxene) — quartz.— Amer. Mineral., 1982, v. 67, N 3—4.
38. Newton R. C., Haselton H. T. Thermodynamics of the garnet — plagioclase —  $Al_2SiO_5$  — quartz geobarometer.— Thermo. Mineral. Melts. Springer Verlag, 1981.
39. Yoshikura S., Shibata K., Marnyana S. Garnet — clinopyroxene amphibolite from the Kurosegawa tectonic zone, near Kochi city — Petrography and K—Ar age.— J. Japan Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol., 1981, v. 76, N 4.
40. Shibata K., Adachi M. Rb—Sr and K—Ar geochronology of metamorphic rocks in the Kamiaso conglomerate, Central Japan.— J. Geol. Soc. Japan, 1972, v. 78, N 2.
41. Speer J. A. Metamorphism of the pelitic rocks of the Snyder group in the contact aureole of the Kiglapait layered intrusion, Labrador: effects of buffering partial pressures of water.— Can. J. Earth Sci., 1982, v. 19, N 10.
42. Suzuki M. Polymetamorphism in Hida metamorphic belt, Central Japan.— J. Sci. Hirosh. Univ., 1977, C. 7, N 4.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР,  
Владивосток

Поступила в редакцию  
2 апреля 1984 г.

*А. Д. Щеглов, Е. В. Краснов, В. В. Раткин*

## ДРЕВНИЕ РИФЫ И СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ (перспективы Востока СССР)

Рассмотрены причины закономерной пространственной ассоциации стратиформных свинцово-цинковых месторождений с древними рифами. Доказывается, что определяющим фактором такой связи является приуроченность рифогенных (биогенных) постройек к зонам глубинных разломов, где в подводноморской обстановке в придонной части бассейна происходит раз-

Пространственная связь рудных, в первую очередь свинцово-цинковых месторождений с карбонатными породами биогенного происхождения известна давно. Эта связь многие годы традиционно объяснялась исключительно благоприятными свойствами известняков и доломитов для образования метасоматических пород и руд. В настоящее время основной причиной пространственной ассоциации стратиформных свинцово-цинковых месторождений с рифогенными постройками и биогермами некоторые исследователи называют насыщенность биогенных рудовмещающих толщ органическим углеродом, который непосредственно влияет на отложение рудоносных осадков [11]. Подобная трактовка находит свое определенное подтверждение в экспериментальных работах [1]. Однако указанные представления не касаются вопроса об источнике рудного вещества и не раскрывают «механизм» причинной связи стратиформного оруденения с рифогенными карбонатными комплексами.

Рассмотрение этой проблемы, по мнению авторов данной статьи, становится более полным при анализе геотектонической позиции древних рудоносных рифогенных комплексов в совокупности с данными о современном морском гидротермально-осадочном рудообразовании и влиянии этих процессов на развитие и распределение биологических сообществ.

Известно, что зоны древнего рифообразования — весьма чуткие индикаторы специфических палеотектонических и палеогеографических условий седиментационных бассейнов геологического прошлого. Установлено, что зоны крупных разломов наиболее благоприятны для развития исключительно плотнопоселенных сообществ рифостроющих организмов на дне

грунта разнообразных, в том числе и рудоносных, гидротерм. Показано, что рифогенные формации, особенно в восточных районах страны, следует считать перспективными для открытия новых свинцово-цинковых и других месторождений, прежде всего стратиформного типа.

шельфовых морей. Как правило, формирование крупных органических сооружений типа барьерных рифов происходит на границах опускающихся тектонических блоков вдоль глубинных разломов, достигающих верхней мантии [7, 12].

Подобные явления отчетливо выражены во многих регионах мира, в том числе и в восточных районах СССР, где сходные тектонические ситуации фиксируются преимущественно в тектонически активизированном чехле Сибирской платформы, а также на палеошельфах эпиконтинентальных бассейнов, занимающих ее окраины и периферию дорифейских кристаллических массивов: Колымо-Омолонского, Охотского и др. При отсутствии видимого контроля размещения рифогенных постройек и биогермов конкретными разломами в верхних структурных этажах в ряде случаев имеются данные, что такие разломы проявлены в фундаменте. В целом полоса развития рифов определяется наличием в краевой части материка жестких консолидированных блоков земной коры.

Именно в такой структурной обстановке проявляются стратиформные свинцово-цинковые месторождения Сардана и Урий в Восточной Якутии, Таборное, Луговое и Хибелен в Западном Прибайкалье. Эти месторождения приурочены к древнейшим постройкам синезеленых водорослей и бактерий, строматолитовым биогермам и биостромам венда, трассирующим тектонически переработанную окраину Сибирской платформы. По данным В. М. Попова и других авторов [11], на месторождении Сардана более 90% оруденения локализуется в доломитизированных биогенных постройках и приурочено либо к верхней части крупного биострома, либо к узким изолированным постройкам и их ответвлениям.

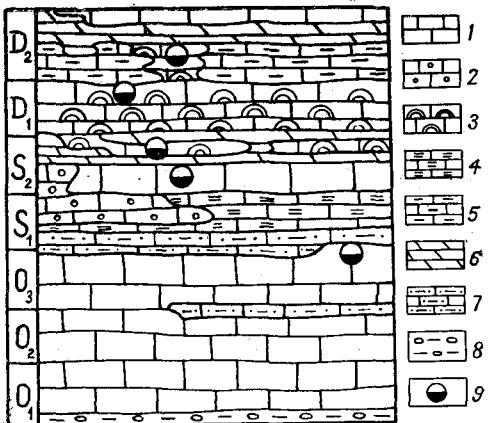


Рис. 1. Принципиальная схема позиции стратиформного полиметаллического оруденения в разрезе палеозойских отложений Тасканской структурно-формационной зоны Омулевского поднятия (по В. И. Шпикерману, с изменениями).

1 — пелитоморфные и мраморизованные известняки, 2 — органогенные известняки, 3 — рифогенные известняки, 4 — слоистые глинистые известняки, 5 — терригенно-карбонатные отложения, 6 — пестроцветные терригенно-карбонатные отложения, 7 — известково-алевролитовые отложения, 8 — песчано-конгломератовые отложения, 9 — стратиграфическое флюорит-свинцово-цинковое оруденение.

Менее изучены на Востоке СССР стратиграфические свинцово-цинковые месторождения в краевых частях в различной степени переработанных срединных массивов. Наиболее исследованным из них является Урультунское стратиграфическое флюорит-свинцово-цинковое месторождение и рудопроявления, расположенные в пределах Омулевского поднятия в бассейне р. Колымы. Здесь пласто- и линзообразные залежи полиметаллических руд с флюоритом локализуются преимущественно в составе палеозойских карбонатных отложений, залегающих на древнем (протерозойском) сиалическом фундаменте в краевой части Колымского срединного массива. Оруденение отчетливо приурочено, по данным В. И. Шпикермана, к отложениям рифовой формации и зафиксировано на нескольких стратиграфических уровнях при общем диапазоне от верхнего ордовика до среднего девона (рис. 1). Однако наиболее интенсивно оно проявлено в отложениях ранне-среднедевонской рифовой формации.

Рифогенные постройки ранне-среднедевонского возраста, по данным В. И. Шпикермана, встречаются практически на всей территории Омулевского поднятия, при этом, однако, они отчетливо тяготеют к зонам крупнейших разломов длительного развития. Наиболее контрастно эта приуроченность выражена для рифов эйфельского возраста. Отложения рифовой формации в целом представлены грубослоистыми толщами серых пелитоморфных и органогенных (коралловых и строматопоровых) известняков и доломитов. Причем доломитизируются преимущественно именно органогенные известня-

ки, превращаясь в конечном итоге в темно-серые доломиты с унаследованной органогенной структурой. Доломитизация связана как с диагенетическими, так и с более поздними гидротермальными наложенными процессами. Из органических остатков в этих отложениях присутствуют табуляторные кораллы (фавозиты, сирингопориды и др.). В отдельных случаях отчетливо устанавливаются блоки неслоистых пород с явными признаками приживленного захоронения кустистых и массивных колоний табулята. Однако большая часть органогенных известняков и доломитов имеет обломочную текстуру, где в качестве биокластов выступают преимущественно неокатанные обломки отдельных кораллитов. Последние свидетельствуют, чтоrudовмещающие породы относятся к фаунам внутририфовых иловых впадин, а иногда, вероятно, отвечают шлейфам предрифовых брекчий. Оруденение почти исключительно связано с доломитами, при этом большое количество твердых битумов в рудах, в ассоциации с сульфидами свинца и цинка, а также избирательное замещение остатков кораллов галенитом и сфалеритом свидетельствуют о широком участии углеводородов в процессах рудоотложения. Отметим, что избирательное замещение рудными минералами некоторых организмов характерно и для других рудных районов. Так, в Кураминской зоне Средней Азии галенит и сфалерит избирательно замещают раковины каменноугольных брахиопод, сохраняя тонкий рисунок их створок (по Ю. С. Шихину, рис. 2).

Приуроченность рудоносных рифогенных карбонатных комплексов к зонам глубинных разломов ярко проявлена в структурах активизированных чехлов древних платформ. Классическим примером такой ассоциации является месторождение Пайн-Пойнт в Канаде. Стратиграфическое свинцово-цинковое оруденение этого месторождения приурочено к платформенным девонским доломитам «главного рифа», положение которого контролируется глубинным разломом в докембрийском фундаменте. Подобные явления известны на ряде свинцово-цинковых месторождений Североамериканской платформы (Мидконтинента), расположенных на северо-востоке США. Практически все промышленные месторождения этого района приурочены к рифогенным карбонатным породам, а отдельные их рудные залежи локализуются в самих рифовых постройках, как бы «замещают» их, проникая в тело рифов, особенно на участках оползневых брекчий и рифовых развалов. В то же время положение рифовых построек и рудных тел отчетливо совпадает с направлением зон разрывных нарушений. Так, по данным американских геологов [22], свинцово-цинковое оруденение в районе Бонн-Терр приурочено к во-

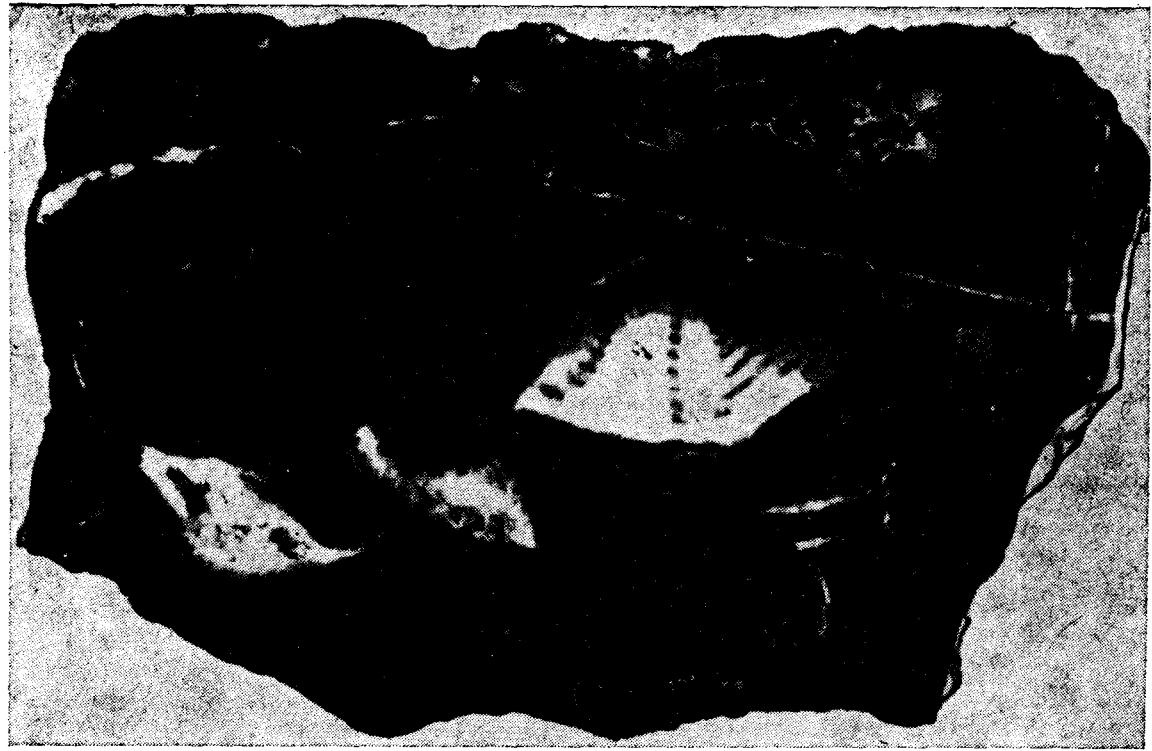


Рис. 2. Избирательное замещение раковин палеозойских брахиопод сферулитом (образец Ю. С. Шихина, увел. 2).

дорослевым постройкам кембрийского возраста, сформированным по периферии погребенного приподнятого по разломам выступа докембрийского фундамента.

Другим примером развития рифогеных формаций и синхронных им стратiformных рудных месторождений является обширная территория Южного Китая. Здесь в карбонатных породах среднего и позднего девона известны многочисленные стратiformные месторождения свинца, цинка, марганца, олова, сурьмы, ртути, сидерита, барита и серноколчеданных руд.

В геологическом отношении указанная территория представляет крупный блок краевой части Китайской платформы, где широко проявились разрывные нарушения, связанные с каледонскими и герцинскими тектоническими движениями. Дифференцированные перемещения блоков способствовали образованию в относительно локальных мелководных бассейнах терригенных и карбонатных отложений среднего и позднего девона с широким развитием рифогенных известняков. Китайские исследователи [14] подчеркивают, что размещение отложений девона отчетливо контролируется структурами платформенного основания, а рифовые постройки возникают в зонах глубинных разломов, ограничивающих обширные карбонатные возвышенности. Наиболее отчетливо это проявлено в провинции Гуанси, где отложение карбонатных

пород контролировалось двумя системами глубинных разломов северо-западного направления, ограничивающих неглубокие морские впадины, окруженные возвышенностями. Именно к среднедевонским, в меньшей мере позднедевонским, рифовым постройкам и шлейфамбрекчий в краевых зонах карбонатных возвышенностей приурочены согласные с напластованием рудные залежи, имеющие линзовидную форму и слоистое строение. Главными минералами рудных тел являются пирит и сферулит, галенит имеет подчиненное значение. Из нерудных минералов основное место принадлежит доломиту и бариту. В составе рудных залежей иногда (в районе Хунани) отмечаются линзы и прослои марганцевого сидерита. В полузамкнутых бассейнах, отгороженных рифами, вокруг подводных поднятий на участках смены рифогенных известняков и доломитов алевролитами, кремнистыми породами, глинистыми и кремнистыми известняками наряду со свинцово-цинковыми рудами локализуются стратiformные залежи массивных серноколчеданных руд. Они также встречаются по краям подводных склонов возвышенностей (провинция Гуандун).

В морских впадинах, ограниченных крупными карбонатными возвышенностями, в среднем и позднем девоне формировались стратiformные залежи серноколчеданных, марганцевых, ртутных и оловянных руд. Указанное оруденение

ние также тесно пространственно связано с рифогенными постройками и тяготеет к зонам глубинных разломов, отделяющих впадины от поднятий.

Изложенные фактические данные, количество которых не ограничивается приведенными примерами, свидетельствуют о существовании характерной устойчивой ассоциации: крупных биогенных массивов, глубинных разломов и стратиформного оруднения.

Важное значение для понимания причин такой устойчивой связи на первый взгляд разнородных явлений имеют данные по изучению зон современной субаквальной разгрузки термальных растворов. Установлено, что в этих зонах в подводных условиях, благодаря поступлению разогретых глубинных растворов и наличию относительно локальных термальных аномалий (как за счет поступления глубинного тепла, так и за счет тепла магматических масс), в придонной части морских бассейнов возникают области совместной циркуляции глубинных терм и разогретой морской воды, осуществляющих перенос вещества в крупных масштабах [18, 20]. Такие области циркуляции приурочены к глубинным разломам, при этом растворы могут нести значительный рудный груз и сбрасывать его при выходе в морскую среду в придонных частях бассейнов, формируя согласные сульфидные залежи железа, меди и цинка. Такие рудные скопления обнаружены на участках подводной разгрузки гидротерм на Восточно-Тихоокеанском поднятии [19], хр. Хуан-де-Фука [21] и в зоне Галапагосского рифта [17]. Благодаря методам дистанционного и прямого наблюдения выявлена удивительная особенность участков современного гидротермально-осадочного рудоотложения: в участках выхода гидротерм на морское дно на глубинах, превышающих 2 км, обитают высокопродуктивные плотно населенные сообщества морских организмов. Наиболее детально биологические наблюдения проведены на рудоносной площади Галапагосского рифта [17]. Здесь наблюдались обильные скопления крупных двусторчатых типа мидий, блюдцеобразных моллюсков и трубчатых червей, причем размеры моллюсков достигали 15—18 см, в то время как все сферы влияния гидротерм длины аналогичных видов не превышала обычно 0,4 см. Интересно, что трубчатые черви живут, прикрепляясь к породам непосредственно в каналах, фильтрующих потоки теплой воды. Своёобразие подводных термальных площадей состоит также в том, что в пробах воды из горячих источников обнаружены исключительно высокие концентрации сероокисляющих и гетеротрофных бактерий ( $10^8$ — $10^9$  бактерий в 1 мм<sup>3</sup>), производящих, видимо, основную массу органического углерода, потребляемого крупными формами.

Можно предположить, что аналогичные условия, благоприятные для развития плотных сообществ морских организмов, должны были существовать и в шельфовой области палеоморей вдоль глубинных разломов, доставлявших гидротермы на морское дно.

Современные данные о балансе поступления минерального вещества в морские бассейны [8] свидетельствуют о том, что именно зоны мелководной газо-гидротермальной разгрузки весьма благоприятны для отложения карбонатных минералов, так как термальные воды поставляют в морскую среду до 2/3 общей массы кальция совместно с необходимым количеством углекислого газа. В настоящее время, исходя из обще-геологических посылок, делается вывод о доминирующей роли подводных вулканических газо-гидротермальных процессов в отложении карбонатных осадков мелководных морей [2]. Широко известны рудоносные вулканогенно-рифогенные формации Саян и Западного Забайкалья, где рифовые постройки, как это показано на примере Озерного месторождения в Забайкалье [3], контролируют размещение гидротермально-осадочных руд. Гидротермальные растворы по зонам разломов поступают в рифовые постройки длительно и на разных этапах их развития, включая стадию захоронения рифов. Именно следствием этого является широко отмечаемое явление избирательного эпигенетического замещения крупнокристаллическими доломитами рифогенных известняков. Интересны наблюдения китайских геологов [14], которые, характеризуя стратиформные месторождения Южного Китая, указывают, что рудные полиметаллические залежи иногда формируются на вершине рифовых построек и, разрушаясь вместе с рифогенными карбонатными породами, сползают к подножию рифа (риф Бейшань, провинция Гуандзи). Это свидетельствует о проникновении рудоносных растворов непосредственно в рифовые постройки, причем в их наиболее приподнятые части, что, очевидно, возможно только в случае движения растворов по разломам. При этом рудное вещество сбрасывается растворами частично еще в процессе фильтрации сквозь тело рифа, формируя рудные скопления в ядрах или в верхних частях барьерных рифов.

Таким образом, природу геологических явлений — формирование рифов, развитие глубинных разломов — и возникновение в связи с этими явлениями свинцово-цинковых руд следует рассматривать как парагенетически связанные процессы, среди которых развитие зон глубинных разрывных нарушений в относительно мелководных морских бассейнах, располагающихся по периферии или во внутренних частях крупных тектонических блоков, и поступление по образовавшимся разломам рудоносных терм

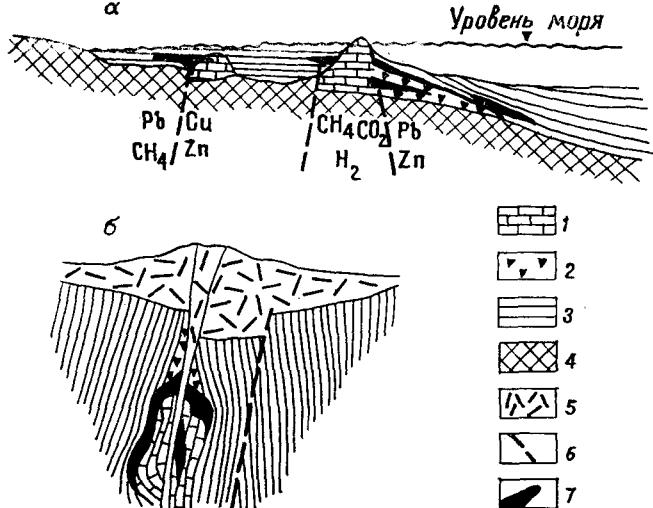


Рис. 3. Принципиальная схема позиций полиметаллического оруденения в рифогенных комплексах: а — в субплатформенной обстановке (стратиграфическое и синхронное рифообразование гидротермально-метасоматическое оруденение), б — в сложно дислоцированных геосинклинальных отложениях (скарново-гидротермальное наложение оруденение).

1 — рифогенные известняки и доломиты, 2 — предрифовые брекчии, 3 — известково-глинистые, глинистые породы и осадки, 4 — породы фундамента, 5 — вулканические породы, 6 — разломы, 7 — рудные тела.

и тепловой энергии является ведущим фактором образования свинцово-цинковых месторождений. Рифы в такой геоструктурной обстановке служат индикаторами выхода на морское дно рудоносных растворов и одновременно благоприятными для локализации руд структурными ловушками.

Рассмотрение особенностей формирования стратиграфических полиметаллических месторождений с учетом намеченных взаимосвязей позволяет с новых позиций оценить, казалось бы, уже хорошо известные факты. Так, становится более понятной приуроченность оруденения к брекчиям краевых частей палеорифовых массивов. Стало очевидным, что такие брекчии не тектонического происхождения, а гравитационно-оползневые, обвально-карстовые и седиментационные образования, хорошо изученные у современных рифов. Они возникают в результате разрушения растущей рифовой постройки со стороны относительно более опущенного текtonического блока, вдоль зоны рудоподводящего разлома (рис. 3). Одним из авторов данной статьи подобные сложные шлейфы брекчий и карстовые полости наблюдались на рифах основных морфологических типов — береговых, барьерных и атолловых в рейсах на судах АН СССР «Дмитрий Менделеев» и «Каллисто» в юго-западной части Тихого океана. К подобным предрифовым палеошлейфам, одновременным росту органических построек, следует отнести, например, рудоносные брекчии месторождения Пайн-Пойнт (Канада). Сходны условия форми-

рования рудовмещающих брекчий в краевых частях палеозойских рифов на месторождениях штата Миссури (США).

В связи с формированием стратиграфических месторождений в зонах развития палеорифов важными являются данные о прижизненном обогащении мягких тканей и скелетных частей рифостроящих и рифолюбивых организмов металлами из морской воды. Так, в современных коралловых полипах, моллюсках и медузах накапливается свинец в 2600, олова в 2700, цинка в 3200, а молибдена в 6000 раз больше, чем в среде обитания этих организмов; в асцидиях накапливается в 280 000 раз больше ванадия [13]. Обращает внимание избирательность биоконцентрирования некоторых металлов рифолюбивыми организмами. Это характерно и для древних кораллов. Так, согласно спектральным определениям, в скелетных частях лландоверийских ругоз *Cyathactis eurione* (Bill.) из верховьев р. Колымы содержится до 3,68% Fe, а у росших поблизости *Ptychophyllum* sp. содержание Ti достигает 0,47%. Фоновые значения этих элементов во вмещающих отложениях составляют соответственно 0,12—0,75 и 0,06—0,2% [15].

Прижизненное обогащение морских организмов металлами указывает на участиеrudогенных элементов в разнообразных физиологических и биохимических циклах в экосистемах современных и палеорифов. Процесс биоконцентрирования не может, конечно, обеспечивать весь объем рудной нагрузки рифогенных комплексов. Однако при отмирании организмов, направленном их поступлении и разложении в лагунах и полузамкнутых бассейнах, отгороженных рифами, концентрация металлов возрастает. А если учесть, что при наличии обычного засолонения лагун рудные компоненты с большей охотой будут переходить в раствор, насыщенный сероводородом, и осаждаться лишь в отдельные кратковременные периоды, следует согласиться, что указанный процесс может обеспечить отложение некоторых количеств сульфидов металлов. Можно предполагать, что при поступлении в зоны рифообразования даже низкоминерализованных рудоносных растворов процесс биоконцентрирования будет приводить к определенному накоплению рудных компонентов в отложениях лагун и заливов.

Конечно, стратиграфическое свинцово-цинковое оруденение, формируясь синхронно с процессами осадконакопления в зонах глубинных разломов, может образовываться и независимо от рифов. А рифы — в ряде случаев индикаторы поступления минерального вещества в морскую среду — далеко не всегда будут сопровождаться рудными месторождениями. Однако площади развития рифогенных построек, трассирующих крупные разломы, следует рассматривать как потенциально благоприятные для выявления

оруденения. При этом следует учитывать как геоструктурную позицию таких территорий, так и особенности приуроченности минерализации к определенным структурным элементам рифогенных комплексов [16].

Рудная нагрузка рифогенных комплексов не ограничивается стратиформным оруденением. Широко известны скарновые и гидротермально-метасоматические полиметаллические месторождения, связанные с телами древних рифов. Наиболее яркий пример этого типа оруденения — некоторые месторождения Дальнегорской группы в Приморье. В других рудных районах страны в последние годы также доказывается тесная связь «классических» гидротермальных свинцово-цинковых месторождений (сходных по некоторым особенностям с приморскими) с барьерными рифами [4].

Такая связь рифов и оруденения представляется вполне закономерной и отражает многоактный унаследованный характер поступления рудоносных растворов по зонам долгоживущих рудоподводящих разломов в условиях, благоприятных для отложения руд карбонатных построек палеорифов. Если на ранних стадиях своего развития рифогенные постройки фиксируют участки выхода гидротерм на морское дно и создают благоприятную среду для рудоотложения (стратиформное гидротермально-осадочное оруденение), то на поздних стадиях в континентальных условиях погребенные рифы, располагаясь в зонах глубинных разломов, оказываются наиболее благоприятной средой для формирования гидротермально-метасоматического оруденения (см. рис. 3). Сочетание указанных типов оруденения определяется спецификой тектонического развития конкретных регионов; однако бесспорно, что в целом ведущая роль принадлежит стратиформным свинцово-цинковым рудам, синхронным росту крупных рифогенных построек.

Особенности геологического строения, перспективы развития экономики восточных регионов СССР определяют необходимость постановки поисковых работ на месторождения цветных металлов прежде всего стратиформного типа. Особый интерес в этом отношении представляют карбонатные толщи чехла Сибирской платформы, ее обрамления и периферических структур дориейских кристаллических массивов — Колымо-Омолонского, Охотского, Буреинского и др.

В составе нижнепалеозойских отложений чехла Сибирской платформы уже выявлены проявления свинца и цинка, ассоциированные с карбонатными породами ордовика и силура Иркутского амфитеатра, Березовской впадины и обрамления Тунгусской синеклизы. Литологически большинство из них приурочено к оолитовым и строматолитовым известнякам и доломитам рифовой и оклорифовой фаций.

Подобного типа проявления известны в бассейне верхнего течения Лены в водорослевых горизонтах усть-кутской свиты и бассейне среднего течения Подкаменной Тунгуски, где свинцово-цинковое оруденение приурочено к строматолитовым доломитам чуньской свиты [9]. По аналогии с особенностями размещения продуктивных рифогенных формаций в пределах активизированных стратиформных структур юго-западного Китая поисковые работы в указанных районах следует ориентировать в первую очередь на участки сопряжения палеоподнятий и депрессионных структур, особенности строения которых определяются развитием зон скрытых глубинных разломов.

Перспективны на выявление новых стратиформных месторождений свинца и цинка девонского возраста районы центральной части Омулевского поднятия и зона Колдекчанского разлома, где пока неизвестны рудные объекты, но установлены, по данным В. И. Шпикермана, рифогенные карбонатные породы с повышенным содержанием свинца, тяготеющие к глубинным разломам. Целесообразно оценить с геолого-геохимических позиций рудоносность пока еще слабо изученных рифогенных образований силурийского и каменноугольного возраста Омулевского поднятия. Важное значение имеет здесь выявление крупных рифогенных скоплений известняков в цоколе юрских вулканотектонических депрессий с позиции возможного открытия скарново-гидротермальных полиметаллических месторождений дальнегорского типа. Не исчерпаны перспективы обнаружения новых рудных объектов в структурах восточного обрамления Сибирской платформы. Об этом свидетельствуют находки последних лет [10]. Целесообразность постановки в этих районах палеофициальных исследований с целью выделения и картирования рифогенных комплексов в связи с зонами глубинных разломов не вызывает сомнения.

Следует отметить, что в мульдах и межбиогермных конседиментационных впадинах, окруженных цепью рифовых построек, в некоторых районах локализуются пластообразные залежи руд ртути и олова. В СССР в подобной обстановке обнаружены олово-полиметаллические руды на Тянь-Шане [5]. В Якутии для стратиформных проявлений ртути отмечается их приуроченность к сульфатно-карбонатной группе фаций [6].

Вышесказанное свидетельствует о том, что рифогенные формации, особенно в восточных районах страны, следует считать перспективными для открытия новых свинцово-цинковых и других месторождений прежде всего стратиформного типа. Крупные биогенные постройки могут использоваться в рудных районах как один из признаков при прогнозировании и поисках месторождений.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бондаренко Г. П., Ермилов В. В., Нечипоренко Г. О. Роль гуминовых кислот в процессе накопления меди в морских осадках.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 7, кн. 2. М.: Наука, 1981.
2. Ван А. В. Роль вулканического компонента в образовании карбонатных пород Сибири.— В кн.: Карбонатные формации Сибири и связанные с ними полезные ископаемые. Новосибирск: Наука, 1982.
3. Васильев И. Л. Геология Еравинского рудного поля. Новосибирск: Наука, 1977.
4. Жабин А. Г., Тодриц В. А. и др. Барьерный риф в основе структуры Квайсинского свинцово-цинкового месторождения (Центральный Кавказ).— ДАН СССР, 1982, т. 262, № 2.
5. Катаев О. Д., Джумалиев Т. Д., Розживин О. Д. О парагенезисе рифейской углеродистой молассы и стратиформного полиметаллического оруденения в Таласском хребте Тянь-Шаня.— В кн.: Стратиформные месторождения цветных и редких металлов в черноземцевых формациях. Фрунзе, 1981.
6. Коробчин А. В., Кочетов А. М. Домезозойские карбонатные формации Восточной Якутии и их металлоносность.— В кн.: Карбонатные формации Сибири и связанные с ними полезные ископаемые. Новосибирск: Наука, 1982.
7. Краснов Е. В. К изучению рифовых фаций мальма СССР.— В кн.: Ископаемые рифы и методы их изучения. Свердловск, 1968.
8. Лисицын А. П. Биокосная система океанических гидротерм (поступление эндогенного вещества).— В кн.: Биогеохимия океана. М.: Наука, 1983.
9. Марков Е. П., Пустыльников А. М. Полиметаллическое оруденение в нижнепалеозойских отложениях Сибирской платформы.— В кн.: Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982.
10. Наташов Л. М. Стратиформные свинцово-цинковые руды в низовьях Лены.— Геол. рудн. месторождений, 1982, № 2.
11. Попов В. М., Сартбаев М. К., Попова Т. В. Роль органического вещества в образовании стратиформных месторождений цветных металлов в отложениях докембрия и нижнего палеозоя.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 7, кн. 2. М.: Наука, 1981.
12. Хайн В. Е. Рифы и тектоника.— В кн.: Значение биосфера в геологических процессах. Вопросы взаимосвязи палеонтологии и тектоники. М.: Гостехиздат, 1962.
13. Хорн Р. Морская химия. М.: Мир, 1972.
14. Чэнь Чжимин, Ян Цэйцзи и др. Осадочные карбонатные фации и ассоциированные с ними стратиформные и пластообразные рудные месторождения среднедевонского возраста в Южном Китае.— Дичжи Кэянь Чэнгуо Сюаньцзи, 1982, июль, т. I (кит.).
15. Щеглов А. Д., Краснов Е. В., Раткин В. В. Рифы и рудообразования.— ДАН СССР, 1983, т. 271, № 1.
16. Яковлев Г. Ф. Геологические структуры рудных полей и месторождений. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1982.
17. Corliss J. B. et al. Submarine thermal springs on the Galapagos Rift.— Science, 1979, v. 203, N 4385.
18. Heaton T. H. E., Sheppard S. M. F. Hydrogen and oxygen isotope evidence for sea — water — hydrothermal alteration and ore deposition. Troodos Complex Cyprus.— Volcanic Process. Ore Genesis. Proc. Joint Meet. Volcan. Stud. Group. Geol. Soc. London and Dust. Mining and Met. London, 1976, London, 1977.
19. Hekian R., Revrier M. et al. Sulfide deposits from the East Pacific Rise near 21°N.— Science, 1980, v. 207, N 4438.
20. Hutchinson B. W., Fyfe W. S., Kerrich R. Deep fluid penetration and ore deposition.— Miner. Sci. and Eng., 1980, v. 12, N 3.
21. Koski R. A., Norman W. R. et al. Metal sulfide deposits on the Juan de Fuca Ridge.— Oceanus, 1982, v. 25, N 3.
22. Ohle E. L., Brown J. S. Geologic problems in southwest Missouri lead district.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, v. 65, N 3.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР,  
Владивосток

Поступила в редакцию  
2 апреля 1984 г.

УДК 553.41.072:553.3/9:551.4.712

В. Г. Хомич

## МОДЕЛИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ КАК ОСНОВА КРУПНОМАСШТАБНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

На основе анализа геологических позиций золото-серебряных месторождений в различных структурно-формационных зонах островодужных, окраинно-материковых и внутриконтинентальных вулканогенных поясов разработаны модели рудных узлов и полей, при-

званные способствовать повышению эффективности прогнозно-металлогенических и поисково-съемочных работ. Предлагаются пути создания геофизических и геоморфологических моделей размещения золото-серебряного оруденения.

Повышением эффективности прогнозно-металлогенических, поисковых, оценочных работ на золото-серебряное оруденение занимаются многие специалисты, работающие в производственных организациях и научных учреждениях страны. Это способствует расширению арсенала средств и методов исследований, совершенствованию методики и организации работ, увеличению числа критериев разного плана и порядка. В настоящее время изыскиваются и принципиально новые пути решения проблемы [6, 7, 10, 11, 14, 15, 17, 18, 21, 25, 27]. Исследованиями автора настоящей статьи установлен относительно постоянный набор общегеологических, структурно-тектонических, магматических, литолого-стратиграфических предпосылок (а также их вариаций применительно к изменяющимся местным условиям конкретных провинций) для разных типов золото-серебряных месторождений [21]. Это позволяет сделать вывод: отдельно взятые критерии, какими бы существенными они не были, не могут сами по себе обеспечить повышения эффективности прогноза, чего нельзя достичь и простым суммированием известных и вновь выявленных предпосылок рудоносности. Успешному решению проблемы может способствовать выявление определенных сочетаний различных факторов контроля оруденения. Не случайно многие исследователи (И. Н. Томсон, М. А. Фаворская, Г. М. Власов, М. М. Васильевский, П. Ф. Иванкин и др.), выделяя очаговые структуры, рудно-тектономагматические ареалы (РТМ-ареалы), магматогенно-рудные, магматогенно-гидротермальные системы (МРС, МГС) и вулканогенно-рудные центры (ВРЦ), комплексно учитывают разнообразие структурно-тектонических и магматических факторов

локализации оруденения, одновременно подчеркивая тесную пространственную, временную и структурную связь процессов магматизма и рудообразования. И все же полной комплексности в использовании выявленного разнообразия геологических предпосылок и признаков локализации руд пока не достигнуто. Это видно уже из определений ареалов, центров, систем. Чрезвычайно важным недостающим звеном в имеющихся разработках прогнозных и поисковых критериев остается непризнанность роли структур фундамента (жесткого основания, цоколя) вулканогенных сооружений в локализации золото-серебряного оруденения, а также данных об унаследованности образованиями вулканогенного этажа структурно-тектонических форм и элементов более древних комплексов [4, 20].

Так, в Балейском рудном поле площадь сопредоточения золото-серебряной минерализации расположена в пределах длительно существовавшей мобильной зоны. Мобильность и унаследованный характер ее развития определяются наличием в ее пределах:

- замковой части «теневой» антиклинальной складки, картируемой в подвергшихся гранитизации протерозойских метаморфических образованиях фундамента Балейской впадины;

- позднепалеозойского гранито-гнейсового купола;

- приподнятого блока в поздней юре (что установлено по сокращенной мощности эфузивно-осадочных накоплений);

- горст-антиклинального поднятия в позднеюрско-раннемеловое время, в пределах которого были почти нацело эродированы юрские вулканиты;

— подвижной зоны с краящей мощностью меловых рудовмещающих и послерудных грубообломочных осадочных отложений;

— зоны возможных восходящих плейстоцен-голоценовых движений, зафиксированных в местном пережиме широкой современной долины р. Унда.

Длительность и унаследованность развития структурных форм обеспечили размещение многих других золото-серебряных месторождений в пределах мобильных зон, сложенных молодыми вулканоплутоническими образованиями и древними комплексами, которые многократно перерабатывались под влиянием последующих тектономагматических процессов.

С. У. Хоббс и В. С. Фриклунд [19] приводят данные о том, что в рудном районе Кер Д'Алеи (Айдахо, США) история формирования рудовмещающих структур охватывает период более 1250 млн. лет, хотя многими геологическими фактами уверенно доказывается верхнемеловой возраст формирования жил главного периода минерализации.

Необходимо использовать имеющиеся доказательства длительности формирования и унаследованности развития структур рудных полей при выделении в пределах рудных узлов структурно-вещественных комплексов, составными частями которых являются, с одной стороны, ВРЦ, МРС, МГС, РТМ-ареалы и т. п. ансамбли, принадлежащие среднему (вулканогенному) этажу, а с другой — образования нижнего (фундамент) и верхнего (покровный чехол) этажей.

Под структурно-вещественным комплексом (СВК) автором понимается исторически обусловленное сочетание геологических (в том числе и гидротермально-метасоматических) тел, принадлежащих разным этажам и ярусам. Таким образом, СВК объединяет образования до-вулканогенного этажа, покровного чехла вместе с проявленными в них пликативными, инъективными, складчато-блочными структурами, разломами и т. п.

Поскольку упоминавшиеся системы, центры и ареалы образованы не только разнофациальными и разновременными, но и разновозрастными образованиями, формировавшимися весьма продолжительный отрезок геологического времени (соответствующий этапу, тектономагматическому циклу, а возможно и более продолжительному периоду), необходимо отличать подобные полиформационные комплексы от менее разнообразных в формационном отношении ансамблей, которые возникли в определенную стадию цикла. Применительно к последним предлагается использовать термин «структурно-вещественная ассоциация» (СВА), предложенный Ю. А. Косыгиным [5].

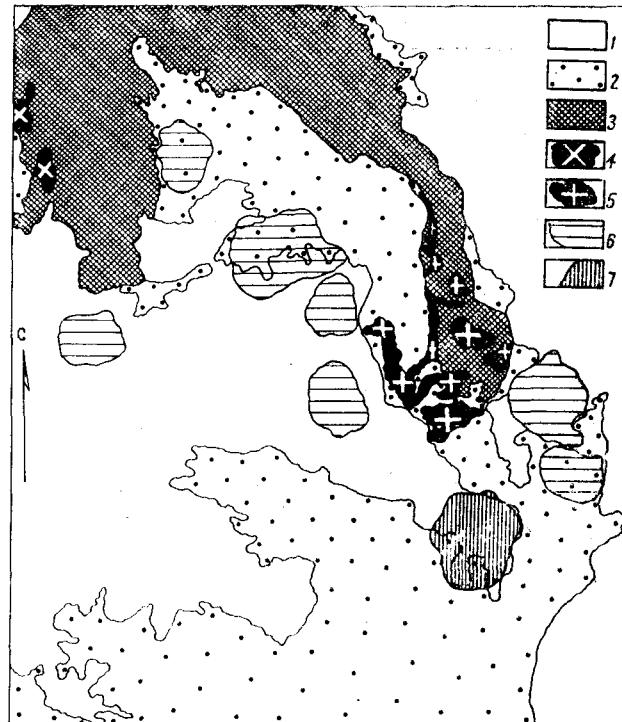


Рис. 1. Геологическая позиция золото-серебряно-селинидного месторождения и золото-серебряных рудопроявлений в одном из рудных районов Охотско-Чукотского окраинно-материкового вулканогенного пояса.  
 1 — верхний и средний структурные ярусы вулканогенного этажа (стратифицированные образования кислого, умеренно кислого, реже среднеосновного и основного состава: липариты, липаритодиабазы, дациты, реже андезиты, базальты, латиты, туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, игнимбриты палеогена, сенона и сеномана), 2 — нижний структурный ярус вулканогенного этажа. Андезиты, их туфы, андезито-дациты, туфы дацитов, игнимбриты, липариты, агломератовые туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты, песчаники, конгломераты, алевролиты алба и неокома, 3 — до-вулканогенный фундамент (нижний структурный этаж), 4 — гранитоидные массивы (граниты, гибридные гранодиориты, смениты, сменит-диориты, монцониты), 5 — трещинные секущие и пластовые тела гранитоидов (граниты, гранодиорит-порфиры), 6 — рудопроявления, 7 — месторождение.

Учитывая особенности строения субаэральных вулканических поясов — главных мегаструктур сосредоточения золото-серебряной минерализации, — в них выделяются вулканогенные (внутренние), вулканогенно-интрузивные (внешние, фланговые) и интрузивные (периферические) зоны [1, 26]. Такое районирование поясов помогает при прогнозно-металлогенических исследованиях, поскольку каждой из названных зон свойственны не только специфические СВК (по преобладанию в их составе пород довулканогенного основания, терригенных, эффузивных, субвулканических, интрузивных образований орогенно-активизационного цикла развития регионов и т. д.), но и определенные металлогенические особенности [22].

В пределах известных рудных узлов также можно выделить структурно-вещественные

комплексы, объединяющие породы фундамента, покровного чехла, вулканогенного этажа со свойственными им структурными формами. Примером могут служить СВК трех рудных узлов, принадлежащих разнотипным вулканическим поясам [28–30] (рис. 1). Для каждого рудного узла характерно наличие выступа пород фундамента, интрузивных тел на границе цоколя с вулканогенными образованиями, выводных каналов палеовулканов, криптовулканических сооружений и ареалов гидротермально-метасоматических изменений пород. Рис. 1, графика в публикациях Дж. Алберса, Ф. Клейнхампла, Г. Фернандеса, Ф. Дамаско и Л. Сангаланга [28–30] иллюстрируют, насколько одинакова позиция рудных полей, расположенных в вулканогенно-интрузивных структурно-формационных зонах островодужного, окраинно-материкового и внутренеконтинентального поясов относительно выступов фундамента, интрузивных и субвулканических тел. Приведенные примеры показывают необходимость и реальность использования многочисленных данных о СВК известных рудных узлов и полей в качестве основы создания моделей геологических обстановок размещения золото-серебряных месторождений и рудопроявлений (в соответствующих структурно-формационных зонах вулканогенных поясов) применительно к целям прогноза и поисков новых объектов, а также отыскания и освоения новых участков в уже вовлеченных в разведку рудных узлах и полях (см. таблицу). Из таблицы следует, что составными частями геологических обстановок размещения золото-серебряного оруденения в вулканогенно-интрузивных структурно-формационных зонах (в порядке уменьшения размеров геологических тел) являются: вулканогенные прогибы, дислоцированные блоки пород фундамента (структурные элементы которых ориентированы обычно поперек или косо к длинным осям наложенных прогибов и депрессий), горст-антиклинальные, валообразные поднятия в депрессионных зонах вулканогенных поясов (несущие черты унаследованности от древних структур жесткого основания и закономерно расположенные относительно вышеупомянутых форм и их частей: осевых зон, замков, мест ундуляции шарниров, замыкания складок, торцевых ограничений блоков и т. д.); субогласные уплощенные или секущие тела интрузивных массивов, субвулканических образований (в участках перехода от горст-антиклинальных поднятий фундамента к впадинам и кальдерам); гетерогенные кальдеры, впадины, просадки (характеризующиеся сложным строением разрезов), а в пределах последних — вулкано-купольные, купольные формы центрального типа, брахиантклинали, относительно небольшие мобильные длительно развивающиеся

шияся блоки (секции, сектора, зоны) с крупными выводными каналами палеовулканов, более мелкими жерловинами, трубками взрыва, эксплозивными диатремами, другими криптовулканическими телами, подвергшимися гидротермально-метасоматическим преобразованиям.

Необходимо учитывать также вполне определенное положение в пределах рудных узлов покровных накоплений верхнего структурного этажа (как составных частей СВК), а именно: их размещение — в виде обширных полей — по периферии рудоносных площадей.

Важность учета при прогнозировании новых месторождений перечисленных признаков подтверждается иллюстрацией моделей, созданных на основании изучения и анализа геологических обстановок (позиций) многих хорошо изученных рудных полей (рис. 2). При разработке моделей учитывался тот факт, что рудоносные участки месторождений в структурно-формационных зонах различного типа располагаются в достаточно ограниченной (по размерам) части геологического пространства, реперными точками и маркирующими линиями в котором являются границы периклинальных замыкающих

**Структурно-вещественные комплексы (СВК) и ассоциации (СВА) площадей размещения золото-серебряных месторождений в пределах внешних и фланговых зон вулканогенных поясов**

Составные части СВК и СВА	Порядок и размеры ( $\text{км}^2$ ) геологических тел
Складчато-блоковые формы фундамента; впадины, депрессии, вулканогенные поля	IV ( $10^4$ — $10^2$ )
(покровы) терригенных (часто угленосных) отложений верхнего структурного этажа по периферии рудоносных площадей	IV—V ( $10^4$ — $10^0$ )
Горст-антиклинальные, валообразные поднятия в депрессионных зонах вулканогенов, унаследованные от древних структур жесткого основания и закономерно ориентированные относительно вышеупомянутых (п. 1) положительных глыбово-складчатых форм и их частей (элементов)	V ( $10^2$ — $10^0$ )
Гетерогенные просадки, кальдеры и т. п., характеризующиеся сложным строением разрезов	V ( $10^2$ — $10^0$ )
Субогласные уплощенные или секущие тела интрузивных массивов, субвулканических образований в участках перехода от горст-антиклинальных поднятий фундамента к депрессиям	V—VI ( $10^2$ — $10^{-2}$ )
Купольные, вулкано-купольные формы центрального типа, брахиантклинали, мобильные длительно живущие блоки (секции)	VI ( $10^0$ — $10^{-2}$ )
Выходные каналы палеовулканов, более мелкие жерловины, трубы взрыва, диатремы, некки, штоки	VI—VII ( $10^0$ — $10^{-4}$ )

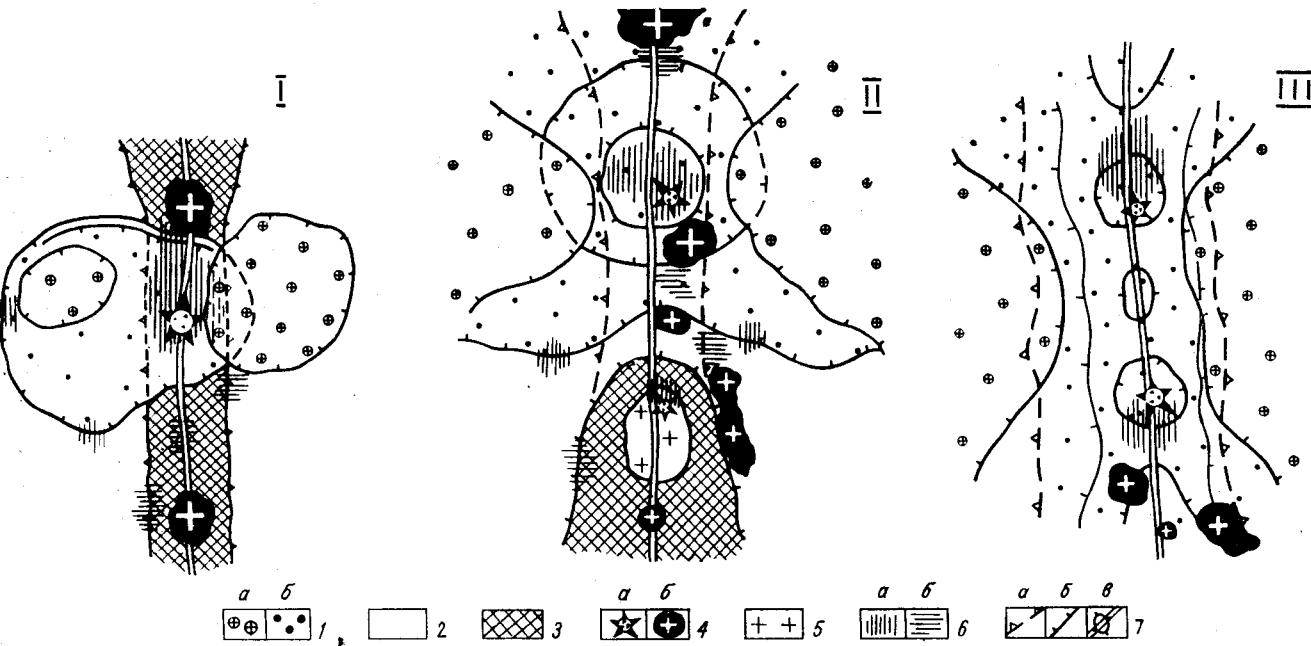


Рис. 2. Модели геологических обстановок размещения золото-серебряного оруденения в разнотипных структурно-формационных зонах субаэральных вулканогенных поясов. Составил В. Г. Хомич.

I — изолированные впадины, кальдеры периферических и внешних зон поясов, II — краевые части депрессий, прогибов во внешних и фланговых зонах вулканогенных поясов, III — внутренние зоны вулканогенных поясов; 1 — вулканогенные структурный этаж; а — молодые (послерудные) образования (стратифицированные, субвулканические, интрузивные), присутствие которых на потенциально перспективной площади не всегда обязательно, б — рудовмещающие и надрудные отложения одного или нескольких ярусов и подъярусов, 2 — довулканогенный фундамент (нижний структурный этаж). Осадочные, метаморфические, магматические образования, 3 — мобильные длительно живущие и унаследованно развивающиеся зоны, фиксируемые, как правило, позитивными структурными формами тектоногенного, магматогенного, тектономагматогенного происхождения (антиклинальными складками, горст-антеклинальными выступами, гранитогнейсовыми куполами, а также интрузивными телами, комагматичными образованиями вулканогенного этажа), 4 — центры эндогенной активности: а — вулканические аппараты (жерновины, некки, пробки), криптовулканические сооружения (диатремы и т. п.), б — интрузивные, субвулканические тела, комагматичные эффузивно-пирокластическим накоплениям вулканогенного этажа. Вытянутые лучи по периферии вулканических аппаратов показывают более пологие части построек, где вероятней обнаружение гидротермальной минерализации, 5 — обособленные интрузивные тела, участвующие в строении довулканогенного фундамента, 6 — площади развития минерализации: а — золото-серебряной, б — иного типа, 7 — структурные элементы: а — границы мобильных складчато-блочных форм основания впадин и совпадающих с ними валообразных поднятий в отложениях вулканогенного этажа (а — а), современные границы распространения интрузивных, стратифицированных образований (б), осевые линии мобильных зон (в). Бергштрихи указывают направление падения контактов. Двойной линией отмечены крутопадающие борта у наиболее погруженных частей асимметричных впадин (кальдер), где в породах фундамента (в границах мобильной зоны) часто размещаются золото-серебряные проявления.

ний, погружений (торцевых частей) блоков фундамента, осевые линии валообразных поднятий, положение субвулканических, гипабиссальных интрузий и выводных каналов палеовулканов. Некоторый разброс рудоносных участков относительно перечисленных точек и линий объясняется различиями в элементах залегания kontaktовых поверхностей, отделяющих породы фундамента от перекрывающих вулканогенных образований, и мощностью последних.

Существование сходных геологических обстановок размещения разных рудноформационных типов проявлений золота и серебра [23] свидетельствует, что структурно-тектонические критерии «указывают» место вероятной локализации рудных скоплений, а магматические — их возможный тип (формационный, минеральный, геохимический). Довольно однотипное положение месторождений в геологическом пространстве (в составе структурно-вещественных комплексов) различных структурно-формаци-

онных зон позволяет наметить пути более эффективного использования не только геологических, но и геофизических методов для выявления рудоносных площадей в пределах потенциально золотоносных районов, внедрить математические методы для целей прогнозирования и поисков новых проявлений золото-серебряной минерализации.

Необходимо подчеркнуть, что успех в достижении поставленной цели — выявлении нового объекта — во многом зависит как от качества и «разрешающей способности» применяющихся критериев (предпосылок и признаков), так и от качества геологической карты, на основе которой прогнозируется положение искомого проявления. Качество, объективность и детальность геологической основы тем более важны, что изученность известных месторождений и высокая описанность их ближайшей периферии, как и детальность соответствующих карт, оказываются намного выше, чем в районах, вовлекаемых в освоение. Это обстоятель-

ство требует обязательного использования других объективных данных для сопоставления и корректировки построений, выполненных только по геологическим признакам. Речь идет об анализе геоморфологических, geoхимических и геофизических материалов и данных петрохимического изучения вулканоплутонических ассоциаций.

## К РАЗРАБОТКЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ТИПОВЫХ ОБСТАНОВОК ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Для прогнозно-металлогенических целей используются данные гравиметрии, магнитометрии, гамма-спектрометрии и многих других методов. В региональных геофизических полях золоторудные районы и узлы выделяются по градиентным зонам силы тяжести, знакопеременным магнитным аномалиям различной интенсивности, определенным калий-уран-ториевым соотношениям и т. д. [2, 3, 8, 9, 12, 16]. Все исследователи сходятся во мнении, что выявление золото-серебряных месторождений — одна из наиболее сложных задач для геофизиков. Не случайно поэтому на подобные типы минерализации до настоящего времени еще не разработана методика прямой индикации месторождений в геофизических полях, хотя работы в этом направлении ведутся уже несколько десятков лет. Трудности обусловлены большой изменчивостью морфологии околоврудных, надрудных ореолов, вещественного состава руд, часто их убогой сульфидностью; разнообразием пространственно-временных связей с магматическими комплексами разного профиля; размещением месторождений в разнотипных структурно-формационных зонах орогенно-активизированных областей; неодинаковой геологической обстановкой локализации, изменчивостьюrudовмещающих образований; часто скрытым характером оруденения и т. д. Но дело не только в многообразии породных комплексов, изменчивости состава руд, ореолов и геологических обстановок, но еще и в том, что одни и те же образования фиксируются геофизическими методами по-разному в зависимости от флуктуаций состава, окружающей среды и т. п.

Наиболее общим геофизическим критерием золото-серебряных рудных полей и месторождений является приуроченность к ним гравиметрических аномалий и, в частности, зон повышенных градиентов (ступеней, флексур) поля силы тяжести. Рудоконтролирующие структуры обычно отчетливо картируются аномалиями пониженных значений  $\Delta g$  из-за относитель-

но низкой плотности пород, подвергшихся гидротермальным преобразованиям. Последние влияли также и на уменьшение магнитной восприимчивости измененных комплексов. В целом же обстановка с фиксацией золото-серебряных проявлений в магнитном поле обстоит гораздо сложнее, чем в гравитационном, хотя и здесь рудные поля иногда располагаются на участках смены интенсивности магнитного поля, характеризующих поля гидротермально-метасоматических изменений и положение контактов различных по составу толщ и т. д.

Для выявления объектов, которые сопровождаются крупными ореолами калишпатизации (адуляризации) пород, весьма успешно применяется аэрогамmasпектрометрический метод поисков [12].

Там, где в породах развита густая вкрапленность сульфидов (околорудные, надрудные ореолы сульфидизации), фиксируются аномалии естественного электрического поля и вызванной поляризации.

До сих пор при металлогенических исследованиях рудных районов в основном разрабатывались глубинные геолого-геофизические критерии прогноза, базирующиеся на материалах региональных геофизических съемок. При этом многие частные, но, как выясняется, важные детали геофизических полей не принимались во внимание.

В настоящее время считается целесообразной разработка комплексов поисковых геофизических методов на основе типизированных физико-геологических моделей (Г. С. Вахромеев и др.). Разработка таких моделей для золото-серебряного оруденения и соответствующих геологических обстановок представляется крайне нужным делом уже сегодняшнего дня. Этому должны способствовать и развиваемые автором представления о структурно-вещественных комплексах, ассоциациях в пределах рудных узлов и моделях типовых геологических обстановок локализации оруденения. Поэтому настоящую работу необходимо рассматривать как геологический задел к созданию типизированных физико-геологических моделей размещения золото-серебряных месторождений. Их апробация и внедрение в практику прогнозно-металлогенических исследований позволяют приступить к подлинно комплексному геолого-геофизическому анализу перспективных площадей.

Прежде чем переходить к характеристике геоморфологической выраженности некоторых золоторудных полей и возможностей использования принципа геолого-геоморфологической конформности для целей прогноза и поисков перспективных площадей, необходимо отметить, что в работах Г. З. Поповой, И. Н. Томсона и М. А. Фаворской, И. К. Волчанской,

Н. Т. Кочневой, Е. В. Свешниковой, В. В. Соловьева и других авторов описан комплекс структурно-геоморфологических методов выявления связей рельефа с тектоникой, структурами центрального типа — купольными, кольцевыми, овально-кольцевыми и т. п., с которыми часто связано размещение проявлений эндогенного оруденения. В последние годы ряд исследователей обратил внимание на чрезвычайно широкое распространение на поверхности Земли геологических структурных неоднородностей (фактур, по М. М. Василевскому), хорошо просматривающихся на снимках, полученных различными дистанционными методами. Разрабатываются методики анализа структурных неоднородностей, предпринимаются усилия к их использованию для целей оперативного прогноза рудных районов, узлов и полей [13]. Автору данной статьи хотелось бы обратить внимание на чисто геоморфологический аспект проблемы — определенную выраженность в фрагментах современного рельефа минерализованных площадей. Речь идет о довольно большом числе случаев совпадения последних с зонами перехода от сильно расчлененного горного рельефа к низкогорью со слаженными, мягкими очертаниями, а затем и плоским равнинам. Как известно, вулканогенные проявления благородных металлов встречаются на отметках выше 1500 м (Средняя Азия, Закавказье, Южная Америка) и ниже 600—500 м (Приамурье, побережье Охотского моря), поэтому попытки некоторых геологов установить «запретные» гипсометрические уровни распространения золото-серебряной минерализации представляются недостаточно обоснованными. Значение имеют не абсолютные отметки, а относительные, т. е. расположение многих объектов на средних (промежуточных) уровнях, между максимально высокими и минимально низкими высотами в данном районе.

Первопричину этой, казалось бы, чисто случайной зависимости автор усматривает в конформности геоморфологических поверхностей организующим их элементам геологического пространства, о которой пишет в своих работах Г. И. Худяков [24]. Он обосновывает существование геолого-геоморфологических конформных систем неразрывной взаимосвязью особенностей состава, строения и внешней формы геологических тел. В таких системах рельеф Земли рассматривается в качестве геоморфологической поверхности соответствующей геологической структуры. Наши наблюдения подтверждают существование принципа геолого-геоморфологической конформности. Как было показано выше, геологическая позиция золото-серебряных рудных полей и месторождений характеризуется приуроченностью к мобиль-

ным унаследованно развивавшимся пограничным участкам, разделяющим блоки с противоположной тенденцией развития и разноправленным характером движений в течение крупных отрезков геологического времени. Все это не могло не отражаться на рельефе. В итоге многие рудные поля и в современном рельефе оказались расположеными в переходных зонах.

Изложенное, по мнению автора, свидетельствует о широких возможностях геоморфологического анализа (опирающегося на упоминавшийся принцип конформности) для выделения перспективных на золото-серебряное оруденение участков в дополнение к геологическим и геофизическим критериям. Естественно, потребуется предварительная отработка анализа на типовых моделях хорошо изученных рудных узлов и полей с целью последующей разработки геоморфологических схем их размещения.

## ВЫВОДЫ

1. Закономерная приуроченность золото-серебряных рудных узлов и полей, с одной стороны, к пограничным (прибрежным) участкам вулканотектонических депрессий, местам торцевых ограничений, замыканий, погружений линейных складчато-глыбовых структур довулканогенного основания, а с другой — к унаследованным валообразным, горстовым поднятиям в пределах прогибов, кальдер, впадин (на продолжении линейных выступов, осей антиклинальных складок, картируемых в породах цоколя), но всегда в пространственной связи с интрузивными, субвулканическими телами, выводными каналами палеовулканов, криптовулканическими сооружениями позволяет рассматривать перечисленные образования (и рудные поля в том числе) в качестве составных частей структурно-вещественных комплексов, свойственных минерализованным площадям разных структурно-формационных зон (СФЗ) субаэральных вулканогенных поясов.

2. Существование типовых геологических обстановок локализации золото-серебряного оруденения в каждой СФЗ позволило разработать модели размещения рудных полей и месторождений в пределах рудных узлов и районов. Создание моделей геологических обстановок размещения золото-серебряных месторождений предоставляет возможность с новых позиций подойти не только к прогнозированию оруденения в пределах разнотипных структурно-формационных зон, но и к комплексному использованию при металлогенических исследованиях аэрокосмических, геофизических, геоморфологических методов, повышению эффективности прогнозных и поисковых работ.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В. Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977.
2. Ворошилов А. А., Суханов С. М. Использование геофизических методов для изучения эптермальных месторождений золота.— В кн.: Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока. Магадан, 1967.
3. Геофизические методы при тектоническом и прогнозно-металлогеническом районировании рудных регионов СССР. Л.: Недра, 1971.
4. Гладков В. Г., Хомич В. Г., Чеглоков С. В. Об элементах унаследованности некоторых особенностей строения кристаллического фундамента в структуре Балейского рудного поля.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 6, ч. 1. Чита, 1969.
5. Косыгин Ю. А. Геологические структуры и структурно-вещественные ассоциации.— Геол. и геофиз., 1964, № 7.
6. Лазько Е. М., Ляхов Ю. В., Пинзюр А. В. Основные физико-химические параметры постмагматического процесса и прогнозирование скрытого оруденения.— В кн.: Металлогенез и минеральные месторождения. М.: Недра, 1980.
7. Локальное прогнозирование в рудных районах Востока СССР. М.: Наука, 1972.
8. Любалин В. Д. Опыт системного исследования гравитационных аномалий Забайкалья (морфологический аспект).— Геол. и геофиз., 1978, № 11.
9. Любалин В. Д. Опыт системного исследования гравитационных аномалий Забайкалья (переход от морфологической системы к процессорной).— Геол. и геофиз., 1980, № 2.
10. Новые принципы металлогенических прогнозов на территории Приморья. М.: Наука, 1977.
11. Основы научного прогноза месторождений твердых полезных ископаемых. Вып. 3. Золото-серебряные и полиметаллические месторождения. М., 1971.
12. Островский Э. Я., Портнов А. М., Драбкин И. Е. Поиски близповерхностных месторождений золота в эфузивах методом аэрогаммаспектрометрии.— Геол. рудн. месторожд., 1970, № 3.
13. Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций. М.: Недра, 1977.
14. Рундквист Д. В., Бергер В. И., Марков Н. А. Принципы и методы специального прогнозно-металлогенического анализа.— Сов. геол., 1980, № 5.
15. Томсон И. Н., Фаворская М. А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения.— Сов. геол., 1968, № 10.
16. Тузев И. К., Бакулин Ю. И. и др. Глубинные геофизические исследования Комсомольского и Верхнеамурского рудных районов.— Тихоокеанская геол., 1983, № 4.
17. Фаворская М. А. Прогноз при поисках эндогенных рудных месторождений.— Сов. геол., 1981, № 10.
18. Фаворская М. А., Виноградов Н. В. Особенности структурного положения и магматизма крупных золоторудных узлов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 6.
19. Хоббс С. У., Фриклунд В. С. Рудный район Кер-Д'Ален, штат Айдахо.— В кн.: Рудные месторождения США. Т. 1. М.: Мир, 1972.
20. Хомич В. Г. О геологической позиции проявлений золото-серебряной минерализации среди вулканотектонических структур северо-западной части Охотского побережья.— В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогенез Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976.
21. Хомич В. Г. Типовые структурно-вещественные парagenезисы известных золоторудных узлов и полей как основа крупномасштабного прогнозирования новых объектов в орогенных и активизированных областях.— В кн.: Вулканизм и вулканоструктуры. Тез. докл. 5-го Всесоюзного вулканологического совещания. Тбилиси, 1980.
22. Хомич В. Г. Вертикальная и латеральная зональность в размещении вулканогенных месторождений благородных металлов в пределах Тихоокеанского подвижного пояса (ТПП) и его составных частей.— В кн.: Мезозойский и кайнозойский вулканизм и связанные с ним полезные ископаемые. Тбилиси, 1980.
23. Хомич В. Г. Формационные типы проявлений золото-серебряной минерализации Тихоокеанского рудного пояса.— Тихоокеанская геол., 1982, № 3.
24. Худяков Г. И. Геоморфотектоника Дальнего Востока. М.: Наука, 1977.
25. Шехтман П. А., Королев В. А. Принципы прогнозирования геологических позиций крупных гидротермальных месторождений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 9.
26. Шило Н. А., Кулиш Е. А., Игнатьев А. Б. Организация и металлогенез вулкано-тектонических структур Тихоокеанского обрамления.— ДАН СССР, 1979, т. 245, № 6.
27. Щеглов А. Д. Некоторые задачи региональных металлогенических исследований.— Разв. и охрана недр, 1979, № 2.
28. Albers J. P., Kleinhampf F. J. Spatial relation of mineral deposits to Tertiary volcanic centers in Nevada.— U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 1970, 700-C.
29. Fernandez H. E., Damasco F. V. Gold deposition in the Bagio gold district and its relationship to regional geology.— Econ. Geol., 1979, v. 74, N 8.
30. Fernandez H. E., Damasco F. V., Sangalang L. A. Gold ore shoot development in the Antamok Mines, Philippines.— Econ. Geol., 1979, v. 74, N 3.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР,  
Владивосток

Поступила в редакцию  
2 апреля 1984 г.

*В. Г. Гоневчук, А. М. Кокорин, П. Г. Коростелев,  
Е. А. Радкевич, Б. И. Семеняк*

## ОЛОВОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Рассматривается распределение оловорудных формаций на территории юга Дальнего Востока. На основе новых данных по составу оловорудных тел и термобарохимии уточняется формационная принадлежность отдельных месторождений и рудных районов. Показаны сложные взаимопереходы минеральных ти-

Проблема оловорудных формаций юга Дальнего Востока имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение. Известно, что подавляющая часть эксплуатируемых ныне месторождений представляет различные типы касситерито-силикатно-сульфидной формации [9]. В последние годы получены материалы о перспективах ряда месторождений касситерито-кварцевой формации, полихронности и полиформационности оловянной минерализации в ряде рудных районов. Представляется, что появилась необходимость уточнить формационную принадлежность некоторых оловорудных объектов, а на этой основе переоценить перспективы самих формаций.

### ОЛОВЯННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ КАССИТЕРИТО-КВАРЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ

Районы с преимущественным развитием оловянного оруденения касситерито-кварцевой формации расположены в окраинных областях Буреинского и Ханкайского массивов (рис. 1). При общих чертах сходства они имеют существенные отличия от классических представителей.

Ближе всего к эталонным стоят проявления олова *Иппата-Мерекского рудного района*, расположенного в северо-западной части Хингано-Баджальской оловянносной области. Район сложен среднепротерозойскими кристаллическими сланцами, интрудированными Иппатинским массивом позднемеловых гранитов. Оловянно-вольфрамовая минерализация приуроче-

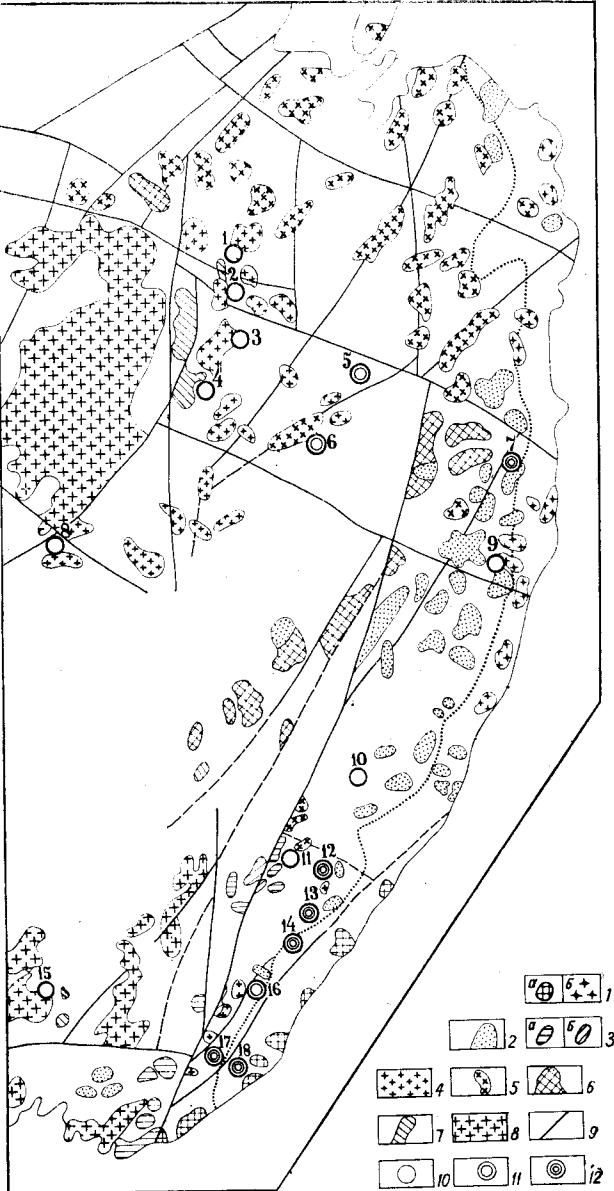
нов, обусловленные как латеральной зональностью, так и наличием в пределах рудных районов полихронной и полиформационной минерализации, связанной с формированием сложных вулканоплутонических комплексов — производных коровьих и мантийных очагов.

на к крутопадающим прожилкам, жилам и прожилково-сетчатым зонам, которые сложены кварцем, мусковитом, реже флюоритом и заливают в грейзенизированных гранитах и роговиках экзоконтакта.

*Баджальский оловорудный район* (рис. 2) расположен в центральной части Хингано-Баджальской области и совпадает с одноименным вулканическим сводом. На площади района выделяется ряд рудных узлов. Наиболее крупное по масштабам и контрастное по минеральным типам оруденение установлено в Верхнеурмийском и Верхнебаджальском узлах.

Верхнеурмийский рудный узел расположен в западной части района и пространственно тяготеет к Верхнеурмийскому гранитному массиву. Рудообразования локализованы в эндогенных экзоконтактах гранитов в трех субширотных оловянносных зонах. В экзоконтакте они представлены кварц-мусковитовыми грейзенами с неравномерной вкрапленностью рудных минералов — касситерита, вольфрамита, молибденита; по мере удаления от контакта гранитного массива наблюдается смена мусковитовых грейзенов турмалиновыми.

Центральная Правоурмийская зона контролируется дайкой гранит-порфиров, к висячemu боку которой приурочено оруденение — сидерофиллитовые метасоматиты, вмещающие линейный штокверк с промышленной вольфрам-оловянной минерализацией. Рудные прожилки имеют кварц-топазовый, кварц-мусковит-топазовый и кварц-сидерофиллитовый состав с вкрапленностью касситерита, вольфрамита, арсенопирита и халькопирита. В наименее эродированной части ядро зоны сложено слабо оловянносными кварц-турмалиновыми метасоматитами. Отложение минералов в рудной зоне



происходило из пневматолитово-гидротермальных растворов высокой концентрации при температуре от 550 до 100°C.\*

На территории Верхнебаджальского рудного узла (северо-восточная часть района) выделяется пять небольших сложно дифференцированных интрузивных массивов, сопровождаемых грейзенами кварц-мусковитового, кварц-серicit(мусковит)-турмалинового, кварц-сиедофиллитового состава, оловоносность которых связана с поздними прожилками кварца с кассiterитом и сульфидами. Повсеместно встречаются кварц-полевошпатовые (адуляр-ортоклазовые, реже альбитовые) жилы и прожилковые зоны. Формирование месторождений и зон раз-

**Рис. 1. Размещение магматических образований и оловянной минерализации на юге Дальнего Востока.**

1—8 — магматические комплексы (серии): 1 — палеогеновые гранит-лейкогранитные: а — приморская серия по [3], б — прибрежный комплекс по [14], 2 — позднемеловые — палеогеновые вулканоплутонические, 3 — ранние-позднемеловые: а — адамеллит-гранитные, б — гранит-лейкогранитовые, 4 — ранне-позднемеловые вулканоплутонические андезит-гранодиорит-гранитные (монцитовые) и липарит-гранитные, 5 — ранне-позднемеловые преимущественно гранодиоритовые (вулканоплутонические), 6 — раннемеловые габбро-гранодиорит-гранитные, 7 — средне-позднемеловые габбро-монцонит-гранитные, 8 — средне-позднемеловые гранит-лейкогранитовые (батолитовая формация), 9 — региональные разломы, 10, 11 — оловорудные формации по [9]: 10 — кассiterит-кварцевая, 11 — кассiterит-силикатно-сульфидная, 12 — кассiterит-сульфидная. Цифрами указаны оловорудные районы: 1 — Эзопский, 2 — Софийский, 3 — Иппата-Мерекский, 4 — Баджальский, 5 — Комсомольский, 6 — Верхне-Курский, 7 — Северо-Сихотэ-Алинский, 8 — Хинганский, 9 — Верхне-Катэнский, 10 — Верхне-Бикинский, 11 — Арминский, 12 — Большесуссурский, 13 — Октябрьский, 14 — Дальнегорский, 15 — Вознесенский, 16 — Кавалеровский, 17 — Фурмановский, 18 — Щербаковский.

ных типов происходило из пневматолитово-гидротермальных растворов сложного состава и высокой концентрации. Диапазон минералообразования грейзенов находится в интервале 550—100, а кварц-полевошпатовых зон — 460—180°C.

Обобщение материалов по рудоносности Баджальского оловорудного района показывает принадлежность подавляющего большинства месторождений к кассiterito-кварцевой формации. Преимущественное распространение имеют грейзены различных типов, среди которых топазодержащие характерны только для площади Верхнеурмийского узла, а кварц-полевошпатовые зоны — для Верхнебаджальского.

**Хинганский оловорудный район** (как и Баджальский) приурочен к вулканической зоне, сформированной на кристаллическом фундаменте Буреинского массива (рис. 3). Мощная (около 3 км) толща меловых эфузивно-экструзивных образований прорвана мелкими близповерхностными интрузиями гранит-порфиров и кварцевых порфиров, к которым в основном и приурочено оловянное оруденение, сконцентрированное в трубообразных и линейных штокверках и метасоматических залежах. На площади района известны месторождения Хинганское, Олонойское, Обещающее, Нижний и Верхний Карадуб, Березовое, Таежное, Джалиндинское и др.

Авторские данные позволяют уточнить формационную принадлежность месторождений Хинганского района. Установлено, что последние содержат повышенные количества сульфидов и хлорита лишь в верхних и боковых частях рудных тел. Основным же продуктивным минеральным парагенезисом является кварц-кассiterит-флюорит-адуляр-гидромусковитовый, являющийся фацией грейзенов и распространяющийся в рудных телах на глубину до 1000 м и более. Отложение минералов в рудах происходит из пневматолитово-

\* Температура определялась А. М. Кокориным.

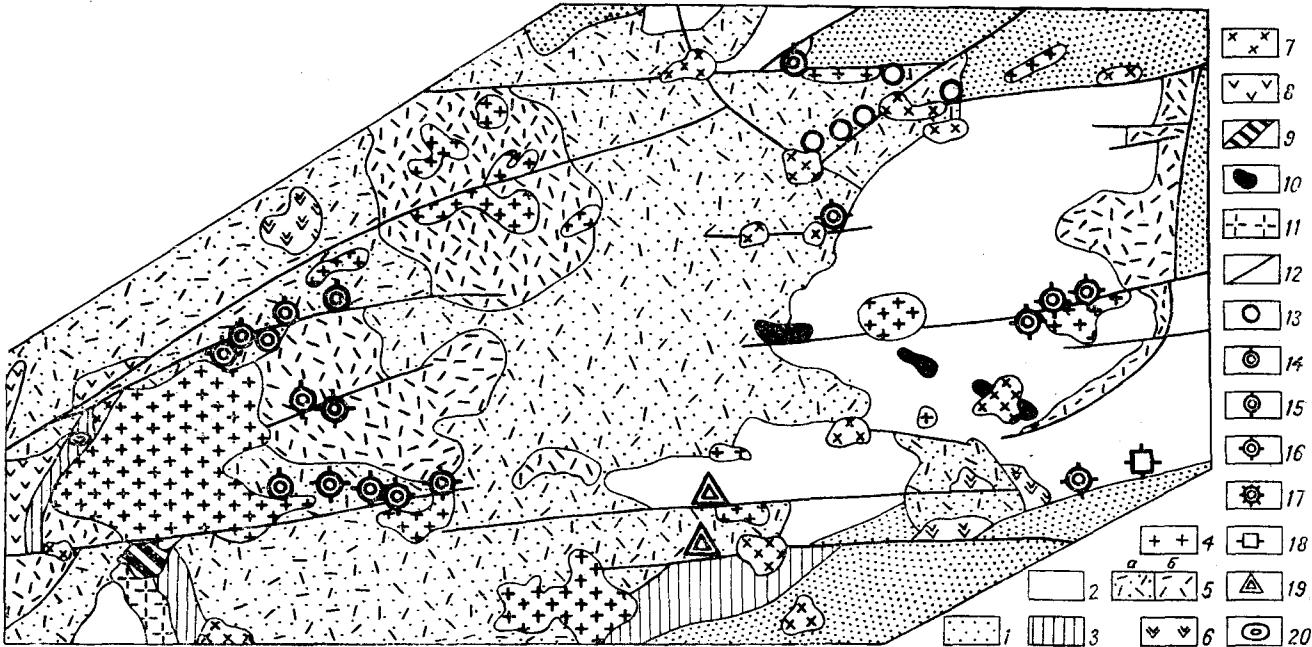


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Баджальского рудного района. Составлена по данным Н. В. Огниова и др.

1 — мезозойские терригенные отложения, 2 — палеозойские терригенно-кремнистые отложения, 3 — метаморфические породы фундамента Буреинского массива, 4, 5 — баджальский магматический комплекс: 4 — граниты биотитовые и лейкоократовые, 5 — липариты, липарито-дациты (туфы): а — покровные, б — экструзивные, б, 7 — силинский магматический комплекс: 6 — гранодиориты, 7 — габбро, монцонит-диориты, граниты, 8, 9 — лакский магматический комплекс: 8 — андезиты, 9 — преимущественно гранодиориты, 10 — щелочные базальты и пикриты (даянский комплекс), 11 — палеозойские гранитоиды, 12 — зоны разломов, 13—20 — типы минерализации: 13 — кварц-полевошпатовый, 14 — оловянно-кварцевый, 15 — турмалиновых грейзенов, 16 — топазовых грейзенов, 17 — мусковитовых грейзенов, 18 — турмалиново-сульфидный, 19 — галенито-сфалеритовый, 20 — скарновый.

гидротермальных растворов высокой концентрации при температуре от 450—460 до 200°C. Эти данные позволяют отнести Хинганское месторождение к касситерито-кварцевой формации.

В Карадубской группе месторождений также преобладают разнообразные фации грейзенов: на Нижне-Карадубском и Обещающем — кварц-касситерит-топаз-мусковит-турмалиновые с переменным количеством флюорита, на Олимпийском — кварц-топаз-мусковитовые с тонкой вкрапленностью касситерита, арсенопирита и флюорита. Термометрический анализ газово-жидких включений в минералах указывает на высокотемпературный (400—440°C) характер их отложения.

Рудные тела Олонойского месторождения сложены топаз-мусковит-кварцевыми грейзенами с метасоматически наложенной сидерофиллитовой с кварцем, турмалином, флюоритом, калишпатом и альбитом минерализацией, сопровождаемой касситеритом, магнетитом и гематитом. Образование грейзенов происходило при 450—520, сидерофиллитовых метасоматитов — при 420—460°C.

Относимое к риолитовой формации Джалиндинское месторождение представляет собой сложную зону кварц-серицитовых метасоматитов, содержащих обособления деревянистого

олова или тонкодисперсного касситерита в срастании со скрытокристаллическим кварцем. Тесно связанное с экструзивными кварцевыми порфирами, оно несет все черты сходства с близповерхностными грейзенами, образованными при температуре порядка 400—420°C.

Таким образом, оловорудные месторождения Хинганского района, как и Баджальского, представлены различными фациями грейзенов, сформированных из пневматолитово-гидротермальных растворов.

Следующий крупный район развития месторождений касситерит-кварцевой формации — Вознесенский — находится на юго-восточной окраине Ханкайского массива (рис. 4). Район слагают терригенные и карбонатные породы верхнего рифея и нижнего кембria, интрудированные массивами гранитов и более основных пород палеозойского возраста. Известные здесь проявления олова выделены М. П. Материковым [8] в силикатно-карбонатную группу оловорудных формаций. Главная особенность их — богатство руд минералами фтора (реже бора) при совмещении в рудных полях оруденения различных минеральных типов.

В известняках надынтрузивной зоны гранитных штоков размещены слюдисто-флюоритовые залежи (апоскарновые грейзены, по И. Н. Говорову) с мусковитом, турмалином, топазом и

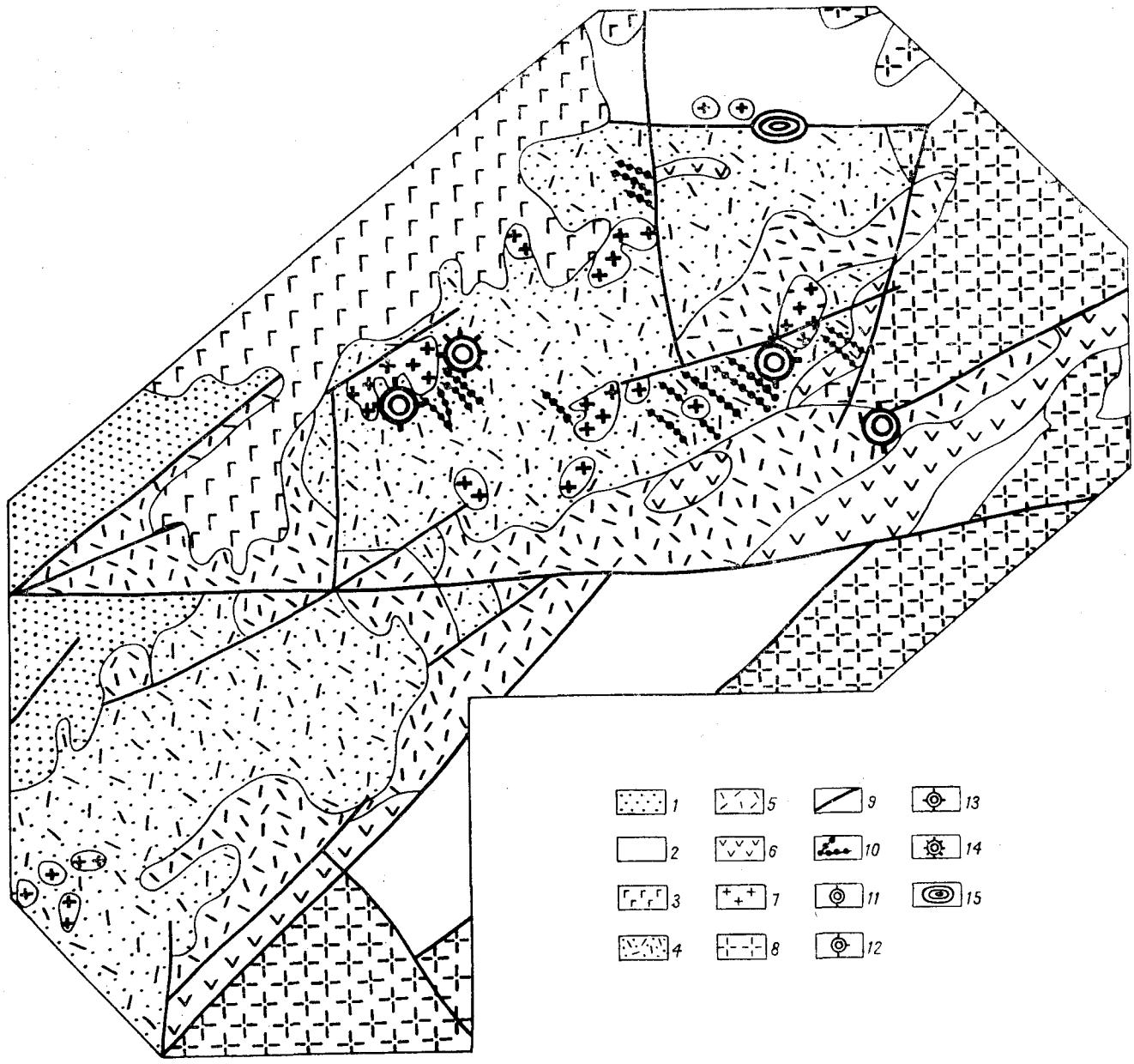


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Хинганского рудного района. Составлена по [14].

1 — мезозойские терригенные отложения, 2 — метаморфические породы фундамента, 3 — неогеновые базальты и долериты, 4 — липаритовые порфиры, их туфы и туфогенно-осадочные породы (обманийская свита), 5 — фельзиты, фельзиг-порфиры и их туфы (солонечная свита), 6 — андезитовые порфиры и их туфы (станолимская свита), 7 — гранит-порфиры (сбманийские), 8 — палеозойские гранитоиды, 9 — разломы, 10 — основные дайковые поля, 11—15 — типы минерализации: 11 — топазовых грейзенов, 12 — сидерофиллитовых грейзенов, 13 — мусковитовых грейзенов, 14 — флюоритово-слюдистых грейзенов, 15 — тиоплитовый.

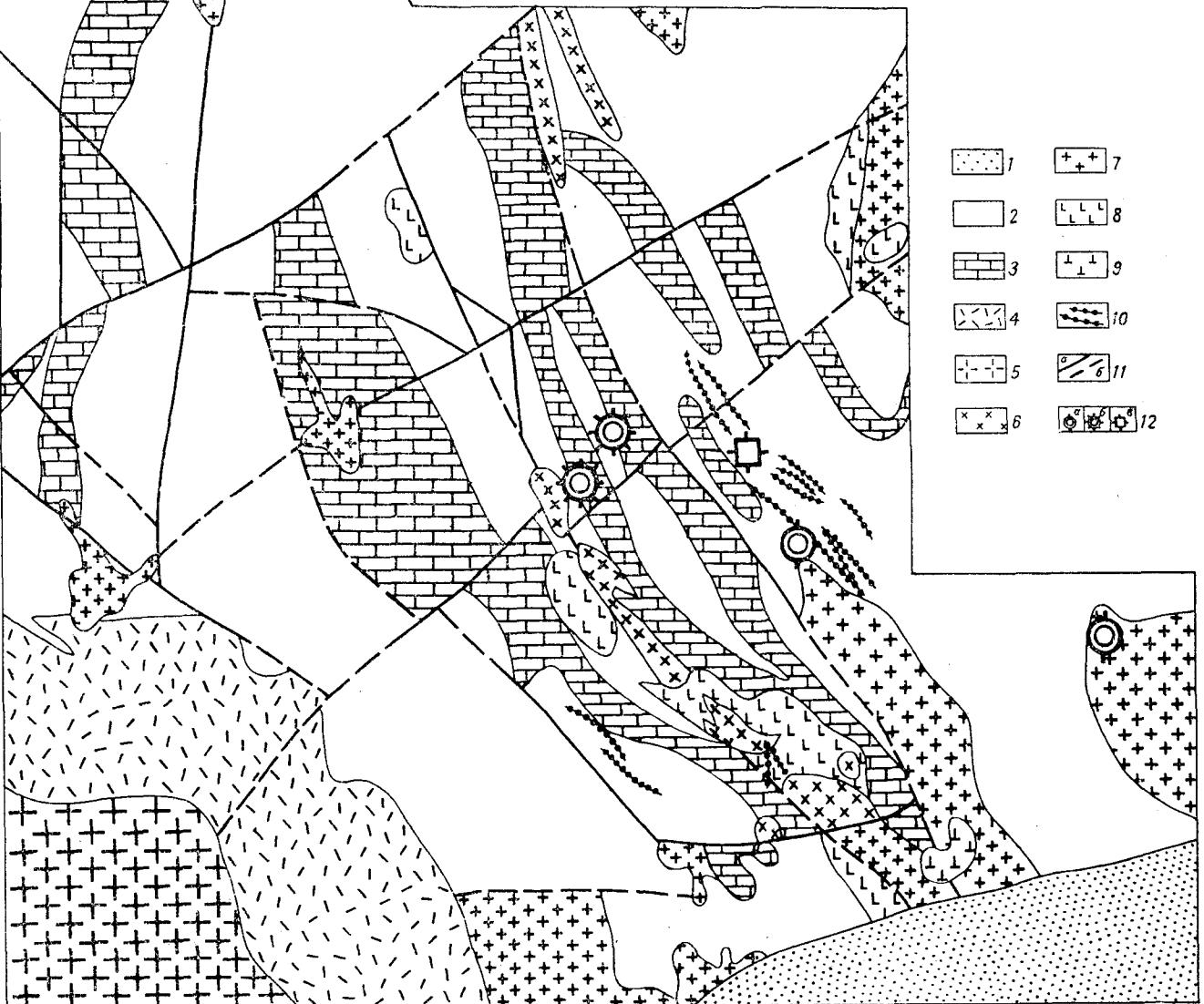
касситеритом, а в эндоконтактовой зоне штоков — топазовые грейзены (Вознесенское месторождение и Кировский участок Пограничного месторождения). Образование обоих типов руд происходило из сложных углекислотно-водных растворов при 380—170°C (слюдисто-флюоритовые руды) и 350—130°C (гнейзы).

Зонально по отношению к гранитному массиву расположена минерализация в пределах

Ярославского рудного поля. Граниты изменены с образованием кварц-турмалин-мусковитовых грейзенов, вдоль контактов гранитов с известняками проявлены скарны. Главная рудная зона на удалении от гранитов представлена серией параллельных жилообразных залежей турмалин-флюоритового, турмалин-флюорит-кварцевого, кварц-турмалинового состава с касситеритом, которые затем сменяются рудными телами четырех типов — кварцево-жиль-

Рис. 4. Схематическая геологическая карта Вознесенского рудного района.  
Составлена по [3, 10, 12].

1 — третичные отложения, 2 — палеозойские терригенные отложения, 3 — палеозойские известняки (доломиты), 4 — верхнепалеозойские липаритовые порфирь и их экструзивные фации, 5 — среднепалеозойские граниты (тродековские), 6—9 — вознесенский комплекс по [3]: 6 — гранит- и граносиенит-порфиры, 7 — граниты и гранитопорфиры, 8 — диориты, диорит-монцониты, сиениты, 9 — габброиды; 10 — дайки диоритовых и диабазовых порфиритов, 11 — тектонические нарушения: а — установленные, б — предполагаемые авторами, 12 — типы минерализации: а — топазовых грейзенов, б — флюоритово-слюдистых грейзенов, в — турмалиново-сульфидный.



ными с оловоносными кварц-турмалиновыми окорудными метасоматитами (в сланцах), кассiterит-турмалин-флюоритовыми (пологие залежи в известняках), жильными кассiterит-кварц-турмалиновыми с сульфидами и кассiterит-сульфидными (пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит).

Представляется, что рудные месторождения Вознесенского района принадлежат к касситерито-кварцевой и касситерито-силикатной формациям. Две сближенные линии рудного про-

цесса в сочетании с контрастной (карбонатно-сланцевой) вмещающей средой предопределили развитие сложных минеральных типов оловянного оруденения, связанных фациальными переходами.

Большое число месторождений касситерито-кварцевой формации размещено в Сихотэ-Алинской складчатой области.

В Арминском районе, охватывающем средний Сихотэ-Алинь, месторождения и рудопроявления олова располагаются зонально отно-

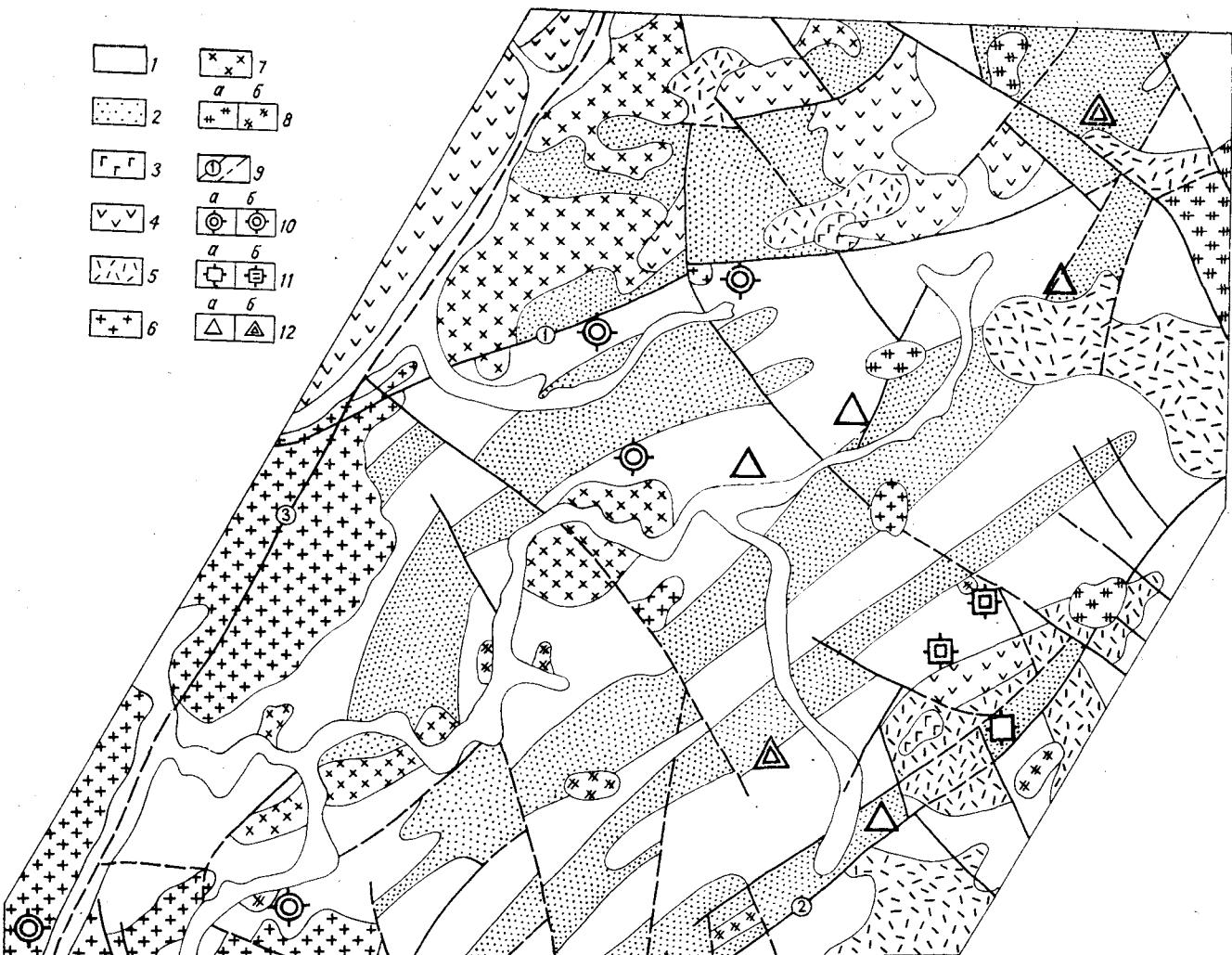


Рис. 5. Схематическая геологическая карта Арминского рудного района. Составлена по [6, 13].

1' — меловые отложения, 2 — юрские отложения, 3 — неогеновые базальты, 4 — андезиты, андезитовые порфириты, дациты и их туфы, 5 — липариты, фельзиты, туфоловы, 6 — габбро-монцонит-диорит-гранодиоритовая (а) и габбро-монцонит-диорит-гранодиоритовая (б) ассоциации, 7 — гранодиорит-лейкогранитная ассоциация, 8 — габбро-монцонит-диорит-гранодиоритовая (а) и габбро-монцонит-диорит-гранодиоритовая (б) ассоциации, 9 — наиболее значительные разломы: а — установленные, б — предполагаемые, 10—12 — типы минерализации: 10 — а — сидерофиллитовых грейзенов, б — мусковитовых грейзенов, 11 — а — турмалиново-сульфидный, б — хлорито-сульфидный, 12 — а — арсенопирит-пирротиновый, б — галенито-сфалеритовый.

сительно Центрального структурного шва Сихотэ-Алиня (рис. 5), контролирующего распределение крупных массивов гранитоидов. В полосе, прилегающей к нему с востока, преобладают проявления олова кварцевой формации. Они пространственно связаны с небольшими гранитными массивами и несут комплексную олово-вольфрамовую минерализацию при умеренном развитии сульфидов. К ним относятся месторождения Тигриное, Таборное, Забытое, Полярное, Усть-Микулинское и др. Рудные тела локализуются в приконтактовой области гранитных штоков и представляют собой штокверковые зоны, серии сближенных жил и пологие залежи. На примере Тигриного месторождения можно говорить, что жилы и прожилки в штокверке слагает кварц, сопровождае-

мый циннвалльдином, топазом, полевыми шпатами, флюоритом; рудные минералы — кассiterит-вольфрамит, молибденит, сульфиды (арсенопирит, халькопирит, сфалерит, станин, висмутовые минералы) присутствуют в жилах, а также в околожильных грейзепах. Отложение руд на верхних горизонтах происходило из обогащенных углекислотой и хлоридами щелочей сложных растворов при 380—120°С.

Оруденение в приконтактовой зоне крупных гранитоидных массивов Центрального разлома представляет месторождение Рудное, где главную залежь слагают кварц-сидерофиллитовые метасоматиты, прожилково-вкрашенные руды хлорит-сульфидного состава и массивные сульфидные руды. Кассiterит приурочен к сидерофиллитовым метасоматитам и сопровождает

ся флюоритом. В лежачем боку залежи развиты грейзены (кварц, мусковит, топаз, флюорит, кассiterит, молибденит). Образование грейзенов по гранитам происходило из обогащенных хлоридом натрия и углекислотой гетерогенных растворов при 400—130°C. Сидерофиллитовая минерализация имеет более высокую (до 440—450°C) температуру.

В крайней северо-восточной части района в связи с экструзиями липарит-порфиров выявлены кассiterит-сульфидные проявления (Звездное, Янтарное). Некоторые исследователи [11] относят их к оловопорфировому типу по аналогии с Боливийскими месторождениями. По нашему мнению, они представляют совмещенный вариант близповерхностного грейзенового и сульфидного оруденения.

К этому же типу оловянных проявлений относятся Мопауское и Уджакинское месторождения Северного Сихотэ-Алиня, тесно связанные с вулканитами и экструзивными образованиями. Штокверковые тела кварц-серизитовых (мусковитовых) метасоматитов с густой сетью прожилков и гнезд кварца, кассiterита, вольфрамита, флюорита и сульфидов — арсенопирита, халькопирита и подчиненных пирротина, сфалерита и галенита — формировались из гетерогенных хлоридно-натровых растворов при 480—150°C.

## ОЛОВЯННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ КАССИТЕРИТО-СИЛИКАТНОЙ ФОРМАЦИИ

К типовым районам развития оруденения касситерито-силикатной формации в южной части Дальнего Востока относятся Комсомольский и Кавалеровский. Месторождения этой формации известны и в других районах Главной оловоносной зоны Сихотэ-Алиня (Северо-Сихотэ-Алинский, Арминский, Фурмановский).

Комсомольский район расположен на участке сочленения Баджальского антиклиниория, сложенного палеозойскими толщами, и Горинского синклиниория, выполненного юрско-меловыми терригеническими отложениями, перекрытыми меловыми осадочно-вулканогенными образованиями и покровами вулканитов. Магматические породы относятся к трем вулканоплутоническим комплексам — пурильскому, силинскому и чалбинскому [4, 5].

Металлогенический облик района определяет турмалин-сульфидный тип оловянного оруденения. Главные месторождения представляют собой крутопадающие плитообразные тела, с которыми совмещены продольные жилы и прожилки кварца с касситеритом, вольфрамитом, шеелитом и арсенопиритом. Более поздние кварц-сульфидная (халькопирит, пирротин, сфалерит, галенит) и кварц-карбонатная ассо-

циации нередко обособляются на верхних горизонтах рудных тел, что предопределяет прямую вертикальную зональность оруденения. Месторождения района формировались в интервале 450—50°C. По восстанию рудных зон отмечено понижение температуры, которая на интервале около 1000 м составляет примерно 150°C. Рудоносные гидротермы имели хлоридно-натровый состав и близнейтральную реакцию.

На площади района известны также кварц-молибденовые зоны и кварц-турмалин-мусковитовые близповерхностные грейзены. Зоны кварц-мусковит-хлоритовых с турмалином метасоматитов (грейзенов) с оловянно-молибденовым оруденением выявлены на Солнечном месторождении на продолжении по падению оловоносных турмалиновых зон в апикальной части «слепого» гранитного штока. Соотношение этого типа оруденения с главным — турмалиновым — остается неясным.

Кавалеровский оловорудный район находится в пределах главного Сихотэ-Алинского синклиниория. Западная его граница совпадает с Центральным структурным швом Сихотэ-Алиня, северная, восточная и южная оконтуриваются полями верхнемеловых эфузивов вулканогенного пояса, слагающими верхний структурный ярус. Нижний структурный ярус (центральная часть района) представляют терригенно-кремнисто-карбонатные породы верхнепалеозойско-мезозойского возраста. Крупные интрузивы присутствуют в западной части района; в центральной части при широком развитии даек на поверхность выходят лишь единичные мелкие тела гранитоидов. Оловоносными являются четыре интрузивные формации [17].

Металлогенический облик района определяет оловянное оруденение касситерит-силикатной формации. Рудные поля имеют веерообразную объемную структуру, в создании которой участвует свита сближенных жил и зон. Жильные свиты сложены кварцем, в их боковых частях расположены кварцевые хлорититы или турмалиниты; касситерит тяготеет к призальбандовым участкам; сульфиды (пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит) локализуются в центральной части жил, иногда слагают массивные руды. Месторождения характеризуются классической зональностью оруденения [2] — оловянные руды по восстанию сменяются сульфидными, а в корневой части проявлены минерализация грейзенового типа. Формирование месторождений происходит в интервале 500—50°C. Смена оруденения по восстанию жильных систем осуществлялась при понижении температуры от 500 до 300°C на вертикальном интервале около 1500 м. Состав рудообразующих растворов хлоридно-бикарбонат-натрово-кальциевый, реакция слабощелочная.

В районе известны также оловоносные колчеданные жилы, в которых касситерит отлагался несколько позже главных сульфидных минералов (пирротина, сфалерита, галенита), а также грейзены с касситеритом и молибденитом. Выход о полихронной и полиформационной оловянной минерализации Кавалеровского района разделяется большинством исследователей.

Касситерит-силикатную формацию в Арминском районе представляют Горное, Широкодолое, Тернистое месторождения (см. рис. 5). Горное месторождение, расположенное в контактовом ореоле небольшого массива монцонитоидов, проявлено в виде линейных маломощных зон турмалинизации с касситеритом. Отложение касситерита происходило из сложных растворов при 410—130°C. В сложении жил Широкодолого месторождения участвуют кварц-хлоритовые метасоматиты, кварц, касситерит и сульфиды (галенит, сфалерит и пирит). Отложение руд осуществлялось из гидротермальных растворов при 375—200°C.

Наиболее интересно Тернистое месторождение, западная группа жил которого относится к турмалиновому типу, центральная — к хлоритовому и восточная — к сульфидному. Отложение руд происходит при 445—90°C. На месторождении проявлена вертикальная температурная зональность (температурный градиент составляет примерно 15° на 100 м).

## ОЛОВЯННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ КАССИТЕРИТО-СУЛЬФИДНОЙ ФОРМАЦИИ

Наиболее известные касситерито-сульфидные месторождения сосредоточены в зоне сочленения Главного синклиниория Сихотэ-Алиня с Прибрежным антиклинальным поднятием. В Северо-Сихотэ-Алинском районе оруденение этой формации представлено Пионерским месторождением, в Арминском — Дальнетаежным, Зимним и др., в Кавалеровском — Левицким, Темногорским, Ивановским и др., в Дальнегорском — Смирновским, Встречным, Южным, Черемуховым, Красногорским и др. Рудные тела этих месторождений — протяженные жилы, линзы, минерализованные зоны дробления сложены в основном сульфидами, определяющими их минеральный тип (арсенопирит-пирротиновый, галенито-сфалеритовый и др.). Касситерит в рудах находится в сложных соотношениях с преобладающими сульфидами и тесно ассоциирует со станинном, реже с другими сульфостаннатами. Месторождения касситерито-сульфидной формации имеют вертикальную и горизонтальную зональность, иногда связа-

ны взаимопереходами с рудными телами других формационных типов.

Главные минералы в составе жил Пионерского месторождения — пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит и сфалерит, а также кварц, карбонат, флюорит, касситерит, тесно связанные с сульфидами. Верхние части касситерито-сульфидных жил формировались при 380—125°C из гидротермальных растворов. С глубиной отмечено повышение температуры до 420—440°C и обнаружены реликты пневматолитовых растворов.

Минерализованные зоны дробления и жилы выполнения Дальнетаежного месторождения сложены в основном сульфидами (пирротин, сфалерит, галенит и халькопирит). Минералы более поздней ассоциации (кварц II, касситерит, арсенопирит и тонкопризматический турмалин) концентрируются в продольных, секущих ранние сульфиды, прожилках. Жилы формировались из сложных растворов в условиях понижения температуры от 430 до 100°C.

На Зимнем месторождении выделяются два типа оруденения — грейзеновый и сульфидный. Грейзеновый тип проявлен в порфировидных адамеллитах и роговиках их экзоконтакта. Это маломощные жилы и прожилки кварца с мусковитом, касситеритом, вольфрамитом, шеелитом и арсенопиритом. Сульфидный тип (главный на месторождении) развит среди терригенных пород в удалении от интрузива. Он представлен близмеридиональными метасоматическими зонами и жилами, с которыми пространственно совмещены дайки порfirитов. Наблюдается зональность оруденения. На северном фланге наиболее крупной зоны Комплексной среди роговиков преобладают прожилково-вкрашенные руды кварц-пирротинового состава с арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом, станином и тонкозернистым касситеритом. Южнее проявлены массивные сфалерит-станин-пирротиновые руды, затем галенит-сфалеритовые с тонким касситеритом и, наконец, на южном фланге — кварц-карбонатная минерализация с включениями «тонкоструйчатых» пирит-галенитовых руд. Подобная же зональность оруденения прослеживается в разрезе — колчеданные руды по восстанию жил сменяются галенит-сфалеритовыми.

Касситерито-сульфидные месторождения большое значение имеют в Дальнегорском районе, где они представляют разные минеральные типы: Встречное, Смирновское и Южное — арсенопирит-пирротиновый, Черемуховое и Красногорское — галенит-сфалеритовый.

В жилах Встречного месторождения главные сульфиды (галенит, сфалерит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, станин) образуют первую раннюю ассоциацию, кварц с касситеритом, сфалеритом II, арсенопиритом II и тонко-

призматическим турмалином — вторую, кварц II, карбонат, буланжерит, пирит — третью. Отложение руд на верхних горизонтах месторождения происходило из гидротермальных растворов при 445—100°C.

Близкие температуры образования (420—100°C) имеют сульфидные с оловом руды Южного месторождения, причем отложение минералов происходило из сложных растворов низкой концентрации. При таких же параметрах проявлялась рудная минерализация на верхних горизонтах Смирновского месторождения. С глубиной в жилах установлено повышение температуры образования руд до 440—460°C.

Черемуховое оловянно-полиметаллическое месторождение известно большим содержанием в рудах сульфосолей свинца и редких сульфостаннотов, которые сопровождают галенит, сфалерит, пластинчатые псевдоморфозы тонко-зернистого кассiterита и галенита по тиллиту — главному минералу олова на месторождении.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обзор типов оловянных месторождений Дальнего Востока показывает, что на особенности минерализации оказывает влияние комплекс геологических факторов. К ведущим факторам относится магматический, который во многом предопределяет генетические черты оловянных руд. Данные по магматизму позволяют считать, что в оловорудных районах юга Дальнего Востока проявлены сложные магматические серии. Степень влияния коровых элементов повышается в глубь континента, а базальтических и мантийных — к его окраине. С этим коррелируется и изменение формационных типов оловянного оруденения от касситерито-кварцевых к касситерито-силикатным и касситерито-сульфидным. Вопросы связи с магматизмом этих трех формаций рассматриваются на примере типовых районов.

В Баджальском районе магматические образования этапа мезозойской активизации проявлены в четырех комплексах [7]: даянском — трахит-сиенитовом, лакском — андезит-гранодиоритовом (натровом), баджальском — липарит-гранитном и силинском — андезит-гранодиоритовом (калиевом монцонитоидном). Три последние, по нашим представлениям, образуют магматическую серию, с которой связана оловянная минерализация района. Особенности химизма, минералогии, геохимии указывают на несомненное родство этих производных различных по составу магматических очагов, одновременность деятельности которых доказывается геологическими наблюдениями.

В Хинганском районе, как показывают результаты геологических и петрогохимических исследований меловых магматических образований, связь оловянной минерализации с которыми наиболее вероятна, проявлена магматическая серия, сформировавшаяся при параллельном действии очагов липаритовой и андезитовой магм [15]. Это доказывается сложными взаимоотношениями магматических пород. Например, вопреки принятому ныне делению эфузивной толщи на нижний — андезитовый и верхний — липаритовый покровы, на площади Карадубской группы месторождений установлено перекрывание кислой пирокластической толщи пирокластикой и эфузивами среднего состава, а также прорывание андезитовыми вулканическими аппаратами. Известно также, что субширотные зоны, контролирующие основную часть месторождений, насыщены дайками андезитовых и диабазовых порфиридов, для которых установлена пространственная и временная близость оловянной минерализации.

В Вознесенском рудном районе [3, 6], где проявлены полиформационные месторождения, выделено четыре интрузивных комплекса: 1) раннепалеозойский биотитовых и турмалинодержащих гранитов (палингенный), 2) ранне-среднепалеозойский габбро-монцонит-сиенитовый, 3) среднепалеозойский гранитовый, 4) позднепалеозойский гранит-сиенитовый. И. Н. Говоров предполагает формирование их в результате выплавления магм на разных уровнях коры и мантии в едином потоке интрапеллурических растворов, что соответствует понятию сложных магматических серий.

Районы преимущественного проявления оруднения касситерито-силикатной формации, в отличие от ранее рассмотренных, характеризуются преобладанием в составе сложных магматических серий пород, образованных из андезитовых и трахиандезитовых расплавов. Именно их очаги рассматриваются как наиболее вероятные источники рудообразующих растворов. В Комсомольском районе [4, 5] — это силинский андезит-монцо-диорит-гранодиорит-гранитный комплекс, а в Кавалеровском [2, 17] — березовский трахиандезит-монцонитовый и андезит-диорит-гранодиоритовый. Развитие этих комплексов следует с увеличением содержания калия и завершается формированием гранитов (граносиенитов). Граниты (суббатолитовая гранит-лейкогранитовая формация) завершают развитие серий в целом. По-видимому, очаги кислой и средней магм существовали здесь одновременно. Выводу об одновременном существовании очагов кислых и средних магм не противоречат данные по магматизму и Арминского оловорудного района. По А. А. Стрижковой [13], гранитоиды района

представляют гомодромно-прерывистый ряд пород, включающих габбро-диоритовую, гранодиорит-лейкогранитовую и адамеллит-гранитную группы. На площади восточной части района В. С. Иванов [6] выделяет габбро-монцонит-гранодиоритовую и габбро-монцонит-сиенитовую группы. Несомненно, эти ассоциации (комплексы), сформировавшиеся в узком временному интервале в пределах единого тектонического блока, являются производными разноглубинных магматических очагов, обязанных своим рождением действию общего энергомассопотока. Не вполне ясна природа гранит-порфиров и липаритовых порфиров, с которыми ассоциируется в районе «оловянно-порфировая формация» [11]. По данным С. М. Родионова, они близки латитовой серии, т. е. также образовались при участии глубинного вещества Земли. Арминский район представляет яркий пример совмещения разных формационных типов минерализации и магматизма, обусловленных гетерогенностью источников.

Не менее сложен магматизм районов с преимущественным развитием кассiterито-сульфидного оруденения. Например, в Дальнегорском рудном районе выделяется пять вулкано-плутонических комплексов, сформировавшихся в период от конца раннего мела до палеогена. Генетические взаимоотношения комплексов и связь с ними рудной минерализации не вполне ясны. По вопросу связи оруденения с магматизмом этого района высказывались разные точки зрения. Ф. К. Шипулин [18] считает, что кассiterито-сульфидные месторождения и близкие им во времени и в пространстве дайки порфиритов являются производными глубинных (базальтовый слой и верхняя мантия) очагов. В. А. Баскина [1] предполагает существование двух независимых формационных рядов — андезит-липаритового и липарит-гранитного — и связывает с гранитами последней

оловянно-сульфидное оруденение. По мнению И. Н. Говорова [3], оруденение района наиболее вероятно определяется становлением андезит-гранодиоритового комплекса («базитовый» очаг), заключительной интрузивной фазой которого являются граниты. Изотопный состав стронция кислых вулканитов, широко представленных в таких районах, показывает, что и они, вероятнее всего, являются производными мантии [16].

Материалы по оловоносности основных рудных районов Дальнего Востока показывают, что на этой территории преобладают оловорудные месторождения трех формаций — кассiterито-кварцевой, касситерито-силикатной и касситерито-сульфидной. Редки здесь оловоносные пегматиты, а скарновые проявления олова с комплексными рудами слабо изучены, хотя перспективы на их выявление высокие.

Отмечая главное значение в регионе касситерито-силикатной и касситерито-сульфидной формаций, авторы привлекают внимание и к месторождениям касситерито-кварцевой формации, значение которой было в прошлом приижено. Особенно высока их роль для внешней окраины Тихоокеанского пояса, где широко проявлены кислые граниты корового происхождения (Баджальский, Хинганский и другие районы).

Сложные взаимоотношения между формациями, наличие «переходных» типов в пределах рудных районов и даже отдельных месторождений определяются прежде всего магматизмом. Оловорудные районы юга Дальнего Востока, как правило, включают сложные вулкано-плутонические комплексы (серии, ассоциации) — производные коровых и мантийных очагов, одновременная деятельность которых обуславливала полигенность источников рудообразующих растворов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Баскина В. А. Магматизм Тетюхинского района (Южное Приморье) и закономерности развития некоторых вулкано-плутонических формаций. М.: Наука, 1965.
2. Геология, минералогия и геохимия Кавалеровского района. М.: Наука, 1980.
3. Говоров И. Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977.
4. Гоневчук В. Г., Гоневчук Г. А. Металлогеническая зональность Комсомольского рудного района как критерий связи оруденения с магматизмом. — В кн.: Строение, состав и генезис оловорудных месторождений. Владивосток, 1980.
5. Гоневчук Г. А. Магматические образования Комсомольского рудного района и основные черты их металлоносности. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1980.
6. Иванов В. С. Гранитоиды и монцонитоиды рудных районов Приморья. М.: Наука, 1980.
7. Максимов С. О. Петрология магматических комп-лексов Баджальской вулканической зоны. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1982.
8. Материкин М. П. Закономерности размещения и геолого-генетические группы оловянных месторождений СССР. М.: Недра, 1974.
9. Радкевич Е. А. К вопросу о классификации оловорудных месторождений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 6.
10. Руб М. Г., Павлов В. А. и др. Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых районов СССР. М.: Наука, 1982.
11. Родионов С. М., Макеев Н. П. Оловянно-порфировое оруденение Сихотэ-Алиня. — В кн.: Металлогенез олова и вольфрама Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983.
12. Рязанцев А. А., Рязанцева М. Д. Палеозойский магматизм Вознесенского рудного района и его металлогеническое значение. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока. Хабаровск, 1967.

13. Стрижкова А. А. Петрология и геохимия гипабиссальных гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня. М.: Наука, 1980.
14. Усенко С. Ф., Чеботарев М. В. Геология и оловянность Приамурья. М.: Недра, 1973.
15. Федчин Ф. Г., Федчина Г. Н. Магматические породы и оловянная минерализация Хингано-Олоновской вулканической зоны.— В кн.: Взаимоотношение оруденения и магматизма. М.: Наука, 1970.
16. Филимонова Л. Г., Гольцман Ю. В., Баирова Э. Д.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР,  
Владивосток

Изотопный состав стронция некоторых вулканогенных пород Южного Сихотэ-Алиня.— ДАН СССР, 1980, т. 252, № 5.

17. Финашин В. К., Говоров И. Н. Геолого-генетическая модель кассiterит-силикатно-сульфидных месторождений.— В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2. Новосибирск, 1983.
18. Шипулин Ф. К. Интрузивные породы Юго-Восточного Приморья и связь с ними оруденения.— Тр. ИГЕМ АН СССР, 1957, вып. 8.

Поступила в редакцию  
2 апреля 1984 г.

*П. Г. Недашковский, А. М. Ленников*

## К ПЕТРОЛОГИИ АЛДАНСКИХ РАПАКИВИ

На южной окраине Алданского щита широко распространены посторогенные гранитоиды (гранофировые граниты, гранодиориты, граносиениты, сиениты) и родственные им вулканиты (главным образом, кварцевые порфирьи) нижне protерозойского возраста (1,6—1,96 млрд. лет), по химизму и минералого-петрографическим особенностям сопоставимые с гранитами рапакиви. Им свойственны преобладание калия над натрием ( $K_2O/Na_2O$  до 3,3), низкие содержания кальция и магния, а также исключительно высокая железистость пород ( $f_{общ}$  до 96%) и минералов (биотиты до 99,6%, роговые обманки до 95,3%, орто- и клинонироксены до 88%, оливин до 98%). В западной части Ал-

данского щита они представлены гранитоидами приморского и кодарского комплексов, в восточной — гранитоидами улканского и марагайского комплексов.

Согласно магнетит-ильменитовому и двутироксеновому геотермометрам, начальному этапу кристаллизации алданских рапакиви отвечали температура порядка 900—1000°C и  $f_{O_2} = 10^{-12.7} - 10^{-10.8}$  бар. Грюнерит-куммингтонитовые амфиболы, гастингситы и биотит сформировались в них при 550—700°C и  $f_{O_2} = 10^{-22} - 10^{-18}$  бар. Наиболее высокотемпературные калишпаты с олигоклазом № 21—32 кристаллизовались при 600—700°C.

Проблема гранитов рапакиви относится к числу наиболее сложных в петрологии. До сих пор остаются не выясненными происхождение и генетический смысл часто устанавливаемой пространственной сопряженности их с аортозитами и другими основными породами; противоречивы представления геологов о морфологии и механизме формирования массивов рапакиви, об их возрастной принадлежности и металлогении.

Наиболее известная особенность гранитов рапакиви — грубозернистость и наличие округлых зерен (овоидов) калиевого полевого шпата, иногда заключенных в оболочку плагиоклаза. Однако этими признаками характеризуются далеко не все разности гранитоидов даже в классических массивах рапакиви [12, 15]. Наиболее же распространены среди них крупно-, средне- и мелкозернистые, часто ортоклазовые граниты, отличающиеся преобладанием калия над натрием, низкими содержаниями кальция и магния, а также исключительно высокой железистостью темноцветных минералов.

В последнее десятилетие вдоль южной окраины Алданского щита выявлен целый ряд гранитоидных массивов, характеризующихся именно этими особенностями химизма. Петрологически наиболее изучены в настоящее время рапакивиподобные гранитоиды улканского комплекса [14], образующие на юго-восточной окраине Алданского щита (к северу и западу от Джугджурского аортозитового plutона) несколько интрузивов (Северо- и Южно-Учур-

ские, Угаянский, Верхнетырканский, Укиканский и др.) и обширный покров вулканитов в верховьях р. Учур. В западной части Алданского щита они представлены кодарским комплексом [26] и вулкано-плутоническими образованиями Западного Прибайкалья [16]. По минералого-петрографическим и химическим особенностям близки гранитам рапакиви и гранитоиды марагайского комплекса, слагающие несколько массивов в пределах восточной части Джугджуро-Становой зоны [21], юго-западнее области развития улканских гранитоидов, а также их предполагаемые аналоги на южной окраине Алданского щита (Токинский массив) и в пределах Баладекского выступа — Тохиканский массив [25].

Максимум радиогенных определений возраста улканских гранитоидов приходится на интервал 1,60—1,96 млрд. лет [4, 14]. Примерно в это же время на активизированной юго-восточной окраине Алданского щита сформировались два узких пришовных прогиба типа авлакогенов — Улканский и Билякчанский, заполненные осадочно-вулканогенными образованиями [20]. В пределах Улканского прогиба формированию рапакивиподобных гранитоидов предшествовало образование трахиандезитов, трахиандезитовых базальтов и трахитов улкачанскои свиты, а также интрузивных габбро-сиенитов, лейкоократовых габбро и диабазов [14].

Наиболее полно рапакивиподобные гранитоиды развиты в Северо- и Южно-Учурском массивах, где представлены гранофирировыми и биотитовыми гранитами, щелочно-земельными

сиенитами и граносиенитами и реже щелочными гранитами. Среди вулканитов, тесно ассоциирующих с северо- и южно-учурскими гранитоидами, преобладают кварцевые порфирь с прослоями игнimbритов и корневыми телами гранитопорфиров. Петрохимическая характеристика тех и других дана в [9, 14, 22].

Быстринский массив, представляющий собой небольшой сателлит Южно-Учурского, сложен преимущественно двушироксеновыми сиенитами, граносиенитами и гранитами. Менее развиты биотит-рогообманковые граниты (в том числе и гранофировые). Согласно [14], в составе двушироксеновых сиенитов и граносиенитов преобладает калишпат-пертит (промежуточный ортоклаз-микропертит, ортоклаз-крипто-пертит и микроклин-микропертит), содержащий многочисленные реликтовые таблички олигоклаз-андезина. С индивидуализированными зернами андезина ассоциируют ферроавгит и инвертированный ферропиженит, которые частично замещены роговой обманкой и биотитом. Аксессорные минералы представлены апатитом, цирконом, ортитом, ильменитом и титаномагнетитом. Гиперстеновые и двушироксеновые граниты сложены промежуточным ортоклаз-крипто-пертитом и реже решетчатым микроклин-пертитом, андезин-олигоклазом, гиперстеном, авгитом, кварцем и аксессорными — апатитом, цирконом и титаномагнетитом. По степени насыщенности щелочами (агпантность 0,53—0,88) и общей железистости (64,4—92,8%) быстриńskие гранитоиды близки гранофарам Южно-Учурского массива, но отличаются от них более высоким содержанием калия ( $K_2O/Na_2O$  до 3,2).

К улканскому комплексу относится и Укиканский интрузив, расположенный в среднем течении р. Кун-Манье (площадь массива около 64 км<sup>2</sup>). Гранитоиды здесь прорывают гранулиты тимитоноджелтулинского комплекса вблизи аортозитовых массивов, но нигде с ними не контактируют. Преобладают крупнозернистые разности гранитов и гранодиоритов, окрашенные в серовато-коричневый цвет. Сложены они калишпат-пертитом, кварцем, небольшими количествами таблитчатого плагиоклаза, коричнево-бурым биотитом с реликтами ортопиоксена и зеленовато-коричневой роговой обманкой, содержащей иногда реликты клинопиоксена и оливина. Часто присутствует титаномагнетит, тесно ассоциирующийся с апатитом и составляющий в рудных обособлениях 30—40% объема. Другие аксессории — ортит и циркон. Данные по химизму укиканских гранитоидов (табл. 1) свидетельствуют, что они сходны с рапакивиподобными гранитоидами Южно-Учурского массива, отличаясь несколько пониженной калиевостью ( $K_2O/Na_2O$  0,65—2,0) при высокой общей железистости (67—81%).

Таким образом, по особенностям химизма (высокая общая железистость, преобладание калия над патрием, высокая агпантность пород) щелочно-земельные разности улканских гранитоидов аналогичны гранитам рапакиви [28, 29] и сопоставимы с ними по повышенным концентрациям фтора, олова и других редких элементов [30]. Нормативные составы улканских гранитоидов на диаграмме  $Ab—Or—Q(\pm H_2O)$  концентрируются преимущественно в центральной ее части, в пределах поля пород идеально гранитного состава и подобно классическим рапакиви [28] несколько смещены относительно проекций тройного минимума в поле ортоклаза.

Сходны улканские гранитоиды с типичными рапакиви и по особенностям химизма породообразующих минералов [14].

Калиевые полевые шпаты, например, в улканских гранитоидах представлены умеренно калиевыми ( $Or$  48,0—61,6%), промежуточным ортоклаз-крипто-пертитом и ортоклаз-микропертитом ( $-2V = 54—80^\circ$ ,  $\sigma_p = 0,3—0,8$ ), подобными ортоклаз-пертитам Салминского массива рапакиви [28]. Реже в граносиенитах встречаются обогащенные калием ( $Or$  до 70%) ортоклаз-крипто- и микропертиты, сходные с коростенскими [15], и триклиновые ортоклаз-микропертиты, крипторешетчатые и максимальные микроклины (см. табл. 1, 2; Укиканский массив), обладающие еще более высокой калиевостью ( $Or$  73,6—77,8%) при низкой кальциевости ( $An$  1,1—3,0%), аналогичные калишпатам выборгских рапакиви [38].

В типичных для рапакиви пределах [12] варьирует и основность плагиоклазов улканских рапакивиподобных гранитоидов: от альбита до андезина № 40 (в центре зональных зерен до № 60). Оболочки на овоядах калишпата обычно сложены олигоклазом № 12—24, но в альбитизированных разностях гранитов их основность снижается до альбита № 3—9.

Биотиты в улканских гранитоидах представлены высокожелезистыми разностями ( $f_{общ} = 60,8—99,6\%$ ) и в большинстве своем, как в типичных рапакиви [28], относятся к сидерофиллит-аннитовым слюдам. Минимальной железистостью (до 40%) обладают биотиты из гранитоидов Укиканского массива, но по величине отношений  $Si/Al$  и  $(Mg + Fe)/Al$  они соответствуют слюдам из гранитов рапакиви. Общим у биотитов из улканских гранитоидов и рапакиви является и значительная степень окисления железа ( $f_0 = 16,0—33,9\%$ ). По содержанию фтора со слюдами из типичных рапакиви [15, 28] хорошо сопоставимы биотиты южно-учурских гранитоидов. В северо-учурских и укиканских гранитоидах они оказались более фтористыми ( $F$  1,45—3,40%), что редко отмечается у биотитов из рапакиви [3, 29].

Таблица 1

## Химические анализы пород и минералов из гранитоидных массивов среднего течения р. Кун-Манье и оз. Большое Токо (вес. %)

№ п.п.	№ образца	Поро-да, минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	±H <sub>2</sub> O	Сумма
<i>Среднее течение р. Кун-Манье (Улканский массив)</i>															
1	Э-28/275	R	60,20	1,52	15,84	4,00	3,99	0,11	2,87	4,41	3,16	3,12	—	0,63	99,85
		Hb	40,40	2,05	10,63	5,81	14,16	0,35	9,84	10,77	1,30	1,62	0,61	1,74	99,54
		Bi	37,32	3,76	13,66	1,21	16,93	0,15	14,05	0,22	0,13	9,32	0,44	1,08	99,51
2	Э-28/275a	Hb	41,41	1,92	10,07	—	18,05	0,33	10,54	11,16	1,96	1,78	—	—	97,22
		Bi	38,03	4,28	12,64	—	16,08	0,13	13,69	0,00	0,06	10,24	—	—	95,45
		R	68,95	0,67	14,02	4,03	0,92	0,05	1,20	1,50	2,72	5,54	—	0,45	100,05
3	Э-28/274	Opy	53,43	0,06	2,38	—	19,67	0,35	23,69	0,52	0,03	0,00	—	—	100,43
		Bi	38,77	2,98	12,85	—	16,79	0,36	13,93	0,01	0,10	10,70	—	—	96,49
		R	51,75	2,98	12,58	7,71	8,81	0,47	3,45	6,24	2,73	1,77	1,04	0,37	99,60
4	Э-28/272	Hb	40,45	1,92	10,25	3,81	15,95	0,38	9,22	10,94	1,44	1,63	0,86	1,59	99,55
		Bi	37,33	3,89	13,52	1,47	17,67	0,14	12,75	0,70	0,16	9,52	0,66	1,09	99,53
		R	57,67	1,90	13,40	7,70	3,97	0,14	2,20	4,59	2,88	3,67	0,68	1,18	99,98
5	Э-28/265	R	59,85	1,73	13,95	5,89	4,66	0,14	1,70	4,30	2,60	3,70	0,60	0,86	99,98
6	Э-28/266	R	57,40	2,15	13,28	7,83	4,34	0,15	2,30	5,37	3,40	2,22	0,81	0,74	99,99
7	Э-28/268	R	63,54	0,94	14,07	5,69	2,45	0,10	1,00	2,19	3,37	4,89	0,48	1,24	99,96
8a	Э-28/270	R	59,20	1,34	15,80	5,66	3,45	0,10	1,60	3,75	3,08	4,70	0,50	0,80	99,98
86	Э-28/271	R	60,80	1,67	12,47	6,77	3,35	0,12	2,26	4,15	2,90	3,87	0,57	0,75	99,68
<i>Оз. Большое Токо (Токинский массив)</i>															
10	T-27/239	R	68,50	0,34	16,24	1,82	1,62	0,52	0,49	2,06	4,04	3,84	—	0,04	99,51
		Opy	45,40	0,13	2,65	2,00	37,79	1,00	8,62	0,52	0,07	0,03	0,22	1,36	99,79
		Cpy	48,02	0,21	1,98	3,00	21,01	0,64	5,15	18,29	0,53	0,11	—	0,48	99,42
11	T-19/173	R	66,60	0,04	15,91	2,43	1,50	0,06	0,05	2,00	4,00	7,68	—	—	100,27
		Hb	40,98	2,35	10,59	—	18,35	0,15	10,43	10,86	2,08	1,75	—	—	97,54
		Bi	36,90	5,51	13,48	—	17,01	0,09	13,05	0,00	0,05	10,09	—	—	96,18
12	T-18/199	R	74,30	0,07	13,59	0,48	1,33	0,04	0,74	0,86	3,55	5,28	—	0,02	100,25
		Bi	34,30	4,49	14,21	—	21,80	0,09	9,51	0,04	0,07	9,86	—	—	94,37
13	T-6/195	R	71,60	0,38	15,44	1,36	1,50	0,10	0,62	2,57	3,35	3,29	—	—	100,21
		Hb	39,78	2,51	11,51	—	20,34	0,29	8,18	10,82	1,79	2,17	—	—	97,39
14	T-4/39	R	68,70	0,23	15,38	1,38	1,92	0,08	0,24	1,20	3,13	7,36	—	0,42	99,74
		Hb	40,31	2,42	9,95	4,44	23,76	0,44	2,88	9,67	1,61	1,37	0,43	2,01	99,53
15	T-21/180	R	68,90	0,49	14,18	2,24	2,91	0,10	1,11	1,20	4,04	4,32	—	0,06	99,55
		Hb	39,73	1,82	9,94	—	27,09	0,62	4,38	10,51	1,89	1,55	—	—	97,53
16	T-16/135	Opy	50,39	0,11	2,23	3,05	24,77	0,83	17,03	0,53	0,14	0,07	0,37	0,00	99,52
		Cpy	51,09	0,15	2,32	0,59	11,61	0,43	12,31	20,74	0,80	0,20	0,15	0,00	100,47
17	T-6/193	Opy	47,76	0,18	0,94	1,21	39,01	1,04	7,70	1,24	0,09	0,05	0,46	0,02	99,70

Причеснане. R — порода, Opy — ортопироксен, Cpy — клинопироксен, Hb — роговая обманка, Bi — биотит. Дополнительно определен F в  $^1\text{Hb}$  (0,96),  $^1\text{Bi}$  (2,15),  $^4\text{Hb}$  (1,09),  $^4\text{Bi}$  (1,92) и  $^{14}\text{Hb}$  (0,41); сумма дана с поправкой на фтор. Улканский массив: 1, 2 — гранодиорит-роговообманковый, 3 — гранит гиперстен-биотитовый мелкозернистый, (4—9) — гранодиориты биотит-роговообманковые. Токинский массив: 10, 16, 17 — граниты двупироксеновые мелкозернистые, (11—13) — граниты двупироксеновые с амфиболом и биотитом, 14, 15 — граниты роговообманковые розовые. Аналитики: Л. А. Авдеевина ( $^{10}\text{Opy}$ ,  $^{10}\text{R}$ ), Ю. С. Бабаева ( $^{4—9}\text{R}$ ), С. П. Баталова ( $1, 3\text{R}$ ), З. С. Натарова ( $^{14}\text{Hb}$ ), В. И. Сапин ( $^3\text{Opy}$ ,  $2, 11, 13, 15\text{Hb}$ ,  $2, 3, 11, 12\text{Bi}$ ) определены на микроанализаторе JXA-5A), Ж. А. Щека ( $^{17}\text{Opy}$ ,  $^{16}\text{Opy}$ ,  $^3\text{Cpy}$ ,  $^{14}\text{Hb}$ ,  $\text{Bi}$ ).

Роговые обманки улканских рапакивиподобных гранитоидов представлены феррогастингситами и гастигситами ( $f_{общ} = 64,0—95,3\%$ ). Судя по степени замены в тетраэдре кремния алюминием ( $a_{Si}$ ), двухвалентных металлов — трехвалентными ( $a_{VI}^{3+}$ ) и кальция — щелочами ( $a_{Ca}$ ), они имеют много общего с гастигситами из гранитов рапакиви, но в целом являются более окисленными [14].

Пироксены в улканских гранитоидах, как и в рапакиви [29], встречаются преимущественно в виде реликтов (обрамленных грюнеритовой каймой) в феррагастингситах и представлены ферросалитами и феррогеденбергитами ( $f_{общ} = 63—68\%$ ). Незамещенные амфиболом и биотитом кристаллы пироксена встречаются лишь в быстринских граносиенитах и гранитах, судя по данным химических анализов, отно-

Таблица 2

Сравнительная характеристика физических свойств и особенностей состава калишпатов из гранитоидов Укиканского и Токинского массивов

№ образца	$-2V, ^\circ$	$\sigma_p$	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Og	Ab	An	Порода
			вес. %	мол. %					
<b>Укиканский массив</b>									
Э-28/275	80—83	0,77	0,62	2,33	12,79	76,0	21,0	3,0	Гранодиорит биотит-роговообманковый
Э-28/265б	82	—	0,32	2,63	12,26	74,3	24,3	1,4	То же
Э-28/265р	80—88	—	0,29	2,56	11,47	73,6	24,9	1,5	»
Э-28/272	—	—	0,40	2,11	12,02	77,5	20,4	2,1	»
Э-28/270	—	—	0,20	2,42	12,71	76,7	22,2	1,1	»
Э-29/277	—	—	0,26	2,23	12,53	77,8	20,7	1,5	»
<b>Токинский массив</b>									
Т-4/39	64—85	0,71	0,41	2,90	11,85	71,3	26,7	2,0	Гранит роговообманковый
Т-49/173	84—86	0,80	0,63	2,55	11,52	72,2	24,3	3,5	Двутироксеновый гранит
Т-43/116	70—80	0,66	0,59	3,51	10,80	65,2	31,7	3,1	Гиперстеновый гранит
Т-22/181	75—82	0,89	0,82	4,61	8,35	52,2	43,7	4,1	Гранит роговообманковый

П р и м е ч а н и е. Аналитики: Т. Б. Афанасьева (рентген), З. С. Натарова и Ж. А. Щека (химический анализ);  $\sigma_p$  — степень упорядоченности [35].

сятся к феррогиперстенам, инвертированным ферронижонитам, авгитам и ферроавгитам. В биотитах укиканских гранитов иногда присутствуют реликты гиперстена, а в кристаллах феррогастингита довольно часто наблюдаются реликты оливина, окруженные каймой грюнерита. По данным химического анализа оливин относится к маломарганцовистой разности [14] и сходен с фаялитом из выборгских рапакиви [36].

В заключительную интрузивную fazу улканского комплекса сформировались щелочные гранитоиды, образующие в пределах Северо-Учурского массива два небольших штока (Ныгваганский и Бугульдинский), а также серию мелких тел, сложенных астрофиллит-рибекитовыми и эгирин-рибекитовыми гранитами с экзоконтактовыми ореолами фенитизированных пород и с приконтактовыми и жильными телами щелочно-гранитных пегматитов. Ранее они выделялись в самостоятельный ныгваганский интрузивный комплекс [9]. Нормативные составы щелочных гранитов располагаются на диаграмме Ab—Or—Q ( $\pm H_2O$ ) для  $P_{H_2O} = 0,5$ —1 кбар вблизи термального трога, причем часть из них, как и щелочно-земельные, оказывается смещенной в поле ортоклаза [14]. Подобное вполне закономерное размещение составов щелочных гранитов на диаграмме Ab—Or—Q можно расценивать как дополнительное свидетельство в пользу возникновения рапакивиподобных и щелочных гранитов в результате дифференциации одного и того же исходного магматического расплава. Об этом же говорят факты их пространственной и временной сопряженности [14].

Массивы рапакиви и рапакивиподобных гранитоидов улканского комплекса сформировались на малых глубинах (0—4 км) из крайне высокотемпературных и маловодных расплавов. В пользу этого свидетельствует, прежде всего, характер контактовых изменений вмещающих метаморфических пород, соответствующий пироксен-роговиковой фации (750—900°C) [7]. Развитые в гнейсах пироп-альмандиновые гранаты в зоне контакта с улканскими гранитоидами почти нацело замещены кордиерит-шипинелевыми и кордиерит-фаялит-шипинелевыми псевдоморфозами. О высоких температурах кристаллизации свидетельствуют также присутствие в кварцевых порфирах псевдоморфоз кварца по тридимиту ( $T > 870^\circ C$ ) [5], низкая степень триклинистости калишпат-криптоперитов в приконтактовых сиенитах, а также пониженная марганцовистость фаялита из улканских гранитоидов, подобно фаялиту из габброидов.

Судя по титанистости магнетитов ( $TiO_2$  8,72—17,00 вес. %) и данным двупироксенового геотермометра (850—970°C), начальный этап кристаллизации улканских гранитоидов отвечал, вероятно, температуре 890—1000°C. Парциальное давление кислорода при этом составляло  $10^{-10.3}$ — $10^{-11}$  бар. До начала образования магнетита кристаллизовались фаялит, ферроденбергит и плагиоклаз № 40—60 при пар-

циальным давлении кислорода не выше  $10^{-12.7}$ — $10^{-10.3}$  бар. С учетом экспериментальных данных по синтезу минералов [19, 31, 34] можно предположить далее, что грюнерит-куммингтонитовые амфиболы улканских гранитоидов ( $f_{\text{общ}} = 65$ —97%) развивались по фаялиту и феррогеденбергиту при 550—700°C и  $P_{\text{O}_2} = 10^{-22}$ — $10^{-17}$  бар. Примерно в этом же температурном интервале, но в условиях более высокой щелочности грюнерит и куммингтонит замещались сначала гастингситом, а затем и биотитом. Об этом свидетельствуют результаты определения температур минералообразования с помощью скандиевого (560—600°C) и роговообманково-биотитового (520—700°C) геотермометров. Судя по диаграмме Югстера [32], парциальное давление кислорода при образовании высокожелезистых улканских биотитов в интервале 550—700°C было не выше  $10^{-18}$  бар.

Наиболее основные плалиоклазы (№ 40—60), слагающие ядра зональных зерен в улканских гранодиоритах и граносиенитах, кристаллизовались (как и пироксены) при температурах около 850—970°C. Калиевый полевой шпат формировался позже них и одновременно с олигоклазом № 21—32. Судя по диаграмме Стормера [37] для давления 0,5—1 кбар, кристаллизация калишпатов в рапакивиподобных разностях улканских гранитоидов происходила при 610—650°C, в щелочных гранитах и пегматитах — при 570°C, а в граносиенитах с альбитом № 2—4 — при 450°C. Парциальное давление кислорода в момент кристаллизации калишпатов при 610—650°C в условиях кварцмагнетит-фаялитового буфера составляло  $10^{-20}$ — $10^{-18.5}$  бар.

В сходной термодинамической обстановке формировались салминский, выборгский [27] и, видимо, другие интрузивы рапакиви и рапакивиподобных гранитов.

Произведенная оценка условий кристаллизации улканских гранитоидов, говорящая об исключительной высокотемпературности и малой водонасыщенности исходных расплавов, делает сомнительной (хотя и не исключает полностью) возможность селективного выплавления их из метаморфических толщ нижних горизонтов земной коры [33]. Одновременно она свидетельствует в пользу представлений А. А. Маракушева [18] о связи платформенных интрузивов типа рапакиви с глубинной дифференциацией щелочно-базальтовых магм при воздействии сильно восстановленных трансмагматических флюидов. Согласуются с этой гипотезой и особенности химизма пород. Так, в частности, на диаграмме  $\text{Al}' - f_{\text{общ}}$  большая часть составов улканских гранитоидов и классических рапакиви попадает в поле дифференциатов базальтоидной магмы [14]. Та же законо-

мерность устанавливается и с помощью диаграммы  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ . Куно [11], на которой улканские рапакивиподобные гранитоиды, подобно рапакиви, располагаются почти целиком в поле производных щелочно-базальтовых магм и лишь частично — в поле дифференциатов высокоглиноземистых базальтов [16].

Подобная выдержанность состава рапакивиподобных гранитоидов и гранитов рапакиви, сформировавшихся на всех континентах примерно в один и тот же отрезок времени (2—1,5 млрд. лет), приуроченность их к разломам, локализованным по окраинам платформ и наложенных прогибов, а также низкие значения изотопных отношений  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} = 0,703$ —0,705, характерные для наиболее ранних вулканитов этих комплексов [16], делают вполне вероятным предположение о генетической связи расплавов рапакиви с базальтоидными магмами. Не противоречит этому и установленное в улканских гранитоидах закономерное накопление кремния, железа, щелочей, редких элементов (фтора, лития, рубидия, циркония, tantalа, ниobia) и редких земель в поздних дериатах, что, напротив, несомненно с характеристиками палингенных коровых гранитоидных расплавов [23, 24].

В связи с этим вызывает интерес тесная пространственная связь массивов улканских рапакивиподобных гранитоидов с интрузивами оломского комплекса дифференцированных габброидов и габбро-сиенитов [13]. Последние сформировались примерно в том же температурном интервале (1050—650°C), но в несколько более глубинной обстановке ( $P_{\text{общ}} > 5$  кбар) и обладают сходными чертами петрохимии (высокая железистость, повышенная калиевость) и петрографоминералогическими особенностями (высокая калиевость ортоклазмикроперитта; одинаковый интервал основности плалиоклаза № 21—60; крайне высокая железистость темноцветных минералов, которые представлены фаялитом и феррогортонолитом, ферроавгитом, инвертированным пижонитом). Сходны с улканскими и максимальные радиологические датировки, полученные для этих пород калий-argonовым методом по валовым пробам — 1,6 млрд. лет [14]. Таким образом, можно заключить, что массивы оломских габбро-сиенитов и улканских гранитоидов сформировались, по-видимому, в один и тот же тектономагматический этап и могли иметь общий глубинный магматический источник. С деятельностью последнего связано, вероятно, и образование лав улканской свиты (см. выше) — трахиандезито-базальтов, трахиандезитов и трахитов (возможных эфузивных аналогов габбро-сиенитовых интрузивов), сменившихся затем кварцевыми порфирами элгэтей-

ской свиты (эффузивные аналоги улканских гранитоидов).

В гораздо более глубинных условиях ( $P_{\text{общ}} \geq 9$  кбар) и, видимо, в раннем архее сформировались анортозиты джугджурского комплекса [13], пространственно ассоциирующиеся с улканскими рапакивиподобными гранитоидами и интрудируемые ими.

Среди гранитоидов марагайского комплекса, близких по химизму улканским и, возможно, являющихся более глубинными (более эродированными) их аналогами, наиболее изучен Токинский массив. Располагается он в непосредственной близости от Верхнеундышканского анортозитового массива, к югу от оз. Большое Токо [13]. Сложен массив биотит-роговообманковыми, роговообманковыми, двушироксеновыми и гиперстеновыми гранитоидами, крупно- и среднезернистыми. Пироксеновые разности их окрашены в кремовые и серо-зеленые цвета. Переходы между ними постепенные, причем в непосредственной близости от анортозитов развиты пироксенодержащие гранитоиды, а на удалении от них — роговообманковые с реликтами пироксенов. Гранитоидный интрузив прорывает анортозиты с образованием в эндоконтакте мелкозернистых двушироксеновых серо-зеленых гранитоидов. Очень характерна тонкая ритмическая гнейсированность, развитая во многих местах массива.

Аксессории представлены орбитом, монацитом и цирконом.

Отличительные особенности токинских гранитоидов — повышенная калиевость ( $K_{2O}/Na_{2O} = 0,95-2,35$ ; преобладает калишпат-пертит, менее развит плагиоклаз) и высокая общая железистость ( $f_{\text{общ}} = 72-96\%$ , см. табл. 1). Пироксины в них представлены гиперстеном и эвлитом ( $f_{\text{общ}} = 47,5-74,5\%$ ), а также авгитом и ферроавгитом ( $f_{\text{общ}} = 35,6-72,1\%$ ,  $f_o = 41,1-43,5\%$ ). Биотиты обладают значительной железистостью (42,2—56,2%), а роговые обманки относятся к гастингситам и феррогастингситам ( $f_{\text{общ}} = 49,4-84,5\%$ ), которые по величине

коэффициентов изоморфизма ( $a_{Si} = 19,8-23,7$ ,  $a_{Al}^{3+} = 22,1$  и  $a_{Ca} = 32,0-35,0$ ) и окисленности ( $f_O = 14,5\%$ ) аналогичны роговым обманкам из гранитов рапакиви [10, 14].

Калиевые полевые шпаты токинских гранитоидов (см. табл. 2) обладают несколько повышенной кальциевостью (2—4% An) и представлены умеренно калиевыми (52,2—72,2% Or) промежуточными ортоклаз-крипто- и микроперититами, а также промежуточными микроклинами ( $-2V = 64-86^\circ$ ,  $\sigma_p = 0,66-0,89$ ). Плагиоклаз встречается преимущественно в виде реликтовых табличек в зернах микроперитита и относится к олигоклазу № 21—26. Согласно диаграмме Стормера [37] для 1 кбара, образование этих полевых шпатов происходило при 600—700°C, т. е. в несколько более высокотемпературной обстановке, нежели в улканских гранитоидах, с чем согласуется и повышенная кальциевость токинских калишпатов. Как следует из диаграммы А. А. Маракушева [17] и уравнения П. Веллса [39], при еще более высоких температурах (814—924°C) кристаллизовались двушироксеновые парагенезисы.

Таким образом, по химизму, петрографо-минералогическим особенностям и условиям кристаллизации гранитоиды Токинского массива (а также, возможно, тохиканские и марагайские) вполне сопоставимы с рапакивиподобными гранитоидами Южно-Учурского массива. Не исключено также, что они являются и возрастным аналогом улканских гранитоидов, однако для окончательного решения этого вопроса необходимы дополнительные исследования. В пользу предположения об их одновозрастности свидетельствуют данные по гранитам рапакиви Западного Прибайкалья [16]. Последние, подобно марагайским, тохиканским и токинским гранитоидам, представлены как массивными разностями, так и интенсивно гнейсированными, превращенными местами в линзовидно-очковые и полосчатые гнейсы. Однако их радиологические датировки близки улканским и составляют около 1,65 млрд. лет.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бартошевский В. И. Щелочные породы Волыни и их связь с рапакиви.— Киев: Изд-во Киевского ун-та, 1955.
2. Васильин А. Ф., Карсаков Л. П. Сехтагский габбронортозитовый массив на востоке Становой складчатой области.— В кн.: Минеральные фации кристаллических пород Дальнего Востока. Владивосток, 1978.
3. Великославинский Д. А., Биркис А. П. и др. Анортозит-рапакиви-гранитная формация. М.: Наука, 1978.
4. Гамалея Ю. Н. Об абсолютном возрасте гранитоидов Улканского plutона.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 2.
5. Дир У. А., Хауди Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 4. М.: Мир, 1966.
6. Докембрий Скандинавии. М.: Мир, 1967.
7. Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В. и др. Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970.
8. Заварийский А. Н. Петрология Бердяушского plutона.— Тр. ЦНИГРИ, 1937, вып. 96.
9. Залищак Б. Л., Недашковский П. Г., Абисалов Э. Г. Улканский и ныгваганская гранитоидные комплексы бассейна верхнего течения реки Учур.— В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966.
10. Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967.
11. Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкрест окраин континентов и островных дуг. М.: Мир, 1970.

12. Левковский Р. З. Рапакиви. Л.: Недра, 1975.
13. Леников А. М. Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. М.: Наука, 1979.
14. Леников А. М., Недашковский П. Г. Петрология рапакивиподобных гранитоидов улканского комплекса. М.: ВИНТИ, № 2423—78 Деп., 1978.
15. Личак И. Л. Петрология Коростенского plutона. Киев: Наукова думка, 1983.
16. Мануйлова М. М. Калиевый ряд кислых вулкано-плутонических формаций этапа стабилизации раннедокембрийских подвижных зон.— В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л.: Наука, 1974.
17. Маракушев А. А. Влияние температуры на равновесие ортоцироксен — клиноцироксен и ортоцироксен — оливин.— В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1968.
18. Маракушев А. А. Минеральные фации гранитоидов.— В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1974.
19. Мельник Ю. П., Радчук В. В. Устойчивость грюнерита.— Геохимия, 1977, № 5.
20. Моралев В. М., Ставцев А. Л. Основные черты текtonики восточной окраины Алданского щита и сопредельных областей.— В кн.: Материалы по региональной геологии, 1961, № 7.
21. Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н. Анортозит-мангерит-гранитовая ассоциация Алдано-Станового щита.— Сов. геол., 1983, № 12.
22. Недашковский П. Г., Леников А. М. Особенности минералогии и геохимии гранитоидов улканского комплекса.— В кн.: Магматические породы Дальнего Востока. Владивосток, 1973.
23. Овчинников Л. Н., Бородин Л. С., Ляхович В. В. Геохимия магматических пород.— Геохимия, 1970, № 4.
24. Павленко А. С., Орлова Л. П., Филиппов Л. В. Геохимия палингенных формаций складчатых областей.— В кн.: Международный геохимический конгресс. Т. 3. М.: Наука, 1972.
25. Панских Е. А., Суханов М. К. Геологическое строение и рудоносность анортозитовых массивов Дальнего Востока.— В кн.: Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород. М., 1982.
26. Свириденко В. Т., Верхало-Узкий В. Н. Петрохимия

ДВГИ ДВНЦ АН ССР,  
Владивосток

- гранитов рапакиви Витимо-Алданского щита.— ДАН СССР, 1974, т. 245, № 3.
27. Свириденко Л. П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). Петрозаводск: Карельское кн. изд-во, 1968.
28. Свириденко Л. П., Шемягин В. М. Некоторые особенности кристаллизации глубинных гранитных магм.— В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитов. Свердловск, 1971.
29. Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростенского plutона.— Уч. зап. Львовского ун-та, 1947, т. 6, вып. 5.
30. Таусон Л. В., Петрова З. И. и др. Геохимический тип гранитов рапакиви.— ДАН СССР, 1982, т. 265, № 3.
31. Фонарев В. И., Корольков Г. Я., Докина Т. Н. Экспериментальное изучение ассоциации куммингтонит + кварц + магнетит при  $P_{\text{общ}} = P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000 \text{ кг/см}^2$  и буфере Ni-NiO.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. 6. М.: Наука, 1977.
32. Югстер Х. П. Стабильность аннита.— В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М.: ИЛ, 1963.
33. Emslie R. F. Anorthosite massifs rapakivi granites, and late proterozoic rifting of north America.— Precambrian Research, 1978, v. 7, N 1.
34. Popp R. K., Gelbert M. Ch., Craig I. R. Stability of Fe-Mg amphiboles with respect to oxygen fugacity.— Amer. Miner., 1977, v. 62, N 1—2.
35. Ragland P. C. Composition and structural state of the potassic phase in perthites as related to petrogenesis of a granitic pluton.— Lithos, 1970, v. 3, N 2.
36. Simonen A. Olivine from rapakivi.— Bull. Comm. geol. Finl., 1961, N 196.
37. Stormer I. C. A practical two — feldspar geothermometer.— Amer. Miner., 1975, v. 60, N 7—8.
38. Vorma A. Alkali feldspars of the Wiborg rapakivi massif in Southeastern Finland.— Bull. Comm. geol. Finl., 1971, N 246.
39. Wells P. R. A. Pyroxene thermometry simple and complex systems.— Contrib. Mineral. and Petrol., 1977, v. 62, N 2.

Поступила в редакцию  
2 апреля 1984 г.

УДК 551.35.054.3+552.313

*B. B. Курносов*

## ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ БАЗАЛЬТОВ КОРЫ ОКЕАНА

Полученные в разное время результаты изучения гидротермальных преобразований базальтов в коре океана в природных условиях (глубоководное бурение с судна «Гломар Челленджер») и в условиях лабораторных экспериментов показали, что этот процесс интенсивно проявляется в рифтовых зонах. Он сопровож-

дается экстракцией химических элементов из пород базальтового слоя и выносом их в океаны гидротермальными растворами в значительных количествах, участвуя в океанском осадконакоплении и рудообразовании.

В последние годы на основании результатов изучения измененных базальтов, вскрытых с бурового судна «Гломар Челленджер», наблюдений с подводных обитаемых аппаратов выходов гидротерм на океаническом дне и экспериментальных работ по гидротермальному взаимодействию морская вода — базальт получили широкое распространение представления о том, что базальтовый слой коры океана может являться существенным источником гидротермального вещества в океане. Эта концепция неразрывно связана с явлением гидротермальной циркуляции в океанической коре — одним из наиболее ярких открытий, сделанных в результате глубоководного бурения. Сущность этого явления заключается в проникновении морской воды в океанское дно на большую глубину, разогреве ее и последующем подъеме.

При конвективном движении морской воды из вмещающих пород, и прежде всего из базальтов, извлекаются химические компоненты, часть которых в зонах разгрузки растворов на дне формирует гидротермальные отложения, в том числе и богатые сульфидами, а также металлоносные осадки. Другая часть экстрагированных элементов, поступающих в океан в составе полигенных подводных гидротерм, расходуется наряду с растворенным веществом речного стока на поддержание постоянства солевого состава океанской воды, тем самым участвуя в пелагическом осадконакоплении и образовании железо-марганцевых конкреций. И наконец, выщелоченное из базальтов вещество, которое в силу различных причин не покидает базальтовый слой, может концентрироваться в виде жил, включая рудные. Гидротермальная циркуляция в коре океана сопровождается также изменением петрохимических характе-

ристик пород базальтового слоя и искажением их первичных геофизических свойств.

Перечисленные представления о гидротермальном изменении пород базальтового слоя и вкладе вещества, освобождающегося в этом процессе из коры океана, в осадконакопление и рудообразование в океане во многом гипотетичны и нуждаются в дальнейшей разработке. Прежде всего различно понимается роль основных этапов существования базальтов в интенсивности их изменений и поставке в океан экстрагированного вещества. Неопределенным остается баланс вещества при преобразованиях базальтов. И наконец, неясно влияние экстрагированного из базальтов вещества на осадконакопление и концентрирование металлов на дне.

В настоящей статье сделана попытка ответить на эти вопросы, насколько это возможно сделать на существующем в настоящее время материале глубоководного бурения с судна «Гломар Челленджер», охватывающем верхнюю часть базальтовой оболочки мощностью 500—600 м.

### ОСНОВНАЯ СТАДИЯ ИЗМЕНЕНИЯ БАЗАЛЬТОВ

Изучение разновозрастных базальтов из керна скважин глубоководного бурения, проведенного в разных структурных элементах дна океана: на Восточно-Тихоокеанском поднятии, в Коста-Риканском рифте, на Императорских подводных корах, в Центрально-Американском желобе, Беринговом море, впадине Науру и плато Манихики — показало, что основные их преобразования проходят на последнем из рас-

## ЭКСТРАКЦИЯ ВЕЩЕСТВА ИЗ БАЗАЛЬТОВ

сматриваемых (консолидация, гальмировлиз, гидротермальная стадия, включающая вторичный разогрев пород при их погружении) этапов их существования в коре океана [7, 17, 18]. Наиболее интенсивно изменяются базальты при благоприятном сочетании следующих факторов: преобладании в разрезе стекловатых разностей и повышенной их проницаемости, высокого теплового потока и достаточного для преобразований интервала времени. Самым ярким из изученных объектов, в котором сочетаются перечисленные условия, является Коста-Риканский рифт [19]. В этом районе скв. 504В (рейсы 69, 70) вскрыта 560-метровая толща неогеновых толеитовых базальтов, состоящих из тонких стекловатых потоков и пиллоу-лав.

Повсеместно в океане основная масса из толеитовых базальтов на доступную для бурения глубину проникновения в базальтовый слой в большей или меньшей мере замещена низко-калиевым Fe—Mg триоктаэдрическим смектитом. Постоянство его развития в верхней части базальтового слоя позволило выделить предмет метаморфическую смектитовую фацию преобразования базальтов в океане [7, 20]. Она характеризуется «неокислительным» щелочным режимом и температурой, достигающей 100°C и выше. В экспериментальных работах по гидротермальному преобразованию стекловатых базальтов морской водой также был выделен триоктаэдрический смектит [6, 12—14, 16, 21].

Полученные данные показывают, что нижняя граница смектитовой фации в коре океана находится глубже 600 м. Ее положение изменчивое и зависит прежде всего от энергии теплового поля и состава изменяющегося субстрата. Например, при добуривании скв. 504В в 83-м рейсе до 1350 м нижняя граница распространения смектитов установлена на глубине около 600 м. Изучение керна скважины, пробуренной на восточном побережье Исландии глубиной 1919 м [15], проведенное автором, показало, что зона перехода смектита в хлорит находится на большей глубине, около 1000 м. На возможность нахождения нижней границы смектитовой фации значительно глубже, чем 600 м, указывают и данные экспериментальных работ, в которых стекловатые базальты замещаются смектитами еще при 600—700°C [6].

Вторичное минералообразование, интенсивно проявляющееся в стекловатых базальтах, слабо выражено в хорошо раскристаллизованных разностях мощных потоков и силлов, изученных во впадине Науру (скв. 462А) и в Калифорнийском заливе (скв. 485А). Основная причина бедности вторичного минералообразования — ограниченное содержание или полное отсутствие в базальтах интерстициального стекла.

В условиях смектитовой фации из базальтов удаляется часть химических элементов водными растворами. Экспериментальные работы подтверждают такую возможность. Бишоф и Диксон [14] установили при 200°C и 500 бар вынос из стекловатых базальтов большинства химических элементов. В опытах, проведенных при 260°C, 500 бар и соотношении вода — порода 50 : 1 [22], получено в прореагированной воде увеличение содержания Fe в 4500 раз, Mn в 2000, Zn в 150, Si в 139 (при 150°C в 1770), Cu в 50, Ba в 15 и Ca в 4 раза. В экспериментах при различных температурах вынос из стекловатых базальтов Fe достигает 30% от первичного его содержания в породе, Mn — почти до 60, Co — до 35, V — до 30% [17, 18].

Массу выщелоченного из базальтов вещества при их гидротермальных изменениях в природных условиях определяли для толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов и сопряженных рифтов на примере Коста-Риканского рифта (скв. 504В) и северного окончания Восточно-Тихоокеанского поднятия в Калифорнийском заливе (скв. 485А). Для расчета баланса вещества при гидротермальных изменениях базальтов использована атомно-объемная система пересчета [5].

Принципиальная разница, отмеченная выше в интенсивности минеральных преобразований стекловатых и хорошо раскристаллизованных базальтов, отражается и в различном объеме вещества, освобождающегося из базальтов при их изменениях. Максимальная потеря вещества установлена для стекловатых базальтов Коста-Риканского рифта, в которых содержание связанный воды достигает 7%, минимальная — для долеритов Калифорнийского залива.

Для каждого из изученных объектов базальты объединялись в однотипные группы прежде всего по химическому составу, структурам, пористости. В базальтах Коста-Риканского рифта почти одинаковые содержания  $TiO_2$  (колебания в пределах 0,3%) исключают первичные различия в химическом составе за счет дифференциации застывающего расплава и позволяют сравнивать их друг с другом. В Калифорнийском заливе толеиты дифференцированные. Поэтому для рассмотрения выделены две группы базальтов с содержанием  $TiO_2$  от 1,30 до 1,80% и от 2,00 до 2,50%. В пределах этих групп сравнивались между собой базальты с близкой степенью раскристаллизованности. Базальты силлов и потоков рассмотрены также раздельно.

В результате балансовых расчетов получены величины потери химических элементов, приходящиеся на 1 м<sup>3</sup> каждой из рассмотренных

разностей измененных базальтов. Эти данные позволили определить вынос химических элементов из столбов базальтов высотой 500 м и с основанием 1 м<sup>2</sup>, отвечающих по набору и чередованию пород реальным разрезам, установленным в скв. 504В и 485А. Затем была определена потеря вещества из 1 км<sup>3</sup> пород двух типов разрезов: Коста-Риканского и Калифорнийского. При наиболее распространенном уровне преобразования изученных базальтов 1 км<sup>3</sup> базальтов с чередованием пород, аналогичным установленному в Коста-Риканском рифте, обедняется Si на 102, Ca на 63, Al на 30, Fe на 23, Mg на 13, Na на 12, Ti на 0,9, Mn на 0,7, P на 0,1, Ni на 0,19, Zn на 0,1, Cu на 0,055, Co на 0,034 млн. т. Такой же объем базальтов с разрезом, типичным для Калифорнийского залива, теряет значительно меньше вещества — Si 17,6, Ca 0,8, Fe 0,8, Na 0,12, Mn 0,2, Cu 0,002 млн. т.

Ежегодная потеря вещества базальтами срединно-океанических хребтов определена исходя из представлений, что базальтовый слой коры океана наращивается в осевых зонах в среднем с полускоростью 3 см/год, и каждая годовая порция базальтов в течение времени будет изменена до уровня, наблюдаемого в природных разрезах. При мощности базальтового слоя 2,5 км ежегодно в осевых зонах срединно-океанических хребтов образуется 9 км<sup>3</sup> базальтов. В настоящее время невозможно определить, какую часть этого объема базальтов составляют стекловатые и раскристаллизованные разности. Поэтому условно было принято, что базальты типа базальтов Коста-Риканского рифта и Калифорнийского залива распределяются поровну в срединно-океанических хребтах (по 4,5 км<sup>3</sup>). Тогда при принятых условиях и ограничениях ежегодно базальты срединно-океанических хребтов Мирового океана обедняются Si на 538, Ca на 287, Al на 135, Fe на 107, Mg на 58,5, Na на 54,5, Ti на 4, Mn на 4, P на 0,45, Ni на 0,86, Zn на 0,45, Cu на 0,26, Co на 0,15 млн. т.

Полученные величины отражают общий недостаток вещества в рассматриваемых измененных базальтах, существующий на сегодняшний день, по сравнению с изначально свежими их аналогами. Можно считать, что из всех перечисленных элементов только марганец в условиях, характерных для восходящих ветвей гидротермальных систем срединно-океанических хребтов, почти полностью достигает поверхности дна.

Геохимические свойства марганца, для осаждения которого необходимы окислительные условия, не позволяют ему задерживаться в базальтовом слое, где господствует «неокислительный» режим. В базальтах, разбуренных в океане, марганец встречен в небольших коли-

чествах в составе жильных минералов. В то же время марганец — наиболее постоянный элемент, обнаруживаемый в составе источников, действующих на океанском дне, а марганцевые корки относятся к основным индикаторам подводной гидротермальной деятельности.

В отличие от марганца, транзитного для рассматриваемых условий, вынос остальных элементов за пределы базальтового слоя невозможно оценить с такой четкостью. Эти элементы, как известно, формируют жильный комплекс в базальтах, для которого характерны карбонаты, цеолиты, глинистые минералы, сульфиды, сульфаты. Поэтому они в зависимости от вариаций физико-химического режима разгружающихся гидротермальных систем могут достигать в том или ином объеме поверхности дна океана или оставаться в пределах базальтового слоя. В качестве иллюстрации этих представлений можно привести наблюдения над разгрузкой сульфидов на океанском дне из гидротермальных растворов. Сульфидные отложения формируются на дне в случае высокотемпературных (температура гидротермальных выходов может достигать 350°C и выше) и отсутствуют при низкотемпературных излияниях растворов. Считается, что в последнем случае они разгружаются под уровнем дна в соответствующем температурном интервале [23].

## РОЛЬ В ОКЕАНСКОМ ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ ВЕЩЕСТВА, ЭКСТРАГИРОВАННОГО ИЗ БАЗАЛЬТОВ

Прежде чем приступить к оценке влияния на океаническое осадконакопление вещества, экстрагированного из пород базальтового слоя, необходимо убедиться в том, что в целом подводная гидротермальная деятельность является существенным фактором в формировании геохимического облика осадков. В настоящее время в большинстве случаев вклад подводного гидротермального источника в образование пелагических осадков оценивается как второстепенный или даже полностью исключается [11]. Однако выводы А. П. Лисицына [9] о преобладании подвижных форм элементов в океанской воде и осадках пелагиали позволяют пересмотреть указанные точки зрения.

Для этого необходимо использовать сравнение абсолютных масс поступления вещества с суша и накопления его на дне океана. При таком подходе наиболее плодотворным для выявления вклада подводного гидротермального источника в осадконакопление является установление дефицита вещества как разности ежегодно накапливаемого на дне океана вещества в виде подвижных (бывших растворенных) форм и поступающего с суша в раствор-

ренном состоянии. Другой путь — прямое определение масс поступления элементов в океан из подводных гидротерм [4]. На настоящем этапе знаний второй путь более неопределен, чем первый.

Относительно полные данные для предлагаемого расчета имеются в настоящее время по марганцу.

Ежегодно в Мировом океане, по данным расчета абсолютных масс [8], накапливается общего Mn 26,9 млн. т. Из них 16,36 млн. т (61%) приходится на прибрежную зону и 10,54 млн. т (39%) на пелагиаль [2].

Для определения абсолютной массы ежегодного накопления гидрогенного марганца в пелагиали воспользуемся данными, приведенными Н. М. Страховым [11] о содержании подвижных форм Mn в пелагических осадках. Они показывают, что в пелагических осадках Тихого океана в гидрогенной (прежде растворенной) форме находится 87% Mn от его общего содержания, а в аналогичных осадках Атлантического океана подвижная форма Mn составляет 68%. Тогда в пелагических осадках ежегодно может накапливаться гидрогенного Mn от 7,17 млн. т ( $10,54 \times 68\%$ ) до 9,17 млн. т ( $10,54 \times 87\%$ ). Примем минимальную величину, округлив ее до 7 млн. т.

Для накопления этой массы гидрогенного Mn явно недостаточно поступления его в растворенном виде с суши — всего 0,4 млн. т в год [3]. Остается считать, что накопление подвижной формы Mn в пелагических осадках обеспечивается главным образом подводным гидротермальным источником. Из него ежегодно может поступать 6,6 млн. т (7—0,4). Эта величина практически совпадает с независимо полученной К. К. Зеленовым и В. Н. Иваненковым [4] по ежегодному рассеянию в океане гидротермального Mn — 7,3 млн. т. По «гелиевому» методу ежегодное поступление марганца в океан оценено в 10 млн. т [10].

Таким образом, различные способы оценки массы ежегодного привноса Mn в океан в составе подводных гидротерм дают однородные цифры. Гидротермальный Mn может составлять от накопления общего марганца на всей площади океана не менее 24,5% ( $6,6/26,9 \times 100$ ) и 62,6% ( $6,6/10,54 \times 100$ ) в пелагиали. В то же время ежегодный выпуск Mn, освобождающегося из базальтов системы срединно-океанических хребтов в гидротермальных условиях, оценен, как показано выше, в 4 млн. т, что составляет больше половины от всего гидротермального марганца, попадающего в океан за год. Но кроме 4 млн. т в океан может ежегодно привноситься примерно столько же Mn, экстрагированного из базальтов подводных гор и океанических островов типа Гавайско-Императорского хребта. Эти цифры показы-

вают, что марганец в гидротермальных растворах, разгружающихся на дне океана, имеет не мантийную природу, а поступает из магматических пород при их гидротермальных изменениях.

Относительно других элементов, и прежде всего железа и микроэлементов, в настоящее время нет всех данных, необходимых для расчетов, проведенных для марганца. В то же время преимущественное их нахождение в гидрогенных составляющих пелагических осадков и в аутогенных минералах, а также подавляющее, как правило, преобладание их растворенных форм в океанской воде пелагиали [9] и малые массы поступления этих элементов в океан с суши в растворенном состоянии [3] дают основание предполагать ведущую роль гидротермального подводного источника в поддержании солевого равновесия океанских вод, постоянно истощаемых в процессе осадконакопления. По оценке А. П. Лисицына [10], вещества гидротермального происхождения в пелагических осадках Тихого океана составляет для Mn 80, Fe 30, V 24,6, Co 28,4, Cu 10,4, Pb 10%. В свою очередь, главным поставщиком этих элементов, как и марганца, в гидротермальные растворы могут являться породы базальтового слоя коры океана.

Представления о немантийном происхождении как самих термальных вод, так и рудного вещества в них получают в настоящее время широкую поддержку для областей современного вулканизма. Кроме того, считается, что для большой группы гидротермальных месторождений роль собственно магматического источника вещества представляется ограниченной, а преобладающее значение имеют магматические породы [1].

## ВЫВОДЫ

1. Основные изменения базальтов в верхней части коры океана проходят на гидротермальной стадии в условиях смектитовой фации при «неокислительном», щелочном, режиме и температуре, достигающей  $100^{\circ}\text{C}$  и выше.

2. При гидротермальных изменениях базальтов из стекловатых разностей экстрагируется большинство химических элементов. Базальты являются главным поставщиком рудной составляющей гидротермальных растворов, разгружающихся на дне океана и под его уровнем.

3. Химические элементы, извлеченные из базальтов, широко участвуют в океанском осадконакоплении, и прежде всего в пелагическом. Ежегодное поступление в океан гидротермального марганца оценивается не менее чем в 6—7 млн. т и составляет около 25% от его суммарного накопления в осадках Мирового океана.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков В. Л. Развитие теории рудообразования как основная предпосылка дальнейшего прогресса прикладной геохимии.— Геохимия, 1982, № 8.
2. Волков И. И. Баланс марганца в океанском осадочном цикле.— Литол. и полезн. ископ., 1981, № 3.
3. Гордеев В. В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983.
4. Зеленов К. К., Иваненков В. Н. Влияние современного подводного вулканизма на химию вод океана.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1982, № 11.
5. Казицын Ю. В., Рудник В. А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М.: Недра, 1968.
6. Котов Н. В., Курносов В. Б., Холодкевич И. В. Моделирование природных преобразований вулканических пород в чистой и модельной морской воде при повышенных РТ-параметрах.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 4.
7. Курносов В. Б. Вторичные преобразования базальтов верхней части коры океана.— В кн.: Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984.
8. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974.
9. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978.
10. Лисицын А. П. Биокосная система океанских гидротерм (поступление эндогенного вещества).— В кн.: Биогеохимия океана. М.: Наука, 1983.
11. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976.
12. Холодкевич И. В., Котов Н. В., Курносов В. Б. Экспериментальное изучение вторичных изменений вулканических стекловатых пород в чистой и модельной морской воде при повышенных РТ-параметрах.— В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981.
13. Холодкевич И. В., Гептнер А. Р. Экспериментальное исследование гидротермального преобразования базальтоидов Исландии.— Литол. и полезн. ископ., 1982, № 4.
14. Bischoff J. L., Dickson F. W. Seawater — basalt at 200°C and 500 bar: implication for sea floor heavy — metal deposits and regulation of seawater chemistry.— Earth Planet. Sci. Lett., 1975, N 25.
15. Gibson I. L. Iceland Research Drilling Project Scientific Party: Crust of oceanic affinity in Iceland.— Nature, 1979, v. 281, N 5730.
16. Hajash A. Hydrothermal processes along Mid — Ocean Ridges: An experimental investigation.— Contrib. Mineral. Petrol., 1975, N 53.
17. Kurnosov V. B., Kholodkevich I. V. e. a. The origin of clay minerals in the oceanic crust revealed by natural and experimental data.— In: International clay conference 1981. Ed.: H. Van Olphen and F. Veniale. Amsterdam — Oxford — New York, 1982.
18. Kurnosov V. B., Kholodkevich I. V. e. a. Hydrothermal alterations of basalts in the ocean basing on the deep — sea drilling core data and experimental modelling.— In: Archiwum mineralogiczne. Warszawa, 1983, v. 39, N 4.
19. Kurnosov V. B., Kholodkevich I. V. e. a. Secondary minerals in basalt from the Costa Rica rift, Holes 501 and 504B, Deep Sea Drilling, Legs, 68, 69, and 70.— In: Initial Reports of the DSDP. Washington, 1983, v. 69.
20. Kurnosov V. B., Kholodkevich I. V. Environments of the formation of clay minerals in the magmatic crust of the ocean.— In: Fifth Meeting of the European Clay Groups. Abstracts. Prague, 1983.
21. Mottl M. J., Holland H. D. Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater.— I. Experimental results for major and minor components of seawater.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1978, v. 42, N 8.
22. Seifried W. E., Bischoff J. L. Low temperature basalt alteration by seawater: an experimental study at 70 and 150°C.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1979, v. 43.
23. Waldrop M. Ocean's hot springs stir scientific excitement.— Chemical and Engineering News, 1980, v. 58.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР,  
Владивосток

Поступила в редакцию  
2 апреля 1984 г.

УДК 564.3(116.3)(571.6)

З. Н. Пояркова

## ЗНАЧЕНИЕ БРЮХОНОГИХ МОЛЛЮСКОВ ДЛЯ ДЕТАЛЬНОЙ БИОСТРАТИГРАФИИ МЕЛА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Впервые использованы результаты изучения брюхоногих моллюсков для детального расчленения меловых отложений Сихотэ-Алиня, Сахалина и Северо-Востока СССР. Выделены 4 лоны: *Ovactaeonella dolium* (сред-

Проведение крупномасштабной геологической съемки ставит перед палеонтолого-стратиграфической службой Дальневосточного региона новые проблемы и в первую очередь — повышение детальности биостратиграфического расчленения. Представляется, что в основе последнего должно лежать выделение и прослеживание по площади таких биостратиграфических единиц низшего ранга, как слои с фауной (флорой), которые объединяются в лоны примерно так же, как согласно «Стратиграфическому кодексу СССР» [25] свиты объединяются в горизонты. Методика выделения биостратиграфических подразделений низшего ранга изложена в ряде статей [18, 21—23].

Повышение детальности биостратиграфического расчленения должно сопровождаться увеличением его надежности и универсальности, а также «нейтрализацией» фациального (экологического) фактора, влияние которого при таком масштабе работ возрастает. Это может быть достигнуто путем сопоставления параллельных шкал по разным группам фауны, в том числе бентосных организмов, занимавших несколько различные экологические ниши. Благодаря последнему обстоятельству оказывается возможным выявить на фоне сопряженного анализа палеобиогеографии и биостратиграфии как характер взаимозамещаемости стратонов по простирации (в пределах лоны), так и взаимозаменяемость систем низших стратонов, выделенных по разным группам организмов.

При расчленении меловых отложений, обосновании их возраста, внутри- и межрегиональных корреляциях успешно используются головоногие и двустворчатые моллюски. Именно по ним созданы и совершаются биостратиграфические шкалы, в том числе и детальные, во многих регионах нашей страны и за ее пределами.

ний — верхний альб), *Pseudogaleodea tricarinata* (верхний сантон — нижний кампан), *Helcion giganteus* (верхний кампан) и *Serrifusus dakotensis* (маастрихт).

Из всех моллюсков представители класса брюхоногих наиболее отзывчивы на изменения внешней среды и обладают сравнительно высокой скоростью видообразования, в связи с чем отличаются исключительно большим разнообразием родов и видов [14, 34]. Тем не менее сложилось ошибочное представление о том, что результаты их изучения не особенно надежны для биостратиграфических целей; в лучшем случае списки гастропод указываются для того или иного интервала разреза. Такое представление в какой-то мере обусловлено недостаточной разработанностью систематики этого класса моллюсков и особенностями их сохранности в ископаемом состоянии (как правило, раковины встречаются реже, чем ядра).

Изучение позднемеловых брюхоногих Сахалина было начато в прошлом веке [26] и продолжено лишь спустя примерно 60 лет [31, 32]. В наши дни им уделила внимание Т. Г. Калишевич [9, 10]. Изображения голотипов и синтипов многих видов сахалинских гастропод, описанных Т. Нагао в 30-е гг., привели И. Хаями и Т. Кейз [28]. Все указанные исследователи не обращали особого внимания на анализ статиграфического распространения этих моллюсков.

По Сихотэ-Алинию первые описания морских брюхоногих мела появились во второй половине нашего века. В работах [7, 13] приводятся результаты изучения видового состава актеонеллид из удоминской и лужкинской свит, а также рассматривается вопрос о возрасте вмещающих толщ (поздний или ранний мел?), решение которого имеет принципиальное значение, поскольку связано с установлением времени завершения геосинклинального режима в регионе.

В 60-е гг. началось изучение таксономического состава позднемеловых гастропод на Северо-

Востоке СССР [2—4, 8, 15], но анализ стратиграфического распространения установленных видов при этом не проводился.

Цель настоящей статьи заключается в том, чтобы показать возможность применения данных изучения брюхоногих моллюсков для разработки детальной биостратиграфии мела Дальнего Востока.

Материалом для решения поставленной задачи послужили любезно переданные автору коллекции В. Н. Верещагина, Т. Д. Зоновой, В. П. Коновалова, Н. Б. Сальниковой, В. О. Савицкого и других исследователей, собиравшиеся в течение многих лет в процессе тематических и геолого-съемочных работ на Сахалине, в Сихотэ-Алине и отчасти на Северо-Востоке СССР, а также собственные сборы по Сахалину.

Проведенные нами исследования и литературные данные показали, что в меловых толщах Дальнего Востока обитало свыше 70 видов брюхоногих моллюсков, принадлежавших 30 семействам. Анализ стратиграфического распространения данной группы показывает, что она с успехом может быть использована для целей детальной биостратиграфии и межрегиональных корреляций внутри Северной Азии, а в отдельных случаях и за ее пределами [13, 19]. Разрабатываемая стратиграфическая схема включает в настоящее время следующие стратоны (снизу вверх):

## СРЕДНИЙ — ВЕРХНИЙ АЛЬБ ЛОНА OVACTAEONELLA DOLIUM

Рассматриваемая лона представлена в пределах Дальнего Востока, по-видимому, двумя одновозрастными слоями, замещающими друг друга по площади слоями с *Ovactaeonella dolium* и слоями с *Eucyclus korjakensis*.

Слои *Ovactaeonella* наилучшим образом изучены в Сихотэ-Алине, где слагаются песчаниками и алевролитами лужинской свиты мощностью примерно в 2000 м [13]. Кроме аммонитов, иноферамов, тригонийд и устричных там содержатся многочисленные раковины гастропод *Neonerineoptysis* (?) sp. indet., *Craginia konovalovi* Pojark., *Purpurina* sp., *Ovactaeonella dolium* (Roem.). Основу комплекса составляют теплолюбивые тетические формы.

На Северном Сахалине (руч. Конева, падь в Александровском районе) в маломощной пачке туфогенных песчаников и гравелитов, зажатой, по-видимому, в тектоническом блоке среди более молодых пород мела, в изобилии встречаются остатки тех же *Neonerineoptysis* (?) sp. indet., *Craginia* sp. indet., *Ovactaeonella* cf. *dolum* (Roem.) и редкие *Eucyclus* cf. *korjakensis* Pojark., но сохранность их значительно хуже,

чем в Сихотэ-Алине. Остатки других моллюсковами не обнаружены, однако А. А. Капица [12] указывает из этого обнажения раковины трохактеонов, тригоний и др.

На Северо-Востоке СССР (Пенжинский район) в средне-верхнеальбских отложениях вместе с *Inoceramus anglicus* Woods встречены только своеобразные раковины эвритечного моллюска *Eucyclus korjakensis* Pojark. Найдены теплолюбивой фауны, свойственной Сихотэ-Алину, здесь едва ли возможны, но все же необходимо пополнить имеющуюся коллекцию из этого горизонта. Следует также определить состав пород, объем и мощность намечающихся здесь слоев с гастроподами. Видом-индексом их может быть *Eucyclus korjakensis*.

Среди свойственных данной лоне брюхоногих преобладают представители тетических родов. Особенно примечательны овактеонеллы, проходящих через которых был недавно рассмотрен [13, 19]. Они известны из средне-верхнеальбских отложений Техаса, Мексики и некоторых других районов, относившихся в конце раннего мела к западной части области Тетис. Миграции тетических моллюсков из Техаса и Мексики через Тихий океан в районы современных Сихотэ-Алиня и Северного Сахалина, по-видимому, способствовали океанические течения и цепи «промежуточных станций» в виде гайот или подводных гор. Это предположение подкрепляется интересным фактическим материалом из центральной части Тихого океана. При драгировании подводной возвышенности Гваделупа с глубины 2000—2300 м Г. С. Гнибиденко и О. С. Корневым (СахКНИИ) получен образец светлых органогенных известняков. Из этих пород нами был определен ряд видов теплолюбивых брюхоногих, известных из среднего — верхнего альба Техаса (пиразусы, перитиумы и перинеиды).

Данные о строгой стратиграфической приуроченности овактеонелл в западной части области Тетис, совместное нахождение их с *Paragastropites* cf. *flexicostatus* Imlay в Сихотэ-Алине, а также находки эуциклюсов вместе с *Inoceramus anglicus* в Пенжинском районе позволяют утверждать о средне-позднеальбском возрасте лоны *Ovactaeonella dolium*.

## СЕНОМАН, ТУРОН, КОНЬЯК, НИЖНИЙ САНТОН

Сеноманские брюхоногие обнаружены только на Северо-Востоке СССР (сборы Т. Д. Зоновой в районе Пенжинской губы). Это единичные *Gyrodes* ex gr. *allisoni* Murphy et Rodda, *Tylostoma rivulana* (Steph.), *T. dorothiensis* (Steph.) *Lirofusus tricostatus* Blank. Гиродессы, несмотря на плохую сохранность, близки виду из форм

ции Bald Hills Калифорнии (верхний альб — верхний сеноман [30]), а тилюстомы тождественны видам из формации Woodbine (сеноман Техаса [35]). В туронских, коньякских и нижнесантонских отложениях Дальнего Востока остатки брюхоногих моллюсков не встречены. Таким образом, для интервала разреза сеноман — нижний сантон биостратиграфическое расчленение по этой группе пока не представляется возможным.

## ВЕРХНИЙ САНТОН — НИЖНИЙ КАМПАН ЛОНА PSEUDOGALEODEA TRICARINATA

Строение лоны в пределах всего Дальнего Востока недостаточно изучено. На Сахалине она представлена одноименными слоями, приуроченными примерно к средней части верхней быковской подсвиты, и сложена серыми песчаниками и алевролитами мощностью до 300 м. В них содержатся остатки *Vanikoropsis ainuana* (Nagao), *Tessarolax japonicus* (Yabe et Nagao), *Pseudogaleodea tricarinata* Nagao, *Serrifusus sachalinensis* (Nagao), *Anisomyon cassidarius* (Yok.). Особенно часто и в большом количестве экземпляров встречаются представители вида-индекса. Все виды этого комплекса были описаны ранее из так называемых верхнеаммонитовых слоев [31, 32], а последний в списке вид — из формации Уракава [36] Сахалина и Хоккайдо.

Аналогичное строение и комплекс фауны рассматриваемая часть разреза имеет на Сахалине примерно до широты Гастелло. Севернее в толще нормально-морских пород появляются прослои угля, количество и мощность которых постепенно увеличиваются. Изменяется и комплекс свойственной этой части разреза фауны, причем гастроподы среди них, по-видимому, отсутствуют. Севернее г. Александровск-Сахалинский соответствующая часть разреза неизвестна.

В Корякском нагорье в барыковской и паавямской свитах, по данным М. Я. Бланка [2—4] и нашим определениям, содержатся *Pachychilus* (*Glyptomelania*) sp., *Tylostoma* sp., *Vanikoropsis ainuana* (Nagao), *Pugnellus* (?) cf. *yabei* Nagao, *Tessarolax japonicus* (Yabe et Nagao), *Pseudogaleodea tricarinata* Nagao, *Cryptorhytis cheyennensis latus* Blank. Общими с Сахалином являются три вида, но не исключена возможность существования еще одного общего вида: Е. В. Ливеровская [15] по единственному экземпляру описала новый вид «*Semifusus*» *talovensis* Liw., который обнаруживает сходство с хоккайдо-сахалинским *Serrifusus sachalinensis* [20]. Объем и мощность слоев с брюхоногими пока не установлены, хотя соответствие их лоне

*Pseudogaleodea tricarinata* представляется очевидным. Трудно сказать, какой вид из упомянутых выше количественно преобладает и может быть выбран в качестве вида-индекса слоев. Не исключено, что им будет та же *Pseudogaleodea tricarinata*.

Преимущественно местный видовой состав брюхоногих не дает прямых данных для оценки возраста лоны. Судя по находкам в тех же отложениях аммонитов и иноцерамов [6, 11], лона отвечает позднему сантону — раннему кампану. Существует также точка зрения о раннекампанском возрасте этой части разреза [29]. Присутствие в Корякском нагорье местной разновидности североамериканского вида рода *Kriptoritis* (основной вид приурочен к формации *Pierre Shale* [33]) может косвенно свидетельствовать в пользу кампанского (а с учетом данных Кани и Хабе по Сахалину — раннекампанского) возраста лоны. До получения более веских оснований для пересмотра возраста лоны *Ps. tricarinata* мы продолжаем относить ее к позднему сантону — раннему кампану.

## ВЕРХНИЙ КАМПАН

### ЛОНА HELCION GIGANTEUS \*

Рассматриваемая лона, по-видимому, представлена в пределах всей Северо-Западной Пацифики одноименными слоями.

На большей части Сахалина слои с *Helcion giganteus* приурочены к нижней части красноярковской свиты, представленной обычно песчаниками (нередко туфогенными) с прослойями алевролитов и гравелитов, иногда с конгломератами в основании. Мощность слоев порядка 100 м. Для них характерны семь видов гастропод: *Bathrotomaria ex. plana* (Muenst.), *Helcion giganteus* (Schmidt), *Atira sachalinensis* (Nagao), *Rostellaria* (?) *japonica* Nagao, *Anomalofusus protensis* (Blank), *Fasciolaria buccinoides* (Meek et Hayden), *Graphidula culbertsoni* (Meek), ни один из которых не обнаружен в нижележащих отложениях. Кроме хоккайдосахалинских видов атири и ростеллярий, не позволяющих судить о возрасте вмещающих отложений, здесь присутствуют североамериканские виды фасциолярий и графидул,ственные кампану и отчасти маастрихту центральных районов США (формации *Pierre Shale* и *Fox Hills*).

\* В качестве вида-индекса лоны мы ранее принимали *Graphidula culbertsoni* [19]. Однако в Корякском нагорье графидулы не обнаружены на этом стратиграфическом уровне, хотя присутствуют в маастрихте. Такое распространение вида-индекса вызывает известные неудобства, и мы вынуждены рекомендовать взамен другой, не менее четко опознаваемый и распространенный только на этом уровне вид — *Helcion giganteus* (Schmidt).

Укажем еще сахалино-корякский вид аномало-фузуса, по-видимому, викарирующий вид *A. substriatus* (Wade) из формации Prairai Bluff штата Миссисипи и довольно широко распространенный в верхнем кампане Северной Пацифики вид хельциона.

В Корякском нагорье, основываясь на данных М. Я. Бланка [2—4], можно выделить слои с *Helcion* в составе корякской свиты, где обнаружены *Paladmete laevis korjakensis* Blank, *Pseudamaura lirata korjakensis* Blank, *Aporrhais pyriformis kamtchatica* Blank, *Cassidaria dundensis* Blank, *Fasciolaria ponderosa multistriata* Blank, *Drilluta distans elegans* Blank, *Turridula* (*Turridula*) *ornata* Blank, а судя по данным О. П. Дундо [8], еще и *Helcion giganteus* (Schmidt). Ни один из этих таксонов не встречается в нижележащих отложениях и, кроме хельциона, ни один не известен на Сахалине. В комплексе присутствуют два местных, корякских, вида кассидарий и туррикул. Четыре таксона, по мнению М. Я. Бланка, представляют собой географические разновидности (подвиды) североамериканских видов родов *Paladmete*, *Pseudamaura*, *Fasciolaria* и *Drilluta*, характерные для формации Ripley США (кампан — маастрихт [33]). Вещественный состав, объем и мощность слоев с *Helcion giganteus* в Корякском нагорье пока не изучены.

Приведенные данные о стратиграфическом распределении брюхоногих в смежных регионах, а также материалы по другим группам моллюсков из этой части разреза [6] свидетельствуют о позднекампанском возрасте лоны *Helcion giganteus*.

## МААСТРИХТ

### ЛОНА SERRIFUSUS DAKOTENSIS

Строение этой лоны в пределах Дальнего Востока пока не изучено с достаточной полнотой.

На Южном и отчасти Центральном (Макаровский район) Сахалине слои с *Serrifusus dakotensis* располагаются в верхней части красноярковской свиты, представленной песчаниками, алевролитами и аргиллитами общей мощностью до 300 м. Там обнаружены представители 10 видов: *Atira sachalinensis* (Nagao), *Vanikoropsis nebrascensis* (Meek et Hayden), *V. ornatus* (Nagao), *Cassidaria gangutica* Blank, *Pseudogaleodea blanki* Pojark., *Anomalofusus elatus* (Blank), *Buccinopsis kamtchatika* (Blank), *Serrifusus dakotensis* (Meek), *Rhombopsis cf. orientalis* Wade, *Biplica problematica* (Nagao), из которых только атира изредка встречается в нижележащих отложениях. Вид-индекс лоны широко распространен не только на Сахалине, но также в

Корякском нагорье и в центральных районах США. Помимо двух сугубо сахалинских видов (*A. sachalinensis*, *V. ornatus*) в комплексе присутствуют два североамериканских. Остальные виды те же, что и в Корякском нагорье, причем часть из них родственна североамериканским, происходящим в основном из формации Ripley и особенно Fox Hills (маастрихт).

В районе Бошиякова и далее к северу морские слои с *Serrifusus*, по-видимому, замещаются вулканогенно-континентальными образованиями. К северу от г. Александровска-Сахалинского отложения соответствующего возраста неизвестны.

В Корякском нагорье, судя по данным М. Я. Бланка и нашим определениям, слои с гастроподами могут быть выделены в составе нижнегангутской подсвиты на северо-востоке и импенвеэмской свите в центральной части нагорья. Необыкновенно разнообразный комплекс брюхоногих включает здесь 43 вида, т. е. примерно половину общего количества видов, известных из меловых отложений Дальнего Востока. Среди них *Bathrotomaria plana atchajwamskensis* Blank, *Oonia kamtchatica* Blank, *Promathilda* (*Clathrobaculus*) *decussata* Blank, *Goniobasis* (*Cassiopella*) *gangutica* Blank, *Pseudamaura lirata impenveemensis* Blank, *Vanikoropsis nebrascensis* (Meek, Hayden), *Euspira rectilabrum* (Conrad), *Aporrhais biangulata kamtchatica* Blank, *Anchura* (?) cf. *parva* (Meek, Hayden), *Perissoptera* cf. *plenocosta* (Steph.), *Lomirosa cretacea* (Wade), *Cassidaria gangutica* Blank, *Pseudogaleodea blanki* Pojark., *Dalium cretacium* Blank, *Anomalisiphon axialocostatus* Blank, *A. protensis* (Blank), *A. elatus* (Blank), *Ornopsis* cf. *glenni* Wade, *Buccinopsis kamtchatica* (Blank), *Odontobasis constricta korjakensis* Blank, *Dorsanum* (*Akburunella*) *tuberculatum striatum* Blank, *Graphidula culbertsoni* Meek, *Fasciolaria gracilis* Blank, *F. buccinoides* (Meek, Hayden), *F. ponderosa multistriata* Blank, *Fusinus* (*Woodsella*) *korjakensis* Blank, *F. (W) cf. volutodermoides* (Nagao), *F. (Serrifusus)* cf. *dakotensis* (Meek), *Bellifusus micrus* Blank, *B. curvicostatus fusiformis* Blank, *Euthrioifusus* (*Boltenella*) *convexus anaestriatus* Blank, *Hemifusus sagadicus* Blank, *Rhombopsis orientalis tuberculatocostatus* Blank, *Pyropsis aff. dubia* (Gabb), *Cryptorhytis cheyennensis vulgaris* Blank, *Biplica problematica* (Nagao), *Cyllichna incisa* Steph. и ряд форм, определенных только до рода.

В этом списке обращает внимание тот факт, что среди указанных видов имеется лишь шесть общих с маастрихтскими видами Сахалина: *Vanikoropsis nebrascensis*, *Cassidaria gangutica*, *Pseudogaleodea blanki*, *Anomalofusus elatus*, *Buccinopsis kamtchatica*, *Biplica problematica*. Три вида — *Anomalofusus protensis*, *Fasciolaria buccinoides*, *Graphidula culbertsoni* — тоже

## Взаимозамещение слоев с гастроподами в меловых отложениях Дальнего Востока

Возраст	Лоны по гастроподам	Слои с гастроподами					
		В Сихотэ-Алине	На Южном Сахалине	В центральной части Сахалина	На Северном Сахалине	В Пенжинском районе	В Корякском нагорье
Маастрихт	<i>Serrifusus dakotensis</i>		<i>Serrifusus dakotensis</i>	Вулканогенно-осадоч. конт. толщи	—	0	<i>Serrifusus dakotensis?</i>
Верхний кампан	Л	Вулканогенно-осадочные континентальные толщи	Л		—	0	Л
	<i>Helcion giganteus</i>		<i>Helcion giganteus</i>		—	0	<i>Helcion giganteus</i>
	Л		Л	Угленосная толща	—	0	<i>Pseudogaleoidea tricarinata?</i>
Нижний кампан — верхний сантон	<i>Pseudogaleoidea tricarinata</i>		<i>Pseudogaleoidea tricarinata</i>	Л	—	0	<i>Pseudogaleoidea tricarinata?</i>
	Л		Л	—	—	0	Л
Нижний сантон — сеноман	Л		Л	—	—	0	Л
Верхний — средний альб	ППП	ППП	Л	Л	<i>Ovacataeonella dolium</i>	<i>Eucyclus korjakensis?</i>	—
	<i>Ovacataeonella dolium</i>	<i>Ovacataeonella dolium</i>					

Примечание. Прочерк — соответствующие отложения неизвестны. ? — временный вид-индекс. Л — лакуна в гастроподовой шкале. ППП — перерыв в отложении осадков. 0 — сведения о составе гастропод отсутствуют.

встречаются на Сахалине, но не в маастрихте, а в верхнем кампане. Девять новых видов, установленных М. Я. Бланком, пока не обнаружены за пределами Корякского нагорья. Восемь таксонов М. Я. Бланк рассматривает в качестве подвидов североамериканских видов из формации Rippley и Fox Hills.

Объем и мощность рассмотренных слоев с гастроподами в Корякском нагорье пока не установлены, не выбран и вид-индекс из приведенного обширного комплекса. Временно мы принимаем в качестве последнего вид *Serrifusus dakotensis*, так как принадлежность этих слоев лоне *Serrifusus dakotensis* представляется несомненной.

Маастрихтский возраст лоны обоснован сведениями о распространении многих видов в смежных регионах. Этот вывод совпадает с данными по другим группам моллюсков из этой части разреза [8, 24].

В заключение рассмотрим вкратце вопросы взаимозамещения слоев гастроподовой шкалы по площади и взаимозаменяемость шкал, разработанных по разным группам.

Впервые взаимоотношения слоев с гастроподами были прослежены автором в Средней Азии, где расселение моллюсков в полузамкнутых позднемеловых акваториях субширотного

простирания контролировалось главным образом изменением солености [18]. В условиях же открытых пространств меловых морей Дальнего Востока субмеридионального простирания наиболее существенным фактором расселения бентосных организмов было изменение климата: его широтная зональность и флюктуации во времени. Так, например, хотя в альбском веке имел место климатический оптимум, соответствующие этому времени и распространенные в Сихотэ-Алине и отчасти на Сахалине слои с тетиическими *Ovacataeonella dolium*, по-видимому, замещаются в Пенжинском районе слоями с более эвритермными [1] моллюсками *Eucyclus* (табл. 1). В составе позднемеловых комплексов брюхоногих Северо-Востока СССР тоже следует ожидать количественное преобладание видов, которые свидетельствовали бы о более умеренных температурах вод. Однако рассмотрение структур позднемеловых сообществ этого региона, выбор видов-индексов почти всех намеченных там слоев (см. табл. 1) и, следовательно, характер взаимозамещения позднемеловых слоев в пределах Дальнего Востока нуждаются в дальнейших специальных исследованиях.

В разработанной по гастроподам шкале мела Сахалина и Корякского нагорья имеется ряд интервалов, не содержащих остатков этих мол-

Таблица 2

Взаимозаменяемость биостратиграфических подразделений мела Сахалина, составленных по разным группам моллюсков

Ярус	Свита, подсвита, пачка		Подразделение по аммонитам (Зонова, 1984 г.)	Подразделение по иноцерамам (Зонова, 1984 г.)	Подразделение по гастроподам	
Маастрихт	Красноярковская свита	V IV III  II I	Зона <i>Pachydiscus subcompressus</i>	Рена <i>Inoceramus heterocephalus</i> — <i>Inoceramus kusiroensis</i>	Люна <i>Serrifusus dakotensis</i>	
				Рена <i>Inoceramus shikotanensis</i>	?	
			Зона <i>Canadoceras multicostatus</i>	Рена <i>Inoceramus balticus</i> n. subsp. <i>Zonova</i>	Люна <i>Helcion giganteus</i>	
			Слои с <i>Pachydiscus egertoni</i> (s. l.)	Рена <i>Inoceramus schmidti</i>	?	
			Зона <i>Anapachydiscus naumanni</i>	Рена <i>Inoceramus orientalis</i>	Люна <i>Pseudogaleodea tricarinata</i>	
				Рена <i>Inoceramus naigaoi</i>		
				Слои с <i>Inoceramus amakusensis</i>		
		X	Слои с <i>Peroniceras sp.</i>	Слои с <i>Inoceramus mihoensis</i>		
				Слои с <i>In. teshioensis</i>		
Кампан	Верхняя быковская подсвита	IX VIII	Слои с <i>Jimboiceras planulatiforme</i>	Слои с <i>In. hobetsensis</i>		
					?	
			Слои с <i>Scaphites planus</i>			
			Слои с <i>Fagesia siskiyouensis</i>			
Сантон	Средняя быковская подсвита	VII VI	Слои с <i>Desmoceras (Pseudouhligella) japonicum</i>	Слои с <i>Inoceramus nipponicus</i>		
			Слои с <i>Turrilites costatus</i>	Слои с <i>In. aff. crippsi</i>		
			Слои с <i>Cleoniceras sp.</i>	Слои с <i>Inoceramus dunveganensis aiensis</i>		
Коньяк	Нижняя быковская подсвита	V IV III II I		Слои с <i>Ovactaeonella dolium</i>		
Турон	Найбинская свита	V IV III II I	Слои с <i>Turrilites costatus</i>	—		
			Слои с <i>In. aff. crippsi</i>	—		
			Слои с <i>Inoceramus dunveganensis aiensis</i>	—		
Сеноман	Айская свита	V IV III II I		—		
Альб	?	I	Слои с <i>Cleoniceras sp.</i>	—		
			Слои с <i>Ovactaeonella dolium</i>	—		

люсков, своего рода лакуны. Наиболее обширной из них является сеноманско-сантонская, весьма неполно охарактеризованная в самой нижней части лишь на Северо-Востоке СССР. Для турона отсутствие гастропод можно более или менее удовлетворительно объяснить разви-

тием относительно больших глубин, в целом неблагоприятных для этой группы. Большие глубины, вероятно, были связаны с очередной трансгрессией, проявившейся в туронском веке на значительной части северного полушария [16, 27]. Природа остальных лакун скорее всего

тоже носит фациальный характер, но еще не выяснена в должной мере, поскольку специальные экологические исследования гастропод мела на Дальнем Востоке только начинаются [5]. К разряду лакун, возможно, не относится верхний мел Пенжинского района, остатки гастропод из которого отсутствуют в наших коллекциях. Нет о них сведений и в литературе.

Сахалин — наиболее изученный регион в пределах Дальнего Востока. Для верхнего мела

там с относительной полнотой и детальностью разработаны аммонитовая и иноцерамовая шкалы [6, 11, 17]. Увязка с ними гастроподовой шкалы представляет большой интерес с точки зрения взаимозаменяемости шкал (табл. 2).

Для Северо-Востока СССР шкала по гастроподам еще только намечается, более или менее полный объем слоев с этими моллюсками не установлен и сопоставление этих подразделений с другими шкалами пока преждевременно.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бейзель А. Л. Позднеюрские и раннемеловые гастроподы севера Средней Сибири. М.: Наука, 1983.
2. Бланк М. Я. Позднемеловые брюхоногие моллюски Корякского нагорья.— В кн.: Палеонтология и стратиграфия Дальнего Востока. Владивосток, 1979.
3. Бланк М. Я. Остатки брюхоногих моллюсков из верхнемеловых отложений Корякского нагорья.— В кн.: Палеонтология и стратиграфия Дальнего Востока. Владивосток, 1979.
4. Бланк М. Я. О позднемеловых брюхоногих моллюсках Корякского нагорья.— В кн.: Ископаемые моллюски Дальнего Востока и их стратиграфическое значение. Владивосток, 1980.
5. Бланк М. Я., Дундо О. П. Экология позднемеловых гастропод Корякского нагорья.— В кн.: Экостратиграфия и экологические системы геологического прошлого. Л.: Наука, 1980. (Тр. 22-й сессии ВПО).
6. Верещагин В. Н. Меловая система Дальнего Востока.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1977, т. 242.
7. Верещагин В. Н., Пчелинцев В. Ф. Нахodka актеонелловой фауны на Сихотэ-Алине.— Тр. Геол. музея СССР, 1960, вып. 2.
8. Дундо О. П., Ефремова В. И. Полевой атлас руководящей фауны сенона северо-восточной части Корякского нагорья. Л.: НИИГА, 1974.
9. Захаров Ю. Д., Калишевич Т. Г., Кривошапкина В. С. Граница нижнего и верхнего мела в разрезах Сахалина.— ДАН СССР, 1978, т. 238, № 3.
10. Захаров Ю. Д., Грабовская В. С., Калишевич Т. Г. Сукцессионный ряд морских организмов найбинской и быковской свит в опорном разрезе верхнего мела Сахалина.— В кн.: Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток, 1981.
11. Зонова Т. Д. Зональное расчленение меловых отложений Тихоокеанской палеобиогеографической области по иноцерамам.— В кн.: Новые данные по детальной биостратиграфии фанерозоя Дальнего Востока. Владивосток, 1984.
12. Капица А. А. Краткий очерк меловых образований Сахалина.— В кн.: Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР. М.: Гостоптехиздат, 1961.
13. Коновалов В. П., Полякова З. Н. Актеонелловые слои Дальнего Востока и их значение для региональной и межрегиональной корреляции мела.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1982, т. 57, № 4.
14. Коробков И. А. Справочник и методическое руководство по третичным моллюскам. Брюхоногие. Л.: Гостоптехиздат, 1955.
15. Ливеровская Е. В. Стратиграфия и фауна верхнемеловых отложений восточного берега Пенжинской губы.— В кн.: Палеонтологический сборник, № 2. Л.: Гостоптехиздат, 1960. (Тр. ВНИГРИ, вып. 154).
16. Найдин Д. П., Сазонова И. Г. и др. Меловые трансгресии и регрессии Восточно-Европейской платформы, Крыма и Средней Азии.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, т. 55, вып. 5.
17. Пергамент М. А. Стратиграфия и иноцерамы верхнего мела северного полушария.— Тр. ГИН АН СССР, 1978, вып. 322.
18. Полякова З. Н. О пространственной протяженности биостратиграфических подразделений низшего ранга (на примере верхнемеловых отложений Северо-Востока Средней Азии).— В кн.: Палеобиогеографическое районирование и биостратиграфия. Новосибирск: Наука, 1977.
19. Полякова З. Н. Брюхоногие моллюски морского мела Дальнего Востока (распространение и стратиграфическое значение).— В кн.: Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Дальнего Востока. Владивосток, 1982.
20. Полякова З. Н. Сенонские брюхоногие моллюски Сахалина и их значение для детальной биостратиграфии.— В кн.: Новые данные по детальной биостратиграфии фанерозоя Дальнего Востока. Владивосток, 1984.
21. Полякова З. Н., Поляков Б. В. О некоторых вопросах стратиграфии.— В кн.: Ископаемая флора и фауна Дальнего Востока и вопросы стратиграфии фанерозоя. Владивосток, 1977.
22. Полякова З. Н., Поляков Б. В. Соотношение стратиграфических подразделений низшего и высшего рангов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 4.
23. Полякова З. Н., Поляков Б. В. Стратиграфические подразделения низшего и высшего рангов.— В кн.: Стратиграфия и палеонтология девона и карбона. М.: Наука, 1982.
24. Сальников А. Б. Маастрихтские двустворки Макаровского района Сахалина.— В кн.: Ископаемые моллюски Дальнего Востока и их стратиграфическое значение. Владивосток, 1980.
25. Стратиграфический кодекс СССР. Л., 1977.

26. Шмидт Ф. Б. Окаменелости меловой формации с острова Сахалина.— Тр. Сиб. эксп. Русск. Географ. Общ., физич. отд. Т. 3. Геогностич. часть. Вып. 1, 1873.
27. Hancock J. M., Kauffmann E. G. The great transgressions of the Late Cretaceous.— Bull. Geol. Soc. Lond., 1979, v. 136, pt. 2.
28. Hayami J., Kase T. A systematic survey of the Paleozoic and Mesozoic Gastropoda and Paleozoic Bivalvia from Japan.— Univ. Mus. Univ. Tokyo, Bull. 13, 1977.
29. Kanie Y., Habe T. A new species of the Cretaceous Pleurotomaria from the Cape Soya, North Hokkaido.— Venus, 1973, v. 32, N 1.
30. Murphy M. A., Rodda P. U. Mollusca of the Cretaceous Bald Hills formation of California.— J. Paleont., 1960, v. 34, N 5.
31. Nagao T. Some Cretaceous Mollusca from Japanese Saghalien and Hokkaido (Lamellibranchiata and Gastropoda) — Journ. Fac. Sci. Hokkaido Univ., 1932, ser. 4, v. 2, N 1.
32. Nagao T. Some molluscan fossils from the Cretaceous deposits of Hokkaido and Japanese Saghalien. Part 2. Gastropoda.— Journ. Fac. Sci. Hokkaido Univ., 1939, ser. 4, v. 4, N 3—4.
33. Sohl N. F. Upper Cretaceous Gastropods from the Pierre Shale at Red Bird, Wyoming.— U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 393 — B, 1967.
34. Sohl N. F. Utility of Gastropods in biostratigraphy.— In: Concepts and methods of biostratigraphy. Stroudsburg, 1977.
35. Stephenson T. W. The larger invertebrate fossils of the Woodbine formation (Cenoman) of Texas.— U. S. Geol. Surv. Prof. Paper. v. 242, p. 1952—1953.
36. Yokoyama M. Versteinerungen aus der japanischen Kreide.— Paleontographica, Bd. 36, S. 1889—1890.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР,  
Владивосток

Поступила в редакцию  
2 апреля 1984 г.

*В. И. Таскаев, В. И. Сапин, В. М. Чубаров, Т. Я. Гуляева,  
О. В. Авченко, С. А. Коренбаум, В. К. Финашин*

## ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ РЕНТГЕНОВСКОГО МИКРОАНАЛИЗАТОРА JXA-5А В МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Обсуждается опыт применения рентгеновского микроанализа в ДВГИ ДВНЦ АН СССР. На примерах изучения составов сульфидов, мусковитов, гранатов и

других минералов показаны возможности метода в постановке и решении разнообразных петрологических проблем.

В Дальневосточном геологическом институте на протяжении десяти лет используется рентгеновский микроанализатор JXA-5A фирмы «Jeol» (Япония). Данная модель является, пожалуй, самой простой в отношении автоматизации исследований, имея в то же время достаточно хорошо укомплектованную аналитическую базу. Относительно простой в обращении, этот прибор позволяет геологу быстро разобраться в приемах анализа и вести исследования самостоятельно (исключая, естественно, настройку аппарата, расчет данных и разработку новых методов).

Рентгеновский электронно-зондовый микроанализатор JXA-5A укомплектован тремя спектрометрическими каналами, спектрометры выполнены по схеме Иоганна, снабжены двумя сменными кристаллами каждый, счетчики пропорциональные газовые и отпаянные ксеноновые. Оптический микроскоп имеет увеличение 400. Электронная оптическая схема имеет вывод на два дисплея, работающих в независимом режиме и позволяющих получать изображение объекта в отраженных электронах или в рентгеновских лучах с увеличением 10 000 с фиксацией следа от зонда при сканировании. Имеется приставка для исследования качества поверхности образца в режиме растрового электронного микроскопа с увеличением 10 000. Счетно-регистрирующая система разделена на три канала в соответствии с имеющимися спектрометрами, в регистрирующую систему входит также трехперьевая самописец. Дальнейшее развитие метода потребовало некоторого усовершенствования прибора. В настоящее время он дополнен системой вывода информации на печать и на перфоленту. Завершаетсястыковка рентгенов-

ского микроанализатора с микроЭВМ отечественного производства, что позволит существенно ускорить выдачу количественных данных и приблизить прибор к современным (выпуска 80-х гг.) микроанализаторам.

Анализ минералов неизвестного состава и одновременный анализ парагенезисов минералов требуют применения универсальной методики, позволяющей производить количественный анализ минералов с высокой точностью и в целях экспрессности с минимальным числом эталонов. Нами используется методика ZAF с расчетом четырех поправочных множителей: поправка на поглощение — по Филиберу с массовыми коэффициентами поглощения по Хейнриху, поправка на атомный номер — по методу Данкамба-Рида, на характеристическую флуoresценцию — по методу Кастена-Рида, на флуоресценцию, возбуждаемую тормозным излучением, — по методу Хенока.

В качестве эталонов используются синтетические и природные минералы, близкие по химическому составу анализируемым. Так, при анализе силикатов нашли применение санидин (на Si, Al, K, Na), диопсид (на Ca, Mg), оливин (на Fe), ильменит (на Ti), родонит (на Mn), шпинель (на Cr), при анализе рудных минералов — пирит (на Fe), галенит (на Pb), висмутин (на Bi, S), сульфосоль меди CuSbS<sub>2</sub> (на Cu, Sb), самородное серебро (на Ag), арсенопирит (на As), кассiterит (на Sn), сфалерит (на Zn).

Суммарный поправочный множитель даже при расчете силикатных безводных минералов может достигать величины 15—20% отн. (напр., для Al, Mg, Si). При анализе рудных минералов, когда эталоны сильно разнятся по химическому составу от анализируемых проб, мно-

житель может достигать еще больших величин. В этом случае точность микрозондовых определений во многом зависит от выбора физических параметров, используемых при расчете содержаний элементов.

Было выяснено, в частности, что при анализе рудных минералов со значительными вариациями атомных номеров элементов более точные результаты дает использование средних ионизационных потенциалов по Бергеру-Сельджеру в расчете поправки на атомный номер [21].

Выбор инструментальных параметров прибора зависит от круга анализируемых минералов и призван в рамках метода ZAF обеспечить оптимальную чувствительность и точность определений всей совокупности анализируемых элементов. При анализе силикатов используется напряжение  $U_0 = 20$  кВ, при анализе рудных минералов —  $U_0 = 25$  кВ. Ток поглощенных электронов колеблется от 10 до 60 нА и определяется также термической устойчивостью исследуемых минералов.

Правильный выбор инструментальных параметров позволил решить проблему определения степени окисленности железа в пироксенах. Были использованы ускоряющее напряжение 14 кВ, ток 120 нА, время экспозиции 120 с, что позволило получить оптимальную чувствительность определений в длинноволновой области спектра при использовании кристалл-анализатора RbAP.

Успех применения современного аналитического физического оборудования во многом связан с подбором кадров для обслуживания этой техники и с грамотным обоснованием целей и задач, решаемых с помощью этих приборов. Созданная в отделе физико-химических методов исследования ДВГИ ДВНЦ АН СССР лаборатория рентгеновских методов исследования имеет группу квалифицированных специалистов-физиков, способных решать в рамках рентгеновского микроанализатора задачи любого уровня. Большая и трудоемкая работа по подбору эталонов и разработке программ для обработки исходных данных на ЭВМ была проделана И. М. Романенко, В. М. Чубаровым и А. Г. Пятковым в самом начале эксплуатации JXA-5A в ДВГИ ДВНЦ АН СССР, что дало возможность за короткий срок освоить приемы количественного анализа сложных минеральных ассоциаций. Особенно следует отметить трудности, связанные с созданием и усовершенствованием программ для расчета концентраций с максимальным учетом мешающих факторов, программ для приема данных на перфоносителе и программ, требующих меньшей памяти, в частности для ЭВМ типа СМ-4 за счет изменения структуры алгоритма. Кроме разработки особых методик для решения задач, связанных с отдельными группами минералов или отдель-

ными уникальными минералами, физики-аналитики группы рентгеновского микроанализатора, возглавляемой В. И. Таскаевым, выполняют множество текущих анализов по заказам геологов: к настоящему времени на JXA-5A сделано в общей сложности более ста тысяч элементоопределений.

Ниже рассмотрим примеры решения сложных петрологических и минералогических задач, выполненных с помощью рентгеновского микроанализатора, причем надо подчеркнуть, что решение было возможно только в случае применения последнего. Разнообразие объектов в приводимых примерах показывает возможности РСМА в минералогии.

## I. СУЛЬФИДЫ

Большинство промышленных эндогенных месторождений олова юга Дальнего Востока характеризуется широким распространением сульфидных ассоциаций в рудах. Исследование сульфидных парагенетических ассоциаций позволяет выявить основные тенденции в эволюции процесса минералообразования, уточнить физико-химические параметры рудообразования, разработать критерии различия руд различных формационных типов, получить достоверные данные о минеральных формах нахождения олова в рудах, минералах-концентраторах рассеянных и редких элементов.

В Дальневосточном геологическом институте накоплен значительный опыт минералогических исследований рудных ассоциаций. Благодаря хорошей аналитической базе успешно используются традиционные методы «мокрого» химического и количественного спектрального анализа. Мономинеральные фракции выделяются из руд после их тщательного микроскопического изучения методами магнитной и электромагнитной сепараций, флотации, гравитационного обогащения, разделения в тяжелых жидкостях, избирательного растворения в кислотах.

Большую помощь в исследовании состава сульфидов, особенно редких, встречающихся в рудах в виде очень тонких микроскоических выделений и взаимных срастаний, оказалось применение рентгеновских методов изучения на электронном микроанализаторе.

Применение электронного зонда позволило выявить в рудах месторождений олова широкий спектр висмутовых минералов, включая такие довольно редкие сложные сульфиды и сульфотеллуриды висмута, как икунополит, густавит и минералы ряда лиллианит — густавит, хейровскиит и канницкарит [23—25]. Для некоторых месторождений установлено присутствие в оловянных рудах селена и теллура, образующих как собственные минералы-теллуриды и сульфо-

тетлуриды висмута, так и повышенные концентрации (сelen) за счет изоморфного вхождения в висмутовые сульфиды [15].

Интересными оказались результаты изучения состава галенита, ассоциирующего с висмутовыми сульфирами. Галенит в парагенезисе с минералами висмута содержит высокие концентрации (порядка первых процентов) висмута и серебра, находящихся в основном в виде твердого раствора матильдита.

Обширная информация по составу сурьмяно-свинцовых, висмуто-свинцовых и более сложных сульфосолей висмута, серебра, сурьмы, олова и свинца, присутствующих в рудах месторождений олова, позволяет систематизировать сульфосольно-сульфидные оловорудные месторождения с минералого-геохимических позиций. Принимая во внимание минеральные ассоциации и состав сульфосолей, среди сульфосольно-сульфидных месторождений можно выделить несколько типов комплексных оловосодержащих месторождений: а) кассiterит-силикатный с сульфосолями висмута, б) серебро-сурьмяно-свинцовый, в) серебро-сурьмяно-свинцово-висмутовый, г) кассiterит-редкометальный (грейзеновый).

Значительный интерес представляют также сведения о геохимических особенностях зональности, двойникования, полиморфных переходах в рудных минералах, указывающие на физико-химические особенности их образования. Так, исследования на электронном зонде подтвердили, что некоторые сложные сульфиры свинца и сурьмы, например менегинит, отличаются повышенным содержанием олова (первые десятые доли процента). Высокое (до 2—3% массы) содержание олова установлено в некоторых зернах фрейеслебенита. Эти данные свидетельствуют об образовании сульфосолей из растворов с повышенными концентрациями олова, что подчеркивает тесную связь таких элементов, как свинец, сурьма, олово в процессе рудообразования, что подтверждается и микроскопическими исследованиями некоторых типов кассiterит-сульфидных руд, выявившими существование руд с тесными взаимными срастаниями кассiterита и менегинита, кассiterита и джемсонита, а также присутствием в рудах франкита.

Зональные кристаллы часто обнаруживаются в арсенопирите, кассiterите уже на стадии микроскопического их изучения. Исследования на электронном зонде уточняют особенности зонального роста кристаллов, позволяют выявить зональное строение у более широкого круга минералов (сфалерит, блеклые руды и другие) и дать количественную характеристику состава зон. Такая работа, например, проделана на примере зональных кристаллов кобальт- и никельсодержащего герсдорфита [22].

Дальнейшее проведение исследований в этом направлении, как представляется, позволит более полно осветить с учетом особенностей геохимических ассоциаций элементов в рудах проблемы взаимосвязи магматизма и оруденения, путей и способов миграции сложных по составу рудоносных растворов, причины определенной последовательности отложения рудных минералов и их парагенетических ассоциаций, а также общей направленности эволюции рудообразующего процесса в пространстве и времени.

## II. МАРГАНЦЕВО-СИЛИКАТНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Широкие возможности применения рентгеновского микроанализа в расшифровке геологических процессов были продемонстрированы при изучении марганцевых метасоматических образований ряда месторождений и рудопроявлений Приморья. На начальной стадии исследований выявлено сложное строение марганцевых пород, заключающееся в пространственном совмещении разновременных, часто близких по минеральному составу, парагенезисов и в изменчивости составов минералов в пределах отдельных образцов или кристаллов. Эти обстоятельства в значительной мере ограничили возможности химического определения составов минералов и обусловили широкое применение рентгеноспектрального микроанализа, обладающего высокой локальностью.

Кроме того, оптическая микроскопия не всегда может дать ответ относительно неоднородного строения зерен минералов. Такой пробел легко устраняется наблюдением в режиме отраженных электронов с последующим получением профилей распределения всех элементов, входящих в структуру минерала.

Использование этих режимов рентгеноспектрального микроанализа позволяет решать ряд очень важных вопросов: а) выяснить фазовую микронеоднородность зерен изучаемого минерала, что особенно важно для выбора участков количественного определения состава, б) выявлять химическую неоднородность и ее генетическую природу, что дает возможность судить о стадийности и изменении физико-химических условий минералообразования во времени, в) определять составы минералов графическим методом в тех точках линейного профиля, в которых точечный анализ затруднен, г) выявлять равновесные и неравновесные минеральные ассоциации (по характеру зональности кристаллов сосуществующих минералов), д) изучать особенности зональности кристаллов минералов с целью получения информации, косвенно свиде-

тельствующей о форме нахождения того или иного элемента в минерале (в виде минеральных включений или в структуре) и его вероятном структурном положении [11].

### III. МУСКОВИТ

Химический состав мусковитов, как установлено с помощью традиционных методов анализа, отражает особенности формирования отдельных месторождений и позволяет уточнить изменение термодинамических параметров минералообразования в масштабе рудных полей [12]. Обычные методы «мокрого» силикатного анализа, требующие большого количества вещества, дают возможность изучать только мусковиты жильных тел и непосредственно прилегающих к ним крупнозернистых метасоматитов. Тонкозернистые гидротермалиты сложного состава оставались неизученными. Между тем сведения о составе минералов из этих пород в комбинации с данными по составу минералов в жильных телах дают возможность выяснить характер взаимодействия рудоносных растворов с вмещающими породами, оценить роль вмещающих пород в формировании месторождений и отложении рудного вещества. Техника микрозондового анализа позволила начать работы в этом направлении. Для изучения были выбраны относительно простые объекты с окологильной грейзеновой минерализацией, в которых, исходя из хорошо разработанных теоретических построений [14] и данных моделирующих экспериментов [7], ожидалось получение простых метасоматических колонок. Однако систематическое определение состава слюд даже в простейших биминеральных кварц-мусковитовых оторочках, развивающихся по однородным биотитовым среднезернистым гранитам, вскрыло весьма сложную картину. В кварц-мусковитовых оторочках состав мусковитов варьировал в широчайших пределах. В препарате кварц-мусковитового грейзена площадью порядка 1—2 см<sup>2</sup> можно было найти мусковиты с содержаниями железа от 2—3 до 12—15, магния от 0,1 до 1,4, натрия от 0,1 до 0,9, титана от 0,05 до 0,70—1,30% [13]. Последовательный анализ изменения состава слюд на разных расстояниях от жильного тела и особенно в зоне перехода грейзен — гранит выявил ряд неизвестных ранее фактов. Так, например, наблюдаемые вариации величины химического потенциала алюминия означают, что прямая пропорциональность содержаний двухвалентных катионов в мусковитах и минералообразующем растворе при формировании грейзенов нарушается и оценка концентраций этих элементов с помощью слюд в принципе становится невозможной.

Однако, анализируя полученный материал, удалось выделить группу слюд, названных слю-

дами неспецифического состава, которые кристаллизовались при вполне подвижном поведении большинства компонентов, в условиях выравненного химического потенциала алюминия. Сравнение составов слюд этой группы, расположенных на разном удалении от жильного тела, позволило установить преимущественно диффузионный характер взаимодействия раствора, формирующего жильное тело и породы. При исследовании на рентгеновском микроанализаторе JXA-5A удалось установить по постепенному изменению содержаний элементов в мусковитах, что из породы в сторону жильной полости выносятся натрий, магний, титан, а в грейзен привносится железо, концентрация которого в мусковитах жильного тела оказалась более высокой, чем в мусковитах грейзенов.

При изучении грейзенизации вблизи жил, залягающих в тонкозернистых апосланцевых ороговикованных породах, обнаружены другие закономерности. Они проявились в том, что изменение концентрации летучих элементов приводит к смене парагенетических ассоциаций и состава минералов в пределах окологильной метасоматической оторочки и контролирует миграционную способность ряда элементов, в частности железа и кальция, что и было обнаружено с помощью микроанализатора JXA-5A. Важность этого процесса в том, что железо и кальций являются в некоторых случаях осадителями рудного вещества, в частности анионных компонентов вольфрама, а очень высокая активность летучих препятствует проникновению в рудоносный раствор железа и кальция и задерживает рудоотложение, смеющая его в более высокие горизонты.

Таким образом, использование микрозондовой техники для изучения нерудных, в частности алюмосиликатных, минералов позволяет глубже понять процессы, протекающие при формировании рудных месторождений.

### IV. ГРАНАТЫ

В 1965 г. японский исследователь С. Банно [29] впервые наблюдал химическую зональность (неоднородность) гранатовых кристаллов при помощи рентгеновского микроанализатора. Широкое внедрение в практику петрологических работ этого метода изучения минералов неожиданно выявило крайне интересное свойство гранатовых кристаллов, не выявляемое обычными методами исследования. Оказалось, что химическая зональность гранатов метаморфических пород является правилом, а не исключением, как принималось ранее. Это доказанное многочисленными публикациями утверждение коренным образом изменяет представление о реальных масштабах химического равновесия в горных породах. Стало ясно, что во многих случаях химическое равновесие ограничено только об-

ластью находящихся в контакте минералов. Кроме того, химическая зональность гранатов вообще оказалась различной — прямой, обратной или сложной [1] и обладающей особенностями чертами строения в высоко- и низкотемпературных горных породах.

В гранулитовых высокотемпературных метаморфических комплексах ( $t > 650-700^{\circ}\text{C}$ ) химическая зональность гранатов проявлена обычно только по краям кристаллов, ядра гранатов, как правило, химически однородны (гомогенны). Это объясняется регрессивным генезисом такой зональности, связанной либо с региональной гранитизацией пород, либо просто с уходом теплового потока и постепенным остыванием ранее нагретых до высоких температур регионов.

В низкотемпературных метаморфических комплексах ( $t < 650^{\circ}\text{C}$ ) в гранатах обычно хорошо проявлена зональность роста: от центра кристалла к краям уменьшаются содержания одних компонентов и увеличиваются — других, что отличает «низкотемпературную» зональность от «высокотемпературной». Эту зональность удается объяснить определенными изохимическими реакциями, протекающими, как правило, вследствие повышения температуры. В низкотемпературных породах бывают также случаи сложной зональности гранатов — с резким изменением величины и знака градиентов концентраций компонентов в кристаллах [19]. Такая зональность может быть объяснена неоднократным вовлечением комплексов пород в новые этапы метаморфизма, различающиеся  $P$ - $T$ -параметрами.

Таким образом, рентгеновское микрозондирование гранатов дает качественно новую информацию петрологу. Открываются перспективы реставрировать историю метаморфизма, выявлять не только статику, но и динамику термодинамического процесса.

## V. МИНЕРАЛЫ СКАРНОВ

Возможности и преимущества рентгеновского микроанализа перед другими аналитическими методами можно рассмотреть на примере исследования скарново-магнетитовых месторождений Приморья.

На этих месторождениях неоднократно устанавливались повышенные содержания в рудах Sn и Zn при незначительном количестве самостоятельных минералов этих элементов. Микрозондовые исследования показали, что существенная часть Sn и Zn входит в состав магнетита в изоморфной форме. Одновременно с этими рудными компонентами в структуру магнетита входят также Mn и Mg, образуя редкую разновидность магнетита — Zn-Mg-содержащий марганцевый магнетит [5, 26]. Детальное изучение

руд с помощью микроанализатора позволило выявить новый изоморфный ряд от почти беспримесного магнетита до Zn-Mg-содержащего якосита ( $\text{MnO}$  23,  $\text{ZnO}$  4,  $\text{MgO}$  3 масс. %), причем Zn-Mg-якосит установлен впервые [5]. Содержание олова в магнетите достигает 0,5 масс. %

Часть олова, как определено с помощью микроанализатора, входит также в структуру граната, замещая кремний, с образованием редкой разновидности граната — оловосодержащего андрадита (до 2,17 масс. %  $\text{SnO}_2$ ) [6]. Таким образом, с помощью микроанализатора достоверно устанавливается минеральная форма полезных компонентов в рудах.

В этих скарнах было установлено также широкое развитие Cl-K-содержащего амфибола ряда гастингсит — феррогастингсит, считающегося редкой разновидностью амфибола. Содержание хлора в изученных амфибалах варьирует в пределах 0,46—2,68,  $\text{K}_2\text{O}$  — 2,62—4,21,  $\text{Na}_2\text{O}$  — 0,60—1,59 масс. %, причем хлор в зернах амфиболов распределен равномерно. При этом найдена корреляция содержаний хлора и суммарного железа. Анализ хлора химическим методом затруднителен, поэтому, возможно, редкость находок Cl-K-амфибола (в отличие от K-амфибола, распространенного довольно широко) связана не с ограниченным его распространением, а с затруднениями в анализе хлора, что еще раз свидетельствует о необходимости широкого использования локальных методов анализа.

Необходимо отметить, что в скарнах вследствие длительности и сложности процесса их формирования наблюдается неоднократная перекристаллизация пород и руд, что делает затруднительным (а порой и невозможным) исследование состава минералов, для которых часто характерны микронеоднородности и взаимопрорастания, без применения рентгеновского микроанализа. В этом случае тонкие минералогические и геохимические методы исследования позволяют уточнить схему стадийности формирования скарновых месторождений.

Приведенными примерами далеко не исчерпывается список работ, где применение электронно-зондового микроанализатора позволило разрешить сугубо геологические проблемы, открыть новые и редкие минералы или создать физико-химические модели распределений элементов. Очень много сделано в изучении минералов шпинелевой группы, в частности магнетита, С. А. Щекой — инициатором внедрения рентгеновского микроанализатора в ДВГИ [26—28, 31—34]. Широкие аналитические возможности РСМА позволили получить новые данные по таким минералам, как амфибол [30], кассiterит [17], силикатные минералы в бонините [2], полевой шпат [8], монтанит [9], гранаты [18, 20], бементит [10], хромшпинелиды [3], самородное тонкодисперсное золото [16],

минералы платиновой группы [4] и т. д. Все-го по результатам исследований, выполненных на рентгеновском микроанализаторе JXA-5A, опубликовано более ста работ; в приложении к данной статье приводится список редких разновидностей минералов, открытых при помощи РСМА в ДВГИ ДВНЦ АН ССР.

Перспективы дальнейшего развития микроАнализа видны в использовании более совершенных энергодисперсионных спектрометров, позволяющих резко увеличить надежность, например, силикатных анализов за счет одновременного получения информации о сигнале и фоне для исследуемых элементов, в применении скоростных управляющих и счетных ЭВМ, в улучшении оптических схем спектрометров и их количестве на микроанализаторе. Кроме

этого, представляет интерес дальнейшее увеличение стабильности электронного пучка при низких ускоряющих напряжениях и уменьшение диаметра зонда, совершенствование способов подготовки образцов для анализа и методов расчета концентраций по полученным относительным интенсивностям аналитических линий исследуемых элементов. Касаясь других методов исследования минералов, аналогичных по техническим возможностям РСМА, можно упомянуть создающиеся сейчас рентгенофлуоресцентный микрозонд и ионный микроанализатор, которые, обладая способностью работать с микрообъектами, имеют возможность определять кроме химического состава и другие физико-химические свойства исследуемых образцов.

## Приложение

### РЕДКИЕ РАЗНОВИДНОСТИ МИНЕРАЛОВ, ОБНАРУЖЕННЫЕ НА МИКРОАНАЛИЗАТОРЕ JXA-5A

1. Икунолит  $(Bi_{3,36}Pb_{0,50}Ag_{0,04}Fe_{0,05})_{3,92}(S_{2,77}Se_{0,09}\cdot Te_{0,22})_{3,08}$  [22].
2. Ряд лилианит — густавит  $(Bi_{2,02}Sb_{3,03})_{2,05}Pb_{3,33}\cdot Ag_{0,05}Se_{6,57}Te_{0,01}$  —  $(Bi_{2,86}Sb_{0,04})_{2,90}Pb_{0,95}Ag_{0,91}S_{5,61}$  [25].
3. Хейровскиит  $(Bi_{2,42}Sb_{0,01}Ag_{0,30}Pb_{5,27})_8(S_{8,80}Se_{0,08}\cdot Te_{0,01})_{8,89}$ .
4. Канниппарит  $(Bi_{5,88}Sb_{0,12})_6(Pb_{3,68}Fe_{0,06}Ag_{0,23})_{3,97}\cdot (S_{13,30}Se_{0,26}Te_{0,02})_{13,58}$  [24].
5. Зональные Se-содержащие герсдорфиты с высоким содержанием Co и Fe  $(Ni_{0,66}CO_{0,17}Fe_{0,17})_{1,00}(As_{1,02}\cdot S_{0,82}Se_{0,01})_{1,85}$  [23].
6. Оруэйт  $Bi_8S_4Te_{0,90}$ .
7. Грюнлигит  $(Bi_{3,38}Pb_{0,56}Sb_{0,01}Ag_{0,05})_4[(S_{2,67}Se_{0,08})\cdot Te_{0,86}]_{3,61}$ .
8. Берлит  $Bi_{3,00}Te_{2,53}$  и другие редкие сульфотеллуриды [15].
9. Редкий сульфид Os, Ru, Ir [4].
10. Икунолит  $Bi_{3,97}S_{3,03}$ .
11. Жозеит-М  $Bi_{3,80}Pb_{0,20}Te_{1,90}S_{2,10}$ .
12. Кан菲尔дит  $Ag_{7,67}Sn_{1,09}Te_{2,09}S_{4,21}$ .
13. Гессит  $Ag_{1,99}Pb_{0,01}Te_{1,00}$ .
14. Штютцит  $Ag_{4,95}Pb_{0,03}Te_{3,02}$  (В. И. Гвоздев, Г. Н. Степанов, И. М. Романенко. Тихоокеанская геол., 1982, № 5).
15. Гудмундит  $FeSbS$ .
16. Фрейбергит  $(Cu_{0,69}Ag_{0,24})_{9,93}(Cu_{0,00}^{2+}Fe_{1,89}\cdot Zn_{0,09})_{1,98}Sb_{4,05}S_{13,06}$ .
17. Фрейбергит  $(Cu_{1,27}^{1+}Ag_{8,73})_{10}(Cu_{0,26}^{2+}Fe_{2,24}\cdot Zn_{0,00})_{2,50}Sb_{4,14}S_{12,32}$  (В. И. Гвоздев, Г. Н. Степанов, И. М. Романенко, О. Л. Свешникова. Новые данные по минералам СССР, 1983).
18. Лайтакариит  $Bi_2Se_3$  (Г. Н. Степанов, В. И. Гвоздев, И. М. Романенко).
19. Джилукулит  $(Co_{0,54}Ni_{0,25}Fe_{0,22}As_{0,99}S_{1,01})$ .
20. Феррокобальтин  $(Co_{0,48}Ni_{0,08}Fe_{0,44}As_{0,97}S_{1,03})$ .
21. Линнеит  $(Co_{2,19}Ni_{0,43}Fe_{0,19}Cu_{0,21}S_{3,97})$ .
22. Карролит  $(Co_{2,30}Ni_{0,13}Fe_{0,06}Cu_{0,55}As_{0,01}S_{3,94})$ .
23. Сихнодимит  $(Co_{2,15}Ni_{0,36}Fe_{0,06}Cu_{0,40}As_{0,02}S_{4,01})$ .
24. Алтант (PbTe) (Н. С. Благодарева. В кн.: Геохимия вулкано-плутонических ассоциаций и эндогенные месторождения Дальнего Востока. Владивосток, ДВНЦ, 1977).
25. Джерфишерит  $K_{5,4}Fe_{18,2}Ni_{3,7}Cu_{4,9}Co_{0,2}S_{26}Cl$ .
26. Ca-К-игнит  $(K_{1,75}Na_{0,19}Ca_{1,90})_4(Mg_{3,22}Fe_{1,16}Cr_{0,20})_5\cdot [Si, AL, Mg]_{12}O_{30}$  (И. Н. Говоров, Н. С. Благодарева, Н. И. Кирихина. Докл. АН ССР, 1984, в печати).
27. Si-содержащий магнетит  $Mg_{0,02-0,24}Fe^{2+}_{0,78-0,97}\cdot Mn_{0,01-0,11}Al_{0,00-0,25}Si_{0,00-0,20}Fe^{3+}_{1,10-2,0}O_4$  [31].
28. Новый изоморфный ряд магнетит — Zn-Mg-якобсит  $(Fe_{0,991-0,038}^{2+}Mn_{0,090-0,708}Zn_{0,0-0,108}Mg_{0,0-0,153})\cdot (Fe_{2,00-1,996}^{3+}Al_{0,0-0,004}Sn_{0,0-0,007})O_4$  [5].
29. Оловосодержащий андрадит  $(Ca_{2,915}Mg_{0,026}\cdot Mn_{0,072})(Fe_{1,981}^{3+}Al_{0,005})(Si_{2,930}^{4+}Sn_{0,072})O_{12}$ .
30. Cl-K-амфибол  $[Ca_{1,68}Na_{0,31}K_{0,63}]_{3,00}[Fe^{2+}_{3,30}Fe^{3+}_{0,60}\cdot Mg_{0,37}Mn_{0,12}]_{5}[Si_{6,30}Al_{1,96}Ti_{0,04}I_8O_{20,94}(Cl_{0,76}OH_{3,30})]$ .
31. Гидрогетеролит  $Zn_{2,07}Fe^{2+}_{0,03}Mn_{3,7}^{3+}Si_{0,16}O_8\cdot nH_2O$  [4].
32. Редкие платиноиды ряда лаурита  $(Rn_{0,682}Os_{0,247}I_{0,109})_{1,038}S_{1,960}$ .
33. Самородные платиноиды типа осмистого иридия с рутением  $Os_{0,426}Ir_{0,431}Ru_{0,143}$ .
34. Вайраут  $Fe_{0,548}Co_{0,448}Ni_{0,004}$  (С. С. Зимин, А. Г. Грановский и др. ДАН ССР, 1982, т. 264, № 2).
35. Zn-шпинель (ганит)  $(Zn_{0,80}Fe_{0,15}Mg_{0,05})Al_2O_4$  (А. С. Вах, В. И. Сапин. ДАН ССР, 1982, т. 264, № 5).
36. Иорданит  $Pb_{5,00}(As_{1,93}Sb_{0,07})_{2,00}S_{80,2}$ .
37. Bi-содержащий менегенит  $Cu_{0,72}Pb_{13,03}(Sb_{5,80}\cdot Bi_{1,61})_{7,41}S_{23,84}$  (А. С. Вах, В. И. Сапин).
38. Zn-Fe-содержащая сурьямяная сульфосоль серебра (В. В. Иванов, В. И. Таксаев).
39. Необычный сульфоантимонит свинца и серебра

- $\text{Ag}_1\text{Pb}_2(\text{Sb}, \text{As})_{11}\text{S}_{24}$  (В. И. Сапин, В. П. Молчанов).  
 40. Сурьмянистое золото  $\text{Au}_{0.96}\text{Sb}_{0.05}$ .  
 41. Сульфоантимонит свинца и серебра  $\text{Ag}_{1.04}\text{Pb}_{8.91} \cdot \text{Sb}_{6.05}\text{S}_{18.96}$ .  
 42. Сульфид железа и серебра ( $\text{Fe}_{0.93}\text{Ag}_{0.23}$ ) S (В. Т. Казаченко и др. Amer. Miner., 1979, v. 64, N 3, 4).  
 43. Теллурит висмута и свинца ( $1.16\text{Bi}_2\text{O}_3 \cdot 0.50\text{PbO} \cdot 0.30\text{CaO}$ ) ( $1.87\text{Fe}_2\text{O}_3$ )  $\cdot n\text{H}_2\text{O}$ .

## ЛИТЕРАТУРА

1. Авченко О. В. Петрогенетическая информативность гранатов метаморфических пород. М.: Наука, 1982.
2. Высоцкий С. В., Пущин И. И. и др. Первая находка оливинового бонинита в желобе Тонга.—ДАН СССР, 1983, т. 271, № 1.
3. Грановский А. Г., Гуляева Т. Я. Хромшпинелиды ветвейской группы гипербазитовых массивов.—Геол. и геофиз., 1981, № 6.
4. Грановский А. Г., Зимин С. С. и др. Редкий сульфид Os, Ru, Ir.—ДАН СССР, 1982, т. 267, № 5.
5. Гуляева Т. Я., Щека С. А. О редкой Zn—Mg-марганцевой разновидности магнетита.—ДАН СССР, 1982, т. 267, № 6.
6. Гуляева Т. Я. Оловосодержащий анадрадит Белогорского месторождения (Приморье).—Тихоокеанская геол., 1982, № 5.
7. Зарайский Г. П., Шаповалов Ю. Б., Беляевская О. Н. Экспериментальное исследование кислотного метасоматоза. М.: Наука, 1981.
8. Иванова В. Л., Щека С. А. и др. Мегакристы калиево-натриевых полевых шпатов в щелочных базальтах Приморья.—В кн.: Минералы — индикаторы петрогенезиса. Владивосток, 1980.
9. Казаченко В. Т., Фатьянов И. И., Чубаров В. М. О находке свинецсодержащей разновидности монтанита.—ДАН СССР, 1980, т. 255, № 4.
10. Казаченко В. Т., Цейтлин Н. Ю. и др. О находке железо-марганцевого аналога белиндита.—ДАН СССР, 1979, т. 249, № 3.
11. Казаченко В. Т., Сапин В. И., Чубаров М. В. Изоморфизм в оловяносном спессартине в связи с условиями его формирования.—Тез. докл. V Всесоюз. симпозиума по проблеме изоморфизма. Черноголовка, 1981.
12. Коренбаум С. А. Типоморфные особенности мусковитов и геохимический режим формирования рудных тел кварц-вольфрамовой формации.—В кн.: Научные основы и практическое использование минералов. М.: Наука, 1980.
13. Коренбаум С. А., Буцик Л. А. и др. Минеральный состав и некоторые аспекты генезиса вольфрамитового месторождения Люнг Мыой.—Геол. рудн. месторожд., 1983, № 6.
14. Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982.
15. Литаврина Р. Ф., Романенко И. М., Чубаров В. М. О селене и теллуре в рудах Высокогорского месторождения.—В кн.: Минералогия и геохимия оловорудных месторождений. Владивосток, 1979.
16. Миронов А. Г., Иванов В. В., Сапин В. И. Исследование распределения тонкодисперсного золота в рудах с помощью авторадиографии.—ДАН СССР, 1981, т. 259, № 5.
17. Осинова Г. А., Азарова Л. И. и др. Хромит и минералы титана в кассiterите оловорудных месторождений.—ДАН СССР, 1982, т. 266, № 2.
18. Панченко И. В., Чубаров В. М., Шульдинер В. И. Эволюция гранатов и возрастные соотношения метапелитовых гнейсов на северо-западе Становой области (бассейн Нюкки).—ДАН СССР, 1981,
44. Свинецсодержащий монтанит ( $0.78\text{Bi}_2\text{O}_3 \cdot 0.35\text{PbO} \cdot 0.09\text{CaO}$ ) ( $\text{TeO}_3$ )  $\cdot n\text{H}_2\text{O}$  [9].
45. Слоистый силикат ( $\text{Fe}_{1.93}\text{Mg}_{1.07}\text{Mn}_{0.78}\text{Ca}_{0.22} \cdot \text{K}_{0.02} \cdot 4.02\text{Si}_{3.98}\text{O}_{9.97} \cdot n\text{H}_2\text{O}$  [30].
46. Оловяносный спессартин.
47. Магнезиальный родонит ( $\text{Mn}_{0.50}\text{Mg}_{0.20}\text{Fe}_{0.15}\text{Ca}_{0.15}$ )  $\cdot \text{SiO}_3$  [11].

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 549.352

*B. K. Финашин*

**РЕДКИЕ МИНЕРАЛЫ ЛИЛЛИАНИТОВОЙ ГОМОЛОГИЧЕСКОЙ СЕРИИ  
В СУЛЬФИДНЫХ РУДАХ СИЛИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**  
(Приморье)

Рассмотрены условия нахождения и минеральный состав редкой ассоциации минералов лиллианитовой гомологической серии, включающей густавит, викингит, урейит, свинцовый матильдит. Сообщается ре-

зультаты микрозондовых определений химического состава, измерений спектров отражения и микротвердости минералов.

При минералогических исследованиях сульфидных руд южного участка Силинского олововорудного месторождения в Кавалеровском рудном районе Приморья были установлены микроскопические включения висмутовых сульфидов и висмута самородного. Детальное их изучение с применением электронного зонда показало, что сульфиды висмута представлены редкой ассоциацией серебро-свинцово-висмутовых сульфосолей, отвечающих по химическому составу близким к густавиту членам ряда лиллианит — густавит, викингиту, урейиту и свинцовому матильдиту. Эти минералы, согласно работам Е. Маковицкого и С. Каруп-Мюллера [9], относятся к лиллианитовой гомологической серии.

Микроскопические выделения исследованных серебро-свинцово-висмутовых сульфидов встречены в отдельных образцах сульфидных руд зоны Параллельной. Рудное тело представлено кругопадающей минерализованной зоной дробления субширотного простиляния, залегающей в терригенных песчано-сланцевых осадочных породах юрского возраста. Минерализованная зона мощностью до 2—2,5 м состоит из хлоритизированных обломков вмещающих пород, сцементированных сульфидными рудами. Руды сложены преимущественно марматитом, пирротином и подчиненными им халько-пиритом, галенитом, пиритом и арсенопиритом. Нерудные минералы представлены кварцем и железистым хлоритом. Минерализованные породы с хлорит-сульфидными рудами пересекаются кварцевой жилой с касситеритом, а в местах ее расщепления тонкими кварцевыми и флюорит-кальцитовыми прожилками с касситеритом.

Серебро-висмутовая минерализация проявлена спорадически в отдельных участках рудного тела, характеризующихся повышенным содержанием арсенопирита, образующего метакристаллы с включениями висмута самородного и висмутовых сульфидов. Наиболее часто агрегатные скопления висмутовых сульфидов размером до десятых долей миллиметра отмечаются на границе метакристаллов арсенопирита с пирротином и халькоциритом. Включения висмутовых минералов наблюдались также в сфалерите и реже в пирротине, халькоциrite и кварце.

Из минералов висмута установлены висмут самородный, густавит, викингит, урейит, мало-свинцовистый и высокосвинцовистый матильдит, жозеит-А, а также селенистая сульфосоль висмута (селенистый викингит?). В срастании с ними наблюдались теллуристый кан菲尔дит, серебро самородное, висмут- и серебросодержащий галенит. Как правило, серебро-свинцово-висмутовые сульфосоли образуют пластинчатые и микрозернистые срастания, состоящие из 2—3 фаз, принадлежащих различным минералам лиллианитовой гомологической серии (рис. 1—3).

Химический состав и кристаллохимические формулы минералов лиллианитовой гомологической серии и находящихся с ними в тесных срастаниях галенита, жозеита-А и теллуристого кан菲尔дита приведены в табл. 1.

Густавит образует удлиненно-призматические зерна размером до  $0,025 \times 0,05$  мм. Индивиды густавита, как правило, образуют совместные сростки с урейитом, викингитом, матильдитом, серебро- и висмутосодержащим галенитом. Отмечены микросрастания густавита



Рис. 1. Формы выделений минералов лиллианитовой гомологической серии.

1 — густавит, 2 — викингит, 3 — тонкозернистое срастание висмута самородного и серебро-свинцово-висмутовых сульфидов, 4 — касситерит, 5 — арсенопирит, 6 — халькопирит, 7 — пирротин. Анишлиф Ф-834-1-4, николи +, увел. 200.

с теллуристым кан菲尔дитом, а также срастания с жозеитом-А и висмутом самородным. В агрегатных скоплениях серебро-свинцово-висмутовых сульфидов наблюдаются корродированные включения зерен халькопирита, пирротина и касситерита.

Густавит в отраженном свете белый, близкий по отражению к галениту, со средней силой анизотропии, двоупражнение слабое, заметное только в иммерсии. Спектральная кривая отражения характеризуется постепенным уменьшением отражения с увеличением длины волны в коротковолновой и средней части спектра (табл. 2) и почти постоянной ее величиной в области длинных волн. Микротвер-

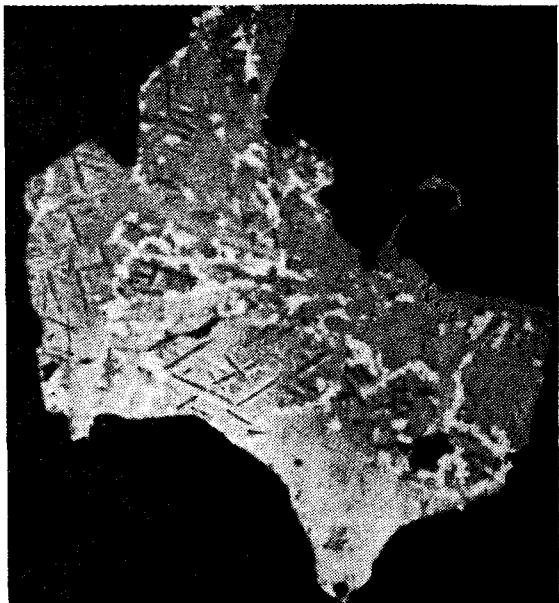


Рис. 3. Выделения галенита (белое) и решетчатые вrostки свинцового матильдита (темно-серое) в матрице урейита (серое). Снято в отраженных электронах. JXA-5A, увел. 200, обр. Ф-834-1-9.

дость\* колеблется от 1,67 до 2,29 ГПа (среднее из 10 замеров 1,83 ГПа).

По данным расчета степени замещения свинца серебром и висмутом (см. табл. 1) в густавите содержится от 85 до 94 мол. % густавитового минала, т. е. по химическому составу он близок к конечному серебряному члену ряда твердых растворов лиллианит — густавит.

Викингит находится в сростках с густавитом и другими минералами лиллианитовой гомологической серии. Зерна его, размером от тысячных до сотых долей миллиметра, имеют призматические и ромбовидные очертания.

В отраженном свете викингит галенитово-белый, слабо анизотропный, двоупражнение не заметно. Отражение викингита (см. табл. 2), определенное на наиболее крупном зерне, пригодном для количественных измерений, вполне сопоставимо с данными, сообщаемыми Вендлер-Зацем, Каруп-Мюллером, Лопец-Солером [11]. Однако в нашем случае установлена несколько большая величина разности минимального и максимального отражений. Микротвердость по единичному замеру составляет 1,60—1,74 ГПа.

Викингит известен в Ивигтуте (Гренландия), где он находится в парагенезисе с густавитом, козалитом и галенитом [8]. На этом материале

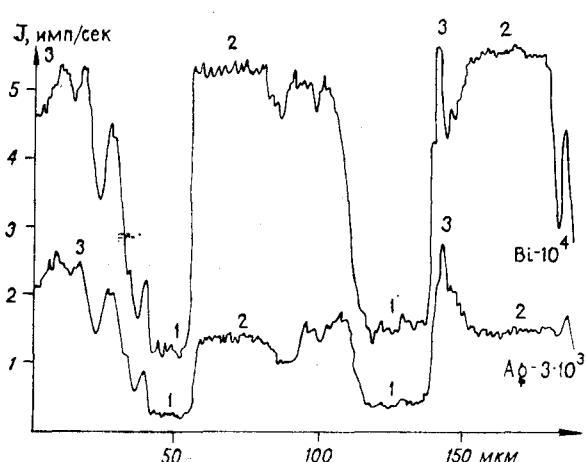


Рис. 2. Концентрационный профиль через участок галенита (1) с выделениями урейита (2) и свинцового матильдита (3).

\* Величина микротвердости, приводимая в работе, измерена на микротвердометре ПМТ-3, тарированном по NaCl, нагрузка 20 г, время погружения индентора 5 с.

Таблица 4

Химический состав минералов лиллианитовой гомологической серии, галенита, жозенита-А и телуристого кан菲尔дита

Номер	Образец	Содержание, масс. %						N	$\frac{\text{AgBi}}{\text{моль. \%}}$	Кристаллохимическая формула
		Ag	Pb	Bi	Sb	S	Se	Te	Сумма	
1	Φ-838-3-3	7,5	22,7	49,9	0,2	16,5	—	0,5	97,3	85,34
2	Φ-834-1-4	8,9	24,4	52,8	2,0	16,8	0,4	Не обн.	102,3	94,62
3	Φ-834-4-3	9,4	23,7	45,9	6,2	17,1	0,2	0,1	102,6	88,62
4	Φ-834-4-4	10,4	25,0	46,2	2,7	17,1	0,2	0,1	101,7	80,42
5	Φ-834-1-4	10,6	20,3	47,0	1,8	16,7	0,4	Не обн.	96,8	87,97
6	Φ-838-3-3	4,7	44,7	35,8	0,4	13,3	4,3	0,3	100,5	39,18
7	Φ-834-1-6	11,5	33,3	36,0	2,3	15,9	0,3	Не обн.	99,3	64,30
8	Φ-834-1-9	12,7	34,9	37,1	4,5	15,6	0,4	»	99,2	66,53
9	Φ-834-4-5	13,0	30,2	41,7	0,6	15,8	0,4	0,1	101,8	69,82
10	Φ-834-1-4	14,0	27,6	42,7	1,4	16,5	Не опр.	Не опр.	101,9	74,04
11	Φ-838-3-3	15,2	38,6	30,1	—	15,1	—	—	99,0	(Ag <sub>0,59</sub> Pb <sub>0,79</sub> Bi <sub>0,61</sub> ) <sub>1,99</sub> S <sub>2</sub>
12	Φ-834-1-9	15,6	33,6	32,5	2,3	15,5	0,2	0,1	99,8	(Ag <sub>0,60</sub> Pb <sub>0,67</sub> Bi <sub>0,64</sub> Sb <sub>0,08</sub> ) <sub>1,99</sub> (S <sub>1,99</sub> Se <sub>0,01</sub> ) <sub>2,00</sub>
13	Φ-838-3-4	19,6	20,5	45,6	—	15,9	—	—	101,6	(Ag <sub>0,73</sub> Pb <sub>0,40</sub> Bi <sub>0,88</sub> ) <sub>2,01</sub> S <sub>1,99</sub>
14	Φ-838-3-3	23,4	17,0	44,3	0,9	16,5	—	—	102,4	(Ag <sub>0,84</sub> Pb <sub>0,32</sub> Bi <sub>0,82</sub> Sb <sub>0,03</sub> ) <sub>2,01</sub> S <sub>1,99</sub>
15	Φ-838-3-2	25,4	7,1	53,6	0,3	15,6	4,3	Не обн.	103,0	(Ag <sub>0,91</sub> Pb <sub>0,13</sub> Bi <sub>1,00</sub> Sb <sub>0,01</sub> ) <sub>2,05</sub> (S <sub>1,89</sub> Se <sub>0,06</sub> ) <sub>1,95</sub>
16	Φ-834-4-3	3,4	73,9	6,8	Не опр.	13,2	0,3	0,1	98,5	(Ag <sub>0,07</sub> Bi <sub>1,08</sub> Pb <sub>0,85</sub> ) <sub>1,00</sub> (S <sub>0,98</sub> Se <sub>0,01</sub> ) <sub>0,99</sub>
17	Φ-838-3-2	Не обн.	0,8	82,8	Не обн.	6,5	—	10,4	100,2	Bi <sub>4,07</sub> Pb <sub>0,04</sub> S <sub>2,08</sub> Te <sub>0,81</sub>
18	Φ-838-3-1	62,5	0,8	—	—	9,6	—	—	18,8	Ag <sub>7,88</sub> Pb <sub>0,05</sub> Sn <sub>1,00</sub> S <sub>4,07</sub> Te <sub>2,00</sub>

Признаки. 1—3 — густавит, 4, 5 — винкингит, 6 — селенистый винкингит (?), 7—10 — уренийт, 11—15 — матильдигит, 16 — галенит, 17 — жозенит-А, 18 — телурист, кан菲尔дит. Анализы минералов выполнены В. И. Таскаевым и Р. М. Чубаровым на электронном зонде JXA-5A в ДВГИ ДВНЦ АН ССР. Условия съемки: установочное напряжение 25кВ, диаметр зонда 1—2 мк, атомные PbS, Ag, Bi<sub>2</sub>S, CuSb<sub>2</sub>, CdTe, ZnSe, SnO<sub>2</sub>, Fe<sub>3</sub>S. Расчет кристаллических формул минералов лиманитовой серии произведен исходя из соотношений атомных количеств Ag : (Bi + Sb) : Pb. N — число октаэдров (толщина галенитоподобного слоя) в структуре минерала, определено из данных химического анализа по соотношению атомных количеств Ag : Bi : Pb [9]; AgBi, моль. % — содержание серебро-цинкового компонента.

Таблица 2

## Дисперсия отражения минералов лиллианитовой гомологической серии

Образец	Минерал	Показатель отражения	Отражение (%) для различных длин волн (нм)													
			460	480	500	520	540	560	580	600	620	640	660	680	700	
Ф-834-1-1	Густавит	Rg'	48,5	48,4	47,6	47,2	46,2	45,8	45,3	45,0	44,5	44,5	44,3	44,3	44,6	44,5
		Rp'	44,8	44,3	43,5	43,0	42,4	42,1	41,8	41,6	41,2	41,2	40,9	40,8	40,9	40,5
Ф-834-1-4	Викингит	Rg'	46,5	46,2	45,7	45,2	44,6	44,3	43,9	43,8	43,4	43,4	43,3	43,0	43,2	43,0
		Rp'	44,1	43,8	43,7	43,3	42,9	42,7	42,2	42,0	41,7	41,7	41,5	41,3	41,3	41,0
Ф-834-1-6	Урейит	Rg'	48,1	47,1	46,3	45,5	44,8	44,5	43,9	43,8	43,4	43,4	43,3	43,2	43,3	43,1
		Rp'	45,6	44,7	44,0	43,4	42,6	42,4	41,8	41,7	41,2	41,3	41,3	41,1	41,3	41,2
Ф-838-3-2	Свинцовистый матильдит	Rg'	46,7	47,0	47,0	47,0	46,9	46,8	46,5	46,4	46,0	46,2	46,1	45,9	46,1	45,8
		Rp'	43,8	43,9	43,8	43,7	43,6	43,5	43,4	43,3	42,9	43,0	43,0	42,9	43,1	43,0

Примечание. Отражение измерено на установке МСФ-10, объектив 21\*, эталон — кремний, измеряемый спектральный интервал 6 нм.

С. Каруп-Мюллером [8] определены химический состав, структура и физические свойства викингита. Исследованный нами минерал, судя по химическому составу (см. табл. 1), относится к викингиту, но отличается от викингита из Ивигтуа большим содержанием серебра и соответственно большей степенью замещения свинца серебром и висмутом (молекулярный % серебро-висмутового минала в викингите из Ивигтуа согласно расчетам С. Каруп-Мюллера [8] колеблется от 66,8 до 73, а для двух измеренных зерен в наших образцах составляет соответственно 80,1 и 88,0).

Близкий по составу к викингиту (фаза 2) минерал из трехфазного сростка с густавитом и трешуритом в галените описан Д. О. Онтоевым с соавт. [4] из Кти-Теберды. Его состав

(рис. 4) отличается значительно меньшим содержанием серебра (42,4 мол. % серебро-висмутового минала), чем образцы из Ивигтуа и Силинского месторождения.

Селенистый викингит? установлен среди микровключенияй висмутовых минералов в сфалерите. Эта разновидность по химическому составу соответствует викингиту (см. табл. 1), но отличается от других известных фаз этого минерала наименьшей серебристостью и значительной примесью селена, замещающего серу (см. табл. 1, ан. 6).

Таким образом, наши данные, а также результаты анализов С. Каруп-Мюллера [8] и Д. О. Онтоева с соавт. [4] указывают на существование фаз викингита со значительными вариациями состава (от 39,2 до 88,0 мол. % конечного серебряного члена намечающегося викингитового ряда твердых растворов).

Урейит наблюдается в совместных сростках с густавитом, матильдитом и галенитом (см. рис. 2, 3). Он образует призматические зерна и неправильной формы выделения размером от  $0,02 \times 0,05$  до  $0,02 \times 0,1$  мм.

В отраженном свете урейит галенитово-белый, слабо анизотропный, двутретражие не заметно. Показатели отражения (см. табл. 2) практически совпадают с викингитом, лишь в коротковолновой области спектра наблюдается более крутой рост величины отражения с уменьшением длины волны падающего света\*. Микротвердость (8 замеров) колеблется от 1,54 до 1,74 ГПа.

Анализ данных по физическим свойствам урейита, викингита и густавита подтверждает вывод Вендрелл-Запа с соавт. [11], что по величине микротвердости и отражательной спо-



Рис. 4. Положение минералов лиллианитовой гомологической серии на диаграмме Ag—Bi—Pb.

1 — теоретический состав, 2—6, 10 — минералы Силинского месторождения: 2 — густавит, 3 — викингит, 4 — урейит, 5 — свинцовый матильдит, 6 — галенит, 7 — викингит [8], 8 — викингит [4], 9 — урейит [8], 10 — селенистый викингит (?).

\* Количественная характеристика отражения и микротвердости урейита приводится впервые.

собности минералы лиллианитовой гомологической серии весьма сходны, и надежная их идентификация возможна только на основании определения состава на электронном микронализаторе и расчета рентгенограмм.

По химическому составу урейит Силинского месторождения близок урейиту из рудника Олд Лаут, Урей, Колорадо, США (см. рис. 4), единственного известного ранее места нахождения этого минерала [8]. Пределы колебаний состава урейита из Силинского месторождения характеризуются вариациями содержаний серебро-висмутового компонента от 64,3 до 74,04 мол. %, при колебаниях средней толщины октаэдрического слоя  $N$  от 9,90 до 10,32 (см. табл. 1), урейит из Олд Лаут содержит 69,8 мол. % серебро-висмутового минала при средней толщине октаэдрического слоя 9,92 [8].

**Плюмбоматильдит.** Свинцовый матильдит или плюмбоматильдит является одним из наиболее распространенных серебро-свинцово-висмутовых сульфидов в исследованных рудах. Он ассоциируется с густавитом, викингитом, урейитом и галенитом. Плюмбоматильдит чаще всего образует тонкорешетчатые структуры, состоящие из пересекающихся систем тонкопризматических зерен в густавите, урейите (см. рис. 3) и галените. Толщина призматических зерен не превышает тысячных долей миллиметра. Более крупное выделение низкосвинцовистого  $\alpha$ -матильдита, пригодное для оптических измерений количественными методами, наблюдалось в виде включения в сфалерите в срастании с висмутом самородным и серебром.

В отраженном свете матильдит белый, умеренно анизотропный, без заметного двоупрражнения. Отражение (см. табл. 2) близко данным, сообщенным для матильдита Харрисом и Торпом [6]. По характеру спектральной кривой отражения с очень медленным спадом величины отражения по мере возрастания длины волны падающего света, матильдит резко отличается от других членов лиллианитовой гомологической серии. Микротвердость низкосвинцовистого матильдита колеблется от 0,85 до 1,26 ГПа, что несколько превышает литературные данные для чистого матильдита [1].

Химический состав исследованных матиль-

дитов (см. табл. 1) характеризуется присутствием переменного количества свинца, что отличает их от описанных в литературе. Соотношение атомных количеств висмута, свинца и серебра в составе минералов этого ряда хорошо согласуется с принятой для минералов лиллианитовой гомологической серии схемой изоморфного замещения  $2\text{Pb}^{2+} \rightleftharpoons \text{Bi}^{3+} + \text{Ag}^+$  [9]. Из экспериментальных работ, посвященных исследованиям в системе  $\text{PbS}-\text{Ag}_2\text{S}-\text{Bi}_2\text{S}_3$  [3, 5, 7, 10, 12], известно, что в высокотемпературной области (выше 195–250°C) наблюдается непрерывный ряд твердых растворов между галенитом и кубической модификацией матильдита ( $\beta$ -матильдитом). В низкотемпературной области происходит переход кубической  $\beta$ -формы в ромбическую ( $\alpha$ -матильдит) и распад твердого раствора с обособлением в самостоятельные фазы галенита и  $\alpha$ -матильдита, образующих часто своеобразные решетчатые и субграфические срастания. Вместе с тем следует подчеркнуть, что для промежуточных членов ряда  $\text{AgBiS}_2-\text{PbS}$ , выделяемых в качестве вероятных самостоятельных минералов [2], нет достаточных сведений, и, как отмечает С. Н. Ненашева [3], даже их существование часто ставится под сомнение.

Полученные нами материалы о составе низкотемпературных анизотропных фаз системы  $\text{PbS}-\text{AgBiS}_2$  с переменным содержанием свинца (см. табл. 1, ан. 11–15, рис. 4) подтверждают представления о существовании в природе промежуточных членов ряда галенит — матильдит с содержанием свинца до 40 ат. % (см. табл. 1, ан. 11). Со стороны галенита, в свою очередь, устанавливается, по-видимому, непрерывный ряд твердых растворов  $\beta$ -матильдита в галените, определяющий существование серебро- и висмутсодержащих галенитов с соотношением атомных количеств висмута и серебра, близких к 1:1. Подобные галениты (матильдогалениты, по А. А. Годовикову [2]) могут содержать до 15 мол. % и более  $\text{AgBiS}_2$ .

Учитывая характер изоморфных замещений  $2\text{Pb} \rightleftharpoons \text{Bi} + \text{Ag}$ , для свинецсодержащих матильдитов может быть предложена общая формула состава  $\text{Ag}_x\text{Bi}_y\text{Pb}_{2-(x+y)}\text{S}_2$ , по которой хорошо рассчитывается и состав матильдогаленита.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Безсмертная М. С., Чувилева Т. Н. и др. Определение рудных минералов в полированных шлифах по спектрам отражения и твердости. М.: Недра, 1973.
2. Годовиков А. А. Висмутовые сульфосоли. М.: Наука, 1972.
3. Ненашева С. Н. Экспериментальное исследование природы примесей серебра, сурьмы и висмута в галените. Новосибирск: Наука, 1975.
4. Онтоев Д. О., Дружинин А. В. и др. Минералы ряда густавит — лиллианит Кти-Тебердинского месторождения (Северный Кавказ). — Зап. ВМО, 1980, ч. 109, вып. 3.
5. Craig J. R. Phase relations and mineral assemblages in the  $\text{Ag}-\text{Bi}-\text{Pb}-\text{S}$  system. — Miner. Dep., 1967, v. 1, N 4.
6. Harris D. C., Thorpe R. J. New observations on matildite. — Canad. Miner., 1969, v. 9, N 5.
7. Hoda S. N., Chang L. L. Y. Phase relations in systems  $\text{PbS}-\text{Ag}_2\text{S}-\text{Sb}_2\text{S}_3$  and  $\text{PbS}-\text{Ag}_2\text{S}-\text{Bi}_2\text{S}_3$ . — Amer. Miner., 1975, v. 60, N 5–6.
8. Karup-Møller S. Mineralogy of some  $\text{Ag}-(\text{Cu})-$

- Pb—Bi sulphide associations.— Geol. Soc. Denmark Bull., 1977, v. 26.
9. Makovicky E., Karup-Møller S. Chemistry and crystallography of the lillianite homologous series.— N. Jb. Miner. Abh., 1977, Bd 131, H. 1.
  10. Van-Hook H. J. The ternary system Ag<sub>2</sub>S—Bi<sub>2</sub>S<sub>3</sub>—PbS.— Econ. Geol., 1960, v. 55, N 4.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР,  
Владивосток

11. Vendrell-Saz M., Karup-Møller S., Lopez-Soler A. Optical and mikrohardness study of some Ag—Cu—Pb—Bi sulphides.— N. Jb. Miner. Abh., 1978, Bd 132, H. 1.
12. Wernick J. H. Constitution of the AgSbS<sub>2</sub>—PbS, AgBiS<sub>2</sub>—PbS, AgBiS<sub>2</sub>—AgBiS<sub>2</sub> systems.— Amer. Miner., 1960, v. 45, N 5—6.

Поступила в редакцию  
2 апреля 1984 г.

УДК 553.44.078:551.72

Т. А. Денисова

## ОСОБЕННОСТИ ПРОТЕРОЗОЙСКОГО СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ СТРАТИФОРМНОГО ТИПА В ТИХООКЕАНСКОМ ПОЯСЕ И ЕГО ОБРАМЛЕНИИ

На основании анализа и критического разбора литературных источников по крупнейшим стратиформным свинцово-цинковым месторождениям Австралии и

Среди промышленных свинцово-цинковых месторождений, развитых в Тихоокеанском поясе и его обрамлении, привлекают к себе внимание протерозойские стратиформные месторождения Австралии (Мак-Артур, Маунт-Айза, Хилтон) и Канады (Салливан), которые по запасам и концентрации главных рудных минералов свинца и цинка принадлежат к крупнейшим в мире. На основании литературных данных о геологическом строении, стратиграфическом положении, составе и строенииrudовмещающих толщ, характере оруденения этих месторождений систематизированы их характерные особенности, которые могут служить поисковыми признаками.

Анализ литературных данных показал, что стратиформные свинцово-цинковые месторождения редки и скучны в породах старше 1700 млн. лет, хотя, по данным Р. Фолинси [6], свинец все же встречается во второстепенных стратиформных месторождениях более древнего возраста. Крупные свинцово-цинковые месторождения стратиформного типа в Тихоокеанском поясе и его обрамлении (с содержанием свинца более 5% и свинца и цинка более 7%) приурочены к породам определенного возрастного интервала от 1650 до 1200—900 млн. лет и сосредоточены в позднепротерозойских терригенных образованиях.

Рассмотренные месторождения размещены в тектонически разнородных элементах земной коры континентального типа. Месторождение Мак-Артур расположено во впадине платформенного чехла [13, 25]. Месторождения Маунт-Айза и Хилтон развиты в складчатой зоне

Северной Америки приводятся их характерные особенности, которые могут служить поисковыми признаками.

Маунт-Айза, которая частично образовалась на окраинной части протерозойского континента, частично — на коре переходного или океанического типа и в своем развитии испытала рифтогенный режим [3, 9, 11, 14, 19, 26]. Рудоконцентрирующая структура приурочена к той части складчатой зоны, которая сформировалась на коре континентального типа. Месторождение Салливан размещено в миогеосинклинальной зоне, заложившейся на краю континентальной платформы [15, 18, 21].

Месторождения представлены серебро-свинцово-цинковыми рудами сульфидного типа и сосредоточены на небольших площадях. Сульфидные рудные тела выступают в виде как массивных, так и стратифицированных (Салливан) либо только стратифицированных (Мак-Артур и Маунт-Айза) образований с текстурами, свойственными осадочным породам (тончайшее, иногда ленточное, переслаивание рудных слойков с безрудными либо с аргиллитами с малым количеством рудного вещества, нередко со следами подводного оплыивания и оползания, с текстурами нагрузки, иногда с градационной слоистостью в односантиметровом слойке, в котором руда располагается в его основании).

Независимо от того, затронуты месторождения (Салливан, Маунт-Айза) или не затронуты (Мак-Артур) метаморфическими, дислокационными и другими преобразованиями, они несут в себе также и черты, указывающие на эпигенетический характер оруденения. Эти черты месторождения приобрели в результате многостадийного формирования, как и в случае

со свинцово-цинковыми месторождениями в карбонатных формациях [10].

Распространенные на небольших узких, но протяженных площадях рудовмещающие осадочные толщи измеряются несколькими километрами. Рудоносная серия Маунт-Айза, например, заключенная в поясе максимальной ширины около 15 км (от 3 до 8 миль) и длины до 70 км (35 миль), имеет мощность около 5 км.

Рудовмещающие толщи составляют своеобразный комплекс преимущественно терригенных пород, среди которых основная роль принадлежит тонкослоистым пелитам и алевритам с подчиненным количеством химических и органических осадков.

Повышенные концентрации свинца и цинка, приуроченные не ко всем тонкослоистым и тонкозернистым осадочным породам верхнего протерозоя, а к тем из них, которые обогащены углеродистым и пиритовым веществом, неизменно сопровождаются карбонатным компонентом и имеют в пределах разрезов ограниченный стратиграфический интервал [11, 13, 15]. Сочетание пирита, глинистого и углеродистого вещества, как показали исследования по накоплению современных металлоносных осадков, не случайно: их содержание находится в строгой зависимости друг от друга [7, 16].

Количество карбонатных пород в рудовмещающих толщах разных месторождений различно. Их содержание обусловлено главным образом палеогеографической обстановкой седиментационного бассейна. В стратиграфическом разрезе месторождения Салливан карбонатов мало [15]. На австралийских месторождениях аргиллиты и алевролиты, в которых руды являются их частью в виде слойков, пальцеобразно сменяются по латерали карбонатными породами, особенно доломитами, которых больше всего в Мак-Артуре, где они пространственно тяготеют к разломам [11, 19, 25].

В австралийских месторождениях среди отложений, непосредственно подстилающих рудовмещающие толщи, наблюдаются эвапориты [20, 24]. Кроме того, рудовмещающие толщи содержат вулканогенный компонент в виде туфов либо туфогенного материала, благодаря чему некоторые слои осадочных пород имеют повышенное содержание  $K_2O$ . Например, содержание последней в минерализованных аргиллитах Мак-Артур равно 8,48% в пересчете без сульфидов [13].

Рудовмещающие отложения на всех месторождениях сопровождаются конседиментационными брекчиями, обломки в которых принадлежат вмещающим породам, пребывавшим в слабо литифицированном либо совсем в пелитифицированном состоянии, и (вместе с рудными слойками) смяты в мелкие разноориенти-

рованные, нередко разорванные, складки [11, 15, 26].

Свинцово-цинковые рудные тела не обнаруживают связи с магматическими породами, которые отсутствуют или удалены на большие расстояния, либо являются дорудными или послерудными [1].

Литолого-фацевальный анализ показал, что отложения, включающие свинцово-цинковые руды, независимо от различной геологической ситуации, характеризуются быстрой изменчивостью как по вертикали, так и по горизонтали на коротких расстояниях и имеют резкий переход от глубоководных к мелководным. Тонкослоистые углеродистые, пиритизированные пелиты и алевриты, ритмично чередующиеся, с элементами градационной слоистости и другими признаками, которые позволили некоторым исследователям причислить их к флишевой или флишоидной формации [4], требуют для своего образования относительно глубокую воду, лишенную волнений и течений. Они парагенетически связаны со всем рядом обломочных пород с признаками (косая слоистость, следы размыва и заполнения борозд размыва, знаки ряби течения и волнения, трещины усыхания, следы капель дождя и т. п.), однозначно определяющими условия мелководья [11, 13, 15, 21, 23].

В Салливане мелководье обусловлено обстановкой подводной части дельты, возможно, в силу чего в стратиграфическом разрезе месторождения не обнаружены сульфаты, в рудовмещающей толще практически отсутствуют карбонатные породы. В Мак-Артуре определяется эпиконтинентальный морской бассейн, а в Маунт-Айзе — внутриконтинентальное озеро.

Выявленная двоякая обстановка осадконакопления рудовмещающих толщ подтверждается также, с одной стороны, наличием сульфидов, для сохранения которых необходима застойная восстановительная среда (существование ее возможно лишь на большой глубине, за пределами обычных донных течений и волнений). С другой стороны, наличие сульфатов и остатков сине-зеленых водорослей [12, 22] свидетельствуют об обилии кислорода в период осадконакопления [8], а сохранившаяся косая слоистость наряду со следами размыва — о движении водной среды.

По аналогии с накоплением современных металлоносных осадков [2 и др.] тонкая слоистость в рудовмещающих породах месторождений рассматривается как результат незначительного поступления осадочного материала. Как же глубоководные осадки оказались синхронно помещенными среди мелководных? Ответом на этот вопрос может послужить модель А. Г. Твалчелидзе [5], по которой ру-

догенез осуществлялся быстрее, чем компенсированное осадконакопление.

Действительно, повышенные концентрации металлов на всех месторождениях приурочены к локальным, строго определенным участкам. Избирательная приуроченность свинцово-цинковой минерализации обязана не составу вмещающих ее осадков, а сами осадки наряду с рудой являются порождением особых условий седиментации в своеобразных впадинах-ловушках. Эти впадины представляются глубокими, но не ниже предела карбонатонакопления, ибо на месторождениях все типы пород содержат карбонатный компонент. Для месторождения Мак-Артур указывается глубина от 300 до 800 м [22]. В таких впадинах могла создаваться особая восстановительная среда, иногда с повышенной соленостью вод, характеризующихся застойным гидродинамическим режимом ввиду отсутствия циркуляции. В свою очередь, в такой среде независимо от источника рудной массы сульфидам и текстурам было легче захорониться и сохраниться.

Границами распространения рудовмещающих отложений служат разломы, определяющие морфологию рудоконцентрирующих структур. Главные разломы на австралийских месторождениях представлены сбросами меридионального или близмеридионального направления, совпадающего с ориентировкой региональных тектонических структур [25, 26], а на американских — несут черты сдвигового характера, имеют широтную и близширотную ориентировку и располагаются на продолжении трансформного разлома [17].

Рудоконцентрирующие структуры, несмотря на различную региональную тектоническую

позицию, по своей морфологии и вещественному выполнению оказываются сходными. Анализ литературных данных позволил подчеркнуть, что сходство рудоконцентрирующих структур обусловлено их рифтовой природой. Структуры представляются трогами или грабенами, напоминающими фанерозойские рифты или авлакогены.

Авлакоген, в котором формировалось месторождение Салливан, в виде клина вдается в край платформы, являясь ответвлением Бельтско-Парсельской миогеосинклинали, с которой связан не только пространственно, но и генетически, поскольку выполнен теми же отложениями, что и миогеосинклиналь [18, 21]. Возможно, впадина-ловушка, в которой сформировались руды свинца и цинка в Салливане, возникла подобно тому, как это описали А. Д. Щеглов, В. П. Уткин и В. В. Раткин [10] для других месторождений.

Рудоконцентрирующие структуры с месторождений Мак-Артур и Маунт-Айза подобны континентальным рифтовым зонам [3]. С региональной структурой они имеют историко-геологическую связь.

Различная региональная тектоническая обстановка сходных месторождений, небольшая протяженная площадь распространения значительных концентраций серебро-свинцово-цинковых руд, заключенных среди своеобразного, ограниченного разломами, комплекса позднепротерозойских фациально изменчивых, преимущественно терригенных отложений большой мощности, позволяют говорить о специфическом типе стратиформных месторождений свинца и цинка, возникновение которого связано с континентальным рифтогенезом.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков В. Л., Дзоценидзе Г. С. и др. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения Западной Канады.—Геол. рудн. месторожд., 1973, № 2.
2. Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982.
3. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983.
4. Ручикин Г. В. Геотектоническая позиция и палеотектонические обстановки локализации докембрийских колчеданных месторождений.—Геол. рудн. месторожд., 1980, № 2.
5. Твалчелидзе А. Г. Генетическая модель стратиформного колчеданообразования в вулканогенных и осадочных формациях.—В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2. Новосибирск, 1983.
6. Фоллинси Р. Э. Докембрийские металлогенические эпохи — атмосферные или центросферные?—В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972.
7. Хрусталев Ю. П., Александрова З. В., Толоконникова Л. И. Редукция сульфатов в донных отложениях Азовского моря.—В кн.: Биоседиментация в морях и океанах. М., 1983.
8. Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М.: Мир, 1983.
9. Щеглов А. Д. Металлогенез рифтовых зон.—В кн.: Континентальный и океанический рифтогенез. М., 1982.
10. Щеглов А. Д., Уткин В. П., Раткин В. В. О роли сдвиговых дислокаций в формировании стратиформных месторождений свинца и цинка.—Тихоокеанская геол., 1983, № 3.
11. Bennet E. M. History, geology and planned expansion of Mount Isa mines properties.—Am. Inst. Min. Eng., World Symposium on Mining and Metallurgy of lead and zinc., 1970, v. 1.
12. Croxford N. J. W., Janecek J. e. a. Microorganisms of Cambrian (Precambrian) age from the Amelia Dolomite McArthur Group, Northern Territory, Australia.—Nature, 1973, v. 243, N 5419.
13. Croxford N. J. W., Jephcott S. The McArthur lead-zinc — silver deposit, N. T.—Proc. Austral. Inst. Mining and Metallurgy, 1972, N 243.
14. Derrick G. M. A Proterozoic rift zone at Mount Isa, Queensland and implications for mineralisation.—BMR J. Austral. Geol. and Geophys., 1982, v. 7, N 2.
15. Hamilton J. M., Bishop D. T. et al. Geology of the

- Sullivan orebody Kimberley, B. C., Canada.— Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 1982, N 25.
16. Hobbs C. H. Organic carbon and sulfur in the sediments of the Virginia Chesapeake Bay.— J. Sediment Petrol., 1983, v. 53, N 2.
  17. Höy T. Stratigraphic and structural setting of stratabound lead — zinc deposits in southeastern B. C.— CIM Mineral Exploration Bull., 1982, v. 75, N 840.
  18. Kanasewich E. R. Precambrian rift: genesis of stratabound ore deposits.— Science, 1968, v. 161, N 3845.
  19. Mathias B. V., Clark G. J. et al. The Hilton deposit — stratiform silver — lead — zinc mineralization of the Mount Isa type.— In: Metallogenic provinces and mineral deposits in the Southwestern Pacific. Canberra, 1973.
  20. McClay K. R., Carlile D. G. Mid-proterozoic sulphate evaporites at Mount Isa mine, Queensland, Australia.— Nature, 1978, v. 274, N 5668.
  21. McMechan M. The Middle Proterozoic Purcell Supergroup in the southwestern Rocky and southeastern Purcell Mountains, British Columbia and the initiation of the Cordilleran Miogeocline, Southern Canada and adjacent United States.— Bull. Can. Petrol. Geol., 1981, v. 29, N 4.
  22. Muir M. D. The microfossils from the Proterozoic Urquhart Shale, Mount Isa, Queensland, and their significance in relation to the depositional environment, diagenesis, and mineralisation.— Mineral. Deposita, 1981, v. 16, N 1.
  23. Neudert M. K., Russell R. E. Shallow water and hypersaline features from the Middle Proterozoic Mt Isa sequence.— Nature, 1981, v. 293, N 5830.
  24. Walker R. N., Muir M. D. et al. Evidence of major sulphate evaporite deposits in the Proterozoic McArthur Group, Northern Territory, Australia.— Nature, 1977, v. 265, N 5594.
  25. Williams N. Studies of the base metal sulfide deposits at McArthur River, Northern Territory, Australia: I. The Cooley and Ridge deposits.— Econ. Geol., 1978, v. 73, N 6.
  26. Wilson C. J. L. Structural features west of Mount Isa.— J. Geol. Soc. Austral., 1975, v. 22, N 4.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР,  
Владивосток

Поступила в редакцию  
2 апреля 1984 г.

## ХРОНИКА

## В ГОСТЯХ У ГЕОЛОГОВ КИТАЯ

Летом 1983 г. директор Дальневосточного геологического института ДВНЦ АН СССР член-корреспондент АН СССР А. Д. Щеглов по приглашению академика Академии наук КНР профессора Чен Года посетил Китайскую Народную Республику, где ознакомился с деятельностью ряда научно-исследовательских институтов АН КНР и Министерства геологии и минеральных ресурсов КНР, а также посетил некоторые рудные месторождения в провинции Хунань.

Профессор Чен Года — крупный ученый и общественный деятель. Он — автор многих известных работ, в том числе по структурам и металлогении так называемых областей «дива» — третьем структурном элементе земной коры (по терминологии советских исследователей — областей тектономагматической активизации), депутат Всеобщего собрания народных представителей. В настоящее время Чен Года возглавляет Институт тектоники АН КНР и является проректором Горно-металлургического института в г. Чанша.

Вместе с А. Д. Щегловым в поездке по КНР принял участие доктор геолого-минералогических наук А. В. Ильин (Институт литосферы АН СССР, г. Москва). Советские геологи посетили города Пекин, Нанкин, Чанша, Гулин и др., известное месторождение сурьмы (Сигуаньшань) и месторождение свинца и цинка (Сикошань). В г. Чанша они прошли несколько лекций по современным проблемам геологии, ознакомились с Институтом тектоники АН КНР и Горно-металлургическим институтом. На лекции были приглашены геологи институтов и производственных организаций многих провинций Китая.

В Нанкине советские геологи ознакомились со старейшим геологическим институтом Китая — Институтом геологии и палеонтологии АН КНР, а также с геологическим факультетом Нанкинского университета. Последний является «главным» университетом Китая — он основан в 1902 г., имеет 15 факультетов и готовит студентов по 45 специальностям. В университете обучаются 6000 студентов.

В Пекине советские геологи посетили Геологический институт АН КНР, возглавляемый известным геологом-тектонистом академиком Чжан-Банью, а также Геологический институт и Институт минеральных месторождений Академии геологических наук КНР. Эта Академия действует при Министерстве геологии и минеральных ресурсов и объединяет 17 институтов. Во



Член-корреспондент АН СССР А. Д. Щеглов и академик АН КНР Чен Года на руднике Сигуаньшань (провинция Хунань). Справа — главный геолог комбината Жюй Чен-ун.

всех институтах и на рудниках состоялись товарищеские встречи советских и китайских специалистов, были обсуждены геологические вопросы, представляющие интерес для обеих сторон. Советским геологам переданы последние тектонические карты Китая и многочисленные журналы и труды институтов.

В Пекине в честь советской делегации вице-президент АН КНР Е Дуцен дал прием, на котором в речи подчеркнул необходимость развития контактов между учеными двух стран и выразил благодарность советской делегации за проделанную работу. О визите советских геологов в Китае опубликованы короткие сообщения в газетах.

Китайские геологи в научно-исследовательских институтах и на рудниках проявили большое внимание к советским специалистам, высказывали пожелания об укреплении контактов между КНР и СССР. Визит советских специалистов в Китай способствовал улучшению взаимоотношений между геологами двух стран.

А. Д. Щеглов

## УКАЗАТЕЛЬ СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ ЗА 1984 Г.

- Аблесимов Н. Е., Бердников Н. В., Липатов В. Г., Талтыкин Ю. В. Газосфера Земли № 5
- Альперович И. М., Никифоров В. М. Электропроводность осадочной толщи о. Сахалин № 2
- Апрелков С. Е., Попруженко С. В. Особенности глубинного строения Восточно-Камчатского вулканического пояса № 3
- Артошков Е. В., Беэр М. А. Механизм погружения континентальной коры в складчатых поясах северного обрамления Тихого океана. Статья 1. Верхояно-Колымская складчатая система № 2
- Артошков Е. В., Беэр М. А. Механизм погружения континентальной коры в складчатых поясах северного обрамления Тихого океана. Статья 2. Северо-Американские Кордилиеры № 5
- Белов Е. М., Смыслов С. А., Талова Г. Н. Антропогенные вулканы Восточной Чукотки № 3
- Бердников Н. В., Карасиков Л. П. Флюидный режим метаморфизма амфиболитовой фации становового комплекса (Дальний Восток) № 1
- Берсенев И. И., Безверхний В. Л., Ващенко-ва Н. Г., Горовая М. Т., Цой И. Б. Стратиграфия миоцена Приморского шельфа и склона (Японское море) № 2
- Берсенев И. И., Безверхний В. Л., Ващенко-ва Н. Г., Горовая М. Т., Цой И. Б. Стратиграфия плиоцена Приморского шельфа и склона (Японское море) № 3
- Биккенина С. К., Аркентов В. В. Сейсмогеологическая модель восточной зоны Центрального и Южного Сахалина № 1
- Брянский Л. И. Гравитационные модели Сихотэ-Алинской складчатой области № 2
- Брянский Л. И., Подгорный В. Я. Гравитационная модель земной коры по профилю Свободный — Комсомольск — мыс Сюркум № 5
- Васильковский Н. П. Что же такое геосинклиналь? (к 125-летию геосинклинальной теории) № 6
- Говоров И. Н., Голубева Э. Д., Стрижкова А. А., Стунжас А. А. Геохимические типы и провинции базальтов Тихого океана № 6
- Гоневичук В. Г., Кокорин А. М., Коростелев П. Г., Радкевич Е. А., Семеняк Б. И. Оловорудные формации юга Дальнего Востока № 6
- Гордиенко В. В., Павленкова Н. И. Принципы построения комплексных геофизических моделей земной коры и верхней мантии переходных зон атлантического типа № 1
- Городницкий А. М. Аномальное магнитное поле северо-западной части Тихого океана и кинематика Тихоокеанской плиты № 2
- Горшков А. П., Иваненко А. И., Рашидов В. А. Гидромагнитные исследования подводных вулканических зон в окраинных морях Тихого океана (на примере Новогвинейского и Южно-Китайского морей) № 1
- Журавлев А. В. Особенности тектонического режима и складчато-блоковых деформаций в кайнозойских отложениях Охотоморского региона № 3
- Журавлев А. В. Сравнительная характеристика впадин Дерюгина и Тирро Охотского моря № 1
- Заболотников А. А., Зинкевич В. П., Иванов М. К. Геология кайнозойских осадочных бассейнов северо-западной части Берингова моря № 3
- Зорин Ю. А., Лепина С. В., Лысань С. В. Термический режим и утонение литосферы в позднем кайнозое на юго-западе США № 4
- Зябрев С. В. Верхнемезозойские турбидиты юга Западно-Сахалинского прогиба № 5
- Кононов В. Э., Лопатин Ю. В., Слуднев Ю. Г., Харахинов В. В. Использование сейсмостратиграфии при нефтепоисковых исследованиях на Северном Сахалине № 5
- Кортунов В. А., Кулинич Р. Г., Москвичев В. С., Платунов В. И. Границы Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса по результатам статистического анализа магнитного поля № 5
- Коптелкина З. В., Теплыkh В. Т., Юдин В. Д., Воробьев Ю. Ю. Новые данные по биостратиграфии средней юры района п-ов Кони — п-ов Пьягина № 4
- Красилов В. А., Кундынцев А. С., Ремизовский В. И., Шмидт И. Н. Флора чеховской свиты и граница олигоцена — миоцена на Южном Сахалине № 5
- Красный М. Л., Косыгин В. Ю., Исаев В. И. Плотностная характеристика акустического фундамента Курило-Камчатского региона № 5
- Красный М. Л., Сычев П. М. Карта аномального теплового потока северо-запада Тихого океана № 1
- Кунин Н. Я., Семенова Г. И. Границы скорости поверхности Мохоровичча и строение верхней мантии ложа Тихого океана № 2
- Курносов В. Б. Гидротермальные изменения базальтов коры океана № 6
- Любалин В. Д., Беломестнов С. И. Плотностная модель земной коры Забайкалья № 5
- Мазарович А. О. Структура Южного Приморья № 5
- Маслов Л. А. К методике расчета напряженно-деформированного состояния коры и литосферы Земли по данным о ее внешнем гравитационном поле № 5
- Мельников Н. Г., Изосов Л. А. Структурно-формационное районирование Приморья (до-кайнозойские структуры) № 4
- Мишкин М. А., Авченко О. В., Тарарин И. А. Гранулитовые комплексы Востока Азии № 6
- Недашковский П. Г., Ленников А. М. К петрологии алданских рапакиви № 6
- Петрищевский А. М. Тектоника Нижнего Приамурья (по геофизическим данным) № 1

Письменный Б. М., Алакшин А. М. Строение земной коры западных частей Алданского щита и Становой складчатой области	№ 5
Попеко В. А., Михалев Ю. А. Химический состав и стронциевые изотопия базитов из офиолитов Ягельной зоны (Корякское нагорье)	№ 1
Пояркова З. И. Значение брюхоногих моллюсков для детальной биостратиграфии мела Дальнего Востока	№ 6
Радкевич Е. А. Металлогенические индикаторы особенностей развития Тихоокеанского подвижного пояса	№ 6
Романовский Н. П. Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем орогенных сооружений Притихоокеанья	№ 5
Рычагов С. Н. Структурный контроль оруденения в Таловской купольно-кольцевой структуре Корякского нагорья (Камчатка)	№ 3
Сальников Б. А., Туренко Т. В., Сальникова Н. Б. Нижнемеловые отложения Сахалина	№ 5
Свианиников А. И., Марков Ю. Д., Леликов Е. П., Грамм-Осипов Л. М. Физические свойства осадков северо-западной части Тихого океана	№ 1
Свианиников А. И., Съедин В. Т. Физические свойства пород кайнозойских вулканогенных комплексов дна Японского моря	№ 3
Сергеев К. Ф. Основные черты строения и вероятный механизм образования Курильской островной системы	№ 4
Страхов В. И. Перспективы и пути развития теории и практики интерпретации гравитационных и магнитных аномалий	№ 4
Сычев П. М., Захаров В. К., Семакин В. П. Вертикальные движения и структурообразование в пределах островных систем Северо-Востока Азии	№ 4
Таскаев В. И., Сапин В. И., Чубаров В. М., Гуляева Т. Я., Авченко О. В., Коренбаум С. А., Финанин В. К. Опыт использования рентгеновского микроанализатора JXA-5A в минералогических исследованиях	№ 6
Туезов И. К. Неоплатформы	№ 4
Тяпкин К. Ф. Изучение разломных и складчатых структур докембрия с позиций новой ротационной гипотезы	№ 4
Уткин В. П. Геодинамические условия тектономагматической активизации Сихотэ-Алиня	№ 6
Федорчук А. В. Океанические базальты Олюторского хребта Корякского нагорья	№ 1
Филимонов Б. Н., Попова О. Д., Редькина Г. А., Романова Е. К. Глубинное строение Пепежино-Анадырской складчатой и Эвенской вулканической зон по гравиметрическим данным	№ 5
Филиппов А. Н. Об унаследованном характере орогенных вулканических поясов Сихотэ-Алиня	№ 5
Харахинов В. В., Гальцев-Безюк С. Д., Терещенков А. А. Разломы Сахалина	№ 2
Хомич В. Г. Модели геологических обстановок размещения золото-серебряного оруденения как основа крупномасштабного прогнозирования	№ 6
Цирульский А. В., Майер В. И., Никонова Ф. И., Пруткин И. Л., Федорова Н. В. Об интерпретации трехмерных гравитационных и магнитных аномалий	№ 1
Чехов А. Д., Бычков Ю. М., Левашова С. В., Петров А. Н. Верхний триас в северо-восточной части Корякского нагорья	№ 2
Шатков Г. А., Барабаев А. О., Максимовский В. А., Шуриг В. В. Тафрогенетический комплекс Аму-	№ 2
ро-Зейской депрессии и перспективы его рудоносности	№ 3
Шашкин К. С. Структурно-вещественная эволюция земной коры Приамурья в позднем докембрии и фанерозое	№ 3
Шило Н. А., Умитбаев Р. Б. О природе мезозойско-кайнозойских тектономагматогенных систем северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса	№ 2
Шустова Л. Е. Глубинное строение земной коры и верхней мантии юга Восточной Сибири и Дальнего Востока по геолого-геофизическим данным	№ 2
Щеглов А. Д., Краснов Е. В., Раткин В. В. Древние рифы и свинцово-цинковые месторождения (перспективы Востока СССР)	№ 6
Щеглов А. Д., Хомич В. Г., Говоров И. Н. Металлогения серебра Тихоокеанского сегмента Земли	№ 4
Юрочкин А. М., Кузнецова Л. В. Первичные комплексы нефти, их особенности и схема классификации (на примере пильенгской свиты Восточного Сахалина и баженовской Западной Сибири)	№ 1
Юшманов В. В. Тектономагматические компенсационные комплексы Алданского щита. Статья 2. Принципы и методика исследования	№ 3
<b>Краткие сообщения</b>	
Аблесимов Н. Е., Ковалев Г. Н., Липатов В. Г. Высокотемпературные фазовые изменения в базальтовых шлаках	№ 2
Бурый Г. И., Краснов Е. В. Конодонты в рифовых и окологрифовых фаунах притихоокеанского фанерозоя	№ 3
Буряк А. В. Статистический анализ ориентированных разрывных нарушений и рудоносных зон восточной части региона БАМ	№ 4
Вержбецкий Е. В. Измерительные комплексы для геофизических исследований в океане	№ 3
Виславных Н. А. Сдвиговые дислокации в Уруп-Ольдайском районе (Верхнее Приамурье)	№ 3
Денисова Т. А. Особенности протерозойского свинцового-цинкового рудообразования стратиформного типа в Тихоокеанском поясе и его обрамлении	№ 6
Кириллова Г. Л. Некоторые методологические аспекты изучения слоевых ассоциаций на континентах и в океанах	№ 2
Комолова О. С., Маслов Л. А., Туезов И. К. Решение прямой трехмерной задачи геомеханики для аномальных плотностных тел (анализ механического состояния зоны сопряжения континент — океан)	№ 3
Корнев О. С., Хомяков В. Д., Шереметьева Г. Н. Магнитная восприимчивость горных пород полуострова Коны (Охотское море)	№ 3
Кудрявцева Е. М., Лобков В. А. Изотопный состав углерода метана как критерий проявления дифференцированных залежей углеводородов	№ 3
Кузнецов В. М. Некоторые геохимические особенности и металлоносность осадочных толщ бассейна среднего течения Колымы	№ 4
Лунева М. Н. Математическое моделирование волновых полей методом наложения краевых волн в МОВЗ	№ 4
Мельников О. А. О характере дизъюнктивных дислокаций в Восточно-Сахалинских горах (о. Сахалин)	№ 1
Мороз Ю. Ф. Строение осадочно-вулканогенного чехла Восточной Камчатки по данным магнито-теллурического зондирования	№ 2

<b>Пузанков Ю. М., Валов М. Г.</b> Происхождение базальт-андезитовых ассоциаций Камчатского перешейка по петрохимическим и радиохимическим данным	№ 2
<b>Ревердатто В. В., Шарапов В. Н., Волкова Н. И.</b> Пироксены кислых пемз подводных вулканов из района сочленения желобов Тонга и Кермадек с хребтом Лужвиль в Тихом океане	№ 5
<b>Романовский Н. П.</b> Способ количественной оценки проявлений гранитоидного магматизма при глубинных геолого-геофизических исследованиях (на примере Дальнего Востока СССР)	№ 3
<b>Романовский Н. П., Рейнлиб Э. Л.</b> О мантийной природе зон разуплотнения притихоокеанских орогенных сооружений	№ 3
<b>Сергеев К. Ф.</b> Новые данные о характере взаимоотношений толщ позднемезозойских и кайнозойских отложений восточных склонов Западно-Сахалинских гор (Макаровский район, о. Сахалин)	№ 2
<b>Сергеев К. Ф., Ким Чун Ун, Ромашова О. И.</b> О соотношении сейсмичности Курильской островной системы с изостатическим состоянием ее земной коры	№ 5
<b>Сергеев К. Ф., Красный М. Л.</b> Новые данные о строении краевого океанического поднятия Хоккайдо (Тихий океан)	№ 1
<b>Финанин В. К.</b> Редкие минералы лиллпашитовой гомологической серии в сульфидных рудах Силинского месторождения (Приморье)	№ 1
<b>Эйриш Л. В.</b> О связи золотоносности с полями силы тяжести на Дальнем Востоке	№ 1
<b>Критика и дискуссии</b>	
<b>Власов Г. М.</b> Об условиях рудообразования в океане	№ 6
<b>Власов Г. М.</b> Так ли уж асимметричен Тихоокеанский складчатый пояс?	№ 4
<b>Гончарова Е. И.</b> О теоретических основах и «стратиграфической корреляции» Ю. С. Салина	№ 2
<b>Колясников Ю. А.</b> К проблеме генезиса гипербазитовых брекчий горы Длинной (Камчатка)	№ 3
<b>Кузьменко Г. И.</b> О модифицированной вихревой модели происхождения Солнечной системы	№ 3
<b>Кулындышев В. А., Минков Е. Г.</b> О противоречиях С. И. Романовского и Ю. С. Салина и двух типах научного мировоззрения	№ 3
<b>Моисеенко В. Г., Сорокин А. П.</b> Новые представления о тектонике Дальнего Востока и со-пределенных районах	№ 2
<b>Найман В. Б.</b> О статье Ю. А. Косыгина «Заметки о геотектонических гипотезах. Заметка пятая. Расширяющаяся Земля»	№ 1
<b>Резанов И. А.</b> К дискуссии о сходстве и различии строения литосферы континентов и океанов	№ 1
<b>Романовский С. И.</b> О теоретических основах стратиграфической корреляции	№ 5
<b>Парфенов Л. М.</b> К проблеме мезозоид Сихотэ-Алиня и общих закономерностей строения и истории формирования мезозоид северо-востока Азии	№ 1
<b>Туезов И. К.</b> Расширяющаяся Земля	№ 1
<b>Хроника</b>	
<b>В гостях у геологов Китая</b>	№ 6
<b>Информационное сообщение о работе второго совещания Дальневосточной региональной комиссии Научного совета АН СССР по проблемам геологии и геохимии нефти и газа</b>	№ 3
<b>Новейшие исследования юрской системы побережий Тихого океана</b>	№ 4
<b>Проблема границы девона и карбона на X Международном конгрессе по стратиграфии и геологии карбона (12—17 сентября 1983 г., Мадрид)</b>	№ 3
<b>Совещание по вопросам рудоносности осадочных формаций</b>	№ 3
<b>Строение и динамика переходных зон</b>	№ 4
<b>Юбилейные даты</b>	
<b>Екатерина Александровна Радкевич</b>	№ 1