

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ



5

1989

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Н.А. ШИЛО

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

Адрес редакции: 680063 Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65,
ИТиГ ДВО АН СССР. Тел. 38-58-50

Зав. редакцией Н.А. Лившиц
Мл. редактор Л.Д. Левицкая
Художественный редактор М.Ф. Глазырина
Технический редактор Т.Н. Драгун
Корректоры Н.М. Горбачева, И.А. Абрамова

Сдано в набор 05.06.89. Подписано в
печать 24.10.89. МН-01302. Формат
84x108 1/16. Бумага типографская № 2.
Высокая печать. Усл. печ. л. 12,6.
Усл. кр.-отт. 13,2. Уч.-изд. л. 15.
Тираж 629 экз. Заказ 372. Цена 1 р. 80 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука", Сибирское отделе-
ние. 630099 Новосибирск, ул. Со-
ветская, 18.

4-я типография издательства "Наука".
630077 Новосибирск, ул. Станислав-
ского, 25.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Журнал основан в январе 1982 г.

Выходит 6 раз в год

СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

НОВОСИБИРСК

№ 5, 1989

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Васильев Б. И., Волохин Ю. Г., Говоров И. Н., Тарарин И. А., Чудаев О. В., Школьник Э. Л. Фосфориты северо-западной провинции Тихого океана	3	плотностных неоднородностей верхней мантии Земли и его интерпретация	69
Сурнин А. А., Округин А. В. Базит-ультрабазитовый магматизм Южно-Анхойской структуры	10	Зимин С. С. Новая астеносферная модель магматизма и оруденения земной коры	77
Корсунов Е. Г. Базальтовый магматизм Дальнегорского рудного района (Южное Приморье)	19	Салин Ю. С. Коррелируемость разрезов	84
Шкабарня Н. Г., Москвичев В. С., Столов Б. Л. Применение математического моделирования электрических полей при поисках рудных объектов в Приморье	27	<i>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</i>	
Карсаков Л. И., Бердников Н. В. Условия образования и преобразования пород Кондерского щелочно-ультраосновного массива и особенности локализации связанного с ним оруденения	32	Беляева Г. В., Переверзев Л. Р. Первые находки археоциат в ипиканской свите Юдомо-Майского прогиба	90
Клубов Б. А., Мерзляков В. М. Кериты и антракосолиты девонских доманикоидов Омудевского поднятия (Северо-Восток СССР)	37	Андреев А. А., Воробьев В. М. Региональные аномалии магнитного поля Охотско-Курильского региона	93
Мальцева Н. В. О типах ловушек углеводородов Дальнего Востока	44	Быков В. Г. О поглощении сейсмических волн	96
Суханов М. К., Ряховский В. М., Абрамов А. В., Журавлев Д. З. Петрохимия магнетит-анортоситовой формации Дальнего Востока СССР	51	<i>КРИТИКА И ДИСКУССИИ</i>	
Сахарова М. С., Ряховская С. К. Исследование природного минералообразования в связи с проблемами генезиса близповерхностных месторождений	60	Сьедин В. Т., Ханчук А. И. О характере вулканизма хребтов Дайто и Оки-Дайто в Филиппинском море	100
Косыгин Ю. А. Земля и человек	66	Фролова Т. И. Являются ли хребты Дайто и Оки-Дайто (Филиппинское море) остаточными островными дугами или океаническими островами?	104
Тараканов Ю. А., Камбаров Н. Ш., Клиге Р. К., Приходько В. А. Гравитационный эффект		Коновалов Ю. И., Васильев Б. И., Говоров И. Н., Безверхний В. Л. К вопросу о магматизме хребта Оки-Дайто (Филиппинское море)	106
		<i>ХРОНИКА</i>	
		Тихоокеанская впадина и ее континентальное обрамление	109
		<i>НЕКРОЛОГ</i>	
		Туговик Глеб Иванович	117
		<i>РЕФЕРАТЫ ДЕПОНИРОВАННЫХ СТАТЕЙ</i>	
			119

CONTENTS

Vasiliev B. I., Volokhin Yu. G., Govorov I. N., Tararin I. A., Chudayev O. V., Shkolnik E. L. Phosphorites of the north-western province of the Pacific Ocean	3	Zimin S. S. A new asthenospheric model of magmatism and ore mineralization of the Earth's crust	77
Surnin A. A., Okrugin A. V. Basite-ultrabasite magmatism of the South Anyuy structure	10	Salin Yu. S. Correlatability of the sections	84
Korsunov Ye. G. Basaltic magmatism of the Dalnegorsk ore region (<i>South Primorie</i>)	19	<i>BRIEF COMMUNICATIONS</i>	
Shkabarnya N. G., Moskvichev V. S., Stolov B. L. Application of mathematic modelling of electric fields in prospecting of ore objects in Primorie	27	Belyayeva G. V., Pereverzev L. R. First finds of archaocyathean in the Inikanskaya suite of the Yuda-Maya trough	90
Karsakov L. P., Berdnikov N. V. Conditions of formation and reconstruction of the Kondyor alkaline-ultrabasic massif rocks and features of localization of ore mineralization related to it	32	Andreev A. A., Vorob'yev V. M. Regional anomalies of the magnetic field of the Okhotsk-Kuril region	93
Klubov B. A., Merzlyakov V. M. Kerites and anthraxolites of the Devonian domancoids of the Omulyevsky Rise (USSR North-East)	37	Bykov V. G. On absorption of seismic waves	96
Maltseva N. V. On trap types of the Far East hydrocarbons	44	<i>CRITICISM AND DISCUSSIONS</i>	
Sukhanov M. K., Ryakhovsky V. M., Abramov A. V., Zhuravlev D. Z. Petrochemistry of the Far East mangerite-anorthosite formation of the USSR Far East	51	S'yedin V. T., Khanchuk A. I. On the character of the Daito and Oki-Daito Ranges volcanism in the Philippine Sea	100
Sakharova M. S., Ryakhovskaya S. K. Investigation of natural mineral formation related to the problems of near-surface deposits' genesis	60	Frolova T. I. Are the Daito and Oki-Daito Ranges (Philippine Sea) residual island arcs or oceanic islands?	104
Kosygin Yu. A. Earth and Man	66	Kononov Yu. I., Vasiliev B. I., Govorov I. N., Bezverkhny V. L. On the problem of magmatism of the Oki-Daito Range (Philippine Sea)	106
Tarakanov Yu. A., Kambarov N. Sh., Klige R. K., Prikhod'ko V. A. Gravitation effect of density heterogeneities of the Earth's upper mantle, and its interpretation	69	<i>CHRONICLES</i>	
		The Pacific Ocean basin and its continental framing	109
		<i>OBITUARY</i>	
		Tugovik Gleb Ivanovich	117
		<i>ABSTRACTS OF DEPOSITED ARTICLES</i>	
			119

УДК 553.643(265.5)

*Б. И. Васильев, Ю. Г. Волохин, И. Н. Говоров,
И. А. Тарарин, О. В. Чудаев, Э. Л. Школьник*

ФОСФОРИТЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПРОВИНЦИИ ТИХОГО ОКЕАНА

Описаны геологическое положение, литология, минеральный и химический состав фосфоритов подводного плато Огасавара и соседних подводных возвышенностей на сочленении глубоководных желобов Идзу-Бонинский и Волкао. Охарактеризована барит-апатитовая минерализация в оливин-титан-авгит-плагиоклазовых базальтах зоны субширотного разлома в северной части поднятия Шатского. Фосфатопоявления на подводных горах морфологически разнообразны, что обуславливает различие генетических представлений.

Проявления фосфоритов на подводных горах в северо-западной части Тихого океана известны с середины 50-х гг. Вначале они были обнаружены в Срединно-Тихоокеанских горах, а затем в хребтах Императорский, Маркус-Неккер, Маршалловом архипелаге. Для всех перечисленных структур характерна приуроченность фосфатопоявлений к вершинам и склонам изолированных подводных гор и гайотов, где скопления фосфатов кальция развиваются в разных типах пород: рифовых и околорифовых известняках, базальтоидах преимущественно повышенной щелочности, реже в гидротермально измененных породах и в отложениях мела [1, 13]. Широкий спектр ассоциаций фосфоритов на подводных горах и их отличия от фосфоритов континентальных шельфов и материковых окраин вызвали появление нетрадиционных представлений об условиях их образования. Фосфатизацию известняков связывают с непосредственным долгим воздействием наддонной воды; считают также, что фосфатизация обусловлена отложениями гуано на атоллах, погруженных позднее. Фосфаты в вулканитах часто считают гидротермальными.

В настоящей статье приводятся новые данные и кратко обобщаются результаты исследований фосфоритов подводных гор и гайотов северо-западной части Тихого океана, собранных в последние годы советскими экспедициями в районе плато Огасавара, поднятия Шатского, хр. Маркус-Неккер и некоторых других.

В 4-м рейсе НИС «Академик А. Несмеянов», в июле — сентябре 1984 г., 7-м рейсе НИС «Академик А. Виноградов», в январе — апреле 1986 г., в районе сочленения глубоководных

Рассматриваются модели фосфатонакопления: связанного с интенсификацией апвеллинга, диагенетической фосфатизацией и обогащением шлихованием верхнемеловых палеогеновых фосфоритов Огасавара, гидротермально-метасоматической фосфатизацией базальтов поднятия Шатского, локальной (в порых и кавернах) автокинетической фосфатизацией на горах Мид-Пацифик, вызываемой распадом органического вещества заполняющих пустоты панофораминиферных илов.

желобов Идзу-Бонинский и Волкао, на плато Огасавара и соседних возвышенностях обнаружены значительные скопления высококачественных фосфоритов. Драгирование, отбор рыхлого материала трубками, непрерывное сейсмоакустическое профилирование, биостратиграфические, петрографические и геохимические исследования позволили выявить участки распространения фосфоритов, охарактеризовать возраст, вещественный состав и условия их формирования, масштабы концентрации фосфатов в районе Огасавара.

Подводное плато Огасавара (рис. 1) — положительная морфоструктура, вытянутая с запада на восток на 180 миль, шириной от 20 до 75 миль, с вершинной поверхностью, находящейся на 600—1500 м и ниже уровня моря, состоящая из трех массивов. Сочленение желобов происходит по седловине между западным и центральным массивами Огасавара. Западный массив находится на островной, а центральный и восточный — на океанической стороне желобов. Следует заметить, что кроме плато Огасавара фосфориты обнаружены на банке Рамапо и возвышенностях западного края океанической плиты, на границе ее с глубоководными желобами.

В основании разреза островного склона желобов драгированы породы офиолитовой ассоциации, а также лавы и туфы толеитовых базальтов. В нижних частях океанических склонов желобов и подводных гор залегают подушечные лавы и туфы толеитов, субщелочных базальтов и дифференцированной серии гавайит — трахит — пантеллерит [4, 5]. Эти породы перекрыты меловым осадочным чехлом,

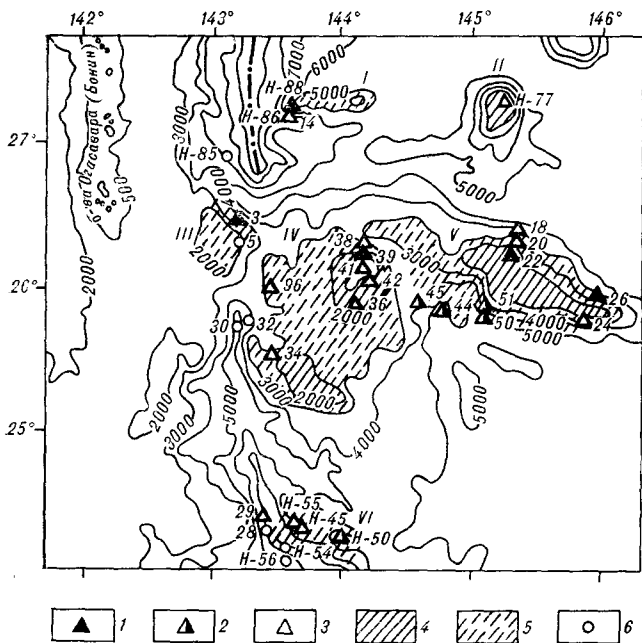


Рис. 1. Станции драгирования подводного плато Огасавара на батиметрической схеме.

1—3 — станции с преобладанием фосфоритов (1), со средним содержанием в драгированном материале (2) и с единичными обломками и желваками, переотложенными в миоцен-четвертичных осадках (3). 4—5 — площади: высокоперспективные на богатые (4) и перспективные на богатые и разубоженные (5) фосфориты; 6 — станции драгирования пород карбонатно-кремневой фации. I — возвышенность на океаническом борту Идзу-Бонинского желоба, II — банка Рамапо, III — V — массивы Огасавара: западный (III), центральный (IV) и восточный (V); VI — возвышенность на океаническом борту желоба Волкано. С индексом «Н» — номера станций 7-го рейса НИС «Академик А. Несмеянов», остальные — 7-го рейса НИС «Академик А. Виноградов». Изолинии в метрах.

в котором выделяются латерально замещающие друг друга фации: пелагическая кремнисто-карбонатная депрессий и склонов возвышенностей (мощностью до нескольких сотен метров) и мелководных рифогенных известняков, известковых брекчий и песчаников вершинных частей подводных возвышенностей (1—1,5 км).

Пелагические нанофоссилиево-фораминиферовые микритовые известняки (мел), глинистые известняки с линзами, желваками и пропластками кремней и реже красных яшм, содержащие прослои калькаренитовых турбидитов, драгированы на обоих склонах глубоководных желобов. В мелах и кремнях с островного склона желоба Волкано С. В. Точилиной установлены валацкин-готеривский, апт-альбский, альб-коньякский, кампан-маастрихтский радиоляриево-комплексы [5]. Таким образом, кремнисто-карбонатная фация накапливалась почти весь меловой период.

В фации рифогенных известняков преобладают органогенные и органогенно-детритовые известняки с остатками рудистов, двустворчатых и брюхоногих моллюсков из рода *Plagiocythichus*, *Durania*, *Siphonalia*, *Griphaea*, *Lopha*, *Aucella*,

Pseudowesalia, *Vanikaropsis* и др., известковых водорослей, кораллов, иглокожих, ракообразных, планктонных и бентосных фораминифер, известковых и кремневых губок мелового и мел-раннепалеогенового возраста [4, 5]. На океанической стороне желобов меловые породы перекрываются миоцен-четвертичными красными глинами, известковистыми илами, слаболитифицированными песчаниками, кислыми и андезитовыми шлаками и пемзами.

Фосфориты пространственно и генетически связаны с фацией рифогенных известняков. Они драгированы с глубин от 0,6 до 8 км. На плато Огасавара станции, где фосфориты преобладали или являлись практически единственным поднятым типом пород, имеют глубины 1—3,5 км, что согласуется с интервалами выхода толщи таких известняков по данным НСП. На больших глубинах фосфориты происходят из шлейфов склоновых брекчий либо представляют обломки желваков, переотложенные в более молодых миоцен-четвертичных глинах. На подводных возвышенностях западного края океанической плиты они подняты вместе с рифогенными известняками с глубин 4,5—6 км.

Установлены различные литотипы фосфоритов. Наиболее распространенный тип (I) — брекчиевые желваково-щебенчато-древсянисто-песчанистые фосфориты (рис. 2, а). Реже встречаются отдельные фосфоритовые желвакоподобные обособления (II) размером до 15 см в поперечнике, известково-фосфатные брекчий (III) (рис. 2, б), а также глинистые фосфориты (IV). Глинистые фосфориты разные: массивные фосфориты с обильными ходами «сверлильщиков», заполненными коричневым, глинистым и фосфатно-глинистым материалом, а также фосфоритовые брекчий, сцементированные коричневой глиной. Кроме того, выделяются слоистые фосфориты с линзовидной горизонтальной или пологой косою слоистостью (V) и фосфоритовые плиты с мелкозернистой песчаной, алевроитовой или пелитовой структурами (VI). Крупные куски и глыбы (в поперечнике до 0,4 м) фосфоритов часто покрыты или включают железомарганцевые корки толщиной от первых миллиметров до 9 см. Довольно обычны линзочки фосфата в марганцевых корках и обломки фосфоритов в ядрах железомарганцевых конкреций. Фосфат также встречается в цементе базальтовых и смешанных базальт-лититовых брекчий, в порах и корочках на поверхности обломков базальтов.

Цвет фосфоритов меняется от светло-желтого и бледно-розового до коричневого, лилового-серого и фиолетового в зависимости от количества и характера примесей (окислов и гидроокислов железа и марганца, смектита, кальция и др.). Во всех типах фосфоритов, как и в ассоциирующихся с ними известняках, развиты



Рис. 2. Макро- и микротекстуры фосфоритов.

а — брекчиевый желваково-щебенчато-древянисто-песчаный фосфорит (обр. 3/2), фосфатные обломки и желваки покрыты пленкой железомарганцевых окислов; б — известниково-фосфоритовая брекчия (обр. 39/14), обломки фосфоритов и известняка сцементированы кальцитом (белый на снимке) и апатитом (темные тона), сверху раковина двустворчатого моллюска на две трети замещенная апатитом; в — кости рыб в коллоидально-зернистой франколитовой массе (шлиф 3/96, ник. II, $\times 14$); г — игольчатые кристаллы барита, vyplняющие вместе с франколитом полость раковины фораминиферы, черные на снимке — марганцевые микроконкреции и хлопьевидные обособления, шлиф 39/20, ник. II, $\times 70$.

каверны, норы до 8 см длиной и до 1,5—2 см в диаметре, представляющие следы «сверления» твердого субстрата губками и моллюсками.

Установлены афанитовые без видимых органических остатков фосфориты и фосфориты с реликтовой органогенной, а также обломочной структурой. Обычны раковины и детрит раковин фораминифер, кокколитов, двустворчатых и брюхоногих моллюсков, кораллов, остракод (?), рудистов, полностью или частично замещенные фосфатом, а также споры растений, скелеты радиолярий, спикулы кремневых

губок, сохранившие первичный состав. Фосфатизация происходила как по каркасным кораллово-рудисто-ракушняково-водорослевым известнякам, органогенно-известняковым брекчиям, так и по неглубоководным наупланктон-фораминиферовым осадкам. По заключению С. П. Плестнева (ИГиГ ДВО АН СССР), наряду с преобладающими верхнемеловыми планктонными фораминиферами из рода *Archaeoglobigerina* присутствуют бентосные *Narphragmoides* sp., *Anomalinoides* sp. — обитатели нижней части шельфа — верхней части склона. Встречаются прослои, обогащенные (до 15—20 % площади шлифов) зубами и костными остатками рыб (см. рис. 2, в), а также фосфатными и кальцит-фосфатными копролитами гастропод, других организмов и цилиндрическими бактериальными (?) выделениями. В песчано-зернистых фосфоритах зерна сложены агрегатами (комочками) коллоидально-зернистого и микрзернистого (менее 0,005 мм) фосфата и сцементированы более крупнокристаллическим (0,001—0,03 мм) апатитом, что создает петельчатую микроструктуру. Большинство комочков — это, по-видимому, микрожелвачки, фекальные выделения животных и, возможно, бактериальные образования. Зернистый внешний вид создается также обилием мелких пор, частично заполненных пеллетами кальцит-апатитового состава и смектитом.

По дифрактограммам (более 80 образцов) основной компонент всех литотипов фосфоритов — кристаллический франколит. В составе фосфоритов обычные кальцит, смектит, пленки, дендриты, хлопьевидные выделения и микроконкреции железомарганцевых окислов, редки — аутигенный кварц, гидрослюды (глаукопит), филлипсит, гематит. Из обломочной примеси отмечаются плагиоклазы, пироксены, основное вулканическое стекло, замещенное смектитом, фрагменты марганцевых корок. В фосфоритах ряда станций (22, 39, 51) установлено повышенное (до 3—3,5 %) содержание барита, заполняющего вместе с франколитом полости раковин фораминифер и трещины (см. рис. 2, г).

Фосфориты Огасавара содержат обычно более 18 %, а наиболее распространенный I тип — в среднем около 30 % P_2O_5 (табл. 1), что говорит о их высоком качестве. Соотношение CO_2 , F, H_2O^+ отражает преобладание в их составе карбонат-фторапатита (франколита). Повышенные содержания Al_2O_3 (до 4,57 %), Fe_2O_3 (до 6,07 %) в некоторых типах обусловлены силикатной глинистой и обломочной примесью, а SiO_2 — в основном аутигенным опалом и кварцем. Преобладание Na над K отражает наличие преимущественно базальтового детрита в силикатной примеси фосфоритов. Высокие содержания SO_3 (до 1,9 %) и Ba (до 1,5 %)

Таблица 1

Химический состав (окислы в мас. %, микроэлементы в г/т) фосфоритов плато Огасавара

Компо- нент	I-VI (35)		I (18)	II (4)	III (3)	IV (3)	V (4)	VI (3)
	Пределы	Сред- нее						
SiO ₂	0,20—23,90	4,51	2,51	4,83	1,74	20,52	5,21	1,91
TiO ₂	0,00—0,41	0,08	0,05	0,03	0,00	0,29	0,14	0,06
Al ₂ O ₃	0,00—4,71	0,87	0,43	0,40	0,19	4,59	1,23	0,66
Fe ₂ O ₃	0,38—6,07	1,78	1,62	1,52	0,81	4,58	1,89	1,14
FeO	0,00—0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00—1,69	0,33	0,23	0,04	0,04	1,45	0,60	0,09
MgO	0,16—1,56	0,55	0,46	0,45	0,32	1,18	0,72	0,52
CaO	31,26—55,42	49,64	51,50	50,82	53,68	33,34	47,65	51,90
Na ₂ O	0,53—2,42	1,13	1,13	0,91	0,66	1,78	1,27	1,09
K ₂ O	0,04—2,27	0,46	0,30	0,57	0,28	1,64	0,42	0,37
P ₂ O ₅	18,88—33,16	28,03	30,05	30,38	22,30	20,04	26,56	28,40
H ₂ O ⁺	1,40—5,04	3,06	3,09	2,14	2,10	4,44	3,63	2,98
CO ₂	2,55—18,50	6,16	5,02	4,27	16,10	3,23	7,28	7,03
F	1,58—3,25	2,61	2,79	2,76	2,36	1,81	2,46	2,61
SO ₃ *	?—1,91	1,57	1,63	1,44	1,36	1,36	1,79	Н. о
Sr	814—2437	1415	1538	1180	1214	1063	1651	1227
Ba	211—14105	2496	2072	1511	4158	3780	4276	1032
V	73—578	226	236	222	133	214	233	269
La	<10—608	205	224	225	103	167	162	295
Ce	<10—178	34	152	<10	<10	56	66	47

Примечание. В скобках — количество анализов. Для SO₃ указано содержание серы в пробах с повышенным количеством барита: среднее — по 9 пробам; в том числе I тип руд — по 5 пробам, остальные — по одному определению; Н. о. — не определялось. Химические анализы выполнены В. Н. Каминской, С. П. Славкиной (ДВГИ); щелочно-земельные и редкоземельные определены рентгено-радиометрическим методом М. В. Войтышиной (ИГО Приморгеология).

в пробах станций 22 и 39 согласуются с наблюдаемыми в шлифах количествами барита. Содержания некоторых (Ce и La) редкоземельных элементов (см. табл. 1) близки к таковым в костях рыб в пелагиали океанов и в фосфоритах других подводных гор, но на порядок выше, чем в фосфоритах континентальных шельфов [2].

По морфологическим особенностям фосфориты плато Огасавара близки к тем типам фосфоритов гайотов западной части Тихого океана (поднятия Шатского, Срединно-Тихоокеанских гор и гор Маркус-Уэйк, атолла Понапе и др.), образование которых связывается с фосфатным метасоматозом рифогенных известняков, биокластических калькаренигов и фораминифернанофосиллиевых известняков в мелу и эоцене [13, 14]. Палеонтологические и литологические данные свидетельствуют о начале фосфатообразования в районе плато Огасавара в конце мела — начале палеогена, завершении его в домиоценовое время. Оно может быть связано с глобальной перестройкой гидродинамического режима океана на рубеже мела — палеогена, приведшей к возникновению шельфовых и при-

островных апвеллингов, смене аноксии кислородным режимом океанских вод и резкому усилению фосфатонакопления во многих районах мира [12]. Фосфориты формировались длительно, многостадийно на вершинах и прилегающих частях склонов подводных гор в отсутствие привноса терригенного и пирокластического материала. Этот процесс включал диагенетическое (биохимическое) образование фосфатных зерен и желваков, фосфатизацию карбонатного субстрата, механическую (волнениями, течениями) переработку и биотурбацию осадков и твердого грунта, приводившую к обогащению фосфоритовых отложений, последующую (и неоднократно) цементацию фосфатом фосфатных желваков, зерен, обломков. Скопления костей и зубов рыб могут служить подтверждением апвеллинга, поступления вод, богатых биогенами. Текстуры наиболее распространенных фосфоритов указывают на возможность концентрирования шлихованием подобно фосфоритам шельфов континентов [1].

Площадь распространения богатых фосфоритов на плато Огасавара оконтуривается примерно по изобате 2000 м по уровню подошвы толщи рифогенных известняков на центральном и восточном массивах. Как показывает драгирование, обломочные шлейфы с фосфоритами возможны до изобаты 3000 м, а местами и ниже. Возвышенности на краю океанической плиты (гайоты или их фрагменты, погруженные на глубину 4—5 км) могут также нести крупные

Таблица 2

Химический состав фосфоритов с возвышенностей на краю океанической плиты вблизи желобов: Идазу-Бонинск (I) и Волкано (II)

Окислы, %, микро- элементы, 10 ⁻⁴ %	I					II		
	Н-86/18	Н-86/26а	Н-28/26б	Н-86/33	Н-86/22	Н-45/33	Н-45/34	Н-50/59
SiO ₂	5,38	3,80	9,38	11,00	3,86	6,99	1,61	1,97
TiO ₂	0,11	0,16	0,34	0,28	0,20	0,29	0,08	0,21
Al ₂ O ₃	0,00	1,62	2,52	3,07	1,56	2,54	2,58	0,71
Fe ₂ O ₃	3,99	1,96	2,33	2,71	2,51	1,18	1,73	7,21
FeO	0,19	0,27	0,27	0,28	0,43	0,66	0,21	0,23
MnO	0,05	0,13	0,05	0,09	0,11	0,07	0,00	0,24
MgO	1,22	3,52	1,29	1,86	0,63	1,07	1,06	0,51
CaO	47,87	48,43	46,23	44,72	50,98	47,85	52,48	46,78
Na ₂ O	0,71	0,72	0,86	1,31	0,71	0,58	0,45	0,68
K ₂ O	0,54	0,54	0,81	0,67	0,53	0,88	0,24	0,21
P ₂ O ₅	28,75	31,01	26,32	27,63	30,78	30,46	32,68	29,91
H ₂ O ⁺	4,82	3,48	3,95	3,80	2,66	2,42	2,69	2,89
CO ₂	1,79	3,07	3,25	1,59	3,28	1,96	2,15	4,84
F	2,15	2,74	1,51	1,51	2,35	1,84	2,00	2,65
Сумма	96,66	100,30	98,47	99,88	99,60	98,02	99,11	97,92
Ba	Н. о	401	274	321	377	318	333	Н. о.

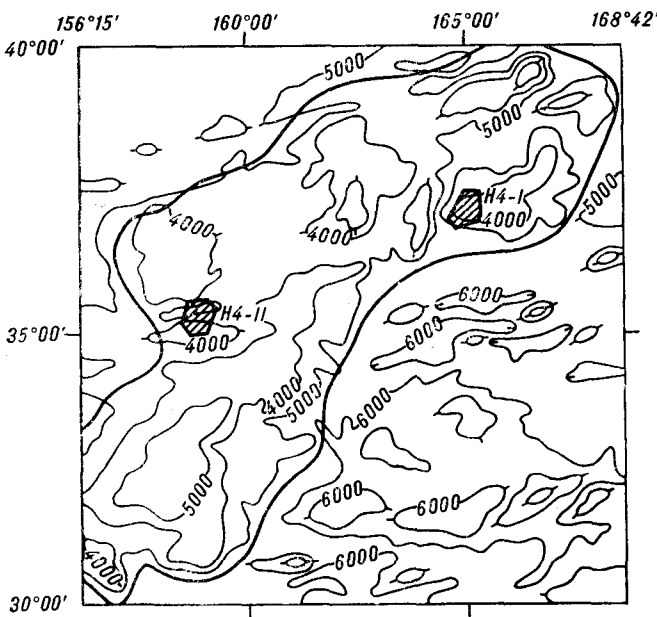


Рис. 3. Площади драгирования апатит-баритовых руд на поднятии Шатского (заштриховано).

скопления фосфоритов. Поднятые на них образцы содержат до 25—30 % P_2O_5 (табл. 2). Общая площадь распространения фосфоритов в районе Огасавара 24 600 км², и при высоких содержаниях P_2O_5 в рудах запасы фосфора должны быть весьма значительны. Не менее трех четвертей из них, по-видимому, приходятся на центральный и восточный массивы подводного плато Огасавара. Оценка фосфорных накоплений требует полноценных, разведочных работ, включающих и бурение.

На поднятии Шатского участки фосфатной минерализации (рис. 3) приурочены к протяженной (до 500 км) зоне субширотных разломов, разделяющих поднятие на северный и южный блоки. Раздробленные в пределах тектонической зоны базальты в интервале глубин 2,6—4 км претерпели интенсивное гидротермальное изменение с образованием местами прожилково-метасоматических барит-апатитовых руд. Подавляющее большинство драгированного материала представлено фрагментами подушечных лав субщелочных оливин-титанавгит-плагноклазовых базальтов, стекло и вкрапленники темноцветных минералов и плагноклаза в которых частично замещены смектитом, апатитом и баритом. Агрегаты фторкарбонатапатита, барита и смектита также выполняют поры и прожилки в базальтах. В измененных базальтах содержания фосфора повышены, а в апатит-баритовых рудах достигают 24 % (табл. 3). Формирование апатит-баритовых руд некоторыми авторами настоящей статьи связывается с циркуляцией морской во-

ды в толще затвердевших и тектонически нарушенных, но еще достаточно горячих субщелочных базальтов, богатых как фосфором, так и кальцием. Это привело к освобождению из базальтов больших масс фосфора, бария и других элементов, отложившихся затем в порах, прожилках и приведших к метасоматозу.

Подобные поднятию Шатского по литологическому облику и генезису фосфатопоявления плейстоценового (?) возраста отмечены и севернее; в юго-восточной части поднятия Обручева (гора Детройт), на 51° с. ш. и в некоторых других подводных горах [7]. Гидротермально метасоматический генезис большинства фосфоритов подводных гор (включая меловые и эоценовые фосфориты гор Маркус-Неккер) предполагает В. Г. Сафонов [9], аргументирующий его приуроченностью фосфатопоявлений к щелочным базальтовым постройкам, близостью времени активного вулканизма и фосфатообразования, следами активного фосфатного метасоматоза не только органогенных известняков, но и базальтов, парагенезисами фосфата с гидротермальными минералами (кварцем, смектитом).

Новые представления о механизме фосфатизации карбонатных и других подводных гор высказаны Э. Л. Школьником и Г. Н. Батуриным [10, 11] на основе изучения образцов, драгиро-

Таблица 3

Химический состав базальтов и апатитоносных метасоматитов возвышенности Шатского

Оксиды, %, микроэлементы, 10 ⁻⁴ %	H4-7/16	H4-8/14	H4-6/8	H4-9/2
SiO ₂	17,23	37,10	46,28	49,69
TiO ₂	0,61	1,69	2,15	1,75
Al ₂ O ₃	6,93	14,13	15,25	17,64
Fe ₂ O ₃	1,27	3,50	6,93	7,59
FeO	0,56	0,90	5,94	0,86
MnO	0,11	0,07	0,25	0,24
MgO	1,37	1,81	3,75	1,97
CaO	37,51	19,08	10,98	5,54
Na ₂ O	1,44	2,95	2,63	2,44
K ₂ O	0,89	2,52	0,87	5,25
P ₂ O ₅	23,55	9,64	2,23	1,27
H ₂ O ⁺	3,40	5,79	2,63	5,86
CO ₂	3,70	0,00	Н. о	Н. о
F	1,53	0,64	0,43	Н. о
Sr	1594	770	257	319
Ba	9348	483	201	447
V	110	105	Н. о	Н. о
La	102	129	77	11
Ce	37	35	118	29

Примечание. H4-7/16 — барит-апатитовая руда, H4-8/14 — измененный базальт смектитовой фракции с апатитом, H4-6/8 — слабоизмененный субщелочной базальт, H4-9/2 — измененный базальт смектитовой фракции с выщелоченным фосфором.

ванных с гор Маркус-Уэйк, Мид-Пацифик и гайота Милуоки (южная оконечность Императорского хребта). Основное значение этими авторами придается раннедиагенетической фосфатизации нанофораминиферовых илов, заполнявших поры, трещины в базальтах, рифогенных известняках или других породах, слагающих вершины подводных гор.

Фосфатизация начинается с карбонатного заполнения пор и затем иногда распространяется на породы каркаса, захватывая их на небольшую мощность, обуславливая пятнистое и неравномерное распределение фосфатизированных участков. В рифовых известняках обычен разрыв во времени между образованием пород каркаса и началом фосфатизации. Например, на подводной горе вблизи гайота Милуоки рифогенные известняки каркаса позднемiocеновые (по определениям кораллов), а фосфатизированный нанофораминиферовый ил плиоцен-четвертичный.

В порах и трещинах базальтов иногда отмечаются две генерации фосфата: первая по карбонатному илу; вторая, в прожилках, по сформировавшемуся фосфату первой генерации. Прожилки второй генерации иногда распространяются за пределы каверн, и местами с ней связано замещение вулканического стекла каркаса. В результате создается картина, сходная с проявлением гидротермального процесса. Фторкарбонатапатит (франколит), выполняющий поры базальтов и замещающий стенки пор, однако, совершенно аналогичен таковому фосфоритов, связанных с рифогенными известняками подводных гор, и обладает высокой растворимостью в 2 %-й лимонной кислоте, что не характерно для гидротермальных апатитов.

С этой точки зрения объясняется фосфатизация крупной ($1,7 \times 1,4 \times 0,6$ м) глыбы, поднятой со склона подводной горы в северо-западной котловине, на ст. 6017 в 43-м рейсе НИС «Витязь» и представляющей грубообломочную гиалокластитовую брекчию, замещенную на 85 % мозаичным агрегатом бурого халцедона и пропитанную прожилками кварца [3, 9]. Фосфатизация этой глыбы связывалась В. Г. Сафоновым [9] с гидротермальным процессом, хотя реликты первичной фораминиферовой структуры в фосфатных участках отмечались и ранее [3]. Несомненно, гидротермальным в этой глыбе является кварц, имеющий изотопные температуры 110—130 °С. Температуры отложения фосфатов значительно ниже — 16—36 °С [9]. Такие температуры достигаются на мелководье тропического моря, особенно в прогреваемых лагунах, и вряд ли их следует считать подтверждающими гидротермы. Изучение материала этой же глыбы Э. Л. Школьниковом и Г. Н. Батуриным показало, что фосфатизация в ней также происходила по механизму, предложенному

этим авторами. Достоверных признаков гидротермальной фосфатизации здесь не устанавливается.

Главным фактором фосфатизации в порах служит бактериальная деструкция органического вещества нанофораминиферового планктона, стимулирующая сульфатредукцию, создающая восстановительную и повышено щелочную среду, что в совокупности приводит к фосфатному осаждению — метасоматозу. Возникшие в результате этого процесса градиенты концентрации приводили к диффузии фосфора из поровой и, по-видимому, придонной воды и имели место до полного завершения сульфатредукции. По всей сути этот процесс аналогичен тому, что приводит к формированию фосфатных конкреций на материковом шельфе и склоне, но реализуется на подводных горах в несколько иной форме.

При разрушении базальтов фосфатные заполнения пор и пустот могут давать округлые и эллиптические обособления, включающие кроме франколита обломки базальта, палагонита, смектизированных стекол, марганцевых корок или микростяжения марганца, а также аутигенные барит и филлипсит. Пористые, кавернозные базальты, рифовые и околорифовые известняки и другие породы подводных гор обеспечивают необходимый каркас — ловушки «дождя» трупов планктона, обычно смываемых с вершинных их частей. Этот механизм позволяет удовлетворительно объяснить (с единой биогенно-диагенетической точки зрения) фосфатообразование на подводных горах, где, в отличие от плато Огасавара, отсутствует «шапка» рифовых известняков, таких как гайот Ламонт, описанный В. Гусевым [6].

Приуроченность фосфатопроявлений к субщелочным базальтовым постройкам в северо-западной части Пацифики не повсеместна, а там, где наблюдается, вполне объяснима относительно мелководными условиями фосфатонакопления на крупных подводных горах, субщелочно-базальтовых в подавляющем большинстве. Значительный разрыв во времени между активным вулканизмом и началом фосфатообразования, установленный на гайотах Восточно-Марианского бассейна [8], как будто не подтверждает гидротермального генезиса развитых на них фосфоритов.

Противоречивость генетических представлений естественна и отражает как сложность процессов формирования фосфоритов, так и недостаточную изученность фосфоритов подводных гор. Региональное распространение фосфатных пород на подводных горах северо-западной части Тихого океана и, по-видимому, значительные скопления их на некоторых из них позволяют считать этот регион потенциально перспективным на выявление крупных их скоплений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Батурин Г. Н. Фосфориты на дне океанов.— М.: Наука, 1978.
2. Батурин Г. Н., Тамбиев С. В., Ляпунов С. М. Редкоземельные элементы в биогенных фосфатах со дна океана // Геохимия.— 1986.— № 11.— С. 1636—1646.
3. Безруков П. Л., Андрущенко П. Ф., Мурдмаа П. О., Скормякова Н. С. Фосфориты на дне центральной части Тихого океана // Докл. АН СССР.— 1969.— Т. 185, № 4.— С. 913—916.
4. Васильев Б. И., Говоров И. Н., Тарарин И. А. и др. Геологическое строение южной части Идзу-Бонинского глубоководного желоба/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1986.
5. Васильев Б. И., Говоров И. Н., Тарарин И. А. и др. Геологическое строение желоба Волкано/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1986.
6. Гусев В. В., Иванова Т. Ю., Эйберман М. Ф. Фосфатность гайота Ламонт системы Маркус-Неккер, Тихий океан // Тез. докл. III съезда советских океанологов. Сек. геология, геофизика и геохимия.— Л.: Гидрометеиздат, 1987.— С. 85—86.
7. Липкина М. И. Фосфориты высоких широт северо-западной части Тихого океана // Там же.— С. 122—124.
8. Лисицына Н. А. Фосфориты подводных гор океана // Там же.— С. 124—125.
9. Сафонов В. Г. О генезисе фосфоритов на подводных горах северо-западной части Тихого океана // Литология и полезн. ископаемые.— 1982.— № 2.— С. 16—21.
10. Школьник Э. Л., Батурин Г. Н. О строении и происхождении фосфоритов подводных гор Мид-Пацифик, Тихий океан // Тихоокеан. геология.— 1986.— № 1.— С. 22—26.
11. Школьник Э. Л., Батурин Г. Н. О фосфатизации базальтов подводных гор Тихого океана // Там же.— 1987.— № 4.— С. 30—34.
12. Cook P. J., Cook J. R. Marine biological changes and phosphogenesis around the cretaceous-tertiary boundary // Sci. Geol. Memoire.— 1985.— N 77.— P. 105—108.
13. Heezen B. C., Matthews J. L., Catalano et al. // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— Washington: US Govern. Print. Office, 1973.— V. XX.— P. 653—724.
14. Preliminary report of the Hakuho Maru cruise KH 80-3 Japan Trench, Shatsky Rise, Guam, Ponape and Ogasawara areas (IPOD, WESTPAC), July 14-September 6, 1980/Ed Kazuo Kobayashi.— Tokyo, 1981.

ТОИ, ДВГИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
23 июня 1983 г.

УДК 552.321.5/6(571.65)

А. А. Сурнин, А. В. Округин

БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЮЖНО-АНЮЙСКОЙ СТРУКТУРЫ

Приводятся материалы по изучению геологического положения, вещественного состава пород и химизма породообразующих минералов позднеюрских базальтов и ультраосновных — основных интрузивных тел Южно-Анюйской структуры. Позднеюрский магматизм проявился в излиянии толеитовых базальтов и последующем внедрении расслоенных ультрамафит-

мафитовых интрузий. Особенности химизма пород и минералов свидетельствуют о комагматичности этих образований, принадлежащих к единой вулканоплутонической ассоциации толеитовой серии и сопровождавших формирование структуры раздвигового типа на гетерогенном основании континентального типа.

О природе позднемезозойского вулканического и интрузивного магматизма вдоль окраин Колымской плиты у различных исследователей пока еще не сложилось единого мнения. Одной из причин такой неопределенности является отсутствие специальных исследований вещественного состава магматических образований этих районов. Мы изучали базит-ультрабазитовые магматиты Южно-Анюйской структуры. Данная структура, расположенная на границе северо-восточной окраины Омолонского массива и сооружений Новосибирско-Чукотской складчатой зоны [5], рассматривается как рифтовая. Заложение ее происходило в оксфорд-

ское время в тектонических блоках, сложенных протерозойскими (?), палеозойскими, раннемезозойскими осадочными и магматическими комплексами.

Позднеюрские осадочно-вулканогенные и интрузивные образования Южно-Анюйской структуры линейно прослеживаются с востока на запад почти на 500 км в бассейне рек. Бол. и Мал. Анюй (рис. 1). Они приурочены к протяженным разрывным нарушениям северо-западного или близкого к широтному простирания, образуя единую крупную тектономагматическую систему. Для сопоставления привлекаются наши данные по породам Алучинского ги-

Химический состав

Компонент	Лавы базальтов								Уямкандинский массив							
	Вариолитовые и спилитовые базальты				Порфириновые базальты		Автомагматическая брекчия		Оливиниты	Лерцолиты	Верлиты		Меланогаббро		Пироксеновое габбро	
	33/13	36/8	56/6	31/5	56/12	56/2	56/17	56/17	17-62	127/16	17-4и	127/15	127/18	127/2	127/20	127/20*
SiO ₂	51,44	53,84	51,79	48,80	50,38	49,36	48,24	48,74	51,65	50,76	54,02	50,84	51,98	52,20	52,17	47,12
TiO ₂	0,65	0,45	0,80	1,10	0,54	0,71	1,99	2,20	0,30	0,28	0,22	0,62	0,30	0,36	0,30	0,15
Al ₂ O ₃	2,65	2,19	2,60	2,26	5,61	5,03	5,59	4,68	3,57	3,49	3,15	2,34	3,27	2,61	1,19	10,31
Cr ₂ O ₃	0,12	He	He	He	0,29	0,20	0,28	He	0,93	1,19	0,90	0,40	1,10	1,16	0,17	0,04
FeO	7,57	8,42	10,35	12,11	7,27	8,69	8,85	9,12	3,88	3,51	4,27	5,27	4,35	6,71	4,92	8,21
MnO	0,15	He	0,29	He	0,25	0,27	0,22	0,25	0,10	0,17	He	0,11	0,08	0,20	0,21	0,13
MgO	16,19	18,78	15,45	16,44	15,65	14,70	13,25	15,13	17,41	17,66	16,22	16,35	16,73	16,10	16,71	17,62
CaO	20,50	16,77	18,99	19,31	19,52	20,52	21,33	20,48	22,25	22,54	22,24	22,20	22,45	20,76	24,34	12,24
Na ₂ O	0,32	0,21	0,26	0,33	0,23	0,18	0,45	0,31	0,23	0,17	0,21	0,48	0,29	0,27	0,16	2,07
K ₂ O	He	He	He	He	He	He	He	He	He	0,02	He	He	He	0,01	0,02	0,06
Сумма	99,59	100,66	100,53	100,35	99,74	99,66	100,20	100,91	100,32	99,79	101,23	98,61	100,55	99,38	100,19	97,95
Wо	41,8	34,2	39,4	37,4	41,5	42,8	44,6	42,4	44,9	45,1	46,3	44,2	45,7	42,8	47,2	—
En	45,9	52,3	44,0	44,3	46,5	42,6	40,2	43,0	48,9	49,1	46,8	46,3	47,3	46,1	45,1	—
Fs	12,3	13,5	16,6	18,3	12,0	14,6	15,2	14,6	6,2	5,8	6,9	8,5	7,0	11,1	5,7	—

Примечание. Звездочками обозначены анализы амфиболов. Анализы, приведенные в табл. 1—4, выполнены на мик

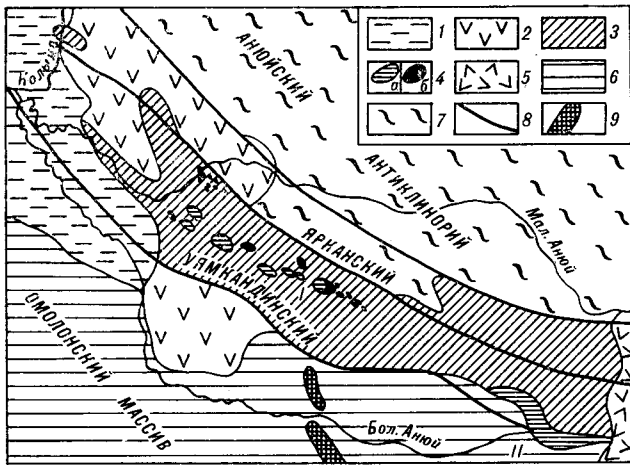


Рис. 1. Геологическая схема Южно-Ануйской структуры.

1 — кайнозойские образования; 2 — меловые осадочно-вулканогенные толщи наложенных впадин. Позднеюрский комплекс: 3 — эффузивные, 4 — интрузивные (а — ультраосновные); 1 — Урмакандинский, П — Громадинско-Варгумейский массив; 6 — основные) ассоциации; 5 — вулканиты Охотско-Чукотского пояса; 6 — структуры Оломонского массива; 7 — Ануйская зона Чукотской складчатой системы; 8 — границы Южно-Ануйской структуры; 9 — позднепермский гипербазитовый комплекс (Алудинский массив).

пербазитового комплекса позднепермского возраста, приуроченного к Ануйскому глубинному разлому субмеридионального направления [2]. П. П. Лычагиным [3] породы этого массива объединяются в дунит-гарцбургитовую, пироксенит-габбро-верлитовую и габбровую ассоциации и относятся к офиолитовым комплексам.

Позднеюрские вулканогенные толщи Южно-Ануйской структуры сложены в основном ша-

ровыми лавами базальтов, лавовыми брекчиями, вулканокластами толеитового состава и перекрывают со стратиграфическим или угловым несогласием рифейские, позднепалеозойские, рашемезойские магматические и осадочные комплексы. Среди многочисленных интрузий ультраосновного — основного составов между-речья Бол. и Мал. Анюя к позднеюрскому магматическому этапу отнесены самостоятельные небольшие по площади выходы тел, сложенные плагиоклазовыми оливинитами, плагиоклазовыми лерцолитами, верлитами, меланократовыми габбро, норитами, анортозитами, пироксенитами, троктолитами. Базальтовые толщи вмещают серии даек, оливиновых габбро, пироксеновых габбро, долеритов. Серии параллельных даек основного состава пространственно не выходят за пределы распространения полей эффузивов основного состава. Они внедрились вместе с толеитами в конечный этап их излияний. Геологическими наблюдениями установлено, что ультрабазитовые тела внедрились после излияния толеитов на заключительном этапе магматической деятельности позднеюрского времени.

Толеитовые базальты по структурно-минералогическим особенностям принадлежат к вариолитовым, спилитовым и долеритовым разновидностям. Первые из них, слагающие внешние оторочки шаров лав, состоят из темно-коричневого стекла с метельчататыми агрегатами плагиоклаза и пироксена. Встречаются порфиритовые таблитчатые кристаллы плагиоклаза (Ал₅₉₋₆₇) в сростании с авгитом. Спилиты — плотные, миндалекаменные породы, состоящие из войлока изо-

Таблица 1

клинопироксенов и амфиболов, %

Алудинский массив							Громадинско-Варгумейский массив								
Гарцбургиты	Пироксениты		Габбро				Троктолиты	Пироксениты	Нориты			Габбро-нориты			Анортозиты
	103/4	103/3	9-3	10-3	10-3	10-3*			39*	39/2*	39/5	39/5	39/8*	39/8	
51,28	52,26	52,48	50,02	47,63	47,20	47,19	46,45	47,97	50,66	49,43	47,69	50,59	50,99	43,19	44,57
0,61	0,21	0,28	1,16	0,96	1,06	1,09	0,02	0,81	0,33	0,44	0,21	0,34	0,51	0,64	0,88
4,47	2,53	2,57	2,83	9,18	8,62	7,82	13,19	8,12	3,42	4,35	10,28	3,55	3,70	14,60	12,86
0,46	0,60	0,25	Не обн.	0,05	Не обн.	Не обн.	0,04	0,14	0,01	0,13	Не обн.	Не обн.	0,01	0,05	Не обн.
5,32	4,27	4,78	14,17	12,54	13,24	13,51	6,81	10,05	7,57	6,35	8,44	8,93	6,48	11,75	11,09
0,11	0,13	0,10	0,47	0,33	Не обн.	Не обн.	0,09	0,17	0,24	0,30	0,19	0,20	0,29	0,24	0,23
17,06	16,91	16,24	14,66	16,28	14,18	14,41	18,07	16,87	15,67	14,44	17,62	15,63	16,11	14,08	14,66
19,13	22,88	23,00	16,47	11,34	5,06	11,86	11,51	11,57	21,18	22,53	12,84	19,94	22,31	11,17	11,31
0,35	0,27	0,26	0,54	1,50	9,83	1,73	2,08	1,19	0,28	0,40	1,42	0,27	0,18	2,07	2,02
Не обн.	0,01	Не обн.	0,02	0,20	0,61	0,24	0,01	0,06	Не обн.	Не обн.	0,02	Не обн.	0,02	0,15	0,20
98,79	100,07	99,96	100,34	100,01	99,80	97,85	98,27	96,95	99,36	98,37	98,71	99,45	100,60	97,94	99,82
40,6	45,9	46,6	34,4	25,9	14,4	—	—	—	43,2	47,1	—	40,9	44,6	—	—
50,4	47,2	45,7	42,5	51,7	56,2	—	—	—	44,4	42,0	—	44,5	44,8	—	—
9,0	6,9	7,7	23,1	22,4	29,4	—	—	—	12,4	10,9	—	14,6	10,6	—	—

роанализаторе JXA-50A и «СAMEBAX-MICRO», аналитики Н. В. Лескова, В. Ф. Махотко, В. Г. Баев.

Химический состав хромшпинелидов, %

Компонент	Лавы базальтов		Уямкандинский массив								Алучинский массив					
	Спилитовые базальты		Оливиниты		Лерцолиты			Верлиты	Меланогаббро		Габбро	Дуниты			Гарцбургиты	
	36/17	36/17	17-6г	17-5и	127/16*	127/16**	17-5о	127/15	17-4и	17-4и	17-4ж	1-1	1-1	1-1	9-4	9-4
TiO ₂	0,51	0,47	1,23	2,03	0,49	1,74	2,75	1,58	2,95	4,93	3,45	0,15	0,19	0,19	0,11	0,13
Al ₂ O ₃	34,10	31,42	18,93	15,92	25,48	18,34	13,39	14,76	14,11	8,04	5,85	8,53	9,14	9,65	12,68	13,05
Cr ₂ O ₃	29,78	33,50	37,69	33,26	37,55	36,00	31,75	31,38	29,65	22,59	15,92	63,13	60,92	57,54	54,87	53,46
Fe ₂ O ₃	5,43	4,53	10,48	17,12	7,55	12,23	19,66	20,26	19,94	28,91	41,62	2,37	2,60	5,84	3,05	4,61
FeO	11,19	12,40	24,84	26,25	16,71	22,72	26,28	26,81	25,93	29,28	31,20	13,28	15,95	14,13	18,81	18,49
MnO	He обн.	He обн.	0,51	0,51	0,27	0,35	0,30	0,51	0,41	0,42	0,57	0,32	0,34	0,45	0,30	0,37
MgO	16,98	15,95	7,12	6,46	12,88	8,68	6,70	5,53	6,67	4,79	2,73	13,15	11,40	12,49	9,66	9,99
Сумма	97,99	98,27	100,80	101,55	100,93	100,06	100,83	100,83	99,66	98,96	101,34	100,93	100,54	100,29	99,48	100,10
MgAl ₂ O ₄	58,6	54,9	36,1	30,8	45,4	34,9	26,1	29,0	27,9	16,8	12,3	16,2	17,6	18,5	24,6	25,1
MgCr ₂ O ₄	15,2	15,5	0,0	0,8	12,6	6,9	7,0	0,0	5,5	8,5	2,2	47,0	37,9	42,0	22,8	23,5
FeCr ₂ O ₄	19,1	23,6	48,2	42,3	32,3	39,1	34,7	41,6	33,9	23,1	20,3	33,5	40,8	31,9	48,6	45,5
FeFe ₂ O ₄	6,0	5,0	11,3	19,7	7,9	13,9	24,4	24,0	24,0	37,2	54,2	2,0	2,3	5,9	2,9	4,6
MnFe ₂ O ₄	0,0	0,0	1,4	1,4	0,7	1,0	0,9	1,4	1,2	1,3	1,7	0,9	0,9	1,2	0,8	1,0
Fe ₂ TiO ₄	1,1	1,0	3,0	5,0	1,1	4,2	6,9	4,0	7,5	13,1	9,3	0,4	0,5	0,5	0,3	0,3

Примечание. Одной звездочкой обозначен центр, двумя — край зерна. Разделение FeO и Fe₂O₃ производится путем пересчета на стехиометрическую формулу.

гнутых, расщепленных на концах кристаллов альбитизированного плагиоклаза, погруженных в хлоритизированный базис, насыщенный мельчайшей рудной пылью. Пироксен сохраняется в обособленных участках в интерстиционном пространстве между плагиоклазами. Плагиоклаз замещается андезином и альбитом, лишь участки лабрадора (An₅₆₋₅₉) отвечают его первичному составу. Единичные зерна оливина замещены желто-красным идингситом. Базальты и долериты — типичные породы центральных участков шаров или потоков лав. Незональные кристаллы лабрадора и битовнита в этих породах вторичным изменениям подвержены слабо. Пироксен порфировых вкрапленников характеризуется высоким содержанием Al₂O₃ (табл. 1). Автомагматические брекчии базальтов слагают дайки мощностью 5—8 м, чередующиеся с телами андезитов. Брекчия сложена обломками порфировых гиаобазальтов, сцементированных порфировым базальтом с трахитовой структурой основной массы. Вкрапленники как в обломках, так и цементирующем их базальте представлены титан-авгитом (см. табл. 1) и альбитом (Al₆). В протолочках базальтов иногда встречаются единичные зерна хромшпинелита (табл. 2), по составу аналогичные таковым из океанических базальтов (рис. 2).

Базальты Южно-Анхойской структуры по основным петрохимическим параметрам близки

к толеитовым серым океанических островов и континентов, что свидетельствует о глубинности

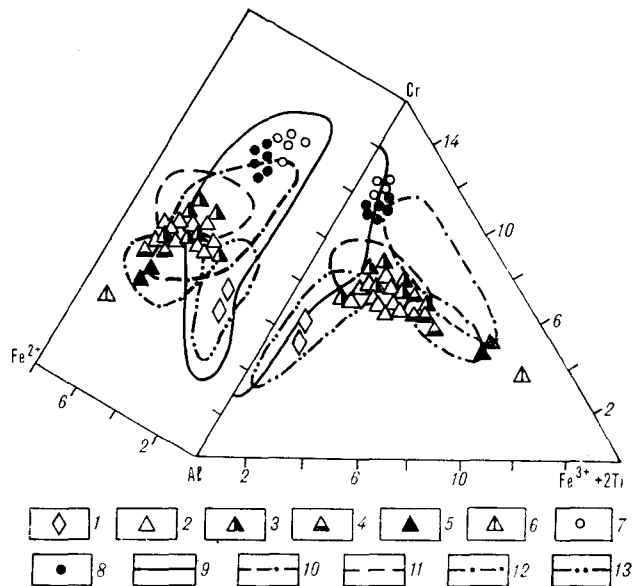


Рис. 2. Компонентный состав хромшпинелидов.

Шпинелиды: 1 — спилитовых базальтов, 2 — оливинитов, 3 — лерцолитов, 4 — верлитов, 5 — меланогаббро, 6 — пироксеновые габбро Уямкандинского массива, 7 — дунитов, 8 — гарцбургитов Алучинского комплекса. Поля составов хромшпинелидов по [4]: 9 — перидотитовая формация; 10 — дунит-клинопироксенитовая формация; 11 — породы Бушвельдского массива; 12 — пикритовые и троктолитовые габбро-долериты Талнахского интрузива; 13 — базальты Срединно-Атлантического хребта.

магм и формировании их под континентальной земной корой в период ее деструкции. Намечаются переходы составов высоконатровых спилитов в субщелочные разновидности, но последние как самостоятельный петрохимический тип не выделяются, так как не имеют обособленного распространения. Субщелочные базальты характеризуются повышенным содержанием TiO_2 , и в них устанавливается возрастание концентрации наиболее щелочных редких земель вне зависимости от степени насыщения пород кремнеземом.

Позднеюрский магматизм обусловил появление генетически ассоциирующихся с огромными полями вулканитов силлоподобных трещинных или пластообразных интрузий перидотит-габбрового состава в центральной зоне Южно-Анжуйской структуры. Они нами рассматриваются на примере Уямкандинского лерцолит-габбрового и Громаднинско-Варгумейского габбро-норитового массивов.

Уямкандинский интрузив, расположенный в верховьях р. Уямканда, имеет в плане округлую форму, площадь его 32 км^2 (рис. 3). Он сложен плагиооливинитами, плагиоклазовыми лерцолитами и верлитами, меланократовым и оливиновым габбро, а также секущими телами пироксеновых габбро. Взаимоотношения между указанными разновидностями пород распычатые или вовсе отсутствуют. В плане макрослои в виде полос смеяют друг друга от юго-западной придонной части массива к северо-восточной апикальной. Плагиоклазовые оливиниты установлены в виде обособленных

линз мощностью 10—15 м., присутствующих среди лерцолитов и имеющих с ними постепенные переходы.

Оливиниты представляют собой черные среднезернистые породы, состоящие из оливина (75—95%), бронзита и диопсида (3—15%), плагиоклаза (4—12) и хромшпинелида (1—3%). Оливин образует идиоморфные кристаллы хризолита (Fe_{14}). По трещинкам в оливине развивается алюминийсодержащий серпентин с выделением тонкой сыпи магнетита, что обусловлено понижением железистости серпентина по отношению к оливину (табл. 3). Бронзит наблюдается в виде мелких или изометричных выделений в интерстициях между кристаллами оливина. Диопсид чаще всего ксеноморфен и содержит округлые включения оливина. Плагиоклаз (An_{90-92}) выполняет интерстиции между оливином и бронзитом, постоянно корродируется диопсидом. Иногда плагиоклаз частично превращается в аморфный или землистый изотропный агрегат, имеющий под микроскопом темно-коричневые тона. Хромшпинелиды присутствуют в виде изометричных зерен, включенных преимущественно в оливин, реже в пироксен и плагиоклаз. По составу они соответствуют хромшкотиту (см. табл. 2).

Плагиоклазовые лерцолиты и верлиты отличаются более широкой вариацией соотношения породообразующих минералов: оливина (43—60%), бронзита (7—12), диопсида (8,5—27), плагиоклаза (6—13), рудных (2—12) и вторичных (2—10%). В отличие от оливинитов для них отмечается, в особенности в верлитах, несколько повышенная железистость оливина, пироксена и хромшпинелида (см. табл. 1—4). Плагиоклаз в лерцолитах и верлитах представлен битовнитом (An_{87-89}).

Меланократовое габбро представляет собой светло-серые среднезернистые породы, состоящие из оливина (33—36%), моноклинного пироксена (14—26%), плагиоклаза (22—27), ромбического пироксена (1,8—2), хромшпинели (до 1) и рудных минералов (4—12%). Оливин образует округлые зерна или их гломеропорфировые сростания, а плагиоклаз (An_{85-88}) — таблитчатые кристаллы. Пироксен заполняет интерстиции и неравномерно замещается светло-коричневой роговой обманкой. Единичные включения имеют состав феррохромита.

Пироксеновое габбро присутствует в массиве в форме маломощных даек, рассекающих лерцолиты, и линзовидных тел в меланократовых габбро, иногда образуя с последними ритмично-полосчатое чередование. Это светло-серые среднезернистые породы сахаровидного облика, сложенные битовнитом (30—50%), диопсидом (19—32) и оливином (14—17%). Кристаллы диопсида и плагиоклаза обладают почти равным идиоморфизмом. Зональность плагиоклаза проявлена по контуру сменой

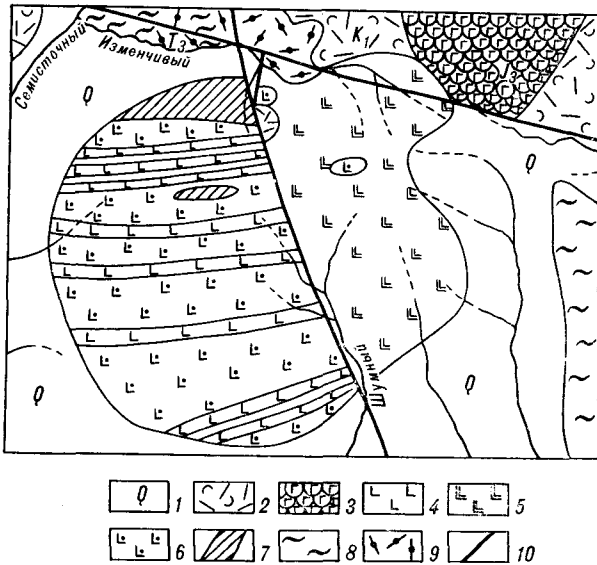


Рис. 3. Схематическая карта Уямкандинского массива. 1 — четвертичные отложения; 2 — меловой комплекс: туфы кислого состава, трахириолиты, дациты; 3—7 — позднеюрский магматический комплекс: 3 — базальты, 4 — меланократовое габбро, 5 — пироксеновое габбро, 6 — лерцолиты, верлиты, 7 — оливиниты; 8 — триасовые песчаники, алевролиты; 9 — зоны измененных пород; 10 — тектонические нарушения.

Химический состав оливинов и серпентинов, %

Компо- нент	Уямкадинский массив								Алучинский массив						Громадинско- Варгумей- ский массив	
	Оливиниты		Лерцолиты		Верлиты		Мела- ногаб- бро	Габбро	Дуниты		Гарцбургиты		Пиро- ксени- ты	Габбро	Троктолиты	
	17-5и	17-5д*	127/10	17-4д*	127/15	127/19	127/2	127/20	102/1	102/1*	102/3	102/3*	102/3	9-2	Ц	К
SiO ₂	42,50	39,92	39,45	41,00	38,48	38,30	37,74	38,22	39,34	41,54	39,82	39,08	40,05	39,63	40,74	39,04
Al ₂ O ₃	He обн.	1,50	He обн.	1,69	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	0,06	0,03	He обн.	He обн.	0,06	He обн.	He обн.
Cr ₂ O ₃	»	He обн.	0,02	He обн.	0,06	»	»	»	0,02	He обн.	0,03	»	0,03	He обн.	0,01	»
FeO	13,58	3,39	13,58	4,42	18,17	18,15	22,63	21,53	8,00	3,92	8,11	4,64	17,95	21,25	18,37	22,21
MgO	44,76	38,26	46,86	38,06	43,40	43,76	39,57	40,16	52,19	38,26	50,42	41,97	43,84	38,96	40,61	38,44
MnO	0,12	0,05	0,26	0,17	0,32	0,28	0,40	0,36	0,11	0,05	0,22	0,03	0,26	0,31	0,33	0,24
CaO	He обн.	0,06	0,06	0,07	He обн.	He обн.	0,05	0,08	0,02	0,02	0,02	0,04	0,03	0,01	0,01	0,12
Сумма	100,96	83,18	100,23	85,41	100,43	100,49	100,39	100,35	99,68	83,85	98,65	85,76	102,16	100,22	100,07	100,05
f	14	5	14	6	19	20	24	23	8	5	8	6	19	24	20	25

Примечание. Звездочкой обозначены анализы серпентинов; Ц — центр зерна; К — край.

битовинита (An₉₀₋₈₇) узкой зоной An₈₃. По периферии диопсида развивается амфибол. Оливин встречается как в виде включений в пироксене и плагиоклазе, так и в интерстициях этих минералов. В оливине содержатся мелкие включения феррохромита.

На классификационной диаграмме А—S (рис. 4) точки составов пород Уямкадинского массива располагаются в поле пикритов и меймечитов. Устанавливается единый тренд отно-

сительно коэффициента фракционирования и последовательное увеличение содержаний SiO₂, Al₂O₃, CaO, Na₂O и понижения MgO, FeO от оливинитов до меланократовых габбро. В пироксеновых габбро с возрастанием коэффициента фракционирования наблюдается повышение содержаний SiO₂, TiO₂, Na₂O и понижение — CaO. Между пироксеновыми габбро и породами ряда оливинит — меланократовое габбро отмечается некоторый разрыв не только в рас-

Таблица 4

Химический состав ромбических пироксенов, %

Компо- нент	Уямкадинский массив								Алучинский массив			Громадинско-Варгумейский массив				
	Оливиниты		Лерцолиты		Верлиты		Меланогаббро	Габбро	Гарцбургиты		Пироксены	Троктолиты	Пироксены	Нориты	Габбро-нориты	
	17-5и	127/21	127/21	127/15	127/19	127/18	127/2	127/20	9-4	102/3	103/3	39	39/2	39/5	39/8	39/7
SiO ₂	55,22	55,01	55,37	54,43	54,70	54,21	54,49	53,09	56,42	55,15	54,79	54,17	53,77	52,61	53,08	52,12
TiO ₂	0,26	0,23	0,27	0,29	0,37	0,10	0,15	0,32	0,02	0,02	0,15	0,16	0,17	0,17	0,13	0,14
Al ₂ O ₃	1,52	1,29	1,39	1,33	1,83	1,44	1,42	1,25	0,88	0,59	1,67	2,51	1,22	2,21	2,50	2,08
Cr ₂ O ₃	0,40	0,30	0,27	0,21	0,34	0,08	0,09	0,15	0,45	0,35	0,14	0,23	0,07	0,05	0,01	0,00
FeO	8,82	8,96	9,06	11,92	9,70	13,60	13,90	14,83	5,40	4,89	11,22	11,86	18,31	16,48	15,96	17,57
MnO	0,25	0,27	0,26	0,29	0,27	0,31	0,33	0,43	0,12	0,15	0,33	0,30	0,42	0,43	0,32	0,57
MgO	33,85	32,76	32,48	30,51	32,17	28,48	28,74	28,78	35,72	33,81	31,98	30,39	25,88	27,80	26,60	26,09
CaO	0,91	1,35	1,50	1,10	1,44	1,78	1,52	1,50	1,52	2,41	0,92	1,04	0,86	0,80	1,55	2,00
Na ₂ O	0,00	0,02	0,09	0,03	0,06	0,08	0,04	0,05	0,05	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04
Сумма	101,23	100,19	100,69	100,11	100,88	100,08	100,68	100,40	100,58	97,40	101,20	100,67	100,70	100,55	100,15	100,61
Wo	1,7	2,5	2,8	2,1	2,7	3,4	2,9	2,8	2,7	4,5	1,7	2,0	1,7	1,5	3,0	3,8
En	85,5	84,2	83,7	80,0	82,9	75,8	76,0	74,8	89,5	88,2	81,8	80,0	69,9	74,0	72,2	69,2
Fs	12,8	13,3	13,5	17,9	14,4	20,8	21,1	22,4	7,8	7,3	16,5	18,0	28,4	24,5	24,8	27,0

Химический состав пород Уямкандинского массива (%) и распределение редких элементов (г/т)

Компонент, элемент	Оливиниты	Лерцолиты				Верлиты			Меланократовое габбро				Пироксеновое габбро			
	17-5и	127/10	127/17	127/16	127/7	127/19	127/15	127/4	127/14	127/8	127/2	127/9	126	126/7	126/5	126/1
SiO ₂	38,03	38,76	40,74	40,61	41,82	40,52	41,94	41,79	45,08	44,40	48,31	45,97	47,81	48,03	51,01	51,73
TiO ₂	0,18	0,17	0,41	0,09	0,10	0,12	0,15	0,08	0,10	0,13	0,20	0,22	0,65	0,24	0,68	0,80
Al ₂ O ₃	2,27	2,01	4,10	7,00	4,80	5,49	9,27	13,28	18,27	14,43	12,07	18,71	14,63	17,61	16,30	16,16
Fe ₂ O ₃	2,17	2,00	4,79	2,68	2,70	3,10	3,47	3,35	0,16	1,80	0,88	1,90	3,00	3,14	2,51	4,10
FeO	11,28	10,67	6,88	8,25	7,10	7,20	7,32	5,45	5,80	5,72	8,20	3,40	6,62	6,55	7,23	7,43
MnO	0,22	0,20	0,18	0,17	0,16	0,16	0,17	0,14	0,10	0,12	0,13	0,10	0,15	0,09	0,10	0,12
MgO	39,68	38,50	35,25	31,25	30,91	29,11	23,18	22,33	12,28	17,20	15,86	9,79	9,89	8,81	6,78	5,51
CaO	1,31	2,83	3,29	6,21	8,40	7,74	9,80	8,81	16,17	13,69	13,00	17,16	13,25	12,70	11,40	10,03
Na ₂ O	0,07	0,04	0,04	0,24	0,19	0,18	0,52	0,57	0,79	0,76	0,34	0,92	1,93	1,27	2,72	2,45
K ₂ O	0,06	0,04	0,34	0,04	0,05	0,01	0,08	0,14	0,15	0,05	0,18	0,10	0,44	0,30	0,18	0,15
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01	0,02	0,04	0,02	0,03	0,07
П. п. п.	4,63	5,00	3,47	3,08	3,69	6,33	3,40	4,00	1,60	2,06	1,20	1,62	1,24	1,30	0,96	1,08
Сумма	99,91	100,23	99,19	99,63	99,93	99,97	99,31	99,95	100,51	100,41	100,38	99,91	99,65	100,06	99,90	99,63
Sc	—	45	23	18	28	31	32	16	34	47	50	48	51	45	39	49
Co	—	134	150	130	98	100	87	88	42	64	65	60	47	37	31	36
Ni	—	1200	1400	1100	1600	1000	650	660	230	410	400	300	91	49	53	32
Cr	—	3810	2300	2700	3300	3900	1500	1700	1270	1200	1300	1100	300	260	180	79
V	—	54	56	67	96	92	96	65	88	110	150	59	240	170	260	350
La	—	2,0	4,0	—	—	—	2,0	2,0	—	2,0	2,0	—	30,0	20,0	20	20
Ce	—	36,0	24,0	—	—	—	50,0	47,0	—	54,0	51,0	—	48,0	15,0	19,0	24,0
Sm	—	1,3	1,4	—	—	—	1,4	1,5	—	1,6	1,5	—	3,9	1,5	2,1	2,9
Eu	—	1,45	0,37	—	—	—	0,91	0,25	—	1,33	2,06	—	0,56	0,32	0,68	1,11
Tb	—	0,31	0,17	—	—	—	0,19	0,48	—	0,05	0,04	—	1,31	0,63	0,27	1,66
Yb	—	0,42	0,86	—	—	—	0,46	0,45	—	0,56	0,63	—	0,46	0,41	0,41	0,74
Lu	—	1,46	1,13	—	—	—	1,62	1,08	—	1,08	1,33	—	1,13	2,04	2,36	1,42

Примечание. Анализы пород выполнены на квантометре КРФ-16, элементы-примеси определялись в лаборатории спектрального анализа Института геологии ЯФ СО АН СССР, анализы РЗЭ производились нейтронно-активационным методом в лаборатории ядерно-физических исследований ОМЦ НПО Узбекгеология.

пределении породообразующих компонентов, но и в концентрации редких и примесных элементов (табл. 5). Все это, наряду с геологиче-

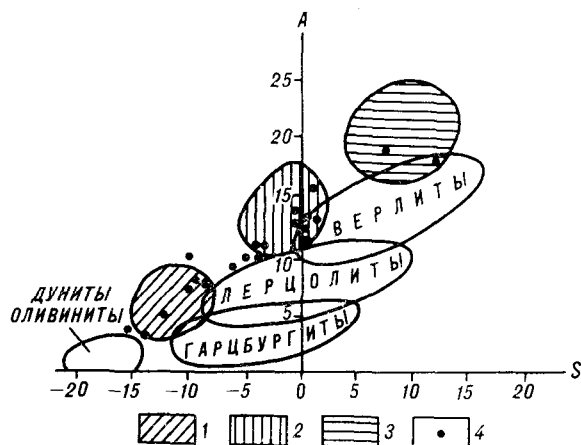


Рис. 4. Положение химических составов пород Уямкандинского массива в координатах А — S.

Поля составов: 1 — мейсцитов, 2 — пикритов, 3 — полевошпатовых ультрабазитов; 4 — породы Уямкандинского массива. $A = Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O$; $S = SiO_2 - (Fe_2O_3 + FeO + MgO + MnO + TiO_2)$.

ским положением и составом породообразующих минералов, свидетельствует о том, что данные породы представляют собой дифференциаты единой пикритовой магмы, из которых пироксеновые габбро являются наиболее поздним остаточным расплавом. От оливинитов до пироксеновых габбро отмечается постепенное увеличение железистости оливина, пироксенов и хромшпинелидов (см. табл. 1—4), а также повышение альбитовой составляющей плагиоклаза.

Породы Уямкандинского интрузива по сравнению с магматитами позднепермского Алучинского гипербазитового массива (табл. 6) имеют более высокое содержание FeO, Al₂O₃, CaO. Это отражается также в составе породообразующих минералов (см. табл. 1—4). Оливины и ортопироксены в породах Уямкандинского интрузива более железисты. Если хромиты из дунитов и гарцбургитов алучинского комплекса соответствуют таковым из пород перидотитовой формации, то хромникотиты и феррохромиты из пород Уямкандинского массива попадают в поле состава хромшпинелидов из расслоенных ма-

Химический состав базальтов и ультраосновных — основных пород Южно-Анюйской структуры (%) и распределение редких элементов (г/т)

Компонент, элемент	Лавы базальтов						Алучинский массив				Громаднинско-Варгумейский массив					
	Вариолитовые и спилитовые базальты			Порфиоровые базальты и долериты			Дуниты	Гарцбургиты	Пироксениты	Габбро	Троктолиты	Пироксениты	Нориты	Габбро-нориты	Габбро	Анортозиты
	33/8	56/13	62/15	33/7	56/9	62/17										
SiO ₂	46,46	50,85	48,42	45,84	50,88	46,68	35,62	37,42	50,61	51,61	39,04	43,21	42,27	49,34	52,51	44,45
TiO ₂	0,69	1,85	1,39	0,60	2,09	1,41	Fe обн.	He обн.	0,22	1,01	0,08	0,16	0,70	0,82	0,86	0,24
Al ₂ O ₃	16,31	15,10	16,51	16,54	15,35	16,61	»	»	2,68	14,82	9,42	10,38	21,03	18,10	16,61	28,74
Fe ₂ O ₃	4,37	2,05	2,89	0,46	3,68	2,00	4,26	4,49	1,95	3,84	3,75	3,85	2,78	2,85	3,26	0,98
FeO	4,72	6,52	7,22	6,57	7,52	7,67	3,23	2,29	5,07	7,72	11,29	11,36	6,35	6,59	5,88	2,31
MnO	0,10	0,20	0,12	0,08	0,22	0,13	0,09	0,08	0,12	0,48	0,29	0,25	0,12	0,15	0,16	0,03
MgO	6,56	6,37	7,34	7,71	5,20	7,93	42,10	40,21	19,33	5,68	22,94	19,54	7,71	6,06	5,04	3,07
CaO	13,96	4,89	10,28	14,84	5,15	9,69	0,19	0,23	17,78	8,72	7,04	6,69	13,38	8,67	7,94	15,66
Na ₂ O	2,46	6,45	3,00	1,77	6,61	2,60	1,06	0,77	0,51	4,09	0,38	0,14	1,09	3,28	3,57	1,65
K ₂ O	0,30	0,01	0,55	0,15	0,01	0,38	0,02	0,02	0,02	0,46	0,01	0,06	0,16	0,58	0,46	0,17
P ₂ O ₅	0,01	0,30	0,20	0,01	0,31	0,22	He обн.	He обн.	He обн.	0,11	0,01	0,02	0,01	0,07	0,11	0,01
П. л. п.	4,67	4,95	2,66	5,94	2,89	5,30	12,93	13,81	0,96	1,11	5,13	4,68	4,48	3,58	3,68	2,41
Сумма	100,61	99,54	100,58	100,51	99,91	100,62	99,50	99,32	99,25	99,35	99,38	100,34	100,08	100,09	100,08	99,72
Sc	—	—	—	—	—	—	3	90	94	47	24	39	43	36	34	37
Co	35	27	34	36	26	20	79	71	72	39	100	50	45	26	24	15
Ni	64	30	100	74	23	88	1500	1800	230	47	370	212	98	41	49	38
Cr	210	250	330	280	260	250	2700	2100	1200	160	320	400	150	130	165	9
V	78	350	320	90	240	180	18	35	200	250	84	155	405	288	225	41
Rb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,0	2,0	2,0	18,0	6,5	2,0
Sr	120	130	270	60	100	270	—	—	—	—	600	500	422	336	480	410
Ba	170	—	330	180	300	240	—	—	—	—	150	110	132	170	95	97
Zr	30	110	110	50	130	110	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
La	4,0	—	4,0	4,0	14,0	25,0	—	—	—	—	4,0	4,0	4,6	8,0	6,5	130,6
Ce	11,0	—	40,0	20,0	44,0	13,0	—	—	—	—	41,0	34,0	27,0	22,0	26,0	26,3
Sm	9,6	—	4,9	2,3	6,6	5,3	—	—	—	—	0,6	0,75	1,09	4,0	4,0	0,82
Eu	1,53	—	3,32	1,64	1,25	1,52	—	—	—	—	0,14	0,26	0,82	1,87	0,84	0,44
Tb	1,41	—	1,99	0,98	1,27	1,42	—	—	—	—	1,08	0,62	0,69	1,0	1,99	0,27
Yb	1,61	—	1,65	1,67	2,8	1,8	—	—	—	—	5,85	3,38	2,47	0,31	1,07	0,87
Lu	0,39	—	0,18	0,32	0,46	0,84	—	—	—	—	0,49	0,32	0,33	0,46	0,41	0,31

фит-ультрамафитовых интрузивов (см. рис. 2). В породах Уямкандинского интрузива часто встречаются зональные хромшпинелиды, в которых от центра к краю кристалла с понижением содержания Cr₂O₃, Al₂O₃, MgO повышаются железистость и титанистость минерала, отражая изменение состава магмы при кристаллизационной дифференциации. Понижение содержания Al₂O₃ в хромшпинелидах обусловлено повышением доли плагиоклаза в поздних дифференциатах.

В Алучинском массиве проявляется хромитовое оруденение, ассоциирующее с медно-никелевой минерализацией [1]. Более высокое содержание Cr₂O₃ в клинопироксенах при сравнительно низкой хромистости шпинелидов в породах Уямкандинского тела по сравнению с минералами Алучинского массива свидетельствует о различных *P—T*-условиях становления

названных интрузивов. В габбро из Алучинского комплекса установлены также пироксениты, обогащенные Al₂O₃ и Na₂O. В них фиксируются соизмеримые количества жадеитовой и эгириновой молекул, и они по составу отвечают промежуточной между омфацитом и эгирин-диопсидом разновидностью пироксенов.

На основе этих сравнительных характеристик можно полагать, что в отличие от Алучинского массива, породы которого соответствуют высокомагнезиальным альпинотипным гипербазитам, Уямкандинский интрузив сложен более железистыми ультрабазитами пикритового состава.

Габбро-норитовая интрузивная ассоциация на основе петрогеохимических особенностей пород и их пространственных взаимоотношений с эффузивной фацией условно включается в комплекс Южно-Анюйской системы. К этой ас-

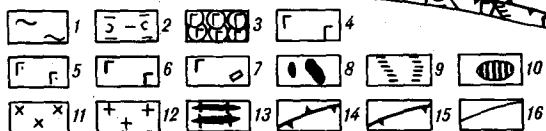
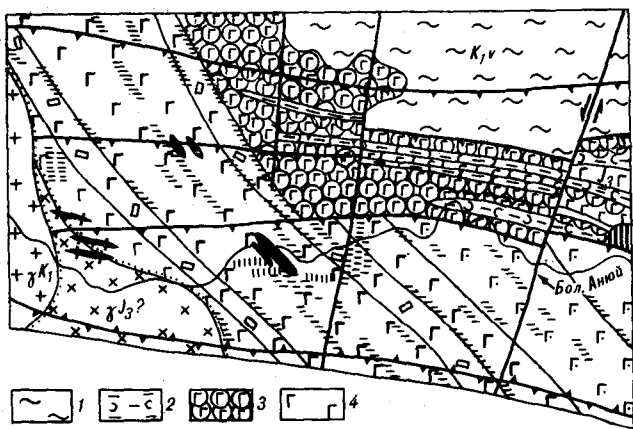


Рис. 5. Схематическая карта центральной части Громаднинско-Варгумейского массива. Составили Сурнин А. А., Гусев Г. С.

1 — нижнемеловые глинистые сланцы, алевролиты, песчаники; 2—11 — позднеюрский комплекс: 2 — гиалокласты, туфопесчаники, туфоалевролиты, 3 — базальты, 4 — габбро, 5 — габбро-нориты, 6 — нориты, 7 — анортозиты, 8 — пироксениты, троктолиты, 9 — зоны амфиболитизации, 10 — субвулканические риолиты, 11 — монцититы (?); 12 — нижнемеловые граниты; 13 — дайки лампрофиров; 14 — краевой шов Южно-Ануйской системы; 15 — надвиги; 16 — сдвиги.

социации относятся Громаднинско-Варгумейский массив и единичные тела норитов и габбро-норитов. Громаднинско-Варгумейский массив (рис. 5) имеет вид выгнутой протяженной линзы длиной до 70 и шириной 5—17 км и сложен норитами, габбро-норитами, анортозитами, троктолитами и пироксенитами. Массив разоблен на смещенные относительно друг друга блоки, имеющие с вмещающими и перекрывающимися породами практически везде тектонические контакты, что затрудняет установление его формы залегания и внутреннего строения.

В массиве преобладают нориты и габбро-нориты, слагающие груборасслоенные участки преимущественно в краевых частях интрузии. Нориты состоят в основном из плагиоклаза (до 58%), бронзита (до 26%) и в незначительном количестве содержат авгит и магнетит. Состав плагиоклаза изменяется от анортиа (An_{92-98}) в меланократовых норитах до битовнита (An_{84-87}) в лейкократовых. Нориты постепенно за счет снижения содержания бронзита и увеличения количества моноклинного пироксена переходят в габбро-нориты, содержащие 57—72% плагиоклаза, 10—26% моноклинного пироксена и 10—22% бронзита. Битовнит-анортит (An_{85-95}) образует изометричные и таблитчатые выделения. Бронзит почти нацело замещается смесью магнетита с серпентином, амфиболом. В моноклинном пироксене иногда содержатся мелкие кристаллы плагиоклаза и бронзита (см. табл. 1, 4).

Среди крупнокристаллических норитов в виде полос мощностью 0,3—25 м залегают анортозиты. Переход между этими породами постепенный и происходит через тонкополосчатое чередование светлых плагиоклазитов и черных амфиболитизированных норитов. Анортозиты — минеральные крупнозернистые породы, состоящие из битовнита (An_{86-90}), в интерстициях которого присутствует небольшое количество светло-зеленого амфибола с единичными кристаллами магнетита.

В центральной части массива встречается обособленное тело троктолитов, слагающее невыдержанный выклинивающийся участок мощностью 27 м в поле норитов. Контакт тела с норитами резкий. Главными минералами троктолита являются оливин, плагиоклаз, бронзит, авгит. Оливин в количестве не более 30% встречается в виде зональных идиоморфных зерен хризолита (см. табл. 3). Вокруг оливина развивается каемка из бронзита, содержащего выделения зеленой шпинели (плеонаста) и магнетита. Авгит образует крупные зерна, цементирующие кристаллы оливина, и слагает в среднем 20% породы. Анортит (An_{93-99}) составляет 17—30% и представлен крупными неправильными кристаллами с мелкими включениями магнетита.

Вблизи троктолитов в норитах наблюдаются неправильные участки и слои, сложенные пироксенитами. Границы слоев как резкие, так и неотчетливые. Пироксениты (вебстериты) состоят из бронзита (63,5%), авгита (16%), плагиоклаза (8,5%) и магнетита (0,1%). Бронзит представлен правильными плотно прилегающими друг к другу кристаллами, промежутки между которыми заполнены авгитом. Участками крупные зерна моноклинного пироксена слагают гломоропорфировые сростки с округлыми включениями бронзита. Авгит замещается актинолитом с пластинчатыми агрегатами магнетита. Плагиоклаз образует короткопризматические кристаллы битовнита (An_{83-91}). Все разновидности пород массива в большей или меньшей степени амфиболитизованы. Крупнокристаллические амфиболиты слагают линзы, полосы согласно простиранию слоистости. Амфибол-плагиоклаз-магнетитовые роговики мощностью до 1,5 м прерывисто прослеживаются вдоль северо-западного контакта интрузии в лавовых толщах.

Петрохимически все породы Громаднинско-Варгумейского массива относятся к умеренно щелочным натровым и низкомagneзиальным базитовым ассоциациям с высоким содержанием алюминия, кальция (см. табл. 5). Имеющееся разнообразие химических составов пород описывается толеитовым трендом дифференциации от магнезиальных троктолитов до плагиоклазитов. В троктолитах и пироксенитах по отноше-

нию к габбро-норитам, норитам и анортозитам выявляются высокие содержания Ni, Co, Cr и пониженные концентрации V, Sc и PЗЭ. Устанавливается близость пород Громаднинско-Варгумейского массива с таковыми расслоенных интрузий перидотит-габбро-норитовой формации, которые по сравнению с альпинотипными гипербазитами характеризуются более высокими железистостью, глиноземистостью, кальциевостью и меньшей магнезиальностью.

Таким образом, на основе проведенных исследований можно сделать следующие выводы об особенностях становления ультрабазит-базитовой ассоциации пород Южно-Ануйской структуры.

1. Позднеюрский ультрабазит-базитовый магматизм проявился на гетерогенном основании континентального типа и выразился в излиянии сначала потоков толеитовых базальтов, а затем во внедрении малых дифференцированных интрузий лерцолит-габбрового и габбро-норитового составов.

2. Наиболее общей особенностью позднеюрских магматитов является отсутствие пород, пересыщенных кремнеземом или магнием. Интрузивные ультрабазитовые породы обогащены «базальтоидными» компонентами Al_2O_3 , FeO, CaO, легкими PЗЭ и представлены расслоенными ультрамафит-мафитовыми образованиями.

3. Химизм интрузивных пород и вмещающих их эффузивов свидетельствует о комагматичности этих образований. Они принадлежат к позднеюрской вулканоплутонической ассоциации пород толеитовой серии, геологическая позиция и вещественный состав которых отличаются от толеитовых серий офиолитовых комплексов островных дуг и океанов. Все это позволяет рассматривать вулканогенные и интрузивные магматиты Южно-Ануйской структуры как континентальные автохтонные образования, становление которых контролировалось ограниченными в пространстве и времени структурообразующими процессами раздвигового типа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аксенова В. Д., Довгаль Ю. М., Стерлигова В. Е. Никелево-хромовая минерализация Алучинского гипербазитового массива // Геология и геофизика.— 1970.— № 2.— С. 23—33.
2. Довгаль Ю. М., Городинский М. Е., Стерлигова В. Е. Алучинский гипербазитовый комплекс // Магматизм Северо-Востока Азии. Ч. II.— Магадан.: Кн. изд-во, 1975.— С. 59—76.
3. Лычагин П. П. Алучинский массив и проблема офиолитовых ультрабазитов и габброидов в мезо-

зонах Северо-Востока СССР // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 5.— С. 33—41.

4. Павлов Н. В., Григорьева И. И., Гришина Н. В. Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей // Условия образования магматических рудных месторождений.— М.: Наука, 1979.— С. 5—78.
5. Структура и эволюция земной коры Якутии.— М.: Наука, 1985.

ИГ ЯФ СО АН СССР
Якутск

Поступила в редакцию
10 мая 1988 г.

УДК 552.11 + 552.3(571.63)

Е. Г. Корсунов

БАЗАЛЬТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ДАЛЬНЕГОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

(Южное Приморье)

В результате изучения геологии, петрографии, петрогеохимии основных пород Дальнегорского рудного района (Южное Приморье) установлено, что базиты, образованные в различных геодинамических обстановках, характеризуются специфическими петрографическими и петрогеохимическими свойствами. В геосинклинальную стадию развития района (триас — ранний мел) генерировались исключительно толеитовые базальты с петрогеохимическими особенностями, присутствующими толеитам срединно-океанических хребтов и задуговых морей. Смена геодинамического режима растяжения режимом сжатия в орогенный этап (поздний мел — палеоген) обусловила образование извест-

ково-щелочных базальтов, входящих в состав андезит-диорит-гранодиоритового ряда формаций, с развитием которого связаны скарново-полиметаллические месторождения района. Известково-щелочные базальты района по составу близки базитам активных окраин континентов андийского типа. Возобновившийся режим растяжения в субплатформенную стадию развития района (палеоцен — эоцен) привел к формированию дайковых поясов (малых интрузий) толеитовых и щелочных базальтов. Приводятся данные по петрохимии и распределению элементов-примесей, включая редкоземельные и щелочно-земельные, в базальтоидах указанных этапов развития района.

В геологическом строении Дальнегорского района, расположенного в Прибрежной зоне Восточного Сихотэ-Алиня, участвуют два структурных этажа (рис. 1). Нижний сложен мезозойскими осадочными образованиями, вмещающими покровы и силлы диабазов, верхний образован верхнемеловыми — палеогеновыми вулканитами Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСАВП), которые несогласно перекрывают породы фундамента, образуя вулканотектонические структуры. В настоящее время в составе верхнего структурного этажа выделяются вулканоплутонические комплексы (ВПК), объединяющие покровы вулканитов и комагматичные им жерловые и интрузивные фации, — приморский (ольгинский), состоящий из покровов игнимбритов и туфов риолитов, экстррузий риолитов (турон — сантон); дальнегорский, образованный покровами и экстррузиями игнимбритов и туфов риодацитов, риодацитов, дацитов, андезитов, андезитобазальтов, базальтов, а также сложно дифференцированными интрузиями габбро-гранодиоритового ряда (кампан — маастрихт); богопольский, состоящий из туфов и игнимбритов риолитов, риолитов и гранит-порфиров (маастрихт — даний) [2, 7]. Кроме того, в районе распространены дайки базальтоидов, образующие протяженные пояса.

Многочисленные исследования магматизма района позволили расчленить и описать магматические серии, что нашло отражение в вышеприведенной схеме. В предшествующих работах базальтоиды рассматривались в составе

вулканитов ВСАВП, хотя некоторыми исследователями не отрицалось наличие подводных базальтовых покровов в складчатом фундаменте [6, 7]. Критерии разделения базальтоидов различных ВПК не были разработаны, что создавало трудности при расшифровке геологического строения района и изучении эволюции магматизма. Более детальные геологические исследования позволили установить, что, с одной стороны, базальтоиды района разделяются на различные петрогеохимические серии, с другой — специфика составов этих серий определяется различной геоструктурной обстановкой их формирования. Таким образом выделено три этапа базитового магматизма в районе. Первый этап связан с формированием доверхнемеловой геосинклинали (триас — ранний мел), когда генерировались исключительно базальтовые магмы; второй относится к развитию ВСАВП (поздний мел), когда преимущественно образовывались кислые магмы, а базиты в объемном отношении составляли не более 10%; третий связан с платформенным режимом (палеоцен — эоцен) — в это время образовались дайковые серии базальтоидов.

Геосинклинальный этап. В составе геосинклинального комплекса выделяются: карбонатные отложения нижнего и среднего триаса, обнажающиеся в виде аллохтонных пластин внутри нижнемелового терригенного комплекса; кремнисто-терригенные отложения горбушинской толщи нижнетриасового — раннемелового возраста; флишевые и олистостромовые образова-

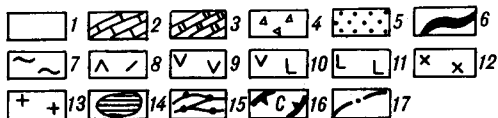


Рис. 1. Схема геологического строения Дальнегорского рудного района (с использованием материалов геологической съемки масштабов 1:25 000 и 1:50 000 Б. В. Кузнецова и А. В. Михайлова).

1 — аллювиальные отложения; 2—6 — доверхнемеловой складчатый фундамент (2 — известняки, 3 — кремнистые породы, 4 — олистостромовые отложения, 5 — песчаники и алевролиты, 6 — диабазы геосинклинального этапа развития); 7—14 — верхний структурный этап (7 — игнибриды и туфы риолитов приморского (ольгинского ВПК); 8—14 — дальнегорский ВПК (8 — туфы и игнибриды риодацитов, риолитов, 9 — андезиты, 10 — андезитобазальты, 11 — габбро, 12 — диориты, 13 — граниты, 14 — базиты позднеорогенного этапа развития)); 15 — дайковые пояса базитов субплатформенного этапа развития; 16 — границы вулканотектонических структур; 17 — разрывные нарушения.

ния таухинской свиты (берриас — валанжин). По Ю. П. Юшманову, в берриас — валанжиние формировались конседиментационные покровы и шарьяжи, которые в конце раннего мела (апт-альб) были смяты в складки северо-восточного простирания [15].

В геосинклинальных отложениях распространены диабазы и габбро-диабазы, которые картируются в виде линейных тел северо-восточного простирания, совпадающего со складчатой структурой района (см. рис. 1). Часть из них образует межпластовые тела среди кремнистых пород горбушинской толщи, другая группа сосредоточена в основании аллохтонных покровов известняков и в олистостроме таухинской свиты. Во флишоидах, перекрывающих олистостром, диабазовые тела не установлены. Контакты диабазов с вмещающими породами тектонические, что создает трудности в определе-

нии характера их залегания. Если интрузивное положение отдельных крупных силлов в олистостроме таухинской свиты установлено достаточно определенно, то для маломощных тел среди кремнистых пород горбушинской толщи этот вопрос не решен. С одной стороны, согласно положению с вмещающими породами и отсутствие контактового метаморфизма свидетельствуют об их покровном происхождении, с другой — нет геологических признаков проявления подводного вулканизма — наличия гиалокластиков, подушечных лав и др.

Неоднозначность в определении характера залегания диабазовых тел определила различия во взглядах на их геологическую позицию. Ю. Т. Гурулев выделял подводные базальтовые покровы в составе эвгеосинклинальных отложений триаса и юры, а также их жерловые фации [5]. Н. В. Булавко все базальтовые образования складчатого фундамента объединила в доверхнемеловой интрузивный комплекс трапповой формации, отрицая наличие покровных фаций [2]. И. Н. Говоров назвал его горбушинским раннеорогенным комплексом малых интрузий, а последние тела в горбушинской толще рассматривал как юрские подводные покровы (спилиты) [6, 7]. Это разделение обосновано единственно фактами интрузивного залегания отдельных тел. На наш взгляд, логичнее объединить все базальтоиды, сосредоточенные в складчатом фундаменте района, в один магматический комплекс геосинклинального этапа развития, который отделен от последующих вспяшек базальтового магматизма периодом орогенеза. Этот комплекс объединяет как интрузивные образования, так и остатки базальтовых покровов в горбушинской толще и олистостроме таухинской свиты. Интрузивные образования комплекса представляют собой доконсолидационные силлы, которые в результате апт-альбской складчатости приобрели крутозалегающее положение и были разорваны на тектонические блоки. Внедрение диабазов в виде пологозалегающих силлов хорошо иллюстрируют палинспатические реконструкции покровно-шарьяжных структур [15]. Не исключено, что часть из описанных тел находится в аллохтонном залегании вместе с пластинами известняков и кремнистых пород.

Главный петрографический вид комплекса — пироксеновые диабазы, для которых характерны миндалекаменные афировые, реже порфировые структуры с офитовой или пилотакситовой основной массой. Пироксены основной массы замещены хлоритом, гидрослюдой и кальцитом, плагиоклазы интенсивно альбитизированы. Во вкрапленниках преобладает альбитизированный плагиоклаз (An_{50-70}), в подчиненных количествах присутствует титан-авгит, замещаемый хлорит-слюдистым агрегатом. Отмеча-

ются псевдоморфозы идидингсита и тремолита по оливину. В крупных силлах встречаются габбро-диабазы с габбро-офитовой структурой. Среди редких разновидностей можно отметить пироксен-роговообманковые диабазы, содержащие керсутит, который замещает пироксены. Мелкие последние тела сложены гиалодиабазами — породами миндалекаменной афировой структуры с флюидальной основной массой, представленной палагонитизированным, хлоритизированным и серпентинизированным стеклом. В них отмечаются редкие вкрапленники альбитизированного плагиоклаза и хлорит-серпентинитовых псевдоморфоз по пироксену и оливину. Акцессорные минералы во всех типах пород: апатит, циркон, анатаз.

Возраст базальтоидов геосинклиналильного комплекса определяется следующими фактами: они несогласно перекрываются эффузивами приморской серии, не встречены во флишоидах таухинской свиты, перекрывающих олистостром; олистостромы ключа Известковый, вмещающие диабазы, по данным В. П. Парнякова, охарактеризованы валанжинской фауной; все тела диабазов подвержены тем же дислокациям, что и осадочные породы триас-нижнемелового возраста; абсолютный возраст по калиево-аргоновому методу для пород интрузии пади Малышевская 133 млн лет, силла ключа Известкового — 162,8 млн лет, силла верховьев р. Кривая — 123,3 млн лет (анализы выполнены в Центральной лаборатории ПГО Приморгеология, аналитик А. Грачева). Следовательно, формирование комплекса завершилось в валанжине. Нижняя граница может быть принята как нижний триас, имея в виду наличие межпластовых тел в кремнистых породах горбушинской толщи и пространственную ассоциацию с аллохтонными пластинами известняков триаса.

Позднеорогенный этап. Второе проявление базальтового магматизма в районе связано с формированием ВСАВП, состав, строение и история развития которого освещены в работах В. А. Баскиной, Е. В. Быковской, Р. В. Короля, И. Н. Говорова и др. [1, 3, 6, 7]. Покровы, экструзии, силлы, дайки и штоки долеритов, габбро и андезитобазальтов относятся к дальнегорскому ВПК.

Покровы андезитобазальтов известны в Николаевской вулканотектонической депрессии, где они занимают место андезитов, распространенных в Солонцовой вулканоструктуре. Здесь же картируются корневые зоны покровов в виде мелких штоков (Николаевский интрузив и др.). Внежерловые образования — штоки андезитобазальтов и долеритов — сосредоточены в Дальнегорской кальдере и в Бринеровской вулканотектонической структуре — некки Черной Скалы и ключа Серный (см. рис. 1).

Главные петрографические виды позднеорогенного этапа: лейкогаббро, долериты, базальты и андезитобазальты.

Лейкогаббро Николаевского интрузива — полнокристаллические породы с габбровой структурой, сложенные лабрадором (60—70 %) и авгитом (25—30 %). В гранофиловых сростаниях присутствуют кварц и калиево-натриевый полевой шпат. Долериты и базальты характеризуются порфировой структурой с интерсертальной или пилотакситовой основной массой. Состоят из плагиоклазов ($Ап_{58-80}$), авгита, редких кристаллов гиперстена. Вкрапленники представлены псевдоморфозами хлорита и кальцита по пироксенам, псевдоморфозами кальцита и идидингсита по оливину. Акцессорные минералы: апатит, циркон, магнетит. Андезитобазальты — породы массивной, иногда флюидальной текстуры, полифировой структуры с гиалопилитовой основной массой, сложенной микролитами плагиоклаза, мелкими зернами пироксенов и слюдизированным стеклом. Во вкрапленниках преобладает зональный плагиоклаз ($Ап_{58-70}$), в небольших количествах присутствуют титан-авгит и гиперстен. Акцессорные минералы: апатит, сфен, магнетит, редко циркон.

Время образования базитов позднеорогенного комплекса, вероятно, маастрихт — даний. Они прорывают и метаморфизуют кампан-маастрихтские вулканы дальнегорского ВПК и прорваны дайками риодацитов с абсолютным возрастом 54,9 млн лет (определение А. Грачевой, ПГО Приморгеология). Андезитобазальты Бринеровской вулканоструктуры разделяют во времени вторую и третью интрузивные фазы Береговой интрузии, датируемой датским возрастом [7].

Субплатформенный этап. Завершает магматическую историю района образование комплекса малых интрузий основных пород. Мы отделяем его от дайковых серий, являющихся либо корневыми зонами верхнемеловых вулкаников, либо жильными фазами интрузивов дальнегорского комплекса, и относим к самостоятельным малым интрузиям в понимании Ф. К. Шипулина [14]. Их образование не связано с формированием верхнемеловых вулканоплутонических комплексов и представляет самостоятельный этап субплатформенной стадии геологического развития района.

Магматические образования субплатформенного этапа представляют собой протяженные дайковые пояса, которые трассируют зоны глубинных разломов северо-западного и субмеридионального простирания (см. рис. 1). Устанавливаются также единичные дайки и штоки.

Наиболее распространенными породами этого комплекса являются долериты и базальты, характеризующиеся афировой либо порфировой

Химический состав и петрохимические коэффициенты базальтоидов геосинклинального этапа, мас. %

Компонент	1(5)	2(4)	3(148)	4(4)	5(2)	6(5)	7(1)
SiO ₂	45,96	44,30	45,64	44,60	46,54	44,85	49,92
TiO ₂	1,49	2,27	1,98	1,78	1,53	1,56	1,90
Al ₂ O ₃	15,09	15,20	16,22	16,31	16,11	16,98	14,74
Fe ₂ O ₃	4,35	6,04	8,52	7,23	7,21	6,30	8,08
FeO	7,35	6,20	5,76	6,76	6,27	6,72	3,23
MnO	0,17	0,24	0,19	0,21	0,18	0,19	0,17
MgO	7,03	7,64	6,73	8,76	6,49	7,83	3,72
CaO	8,21	5,29	4,18	4,76	4,70	5,81	6,32
Na ₂ O	2,37	4,24	3,33	2,85	2,87	3,54	4,44
K ₂ O	0,69	0,49	1,22	0,26	1,16	0,98	1,05
P ₂ O ₅	0,15	0,40	0,45	0,19	0,36	0,42	0,28
П. п. п.	7,26	7,49	5,96	6,56	7,12	5,20	6,23
Сумма	100,12	99,80	100,18	100,27	100,56	100,38	100,08
Or	3,9	2,8	7,8	1,7	7,2	6,1	6,7
Ab	22,0	38,8	34,6	25,2	26,2	31,5	39,8
An	30,6	23,1	18,4	24,5	29,2	27,5	18,4
Di	6,5	2,0	—	—	—	—	10,2
Hu	24,3	6,2	18,5	27,4	19,8	8,2	5,1
Oi	—	12,0	—	—	—	12,5	—
Mt+Hm*	6,7	9,5	13,0	11,1	11,1	9,5	5,8+3,0*
Ilm	3,0	4,7	3,9	3,6	3,0	3,0	3,8
Ap	2,0	1,0	1,3	0,3	1,0	1,0	0,7
Q	1,7	—	0,8	2,9	6,2	—	4,9
C	—	—	2,3	3,2	2,7	0,5	—
Сумма	100,8	100	100,6	99,9	99,4	99,9	98,4
Na ₂ O/K ₂ O	3,43	8,65	2,73	10,96	2,47	3,61	4,22
al'	0,81	0,76	0,77	0,72	0,81	0,81	0,98
f'	20	22	23	21	22	23	17
Кф	62	62	69	61	66	62	75
K ₂ O/TiO ₂	0,46	0,22	0,61	0,15	0,76	0,63	0,55
A	26	25	25	24	25	27	27
S	26	22	23	23	24	21	33
τ	11,5	4,8	6,5	7,6	8,6	8,6	5,4
σ	0,7	1,9	1,7	0,8	1,3	1,73	21

Примечание. $al' = Al_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO + MgO)$; $f' = FeO + Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$; $Кф = 100(FeO + Fe_2O_3) / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$; $A = Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O$; $S = SiO_2 - (Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO + TiO_2)$; $τ = (Al_2O_3 - Na_2O) / TiO_2$; $σ = (K_2O + Na_2O) / (SiO_2 - 43)$. 1—3, 5 — диабазы послонных тел в олистостроме таухинской свиты (1 — гора Сахарная, 2 — скв. 601, падь Широкая, 3 — падь Мальшеская, 5 — ключ Известковый); 4 — габбро-диабазы из силла в олистостроме таухинской свиты, падь Мальшеская; 6 — диабазы из послонных тел в кремнистых породах горбушинской толщи (подводные покровы?) — верховья пади Мальшеская; 7 — диабазы из силла в кремнистых породах горбушинской толщи, устья пади Шубинская. Анализы выполнены в лаборатории Дальнегорской геолого-разведочной экспедиции, аналитик Шевцова А. Н.

структурой с микродолеритовой, интерсертальной основной массой. В мелких дайках наблюдаются витрофировые структуры. Во вкраплениях обычны андезин-лабрадор, редкие зерна авгита и оливина, замещаемого тальк-серпентин-хлоритовым агрегатом. В основной массе преобладает плагиоклаз (An₆₀₋₈₀), присутствует авгит. Акцессорные минералы: циркон, касситерит, апатит, рутил, анатаз.

Описанные ранее дайки эфескит-диабазов Сихотэ-Алинского комплекса малых интрузий [6, 7] распространены шире, чем предполагалось И. Н. Говоровым. Аналогичные породы вскрыты на глубоких горизонтах Заявочного полиметаллического месторождения, установлены в отдельных дайках Николаевской и Солонцово-вулканоструктур. О соотношениях и взаимоотношениях между телами базальтов нормального и щелочного ряда в настоящее время трудно говорить, так как обычно при микроскопических исследованиях те и другие определяются как «порфириты» в силу плохой раскристаллизованности пород и значительных вторичных изменений. В шлифах базальтоиды щелочного ряда имеют часто трахитовую структуру. Наряду с плагиоклазами и авгитом в них присутствует гастигсит в виде длиннопризматических кристаллов, развивающихся по пироксенам, отмечается щелочной полевои шпат в количестве до 5%. Породы обычно хлоритизированы, карбонатизированы, гидрослюдизированы.

Время образования комплекса малых интрузий, вероятно, палеоцен — эоцен, так как они прорывают все магматические образования района. Абсолютный возраст даек долеритов Садового месторождения 55—39 млн лет [7], дайки правобережья р. Горбуша — 59,5 млн лет, верховьев р. Высокогорская — 56,5 млн лет (определены калиево-аргоновым методом А. Грачевой).

Петрохимия пород комплексов. Средние содержания породообразующих оксидов и петрохимические показатели базальтоидов геосинклинального, позднеорогенного и субплатформенного комплексов приведены соответственно в табл. 1, 2, 3.

Геосинклинальный комплекс. Распределение породообразующих элементов в породах комплекса характеризуется одномодалным типом, за исключением натрия и кальция, частотные графики которых имеют по несколько минимумов. Значение моды кремнезема для безводных составов — 49—51 мас.%. На диаграмме щелочность — кремнезем (рис. 2) 80% точек составов лежит в поле субщелочных оливиновых базальтов и долеритов, остальные соответствуют оливиновым базальтам нормального ряда [9]. Субщелочной характер выражается в относительном обогащении натрием и в дефиците кальция. Эту особенность состава

имеют как габбро-диабазы интрузивных тел, так и диабазы послонных тел в горбушинской толще. Сравнивая описываемые породы с типичными спилитами, видим, что их общей чертой являются не столько высокие содержания натрия, сколько бедность кальцием. Основ-

Таблица 2

Химический состав и петрохимические коэффициенты базальтоидов позднеорогенного этапа, мас. %

Компонент	1(15)	2(1)	3(1)	4(1)	5(1)	6(1)	7(1)
SiO ₂	51,71	49,30	51,42	51,62	49,84	52,22	53,80
TiO ₂	1,24	0,84	1,19	1,18	1,11	1,31	1,02
Al ₂ O ₃	20,02	17,42	15,44	16,59	15,53	15,83	18,47
Fe ₂ O ₃	1,71	8,16	2,98	3,18	3,30	5,67	1,62
FeO	5,25	0,39	5,03	4,85	4,74	3,38	5,96
MnO	0,10	0,14	0,12	0,12	0,11	0,18	0,11
MgO	3,10	2,06	4,33	4,54	4,22	4,00	2,92
CaO	9,20	8,10	6,46	7,07	9,62	6,47	8,57
Na ₂ O	2,63	2,73	3,14	2,09	2,40	3,28	2,32
K ₂ O	1,49	2,10	2,29	1,37	1,32	1,53	0,77
P ₂ O ₅	0,17	0,53	0,68	0,68	0,54	0,69	0,24
П. п. п.	2,51	8,13	6,43	6,76	7,07	5,43	3,86
Сумма	99,13	99,40	99,51	100,05	99,77	99,99	99,66
Or	8,9	13,3	14,5	8,9	8,3	9,5	5,0
Ab	23,1	25,2	28,8	18,3	22,0	29,4	20,4
An	39,8	33,4	22,8	33,1	29,8	25,3	39,2
Di	5,1	3,9	6,0	—	14,3	3,7	3,7
Hу	11,9	3,7	13,8	16,8	9,2	8,7	13,8
Mt+Hm*	2,6	8,9*	4,6	4,9	5,1	8,1+ 0,5*	2,5
Pm	2,4	1,1	2,4	2,4	2,3	2,7	2,1
Ap	0,3	1,3	1,7	1,7	1,3	1,7	0,3
Q	5,6	8,5	5,2	13,2	7,5	10,7	13,8
Сумма	99,7	100,7	99,8	99,3	99,8	100,3	100,8
Na ₂ O/K ₂ O	1,76	1,30	1,37	1,52	1,82	2,14	3,01
al	1,99	1,64	1,25	1,32	1,27	1,21	4,62
f'	11	11	13	14	13	14	11
Kф	69	80	65	64	66	69	72
K ₂ O/TiO ₂	1,20	2,50	1,92	1,16	1,19	1,17	0,75
A	33	30	27	27	29	27	30
S	40	38	38	38	36	38	42
τ	14,2	17,5	10,3	12,3	11,9	9,6	15,7
σ	1,1	1,7	2,1	0,71	0,98	1,45	0,56

Примечание. 1 — лейкогаббро Николаевского штока, 2 — габбро-долерит штока горы Круглая, 3, 4 — долерит силла р. Широкая, 5 — лавобрекчия базальта, р. Горбуша, 6 — андезитобазальт экструзива пади Николаевская, 7 — андезитобазальт покрова пади Николаевская. В скобках — число наливов.

ным процессом образования подобных пород, по мнению Н. Л. Добрецова, является начальный метаморфизм с одновременным взаимодействием лав с захороненной морской водой [8]. Таким образом, химические черты базальтоидов геосинклинального комплекса определяются, с одной стороны, типом исходной магмы, с другой — заметным эпигенетическим выносом кальция. По соотношению нормативных минералов, рассчитанных методом CIPW, породы комплекса относятся к толеитовой серии, в которой преобладают толеиты пересыщенные, реже встречаются недосыщенные. Последние устанавливаются в базальтовых покровах. В этих

Таблица 3

Химический состав и петрохимические коэффициенты базальтоидов субплатформенного этапа, мас. %

Компонент	1(1)	2(1)	3(1)	4(1)	5(3)	6(1)	7(3)
SiO ₂	44,86	45,52	51,7	48,00	46,56	45,38	47,20
TiO ₂	0,87	0,78	2,72	0,92	1,14	1,36	2,23
Al ₂ O ₃	16,49	14,77	14,04	17,92	15,38	14,44	16,40
Fe ₂ O ₃	1,82	2,39	2,29	3,28	3,92	2,85	2,34
FeO	6,62	5,39	6,75	5,53	4,66	7,76	12,93
MnO	—	—	0,09	0,22	0,19	0,10	0,21
MgO	6,27	6,98	4,23	7,11	5,48	7,75	3,46
CaO	7,71	8,98	6,73	6,25	7,56	6,32	4,06
Na ₂ O	1,60	1,37	1,61	3,30	3,95	4,00	3,97
K ₂ O	1,50	2,30	2,28	1,30	2,12	1,07	3,88
P ₂ O ₅	—	—	0,50	0,28	—	0,16	0,57
П. п. п.	12,62	10,97	7,16	5,61	8,60	8,77	2,49
Сумма	100,36	99,45	100,13	99,72	99,56	99,96	99,47
Or	10,0	15,6	13,9	8,3	13,3	7,2	23,4
Ab	15,2	13,1	14,7	29,4	28,3	32,0	24,1
Ne	—	—	—	—	4,3	2,8	5,7
An	38,1	30,9	26,4	31,4	20,3	19,7	16,1
i	4,5	15,6	4,5	—	16,4	11,2	1,2
Hу	26,0	18,2	15,8	16,9	—	—	—
Ot	—	1,0	—	6,1	9,4	19,0	20,5
Mt	3,0	3,9	3,5	5,1	6,2	4,4	3,1
Itm	2,0	1,7	5,5	2,0	2,3	2,9	4,4
Ap	—	—	1,3	0,7	—	0,3	1,3
Q	1,1	—	14,0	—	—	—	—
Сумма	99,6	100	99,6	99,9	100,5	99,5	99,8
Na ₂ O/K ₂ O	1,07	0,59	0,71	2,54	1,79	3,73	1,02
al'	1,12	1,00	1,06	1,12	1,09	0,78	0,87
f'	16	15	16	17	15	20	21
K ₂ O/TiO ₂	1,72	2,95	0,84	1,41	1,86	0,78	1,74
A	27	27	25	29	29	26	28
S	29	30	36	31	31	26	26
τ	17	17	5	16	10	8	6
σ	0,81	1,14	0,98	1,61	2,9	2,13	4,79

Примечание. 1, 2 — дайки долеритов пади Николаевская, 3 — дайка долеритов, секущая рилиты богородского вулканоплутонического комплекса, 4 — дайка долеритов, секущая все интрузивные фазы интрузии 27 ключа, 5 — дайки щелочных базальтоидов поля ключа Светлый, 6 — дайка щелочных базальтоидов Садового рудного поля, 7 — эссексит-диабазы штока Заявочного месторождения.

же породах наиболее низкие коэффициенты фракционирования, что свидетельствует о гомодромном развитии комплекса. По значению глиноземистости $al' < 1$ породы комплекса относятся к умеренно глиноземистым типам, а по фемичности — к мезократовым ($f = 17-23$). Соотношения A и S подчеркивают принадлежность комплекса к единой толеитовой серии. Для пород комплекса характерны низкие значения K₂O/TiO₂ (менее 0,8).

Процессы дифференциации внутри магматических камер незначительны, и все разнообразие составов, отраженное на вариационных диаграммах, обусловлено фракционированием маг-

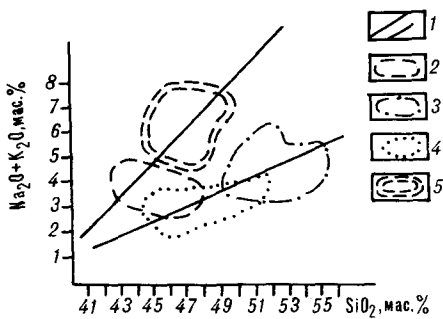


Рис. 2. Положение составов базальтоидов на диаграмме щелочность — кремнезем.

1 — границы распространения субщелочных пород [9]; 2 — геосинклинальные базальтоиды; 3 — позднеорогенные (вулканические) базальты, габбро и андезиты; 4 — палеоцен-эоценовые субщелочные и нормальной щелочности базальтоиды (платформенного этапа); 5 — щелочные базальтоиды палеоцен — эоцена.

мы в промежуточных очагах. В последовательных дифференциатах на AFM-диаграмме устанавливается феннеровский тренд (рис. 3). На диаграмме Ритмана — Готтини (рис. 4) поле составов пород комплекса располагается на границе полей базальтовых лав из орогенных и неорогенных поясов и близко к тренду субщелочной серии Гавайских островов [12].

Позднеорогенный комплекс. Распределение всех породообразующих элементов характеризуется одномодальным типом. Значение моды кремнезема для безводных составов 51—53 мас. %. На диаграмме щелочность — кремнезем (см. рис. 2) породы всех фаций образуют серию на границе субщелочных и нормальных гиперстенных базальтов — андезитобазальтов. Наиболее основные члены комплекса по составу близки гиперстенным базальтам островодужных серий [10]. Главные петрохимические особенности описываемых пород заключаются в относительно высоких содержаниях кремнезема (49—53 мас. %), высокой глиноземистости ($al > 1$), низких содержаниях титана, магния, железа, высоком отношении $K_2O/TiO_2 (> 1)$, кальцево-натриевом типе щелочности ($Na_2O/K_2O = 1 - 2$), значительном коли-

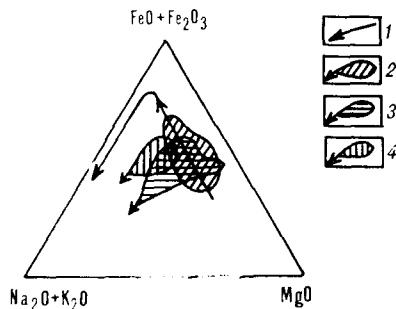


Рис. 3. AFM-диаграмма для базальтоидов Дальнегорского рудного района.

1 — скергаардский тренд [10]; 2 — геосинклинальные базальтоиды; 3 — позднеорогенные базальтоиды; 4 — палеоцен-эоценовые базальтоиды (платформенного этапа).

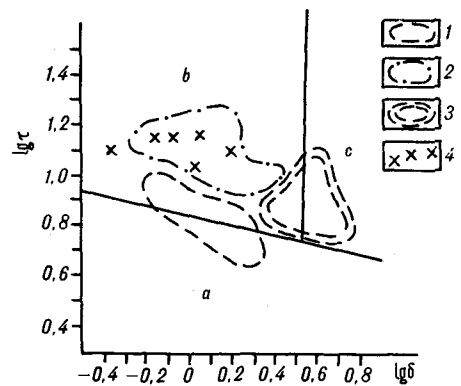


Рис. 4. Диаграмма Ритмана — Готтини [12] для базальтоидов Дальнегорского рудного района.

1 — геосинклинальные базальтоиды (толеитовые); 2 — позднеорогенные базальтоиды (известково-щелочные); 3 — щелочные базальтоиды палеоцена — эоцена; 4 — базальтоиды нормальной щелочности палеоцена — эоцена. а — лавы вулканов неорогенных районов; б — орогенных поясов и островных дуг; с — щелочные базальтоиды.

честве нормативных гиперстена и кварца, высоких значениях $\tau = 10 - 21$ (высокоглиноземистые базальты по Х. Куно [10]). Базальты и андезитобазальты вместе с более кислыми членами дальнегорского ВПК на AFM-диаграмме образуют «боуэновский» тренд дифференциации (см. рис. 3). На диаграмме Ритмана — Готтини составы пород комплекса размещаются в поле лав из орогенных поясов и островных дуг (см. рис. 4).

Базальтоиды субплатформенного этапа характеризуются широкими колебаниями содержаний породообразующих элементов. По соотношению кремнезема и щелочей (см. рис. 2) выделяются базальты нормальной щелочности, субщелочные и щелочные. Базальты нормального ряда близки к лейкобазальтам с относительно высокими концентрациями кремнезема, низкой титанистостью ($K_2O/TiO_2 > 0,8$), высокой глиноземистостью. Значительные вариации щелочей обусловили отсутствие характерного типа щелочности: наряду с калиево-натриевыми типами встречаются и аномально калиевые. Породы нормального ряда имеют высокие значения сериального индекса Ритмана, и на диаграмме Ритмана — Готтини их составы находятся в области составов лав орогенных поясов (см. рис. 4). Породы субщелочной серии по петрохимическим особенностям близки базальтам нормального ряда.

Щелочные базальты выделяются по наличию нормативного нефелина и по расположению их составов на диаграмме щелочность — кремнезем (см. рис. 2). По содержанию породообразующих элементов они близки щелочным оливиновым базальтам послеорогенного этапа развития Сихотэ-Алиня — вулканов Андриановский и Веселый [6]. В целом по петрохимическим особенностям базальтоиды субплатформенного этапа развития района резко отлича-

Средние содержания микроэлементов в базальтоидах Дальнегорского рудного района, г/г

Компонент	1(25)	2(25)	3(25)	4(25)	5(16)
Ni	201	18	29	8	25
Cr	216	39	39	30	81
V	166	187	160	175	114
Co	55	15	18	15	16
Ag	0,1	0,13	0,2	0,05	0,96
Pb	3	30	57	29	10
Zn	56	112	106	144	58
Cu	76	58	67	33	23
Sn	3	3	2	3	5
Mo	1	1,3	1,1	1,7	0,9
B	18	26	11	15	5,6
Rb	1	38	36	40	14
Sr	302	519	569	372	592
Ba	40	365	324	406	709
Nb	2	10	8	12	4
Y	4	18	20	11	3
La	6	23	22	23	19
Ce	9	40	37	41	34
Nd	8	21	23	15	21
Zr	37	127	117	124	115

Примечание. 1 — диабазы геосинклинального этапа; 2 — гиперстеновые базальты позднеорогенного этапа; 3 — лейкогаббро позднеорогенного этапа; 4 — андезиты позднеорогенного этапа; 5 — долериты даек субплатформенного этапа (по материалам Гарбузова С. П.). В скобках — число анализов. Никель, хром, ванадий, кобальт, серебро, свинец, цинк, медь, олово, молибден, бор — количественный спектральный анализ, ДВГИ ДВО АН СССР, аналитики В. И. Сеченская, Л. И. Азарова. Остальные элементы — рентгенорадиометрический метод, ПГО Приморгеология.

ются от геосинклинальных толеитов, унаследовав петрохимические черты позднеорогенных базальтоидов. Это выражается в повышенной глиноземистости, низкой титанистости, низкой фемичности. В то же время в базальтоидах субплатформенного этапа фиксируется смена магматических образований известково-щелочного ряда субщелочными и щелочными ассоциациями, в которых прогрессивно возрастает щелочность (см. рис. 3).

Таким образом, базальтоиды разных тектономагматических этапов характеризуются определенными петрохимическими особенностями, которые отражаются и в распределении микроэлементов. Как видно из табл. 4, геосинклинальные базальтоиды содержат в кларковых концентрациях (для основных пород, по А. П. Виноградову [4]) группу сидерофильных элементов. Устанавливаются низкие концентрации халькофильных и литофильных элементов, особенно рублидия, иттрия, лантана и цинка. По соотношениям микроэлементов геосинклинальные базальтоиды близки толеитовым базальтам океанического дна, существенно отличаясь от континентальных и островодужных толеитов [10]. По геохимической классификации базальтов, предложенной И. Н. Говоровым [6], они относятся к базальтам симатического класса — породам, связанным с мантийными источниками.

Базальтоиды позднеорогенного этапа развития резко отличаются от геосинклинальных по соотношению когерентных и некогерентных элементов. В гиперстеновых базальтах и лейкогаббро Николаевской вулканотектонической впадины содержания никеля, хрома и кобальта ниже кларка. В повышенных концентрациях содержатся церий, бор и свинец, остальные элементы — в кларковых концентрациях. Геохимически позднеорогенные базальтоиды близки андезитам дальнегорского ВПК (выборка 4 табл. 4). Распределение микроэлементов в позднеорогенных базальтах наиболее близко базальтам известково-щелочной серии областей сжатия — островных дуг [10]. Как отмечалось ранее, андезиты дальнегорского комплекса обладают свинцово-цинковой специализацией [6]. Последняя особенность присуща и базальтоидам этого комплекса.

Субплатформенные базальты унаследуют геохимические черты позднеорогенных базитов. В них также отмечаются довольно низкие концентрации сидерофилов и высокие содержания щелочно-земельных металлов. Отсутствие специфических геохимических признаков, видимо, обусловлено тем, что базальтовая магма, проникая со значительных глубин по маломощным трещинам, активно взаимодействовала с боковыми породами. Это, вероятно, привело к значительным вариациям петрохимических коэффициентов.

Вышеизложенный материал по геологии, петрографии, петрохимии и геохимии базальтоидов Дальнегорского района позволяет сделать следующие выводы:

1. В Дальнегорском районе проявлена общая для складчатых областей тенденция эволюции базальтового магматизма, обусловленная закономерным изменением геодинамических режимов: растяжения — геосинклинальный этап, сжатия — орогенный этап, растяжения — субплатформенный этап.

2. Тектономагматический этап растяжения в районе, существовавший в период развития раннегеосинклинального прогиба, накапливавшего карбонатные, кремнисто-терригенные и олистостромовые образования (триас — ранний мел), характеризуется проявлением однородного толеитового базальтового магматизма в виде подводных покровов и силлов. Максимальная интенсивность магматизма совпадает с образованием покровно-шарьяжных структур (берриас — валанжин). В Прибрежной зоне аналогами являются спилиты пантовой свиты, а в Главном антиклинарии — спилиты себучанской свиты [6]. Связь с эвгеосинклинальными образованиями, модальный состав (авгит, реже —

оливин), унимодальное распределение кремнекислоты, натриевый тип щелочности, низкая глиноземистость, гомодромный характер эволюции, феннеровский тренд дифференциации, низкие содержания рубидия и щелочно-земельных металлов, развитие начальной степени зеленокаменного метаморфизма — главные особенности формации натриевых базальтов [11], трактуемые как проявление недифференцированного базальтового магматизма в зоне Бенъоффа в период прогибания перед образованием островной дуги [13]. Петрогеохимические свойства указывают на то, что они формировались в условиях раздвигов маломощной коры океанического типа, в геодинамической обстановке, близкой к условиям образования базальтов энсиматических зон Южного Урала [10]. Подобные базальты устанавливаются в пределах срединно-океанических хребтов и задуговых морей.

3. Позднеорогенный базальтовый магматизм, завершающий развитие андезитовой формации в районе, характеризуется типичными признаками базальтов областей сжатия — известково-щелочным типом магмы, высокой глиноземистостью, калиево-натриевым типом щелочности, низкой магнезиальностью, «боуэновским» трендом дифференциации, высокими содержаниями редких щелочей и щелочно-земельных металлов, низкими концентрациями сидерофильных

элементов. В то время как известково-щелочные базальты в составе сенон-датской вулканоплутонической ассоциации ВСАВП занимают небольшой объем преимущественно в виде субвулканических тел, в других складчатых областях они образуют самостоятельные эффузивные серии (раннемеловые базальтовые потоки Средне-Анадырского района Охотско-Чукотского пояса). В современных условиях такой тип базальтового магматизма свойствен активным окраинам континентов (андийский тип) [10]. Судя по распределению микроэлементов и закономерным петрохимическим трендам, гиперстеновые базальты района близки по составу к исходным расплавам, дифференциация которых привела к образованию андезит-диорит-гранодиоритового ряда формаций рудоносного дальнегорского ВПК.

4. Посторогенный (субплатформенный) магматизм района, проявившийся в виде бимодальной (толеитовой и щелочной) серии малых интрузий, вероятно, обусловлен глобальным растяжением консолидированной коры континентального типа, когда в соседних районах Приморья образовывались значительные объемы толеитовых (суворовские платобазальты), щелочно-оливиновых и нефелиновых базальтов (вулканы Борисовский, Вострецовский, Дальний и др.) [6].

ЛИТЕРАТУРА

1. Баскина В. А. Магматизм Тетюхинского района (Южное Приморье) и закономерности развития некоторых вулканоплутонических формаций.— М.: Наука, 1965.
2. Булавко Н. В. Интрузивные породы Дальнегорского рудного района: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Владивосток, 1974.— (ДВГИ ДВО АН СССР).
3. Быковская Е. В., Подгорная Н. С. Стратиграфия и петрология верхнемеловых и третичных вулкано-орогенных образований Ольга-Тетюхинского района // Информ. сб. ВСЕГЕИ.— 1959.— № 7.— С. 29—40.
4. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород // Геохимия.— 1962.— № 7.— С. 535—572.
5. Геология СССР. Т. 32.— М.: Недра, 1969.
6. Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов.— М.: Наука, 1977.
7. Говоров И. Н. Геохимия рудных районов Приморья.— М.: Наука, 1977.
8. Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений.— М.: Недра, 1972.
9. Магматические горные породы: классификация, номенклатура, петрография. Т. 1.— М.: Наука, 1983.
10. Магматические горные породы: основные породы. Т. 3.— М.: Наука, 1985.
11. Магматические формации СССР. Т. 1.— Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1979.
12. Ритман А. Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород.— М.: Мир, 1975.
13. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли.— М.: Наука, 1974.
14. Шипулин Ф. К. Интрузивные породы Юго-Восточного Приморья и связь с ними оруденения // Тр. ИГЕМ АН СССР.— 1957.— Вып. 8.— С. 210—232.
15. Юшманов Ю. П. Конседиментационные тектонические покровы Прибрежной зоны Восточного Сихотэ-Алиня на примере Дальнегорского рудного района // Тихоокеан. геология.— 1986.— № 3.— С. 103—111.

ПГО Приморгеология
Дальнегорск

Поступила в редакцию
18 апреля 1988 г.

УДК 550.837.31 : 681.306

*Н. Г. Шкабарня, В. С. Москвичев, Б. Л. Столов***ПРИМЕНЕНИЕ МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ПРИ ПОИСКАХ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ В ПРИМОРЬЕ**

Анализируются условия локализации месторождений олова, вольфрама, полиметаллов в Приморье и получаемые кривые электрических зондирований. Показано, что важнейшим фактором повышения эффективности электрических зондирований является создание методики интерпретации кривых ВЭЗ-ВП на основе ма-

В Приморье в комплексе геофизических работ широко используется метод ВЭЗ-ВП, который применяется при поисках месторождений олова касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций, вольфрамовых и полиметаллических месторождений скарнового, жильного и прожилково-вкрапленного типов. Поиски ведутся на глубинах от десятков — сотен метров до 1000 м.

Характерной особенностью локализации оловянных и вольфрамовых месторождений является их связь с гранитоидными массивами. Некоторыми исследователями отмечается определенная роль региональных метасоматитов (биотититов) в размещении оловянной минерализации: как правило, промышленное оруденение располагается над кровлей биотититов.

Промышленные полиметаллические и олово-полиметаллические месторождения разделяются на три группы, залегающие соответственно в карбонатных, терригенных и вулканогенных породах. Для всех месторождений характерна приуроченность к краевым частям вулканотектонических структур и пересечению разнонаправленных разломов. Некоторые из них залегают на границе вулканогенных (или терригенных) карбонатных пород.

Большинство промышленных оловянных месторождений, особенно в Кавалеровском рудном районе, локализуются в так называемых «рудных воронках», представляющих собой среду с пониженным сопротивлением и повышенной поляризуемостью. Подстилающие их биотититы, кровля которых соответствует нижней границе оруденения, характеризуются высокими сопротивлениями. Скарновые полиметаллические месторождения также залегают на границе сред с различными физическими свойствами: сопротивления карбонатных пород на 1—2 порядка выше, чем вулканических пород

тематического моделирования электрических полей в горизонтально-неоднородных средах. Приведен пример интерпретации данных ВЭЗ-ВП с использованием аппарата математического моделирования на участке полиметаллического рудопроявления.

кислого состава. Жильные полиметаллические месторождения, как правило, также приурочены к зонам проводимости и повышенной поляризуемости, обусловленным тектонически нарушенной средой с полисульфидной минерализацией.

Применение метода ВЭЗ-ВП в больших объемах объясняется принципиальной возможностью получения количественных характеристик объекта на основе комплексного анализа результатов наблюдений по параметрам кажущегося сопротивления и поляризуемости. Наиболее распространенная в практике симметричная установка не является оптимальной по разрешающей способности. Поэтому в условиях сложного геологического строения на перспективных площадях используются трудоемкие комбинированные либо трехэлектродные установки. Кроме того, в ряде случаев применяются установки Веннера и дипольные осевые установки ($AB = BM = MN$), комбинация которых позволяет выявлять сигналы от геоэлектрических неоднородностей определенного типа. Для изучения глубин порядка 300—400 м используются разносы АО до 2 км, а при изучении разреза в интервале 500—100 м — АО до 3—4 км. Измерения осуществляются станциями ВПС-63, ДИАПИР. В условиях интенсивных промышленных помех наблюдения ведутся аппаратурой переменного тока (ВПФ, ЭВП-203). Сеть расположения точек зондирования колеблется от 1000×500 м до 500×200 м.

Рудные зоны ряда месторождений и рудопроявлений, например, в Кавалеровском и Дальнегорском районах (Хрустальное, Арсеньевское, Садовое), уверенно выделяются аномальными областями кажущихся сопротивлений и поляризуемостей в поле измеренных значений. Продуктивные толщи с рудными тела-

ми характеризуются низкими сопротивлениями (от 200 до 25 Ом · м и ниже) и высокой поляризуемостью (7—15 % и более) при высоких сопротивлениях (300—1000 Ом · м) и низкой поляризуемости (1—3 %) вмещающей среды. Иногда рудные зоны непосредственно не выделяются, но аномальные области фиксируют ореолы сульфидной минерализации, сопровождающие рудные тела. Кроме того, по результатам интерпретации полевых материалов есть возможность выявления и других благоприятных для локализации оруденения признаков, а именно: границ известняков и вулканитов, известняков и терригенных осадочных пород, кровли интрузивов, биотитизированных пород, зон рудоконтролирующих тектонических нарушений.

Однако такая благоприятная структура и петрофизическая ситуация не всегда приводят к положительным геологическим результатам. Перспективы значительной части «рудных» аномалий бурением не подтверждаются. Проведенный анализ неподтверждений позволяет установить, что либо элементы залегания вскрытого объекта существенно отличаются от расчетных, либо не подтверждается даже наличие предполагаемого физического объекта.

Это объясняется как многозначностью геологической природы аномалий, так и отсутствием надежных способов количественной интерпретации полевых данных в сложно построенных районах при резко пересеченном рельефе местности. Не отрицая необходимости комплексирования различных геофизических и геохимических методов с бурением и разработки соответствующих комплексных поисковых критериев, мы считаем, что одним из важнейших факторов повышения эффективности геофизических работ является создание методики интерпретации кривых ВЭЗ-ВП на основе математического моделирования электрических полей в горизонтально-неоднородных средах и ее внедрение в практику геофизических работ.

Решение этой задачи можно представить в виде следующих этапов:

- создание физико-математических моделей (ФММ) горизонтально-неоднородных сред;
- разработка соответствующего программно-математического обеспечения прямых задач;
- анализ теоретических кривых зондирования и разработка различных способов интерпретации практических данных;
- объединение приемов и способов интерпретации в рамках единой методики.

В настоящее время в объединении Приморгеология ведутся исследования по каждому из этапов. В данной статье рассматриваются вопросы применения математического моделирования электрических полей при интерпретации полевых материалов.

Анализ геологического строения рудных районов Приморья и результатов работ методом ВЭЗ-ВП показывает, что типовые геоэлектрические разрезы и измеряемые электрические поля характеризуются следующими особенностями.

Разрезы имеют два ярко выраженных структурных горизонта, в пределах которых геологическая среда обладает различной степенью и характером дифференцированности пород по сопротивлению. Верхний горизонт имеет субвертикально-блоковое строение (дайки, субвулканические тела, зоны дробления); нижний представляет собой горизонтальную или наклонную опорную геоэлектрическую границу высокого сопротивления (биотитизированные или карбонатные породы, кровля интрузивов). Кривые электрозондирования изрезанные, высокоградиентные, с изломами и аномальными расхождениями на перекрытиях приемных линий.

Для интерпретации данных ВЭЗ-ВП, полученных в этих условиях, необходимо сформировать такое множество физико-математических моделей геоэлектрических сред, которое позволяло бы при их минимальном количестве и размерности аппроксимировать реальные разрезы рудных районов с точностью, достаточной для решения геологических задач. На основании этого в ПГО Приморгеология созданы алгоритмы и программы решения прямых задач для следующих ФММ среды:

- с вертикальными границами раздела;
- с наклонными границами раздела;
- с клиновидными неоднородностями;
- с локальным сферическим объектом на глубине.

Следует отметить, что степень идеализации реальных разрезов при этом будет весьма велика, но необходимо понимать, что данные модели являются в некотором роде опорным начальным приближением и представляют собой шаг вперед по сравнению с существующей ситуацией, когда вся интерпретация ВЭЗ-ВП основана только на модели горизонтально-слоистой среды.

Математическое моделирование структуры поля предполагает определение разности потенциалов (ΔU) с последующим расчетом ρ_k и η_k при различном расположении источников и приемников на поверхности наблюдений относительно геологических объектов. Кажущиеся сопротивления и поляризуемости вычисляются по известным формулам:

$$\rho_k = k \frac{\Delta U}{J}, \quad \eta_k = \frac{\rho_k^* - \rho_k}{\rho_k^*},$$

где k — коэффициент установки, J — сила тока в источнике, ρ_k и ρ_k^* — кажущиеся сопротивления, соответствующие первичному и поляри-

зующему полям. Значения ρ_k^* рассчитываются по первой формуле путем замены удельных сопротивлений (ρ_i) объектов среды на эффективные удельные сопротивления:

$$\rho_i^* = \frac{\rho_i}{1 - \eta_i}$$

где η_i — поляризуемость объектов. При расчетах предполагается совпадение границ, на которых наблюдается скачок сопротивления и поляризуемости. Полученные таким образом значения кажущейся поляризуемости отвечают процессам вызванной поляризации, обусловленным объемно-поляризованными объектами, и соответствуют измеренным значениям η_k для временных задержек $\Delta t \rightarrow 0$. При условии получения в конкретном районе обоснованного закона спада не составляет труда вычислять η_k на любой временной задержке.

При разработке программного обеспечения [1] потребовалось конкретизировать расположение источников и приемников, ограничиться конкретным числом параметров модели с учетом возможностей современных ЭВМ и создать удобства для анализа результатов счета. Так, в созданном пакете программ вычисления параметров ρ_k и η_k производятся для применяемых в производстве трех- и четырехэлектродных установок Шлюмберже с конкретными длинами питающих (АО) и приемных (МН) линий и перекрытиями с одной длины приемной линии на другую. Необходимость моделирования полей с непердельными установками обусловлена тем, что при переходе электродов через контакт двух сред кажущиеся сопротивления и поляризуемости резко изменяются. Моделирование полей для реальных установок позволяет приблизить теоретические кривые к экспериментальным в процессе их интерпретации методом подбора.

Кроме целей интерпретации, оперативный расчет и построение теоретических кривых зондирования используются при проектировании оптимальной методики полевых работ для выбора необходимого типа установки и ее размеров, шага наблюдения, определения разрешающей способности установки по отношению к поисковому объекту, для оценки влияния простых форм рельефа местности и поверхностных неоднородностей.

В настоящее время пока еще невозможно обобщить опыт использования математического моделирования по всем названным направлениям. Поэтому рассмотрим только пример интерпретации данных ВЭЗ-ВП с использованием аппарата математического моделирования на участке полиметаллического рудопоявления Августовского. Последнее расположено вблизи известного Смирновского оловянно-полиметаллического месторождения. Участок характери-

зуется сложным геоэлектрическим разрезом, составленным из блоков горизонтально-неоднородных сред, и резко пересеченным рельефом местности. Наиболее благоприятными для локализации оруденения в этом районе считаются зоны Дождевого и Арсенипиритового разломов, в пределах которых за рамками изучаемого участка размещены рудные тела Смирновского, Встречного, Южного и Верхне-Уссурского месторождений. Зоны фиксируются понижением удельного электрического сопротивления до 200—300 Ом·м на фоне 1000—3000 Ом·м. К ним приурочены аномальные значения поляризуемости и геохимические аномалии.

Визуальный анализ кривых ВЭЗ-ВП и качественных разрезов дает основание считать, что в изучаемой среде присутствуют крутопадающие границы или зоны, возможно также наличие локальных объектов. Учитывая сложное строение участка и пересеченный рельеф местности, качественные построения нельзя считать достаточными для геологических выводов. По-

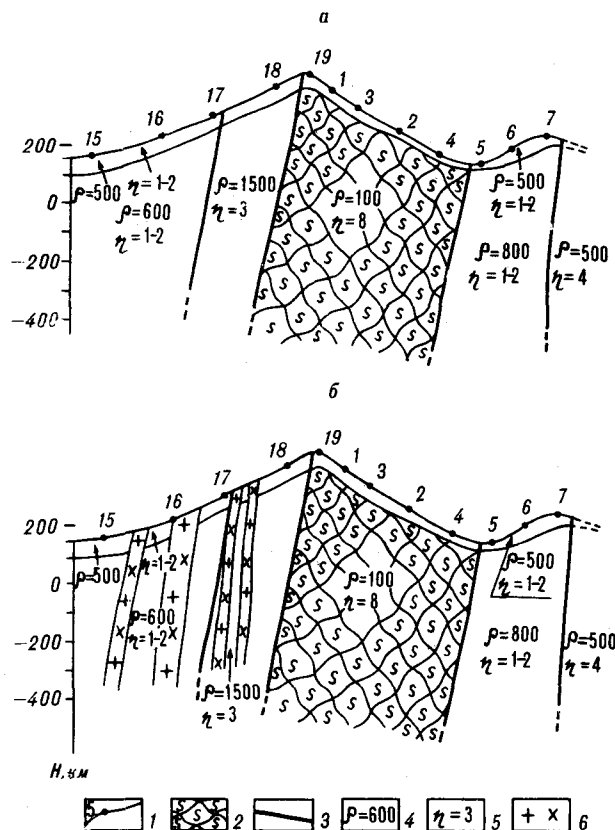


Рис. 1. Физико-математическая модель геоэлектрического разреза, полученная в результате моделирования полей ρ_k и η_k (а), и геолого-геофизический разрез (б) по интерпретационному профилю на участке Августовский.

1 — точки ВЭЗ-ВП; 2 — блок трещиноватых метасоматически измененных и сульфидизированных пород; 3 — границы блоков различного удельного сопротивления и поляризуемости; 4 — значения удельных сопротивлений, Ом·м; 5 — значения поляризуемости в процентах; 6 — интрузии гранодиоритов, дайки.

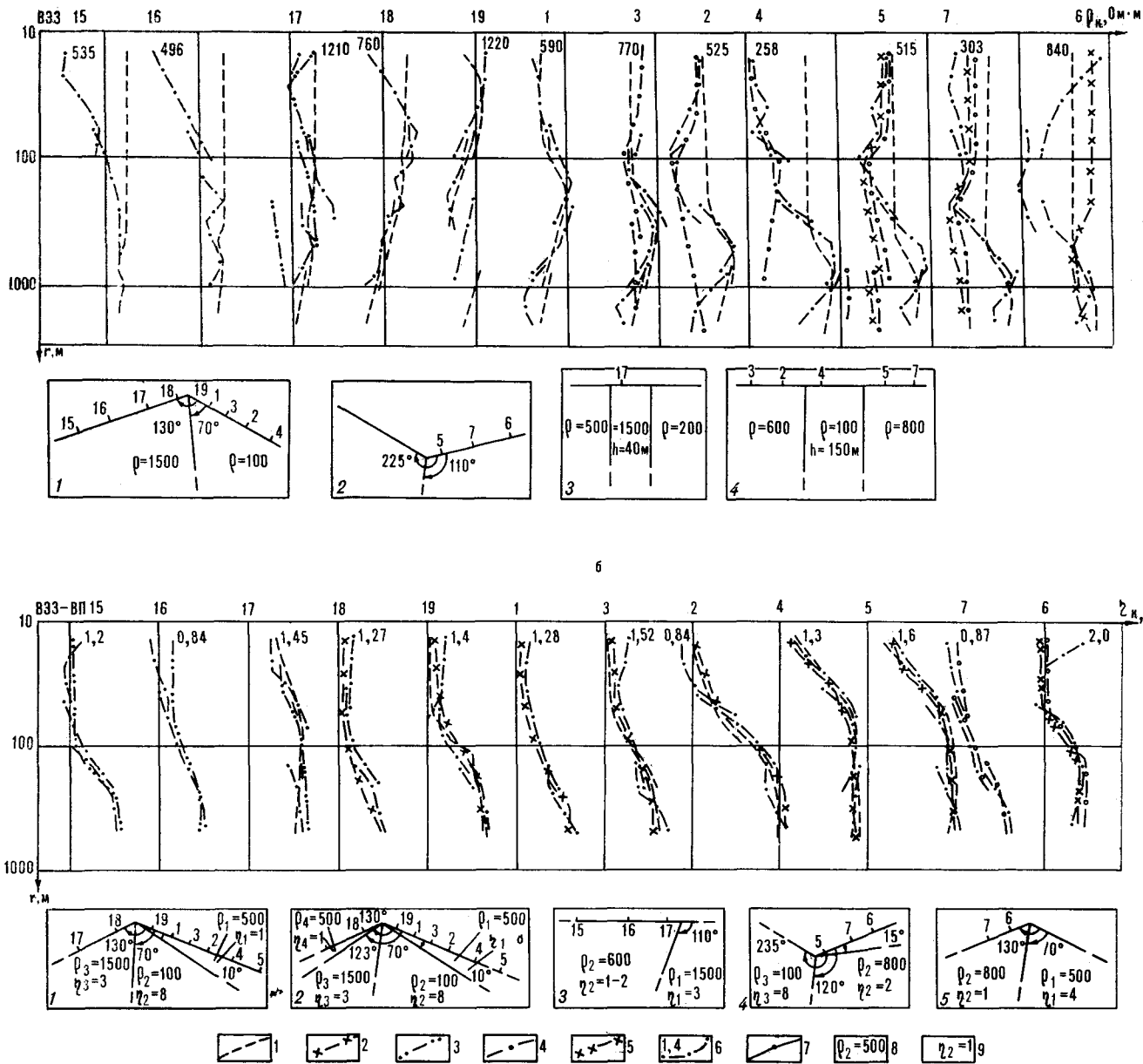


Рис. 2. Результаты интерпретации кривых ρ_k (а) и кривых η_k (б) на основе математического моделирования электрических полей для отдельных блоков горизонтально-неоднородных сред. 1—5 — кривые электрозондирования ρ_k и η_k соответственно для типов моделей 1—5 по порядку; 6 — полевые кривые ВЭЗ-ВП с начальными значениями ρ_k и η_k ; 7 — положение точек ВЭЗ-ВП на поверхности моделей горизонтально-неоднородных сред; 8 — значения удельных сопротивлений, Ом·м; 9 — значения поляризуемости, %.

этому сначала с помощью математического моделирования было оценено влияние рельефа местности. Рассчитанные теоретические кривые для модели хребта с бесконечными склонами [2] дали возможность определить искажающее действие рельефа в процентах и внести в исходные кривые соответствующие поправки. Так, например, для интерпретационного профиля (рис. 1) аномальные участки кривых 1—3, 17, 18, 19 во многом определяются рельефом; для отдельных точек искажения $\delta\rho_k$ достигают

40%. Кривые 4—7, 15, 16 после введения поправок существенно не изменились.

Предварительная интерпретация исправленных кривых ВЭЗ-ВП с оценкой параметров объектов показывает, что изучаемый разрез невозможно аппроксимировать одной из нескольких горизонтально-неоднородных моделей. В связи с этим его необходимо расчленить на отдельные фрагменты — блоки, в пределах которых электрическое поле формируется под доминирующим влиянием определенного типа геологических

трической среды. Для рассматриваемого профиля такими типами являются «хребет» и «долина» с бесконечными склонами и контактом, выходящим на поверхность по линии ребра (рис. 2, а, б).

Теоретические кривые ρ_k для модели 1 (см. рис. 2, а) удовлетворительно совпадают с практическими в точках ВЭЗ 18, 19, 1, 3. Кривые в точках ВЭЗ 2, 4, 5, 7, по-видимому, отражают совместное влияние моделей 1, 2 и дополнительно модели 4. Кривая ВЭЗ 17 сформирована под влиянием моделей 1 и 3. Мощность «наносов», перекрывающих нижележащие комплексы сложно построенных сред, определяется известными приемами, применяющимися в слоистых средах. Таким образом, геоэлектрический разрез профиля по параметру удельного сопротивления, если не считать маломощных «наносов», характеризуется наличием довольно протяженных на глубину (более 500 м) крутонадающих границ.

Полученный геоэлектрический разрез положен в основу интерпретации кривых η_k с целью определения поляризуемостей крутонадающих блоков. В качестве фрагментов физико-математической модели использовалась клиновидная среда с «наносами» и разломом (см. рис. 2, б, модели 1, 2, 4) и клиновидные среды с разломом (см. рис. 2, б, модели 3, 5). Поскольку поляризуемость является основным фактором наличия сульфидной минерализации, то поиск удовлетворительной модели среды в процессе подбора производился более тщательно. Это заметно по совпадению кривых ВЭЗ-ВП на рис. 2, б. Теоретические кривые η_k для моделей 1, 2 удовлетворительно совпадают с прак-

тическими в точках зондирования 1, 2 — 4, 19, 18. Модели 1 и 2 отличаются друг от друга только «наносами» на левом склоне «хребта» при идентичности других параметров среды, поэтому кривые отличаются друг от друга только на начальных разностях. Судя по совпадению практических кривых ВЭЗ-ВП 15—17 с теоретическими, модель 3, по всей вероятности, наилучшим образом аппроксимирует левую часть изучаемого разреза. Кривые ВЭЗ-ВП 5—7 удовлетворительно совпадают с теоретическими для моделей 4, 5.

В результате интерпретации в интерактивном режиме на основе совпадения практических кривых η_k с теоретическими уточнены детали строения разреза и физические свойства блоков, что отражено на физико-математической модели среды (см. рис. 1, а). После наполнения этой модели геологическим содержанием построен геолого-геофизический разрез (см. рис. 1, б).

Для детализации положения области аномальной поляризуемости в пространстве и особенно определения ее подошвы рекомендуется провести дополнительные работы методом ВЭЗ-ВП комбинированной установкой по профилям, расположенным вдоль простирания пород параллельно линии контактов в пределах блока трещиноватых метасоматически измененных сульфидизированных пород, вмещающих рудные зоны. Такая методика работ обоснована анализом результатов моделирования кривых ВЭЗ-ВП для сред с вертикальными границами и позволит с большей точностью определить количественные физические и геометрические параметры поисковых объектов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шкабарня Н. Г. Автоматизированная интерпретация кривых ВЭЗ и ВЭЗ-ВП в рудных районах // Разведка и охрана недр.— 1986.— № 11.— С. 40—45.
2. Шкабарня Н. Г., Севостьяненко В. П. Алгоритм расчета кажущихся сопротивлений и поляризуемо-

стей для среды с наклонными границами раздела (клиновидная среда) // Проблемы автоматизации геофизических исследований.— Владивосток, 1985.— С. 152—160.

УДК 552.321.6(571.62) + 552.112

Л. П. Карсаков, Н. В. Бердников

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД КОНДЕРСКОГО ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА И ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ СВЯЗАННОГО С НИМ ОРУДЕНЕНИЯ

Кондерский массив представляет собой шток диаметром около 6 км, сложенный в центре рифейским комплексом дунитов, по периферии — двухфазной раннемеловой кольцевой интрузией рудных пироксенитов, габбро и гранодиоритов, монзонитов, граносиенитов. Проведенные петрологические и термобарогеохимические исследования показали, что формирование краевого комплекса Кондерского массива сопровождалось притоком большого количества флюида, который

Кондерский щелочно-ультраосновной массив центрального типа является в настоящее время наиболее изученным из серии подобных массивов на Алданском щите [2, 3, 7, 9 и др.]. Между тем до сих пор не существует достаточно обоснованной модели становления массива. Многие вопросы физико-химических условий образования пород и связанной с ними рудной минерализации являются дискуссионными. В статье на основе анализа материалов петрологического и термобарогеохимического изучения пород Кондерского массива обсуждается связь между условиями образования и преобразования породных комплексов массива и закономерностями формирования рудной минерализации. Ввиду противоречивости геолого-петрографической характеристики Кондерского массива у разных исследователей, сначала остановимся на кратком геологическом описании массива, как оно сложилось у нас на основе своих полевых наблюдений и анализа литературных данных.

Кондерский массив представляет собой шток диаметром около 6 км, в центре сложенный дунитами, а по периферии — кольцевыми телами рудных пироксенитов, габбро, монзонитов, граносиенитов, гранодиоритов. Крупномасштабным геологическим картированием установлено, что дуниты и обрамляющие их кольцевые тела относятся к двум разновозрастным комплексам — рифейскому (дуниты) и раннемеловому (краевой комплекс). Ранняя фаза раннемелового комплекса представлена рудными пироксенитами, габбро, поздняя — кислыми породами. Вмещающие массив рифейские терриген-

эволюционировал от восстановительного на ранних этапах процесса до окислительного — на конечных. $T_{\text{гом}}$ флюидно-твердофазных включений 500 °С. Под воздействием флюида метасоматически изменены как дуниты ядра массива, так и породы краевого комплекса, что привело к образованию разнообразных метасоматических пород, к мобилизации и переотложению аксессуарной платиновой минерализации в локальные зоны и жилы.

ные отложения общей мощностью 450—500 м и дорифейские кристаллические породы ороговикованы и задраны вблизи массива с образованием структуры диапирового типа.

Ядро Кондерского массива сложено главным образом серпентинизированными форстеритовыми дунитами, содержащими рассеянную аксессуарную минерализацию хромита и элементов платиновой группы. По периферии ядра массива и местами внутри него встречаются пятна и жилкообразные тела с хроммагнетитом и единичными включениями изумрудно-зеленого хромдиопсидита. Краевой комплекс Кондерского массива представлен серией кольцевых рудных пироксенитов, габбро, гранодиоритов мощностью от сотен метров до первых километров с многочисленными раздувами и апофизами. Рудные пироксениты тяготеют к внутренней части кольцевой интрузии, кислые породы — к периферической. Многочисленные дайки рудных пироксенитов, габбро, сиенитов, щелочных пегматитов прорывают дуниты ядра, содержат их ксенолиты. Дайки рудных пироксенитов встречаются также среди метаморфических пород контактового ореола ороговикования. На контакте между рудными пироксенитами краевого комплекса с дунитами ядра развивается невыдержанная по мощности (0—500 м) и протяженности полоса оливин-пироксенитовых пород, имеющих, по мнению М. А. Богомолва [3], метасоматическое происхождение. В них местами, с одной стороны, сохраняются реликтовые участки не до конца переработанного дунита, с другой, встречаются прерывистые зоны развития крупнозер-

нистого изумрудно-зеленого хромдиопсидита. Переход оливин-пироксеновых пород (нередко именуемых перидотитами, оливиновыми пироксенитами) в дуниты сложный, местами через сетчатую зону прожилков, выполненных хромдиопсидом, нередко в ассоциации с оливином, рудными минералами и флогопитом. Кроме того, в дунитах наблюдаются жильные и штокообразные тела рудных пироксенитов со значительным (до 20 %) содержанием апатита, биотита, титаномагнетита, в формировании которых существенную роль сыграли автотермические процессы. Рудные пироксениты краевого комплекса и их жилы падают к центру Кондерского массива. На тыловой стороне кольцевого тела рудные пироксениты местами непосредственно контактируют с метаморфическими породами. В зоне контакта пироксениты имеют мелкозернистое строение, обусловленное закалкой, и сидеронитовую структуру с резким идиоморфизмом авгита и апатита к титаномагнетиту. В приконтактной зоне в доломитах развивается парагенезис периклаз (брусит) — форстерит — кальцит — шпинель, в метапелитах — силлиманит (андалузит) — кордиерит — плагиоклаз — калиевый полевой шпат — кварц, указывающие на высокотемпературный и малоуглубинный характер контактового метаморфизма [6].

Для выяснения особенностей процессов образования и преобразования пород Кондерского массива весьма важны результаты изучения состава минералов и законсервированных в них флюидных включений.

Акцессорная рудная минерализация в дунитах Кондерского массива представлена ферроплатиной и хромшпинелидами [9]. Включения ферроплатины размером 1—3 мм в поперечнике находятся в интерстициях оливина и хромшпинелидов. Хромшпинелиды образуют рассеянную вкрапленность, гнездовые выделения до 8—3 см в поперечнике и редкие мало мощные жилы. Ферроплатина неоднородна по составу, на контакте с оливином и хромшпинелидами имеет узкую приконтактную зону, в которой снижается содержание железа и элементов-примесей — Ni, Ca, Mn [12]. Акцессорные хромшпинелиды также зональны. На контакте с оливином в зернах хромшпинелидов наблюдается краевая каемка, в которой увеличено содержание магнетитового компонента за счет снижения содержания хромитового и шпинелевого миналов. В то же время в краевой зоне зерен оливина повышено содержание хрома. Обратная зональность наблюдается в хромшпинелидах, находящихся в виде минералов-узников в ферроплатине: краевая зона зерен хромшпинелидов обеднена железом за счет снижения содержания магнетитового минала. Недавно Н. С. Рудащевский [12] описал специфиче-

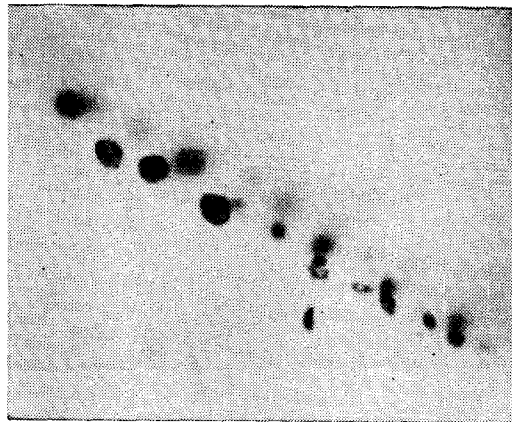


Рис. 1. Вторичные включения затвердевших расплавов в оливине дунитов. Обр. 23-86, $\times 800$.

ские каплевидные включения металлического железа, окаймленные вюститом и магнетитом. Образование этих включений Н. С. Рудащевский связывает с повторным частичным плавлением минералов дунита под действием сильно восстановленных флюидов, богатых щелочами.

Термобарогеохимическому изучению подверглись дуниты ядра массива, порфиридные оливиниты с хромдиопсидом, рудные пироксениты, хромдиопсиды, щелочные пегматиты и контактовые роговики.

В оливине дунитов и порфиридных оливинитов обнаружены зоны мелких, по-видимому, вторичных включений затвердевших расплавов (рис. 1). В ряде случаев такие включения единичны или образуют небольшие группы, но отнести их к первичным с уверенностью невозможно. Флюидные включения в изученных образцах отсутствуют.

В рудных пироксенитах, хромдиопсидитах и отдельных выделениях хромдиопсидита в порфиридных оливинитах обнаружено большое количество однотипных включений. При этом отмечено, что магматические структуры в изученных породах наблюдаются лишь в немногих образцах наименее измененных рудных пироксенитов. Реликты клинопироксена магматического этапа в них представлены удлинёнными зёрнами с коррозионными границами со структурами распада твердых растворов, содержащими многочисленные минеральные включения (рис. 2). Клинопироксен в рудных пироксенитах чаще всего перекристаллизован, что выразилось в очищении его от примесей (отсутствие минеральных включений и исчезновение структур распада твердых растворов). При этом зёрна его приобретают более изометричные очертания, напоминающие гранобластовые агрегаты.

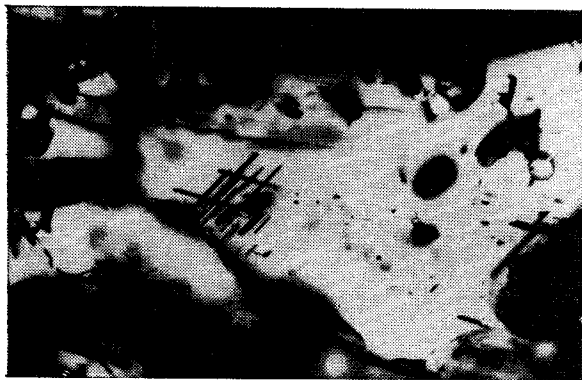


Рис. 2. Реликтовые зерна «магматического» клинопироксена в перекристаллизованном рудном пироксе. Обр. 19-86, $\times 400$.

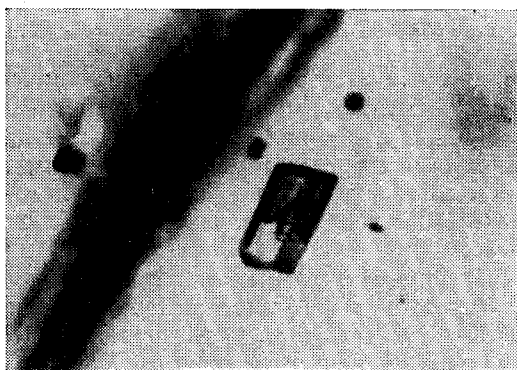


Рис. 3. Флюидно-твердофазные включения в клинопироксене. Обр. 15-85, $\times 800$.

Перекристаллизованный клинопироксен из рудных пироксенитов и хромдиоксид из хромдиоксидитов, порфиридных оливинитов всегда содержат большое количество флюидно-твердофазных включений (рис. 3). По морфологическим признакам они чаще всего первичные и первично-вторичные, редко — вторичные, трансирующие микротрещины, поперечно секущие границы зерен. Размеры их колеблются от 5 до 60 мкм, огранка хорошая до совершенной, преимущественно призматического габитуса. Большую часть включения, как правило, занимает пузырек газа, несколько меньший объем — жидкость. Твердые фазы обычно занимают 5—10 % объема включения, иногда исчезают совсем. Они представлены зеленоватыми анизотропными кристаллами изометричной или призматической формы и, нередко, непрозрачным бесформенным комочком.

Данные криометрии показали, что из газового пузырька не конденсируются жидкости и не сублимируются твердые фазы до -182°C . Это говорит об отсутствии в составе включений низкокипящих газов (CH_4 , CO , N_2) и CO_2 . Этот вывод подтверждается тем, что во всем диапа-

зоне низких температур не происходит образования газогидратов. Жидкая фаза включений оттаивает при температурах от 0 до -3°C , при этом хорошо наблюдается «эффект льда» — быстрая кристаллизация жидкости при незначительном понижении температуры. Эти данные свидетельствуют о существенно водном составе жидкой фазы включений. Концентрация хорошо растворимых солей в ней очень низка, не более 5 % по NaCl-эквиваленту. Твердые фазы во включениях сложены труднорастворимыми в воде компонентами (карбонаты, силикаты?).

Термометрия флюидно-твердофазных включений в клинопироксене показала, что их частичная гомогенизация (исчезновение газового пузырька) происходит в интервале $350\text{—}380^\circ\text{C}$, независимо от того, из какой породы взят образец. Температура полной гомогенизации (растворение твердых фаз) колеблется около $500 \pm 10^\circ\text{C}$. При этом следует отметить большую термическую прочность включений: разгерметизация часто не наступает даже при значительном перегреве (до 100°C выше $T_{\text{гом}}$). Термобарогеохимические характеристики первичных, первично-вторичных и вторичных флюидно-твердофазных включений значимо не различаются. Других видов включений, в частности, включений затвердевших расплавов, в клинопироксенах и хромдиоксидах не обнаружено.

В апатите из щелочных пегматитов обнаружены первичные и вторичные газово-жидкие включения водных растворов. Глубокое замораживание не привело к появлению в газовом пузырьке жидких или твердых новообразований, что свидетельствует об отсутствии во включениях больших количеств низкокипящих газов и CO_2 . Однако наличие микроколичеств этих компонентов возможно, так как в ряде включений наблюдалось появление газогидратов, разлагающихся при $+7,5^\circ\text{C}$. Оттаивание водного раствора происходило при $-1 \div -7^\circ\text{C}$, причем в нескольких случаях наблюдалось плавление эвтектики при $-29 \div -30^\circ\text{C}$. В соответствии с данными А. С. Борисенко [4], во включениях с такой эвтектической температурой можно предполагать наличие солей Mg и (или) Fe. В таком случае концентрация их в растворе включений не будет превышать 10 мас. %, в большинстве случаев — $2 \div 3$ мас. %. Термометрия газово-жидких включений в апатите осложнялась их большой склонностью к декрепитации, поэтому полную гомогенизацию в жидкость удалось наблюдать лишь в трех случаях при 310, 330 и 340°C .

В кварце ороговикованных метапелитов обрамления массива обнаружены преимущественно газовые включения разреженного флюида. При этом термобарогеохимические характеристики включений закономерно изменяются от

ранних генераций к поздним. Так, в первичных включениях преобладает газообразная CO_2 , которая диагностируется по температуре оттаивания, равной $-57,5^\circ\text{C}$. Гомогенизация в газ происходит при отрицательных температурах. Глубокое замораживание до $-193,5^\circ\text{C}$ не привело к появлению каких-либо новых фаз. В первично-вторичных включениях также вымерзает кристаллик CO_2 , который плавится при $-58,5^\circ\text{C}$, а гомогенизация жидкой углекислоты в газ происходит в интервале от $+18$ до $+27^\circ\text{C}$. Кроме того, в первично-вторичных включениях иногда появляются кристаллики газогидратов, которые свидетельствуют о наличии в них некоторого количества воды. Наиболее плотный водно-углекислотный флюид ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{Ж}_{\text{CO}_2}$) обнаружен в бесформенных вторичных включениях, трассирующих залеченные трещины. С помощью криометрии удалось установить, что оттаивание воды в них происходит при $-3,5 \div -4^\circ\text{C}$, при этом часто образуются газогидраты, разлагающиеся при $+9,5^\circ\text{C}$. Гомогенизация углекислоты в газ при затвердевшем водном компоненте (и, вероятно, образовавшемся газогидрате) в одном из включений произошла при -28°C , температура оттаивания CO_2 составляет -57°C .

Таким образом, криометрическим путем удалось установить водно-углекислотный (возможно, с небольшой примесью солей) состав флюида во включениях из ороговикованных метаморфитов, а также закономерное увеличение плотности этого флюида от ранних генераций к поздним, что характерно для процессов контактового метаморфизма.

Исходя из вышеприведенных данных последовательность образования и преобразования пород Кондерского массива представляется следующим образом. Наиболее ранним процессом является формирование дунитового ядра массива. О его физико-химических условиях данных недостаточно, известно только, что становление дунитов происходило в крайне восстановительных условиях [1]. Внедрение краевого комплекса рудных пироксенитов, габбро вызвало преобразование дунитов и ороговикование вмещающих метаморфических пород. По пьелит-титаномангнетитовому термометру рудные пироксениты кристаллизовались при температуре не менее 800°C . Влияние пироксенитовой магмы на дуниты ядра Кондерского массива оказалось многообразным. Повторный прогрев дунитов явился, по-видимому, причиной частичного плавления их минералов и возникновения в оливине вторичных включений затвердевших расплавов и каплевидных включений металлического железа. Появление металлического железа, обратная зональность хромшпинелида, включенного в зерна ферроплатины из дунитов, говорят о том, что термическое воз-

действие, вероятно, происходило в присутствии сильно восстановленного, богатого щелочами флюида [12]. По-видимому, под влиянием этого флюида сформировались порфиробластические оливиниты и пироксен-оливиновые породы на контакте рудных пироксенитов и дунитов (метасоматитов магматической стадии). В доломитах из контактового ореола Кондерского массива образовался характерный парагенезис кальцит + периклаз (брусит) + шпинель + форстерит, область устойчивости которого лежит в интервале $750 - 800^\circ\text{C}$ [5, 8]. Учитывая то обстоятельство, что в кварце контактовых роговиков встречены первичные включения углекислоты, плотность которой много меньше критической, вероятно, можно утверждать, что ороговикование происходило в приповерхностных условиях при давлениях меньше 1 кбар.

Внедрение гранитоидов краевого комплекса и образование связанных с ними щелочных пегматитов происходило, судя по данным термобарогеохимии, после смены характера эндогенного флюида с восстановительного на существенно водный, окисленный. Поступление в систему большого количества водного флюида вызвало перекристаллизацию рудных пироксенитов и образование метасоматических жил и тел мономинеральных хромдиопсидитов. Возможно, водный флюид способствовал также серпентинизации дунита, косвенным подтверждением чего может служить находка включений серпентина в ферроплатине. Температура этого процесса как по данным гомогенизации включений, так и по минеральным термометрам [1] лежит в интервале $500 - 600^\circ\text{C}$. Следует отметить, что предыдущие исследователи [1, 12] предполагали для преобразований этого этапа восстановленный характер флюида ($f_{\text{O}_2} = 10^{-14} - 10^{-30}$), в то время как данные термобарогеохимии говорят о его окисленном (существенно водном) характере. Нам представляется, что эти расхождения вполне возможны при использовании столь разных методов исследования. Термобарогеохимически флюид изучается непосредственно, его видно под микроскопом, с ним можно проводить различные опыты. Расчетные же методы оценки окислительно-восстановительного состояния флюида всегда опосредованы через минералы, которые, как известно, далеко не всегда приходят в равновесие с флюидом. Особенно это касается минералообразований при низких термодинамических параметрах (-500°C), когда диффузионный обмен компонентами между минералами и флюидом заторможен. Это вызывает появление зональности в минералах, ведет к определенности в расчетах. Вполне вероятно, что низкие фугитивности кислорода были рассчитаны указанными авторами для реликто-

вых парагенезисов, не пришедших в полное равновесие с новым, окисленным флюидом.

Таким образом, данные термобарогеохимии свидетельствуют об инверсии флюидного режима с восстановленного на окисленный в процессе становления краевого комплекса Кондерского массива. Вероятно, инверсия связана со сменой характера магматизма с основного (рудные пироксениты, габбро) на кислый (граниты, сиениты).

Остается рассмотреть вопрос о поведении платиноидов в предложенной последовательности образования и преобразования пород Кондерского массива. К сожалению, о поведении платины в различных геологических процессах данных пока недостаточно. Известно лишь, что платина приобретает относительно подвижность в сильно восстановленных средах. Этим, вероятно, объясняется предположение об образовании Fe—Pt-твердых растворов, переотложении и укрупнении зерен ферроплатины в дунитах при их взаимодействии с рудными пироксенитами. На это же указывает обратная зональность хромшпинелидов, заключенных в зернах ферроплатины: ее формирование возможно в сильно восстановительной среде [11]. До того платина, как и другие редкие металлы этой группы, в мелкодисперсном виде была рассеяна в минералах дунитов. Окислительная обстановка последнего (послеинверсионного) преобразования пород Кондерского массива не должна была, исходя из этого положения, повлиять на уже сложившуюся структуру плати-

новой минерализации. Однако характер минеральных включений в ферроплатине позволяет усомниться в этом. В ней в порядке убывания встречаются: хромшпинелиды, пироксены, оливин, серпентин, железомagneзиальные слюды, роговая обманка, тальк. Из перечисленных минералов только оливин и, возможно, хромшпинелиды не могут образоваться в относительно низкотемпературных условиях (500—600 °C) последнего (окислительного) преобразования. С другой стороны, четыре минерала-узника из семи — водосодержащие, т. е. могли быть захвачены только в условиях установленного нами «окислительного преобразования». Потому логично предположить, что и в условиях этого процесса происходило переотложение платины, формирование и укрупнение ее зерен.

Проведенные исследования показали, что формирование пород краевого комплекса Кондерского массива сопровождалось притоком большого количества эндогенного флюида, характер которого эволюционировал от восстановительного на ранних этапах процесса до окислительного — на конечных. Флюидное воздействие испытали как дуниты ядра, так и разнообразные породы краевого комплекса, что привело к появлению метасоматических пород, мобилизации и переотложению акцессорной платиновой минерализации в локальные зоны и жилы. Эти новообразования следует рассматривать как возможные объекты повышенного содержания рудного компонента.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдонцев С. Н., Малич К. Н. О физико-химических условиях образования железотитановых окислов из пород Кондерского массива щелочно-ультрамафитового состава // Докл. АН СССР.— 1987.— Т. 296, № 6.— С. 1466—1468.
2. Андреев Г. В. Кондерский массив ультраосновных и щелочных пород.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987.
3. Богомолов М. А. Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии.— М.: Наука, 1968.
4. Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика.— 1977.— № 8.— С. 16—27.
5. Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др. Фации метаморфизма.— М.: Недра, 1970.
6. Мельник Ю. П., Сироштан Р. П., Радчук В. В. Физико-химические условия метаморфизма карбонатных пород докембрия.— Киев: Наук. думка, 1985.
7. Орлова М. П., Соседко Т. А., Шаденков Е. М. Опыт исследования минералогических критериев для оценки рудоносности и формационной принадлеж-ности Кондерского массива // Минералогические критерии оценки рудоносности.— Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1981.— С. 140—149.
8. Перцев Н. Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород.— М.: Наука, 1977.
9. Рожков И. С., Кицул В. И., Разин Л. В. и др. Платина Алданского щита.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.
10. Рудашевский Н. С., Мочалов А. Г., Орлова М. П. Включения силикатов в природных железоплатиновых сплавах Кондерского массива // Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 266, № 4.— С. 977—981.
11. Рудашевский Н. С. Новая модель дифференциации элементов платиновой группы в литосфере // Зап. ВМО.— 1984.— Вып. 5.— С. 521—539.
12. Рудашевский Н. С. Перераспределение железа на границах зерен Fe—Pt-твердого раствора с оливином и хромитом // Докл. АН СССР.— 1987.— Т. 29, № 1.— С. 203—207.

УДК 552.578.35552.5 (571.56)

*Б. А. Клубов, В. М. Мерзляков***КЕРИТЫ И АНТРАКСОЛИТЫ ДЕВОНСКИХ ДОМАНИКОИДОВ
ОМУЛЕВСКОГО ПОДНЯТИЯ***(Северо-Восток СССР)*

Описаны результаты специальных литолого-биту-

минологических исследований доманикоидных отложений Омuleвского поднятия.

Омuleвское поднятие привлекает внимание специалистов как район широкого развития толщ доманикоидного типа, содержащих многочисленные и, нередко, богатые проявления керитов и антраксолитов. Термин «доманикоид» или «доманикоидные толщи», получивший распространение в нефтегеологической литературе, подразумевает отложения, по набору литотипов похожие на доманиковую свиту верхнего девона Тимана, отличающиеся изначальным обогащением органическим веществом (ОВ) сапропелевого типа. В районах своего распространения они являются одними из главнейших нефтематеринских толщ осадочного разреза [1, 2].

В пределах Омuleвского поднятия к числу доманикоидных с полным основанием можно отнести терригенно-карбонатные отложения нижнего и нерасчлененного нижнего — среднего девона. В Тасканской зоне это нелюдимская и битумская свиты [7], в Рассошинской — калгарская и голышевская. Нижнедевонские нелюдимская и калгарская свиты фацциально выдержаны, довольно близки по вещественному составу и набору литотипов. Их частные различия выражаются в неравномерных доломитизации и окремнении. Обе свиты представлены главным образом толстоплитчатыми и массивными неравномерно доломитизированными известняками, часто органогенными и детритусовыми, а также вторичными доломитами. Породы обычно сильно трещиноваты и прожилкованы кальцитом, доломитом и, реже, кварцем. За счет неравномерной перекристаллизации и доломитизации в обоих литотипах наблюдаются поры и развивающиеся по ним каверны выщелачивания, нередко содержащие включения твердых высокоуглеродистых битумов типа керита-антраксолита. Нижне-среднедевонские отложения более фацциально неодно-

родны и более близки типичным доманикоидам. Это выражается в том, что битумская и, особенно, голышевская свиты содержат пачки темно-серых сланцеватых известково-глинистых аргиллитов, а также серии частого переслаивания подобных аргиллитов и тонкоплитчатых водорослево-детритусовых глинисто-алевритистых известняков. Часто встречаются прослой сланцеватых углеродисто-кремнистых алевро-аргиллитов, обогащенных сульфидами.

Специальных литолого-битуминологических исследований ниже- и ниже-среднедевонских отложений Омuleвского поднятия долгое время не проводилось, хотя находки в них твердых углеподобных битумов фиксировались давно. Выделенная одним из авторов уже упоминавшаяся битумская свита как раз и названа так из-за большого количества проявлений антраксолитов [7]. Очень часто твердые битумы отмечались в нелюдимской, калгарской и голышевской свитах. Описание некоторых из таких находок было опубликовано [3, 4], но большинство обнаруженных позже изучено в сравнительно недавнее время и в публикации не попало. О них и речь в предлагаемой статье.

В 1975 г. Е. И. Качановым и Л. С. Тильман в обрывах р. Нелюдимая, притока р. Таскан описан разрез нелюдимской свиты (550 м), состоящий из шести пачек (от А до F). В верхней части пачки В (97 м) обнаружены черные битумы от высших керитов (импсонитов) до высших антраксолитов. Они приурочены к порам и кавернам в доломитизированных известняках и вторичных доломитах. Битум также заполняет межкристаллическое пространство, микротрещинки и полости в скелетных остатках фауны. Его крайняя неоднородность подтверждается замерами отражательной способности в воздухе, которая, по данным В. Н. Воропаева (СВКНИИ ДВО АН СССР), изменяет-

ся в очень широких пределах (обр. 23Д-1/75— $R_{\max}^a = 11,9 - 14,2$).

Многочисленны и масштабны битумопроявления в породах калгарской свиты (рис. 1). В 1978 г. Е. И. Качановым на левом берегу р. Омудевка, в 2—3 км ниже устья р. Снежная, описаны элювиальные развалы криноидно-детритусовых доломитизированных известняков с обильными остатками табулят и ругоз. Битум в виде мелких черных включений располагается в выщелоченных полостях кораллов. Судя по отражательной способности ($R_{\max}^a = 10,7$), определенной В. Н. Ворожаевым, этот битум является импсонитом — низшим антраксолитом (обр. 21/В-78). В 1977 г. В. В. Иванов установил два проявления антраксолитов в среднем течении р. Рассоха. Первое найдено в обрыве левого берега Рассохы, примерно в 5 км ниже устья руч. Хаханджа (см. рис. 1). Здесь обнажается толща (около 500 м) органогенно-обломочных известняков и доломитов, образующих крупные и узкие антиклинальные и синклинальные складки, разбитые на несколько блоков. В одном из образцов брекчиевидных известняковых доломитов (обр. 30/6) антраксолит располагается как внутри кальцитовых прожилков, так и в порах выщелачивания, где образует гнездовидные обособления и корочки по краям. Судя по комплексу признаков (табл. 1), данный битум относится к средним антраксолитам. Следующее проявление антраксолитов обнаружено в 7 км ниже устья руч. Хаханджа (см. рис. 1). Тут вскрывается пачка (55 м) темно-серых массивных органогенных известняков, глинисто-алевритистых известняков и известняковых брекчий. В пласте брекчий мощностью до 10 м обнаружены многочисленные полости и трещины шириной до 0,2 и длиной до 1,5—2 м, заполненные углеподобным битумом (обр. 33/1). Судя по элементному составу, битум относится к средним антраксолитам, а по отсутствию полос поглощения по всей области инфракрасного (ИК) спектра — приближается к высшим антраксолитам (см. табл. 1).

В 1979 г. в калгарской свите на левом берегу руч. Короткий, в 5 км выше его впадения в р. Омчикчан, твердые битумы обнаружил Е. И. Качанов. Они связаны с 20—25-метровым горизонтом песчаных доломитистых известняков, располагающимся в основании верхней части свиты. Битумоносный известняк примерно на 40—45 % состоит из окатанных, полуокатанных и корродированных зерен кварца размером 0,35—0,40 мм. Они погружены в неравномерно перекристаллизованный доломитистый известковый материал, составляющий цемент от порового до базального. Углеподобный битум двух разновидностей выполняет поры

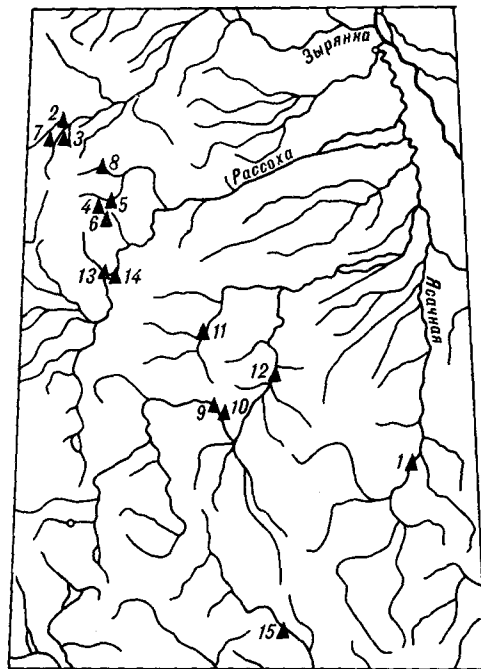


Рис. 1. Схема распространения керитов и антраксолитов на Омудевском поднятии (образцы показаны по порядку их распределения в таблице).

1 — 28С-6; 2 — ОК11-3 и ОК11-2; 3 — ОК9-24, 21, 3 и 2; 4 — ОК18-4; 5 — ОК4-8 и ОК4-2; 6 — ОК16-4; 7 — ОК10-1; 8 — ОК15-2; 9 — ПК6 + 6; 10 — ПК4 + 30; 11 — 14А-79; 12 — 21/В-78; 13 — 33/1; 14 — 30/6; 15 — 23Д-1/75.

(0,06—1,0 мм) на стыке ромбоэдров доломита. Сажисто-землистый битум образует со стенками пор нечеткие, как бы размазанные контакты, а твердый изотропный — четкие, прямолинейные (обр. 14А-79, см. рис. 1). Первая разновидность, судя по элементному составу, представляет собой переход от альбертита к импсониту, вторая, судя по отражательной способности ($R_{\max}^a = 13$), ближе к низшим антраксолитам (см. табл. 1).

Еще одно проявление описано Е. И. Качановым в левом борту ручья Дорожный, в 0,5 км от места его впадения в р. Омудевка. Битумы здесь приурочены к пласту (около 10 м) темно-серых органогенно-обломочных (обр. ПК4 + 30) и органогенных доломитистых (обр. ПК5 + 6) известняков (см. рис. 1). Органогенно-обломочный известняк (обр. ПК4 + 30) изобилует скелетными остатками строматопор, табулят, ругоз, ветвистых мшанок. Крупные каверны (до 1,5—2 см в поперечнике) образованы за счет доломитизации и последующего выщелачивания фауны. Их внутренние поверхности оторочены корочками доломита, поверх которых часто сохраняется углеподобный битум. В самых крупных кавернах такой битум остается только на стенах в виде черных сажистых налетов. Вместе с тем черный изотропный битум в большом количестве обнаружива-

Характеристика керитов и антраксолитов девонских отложений Омuleвского поднятия

Геологический возраст (свита)	Район	Автор коллекции, год сбора, номер образца	Зола при 105 °С, %	Элементный анализ битума в пересчете на обеззоленное вещество, %				R _{max} ср	ИК-спектры битумов (оптические плотности D), см ⁻¹				Класс и подкласс битума по сумме признаков	
				С	Н	N+O	S _{ср}		1710	880	820	760		
Голышевская свита	р. Ясачная	Г. А. Семенов, 1971, 28С-6	6,70	87,81	4,57	7,62		Не опр.	Нет	Есть	Есть	Есть	Антраксолит низший	
	р. Зырянка (верховья)	С. А. Клубов, 1986	OK11-3	6,82	82,73	1,53	7,96	7,78	»	»	Нет	Нет	Нет	Антраксолит средний
			OK11-2	8,58	85,80	1,80	5,26	7,14	»	0,25	0,02	0,05	»	То же
	руч. Голый		OK9-24	Не опр.	Не определялся				13,2	Не определялись				»
			OK9-21	45,67	70,10	1,30	27,70	0,90	10,9					»
			OK9-3	41,67	72,30	1,50	24,76	1,44	12,0	0,29	0,05	0,06	0,07	Оксиантраксолит средний
			OK9-2	16,46	78,44	1,65	18,36	1,55	12,5	0,21	0,06	0,07	Нет	То же
	оз. Серечен (Прозрачное)		OK18-4	37,90	61,11	1,69	37,20	0	12,5	Не определялись				»
			OK4-8	Не опр.	Не определялся				11,2	»				Антраксолит низший
			OK4-2	»	»				10,4	»				То же
OK16-4			34,95	91,29	2,85	1,94	3,92	11,5	0,07	0,05	Нет	Нет	Антраксолит средний	
Калгарская свита	р. Зырянка	Е. И. Качанов, 1975—1979	OK10-1	3,80	85,36	2,11	8,13	4,40	Не опр.	Нет	Нет	Нет	Нет	То же
	р. Трюлинья		OK15-2	7,77	82,54	2,27	10,66	4,53	Не опр.	0,31	Нет	Нет	Нет	Оксиантраксолит средний
	р. Омuleвка	PK5+6	Не опр.	86,50	5,01	2,71	5,78	Не опр.	Не определялись				Керит (альбертит и импсонит) Антраксолит низший	
		PK4+30	»	83,62	4,45	5,98	5,95	»	»					
	р. Омчикчан	14А-79	8,88	80,68— 94,30	9,42— 5,70	10,90—0	Нет »	Не опр. 13,0	»				Керит (альбертит и импсонит)	
	р. Омuleвка	21/В-78	Не опр.	Не определялся				10,7	»				Антраксолит низший	
р. Рассоха (ср. течение)	33/1	2,14	82,89— 88,14	2,16— 2,41	11,47— 6,16	3,48— 3,29	Не опр.	Нет	Нет	Нет	Нет	Антраксолит средний		
	30/6	2,20	85,42	2,17	11,14	1,27	Не определялись				То же			

Примечание. Для обр. PK5+6 и PK4+30 элементный анализ не пересчитывался на обеззоленное вещество. Все образцы Г. А. Семенова, Е. И. Качанова и В. В. Иванова анализировались в лаборатории геологии нефти и газа СВКНИИ ДВО АН СССР (г. Магадан).

Таблица 2

Рентгеновские параметры структуры антраксолитов Омудевского поднятия (анализ выполнен под руководством З. Г. Каплана)

Номер образца	d002	L002	L10	n, %	f _a	P
	Å					
OK11-3	3,37	18,6	23	50	1,0	6
OK11-2	3,37	18,0	25	43	1,0	6
OK10-1	3,37	14,8	22	41	1,0	5
OK15-2	3,38	14,7	29	34	1,0	5

Примечание. d002 — межплоскостные расстояния ароматической составляющей; L002 и L10 — размеры кристаллитов по осям С и А; n — степень упорядоченности (относительно шунгита); f_a — степень ароматичности; P — число плоских сеток в кристаллите.

ется в мелких (менее 0,5 мм) порах и внутри камер кораллов, подчеркивая их сетчатую структуру. Битум из крупных каверн (обр. ПК4 + 30) представляет собой низший антраксолит (см. табл. 1). Мелкозернистый доломитистый органогенный известняк (обр. ПК5 + 6) на участках доломитизации содержит поры неровной или продолговатой щелевидной формы, выполненные черным изотропным битумом. Битум из крупных пор по элементному составу близок высшим керитам, хотя по другим признакам почти идентичен обр. ПК4 + 30 (см. табл. 1). Оба образца при нагревании растрескиваются с выделением незначительного количества летучих.

В 1986 г. Б. А. Клубов провел изучение твердых битумов в девонских отложениях Рассошинской зоны на двух участках: в верховьях р. Зырянка и в районе оз. Прозрачное (Серечен). При исследовании собранной коллекции битумов во ВНИГРИ (г. Ленинград) были сделаны определения их элементного состава (под руководством В. К. Шиманского) и отражательной способности (Г. М. Парпарова), методом ИК-спектроскопии изучена структура (Е. М. Файзуллина). Для четырех образцов антраксолитов осуществлен рентгеноструктурный анализ (З. Г. Каплан) (см. табл. 1, 2).

В верховьях р. Зырянка, в 5 км выше устья руч. Голый, в составе средней части калгарской свиты описана пачка (около 100 м) среднезернистых коралловых неравномерно доломитизированных известняков, образующих слои мощностью от 0,3—0,5 до 1 м с остробугорчатыми (стилолитовыми) поверхностями напластования. Внутри некоторых прожилков и каверн наблюдаются выделения черного углеподоного битума с раковистым изломом (обр. OK10-1, см. рис. 1). Судя по элементному и рентгеноструктурному анализам, это типичный средний антраксолит (см. табл. 1, 2). Вместе с тем в ИК-спектре данного образца имеется одна

слабая полоса поглощения связей С = С ароматического кольца ($D_{1600\text{ см}^{-1}}$), что свидетельствует о его более высокой преобразованности.

В долине среднего течения р. Трюлинья исследована нижняя часть калгарской свиты, состоящая из трех пачек. Нижняя (30—50 м) представлена тонкополосчатыми мелкозернистыми известняками. Средняя пачка (около 50 м) сложена неравномерно доломитизированными и окремненными известняками с сетчатой структурой. Сетчатость обусловлена многочисленными взаимопересекающимися трещинами, залеченными кальцитом и доломитом. В основании и кровле пластов (до 1—2 м) таких известняков наблюдается обогащение мелкими кораллами, частично замещенными желтоватым доломитом. Реже встречаются крупные рудозы. Местами известняки брекчированы, а в раздувах трещин поверх карбонатов содержат мелкие кристаллики кварца и угловатые выделения антраксолита (обр. OK15-2, см. рис. 1), относящиеся к самой последней минеральной генерации. Верхняя пачка (около 50 м) сложена доломитизированными сильнотрещиноватыми известняками с линзами кремней. В целом известняки напоминают породы средней пачки, но практически лишены скоплений коралловых остатков и крайне редко в раздувах трещин содержат мелкие (до 1—2 мм) угловатые выделения антраксолитов, аналогичных обр. OK15-2. По комплексу признаков, в том числе по ИК-спектрам и рентгеновским параметрам, битум этого образца почти идентичен обр. OK10-1 и тоже является средним антраксолитом, приближающимся к высшим разновидностям (см. табл. 1, 2). Правда, в ИК-спектре обр. OK15-2 наблюдаются интенсивная полоса поглощения кислородных групп С = О ($D_{1710\text{ см}^{-1}} = 0,31$) и полоса, обусловленная поглощением связи С—О и групп ОН ($D_{1400-1100\text{ см}^{-1}}$), что позволяет отнести данный битум к оксиантраксолитам.

В голышевской свите твердые битумы, преимущественно антраксолиты, распространены более широко, чем в калгарской, что, несомненно, связано с большим обогащением первой сапропелевым ОВ. В 1977 г. В. В. Иванов описал проявления антраксолитов в левом борту р. Рассоха, в 7 км ниже устья руч. Хаханджа (см. рис. 1). Здесь обнажается пачка (45—50 м) линзовидно-переслаивающихся известняково-глинистых сланцеватых аргиллитов, пелитоморфных хемогенных и брекчиевидных кремнистых доломитовых известняков. Черный сажистый битум типа импсонита — низшего антраксолита образует присыпки, пылеватые налеты и тонкие корочки по стенкам трещин, выполненным кальцитом. Такой же битум хорошо просматривается в шифах. Например,

в первично водорослевом сильноперекристаллизованном окремненном известняке черный изотропный битум присутствует в виде оторочек по трещинам, выполненным кальцитом. Кроме того, встречаются стилолитовые швы шириной до 1 мм, к которым тоже приурочен черный твердый битум. В доломитовом известняке импсонит — низший антракосолит различается в межзерновых порах (0,03—0,04 мм). В известняково-кремнистых сланцеватых аргиллитах (обр. 33/8) черное изотропное ОВ встречается в виде точек, микролинзочек и микротрещин до 0,05 мм шириной, ориентированных по слоистости. Содержание органического углерода ($C_{орг}$) в таких породах колеблется в пределах 0,84—1,34%. По данным ИК-спектрометрии, битум обр. 33/8 представляет собой низший антракосолит.

Самая нижняя часть разреза голышевской свиты в районе оз. Прозрачное представлена пачкой (около 30 м) переслаивания черных углеродисто-алевритистых аргиллитов, углеродисто-кремнистых алевро-аргиллитов, тонкоплитчатых водорослево-детритусовых глинисто-алевритистых известняков. Аргиллиты обогащены черным углеподобным ОВ, располагающимся линзовидно-волнисто по напластованию. По ОВ развиты аутигенные выделения сульфидов в виде мелкой «сыпи» и отдельных почкообразных комочков. В известняках темно-бурое и черное ОВ облекает комочки водорослевых остатков и располагается в межзерновом пространстве. В мелких порах перекристаллизации, заполненных вторичным кальцитом и доломитом, кое-где наблюдаются угловатые выделения керитов-антракосолитов.

Выше рассмотренной пачки располагается сравнительно монотонная серия (не менее 40 м) неравномерно перекристаллизованных тонко- и мелкозернистых доломитистых органогенных известняков. В большей или меньшей мере они импрегнированы темно-бурым и почти черным непрозрачным ОВ, а в межзерновых порах и, особенно, в полостях перекристаллизации нередко встречается битум типа керита-антракосолита. Самые верхи разреза голышевской свиты в районе оз. Прозрачное представлены пачкой (около 60 м) тонкоплитчатых тонко- и мелкозернистых алевритистых известняков, обогащенных черным углеродистым веществом в виде волокнистых линзочек, ориентированных по напластованию. Алевритовый материал представлен обломками кварца.

В верховьях р. Зырянка разрез голышевской свиты состоит главным образом из обломочных и органогенных (водорослевых, табулятовых, коралловых) известняков в различной степени перекристаллизованных и доломитизированных — от слабодломитистых до доломитовых,

причем доломитистость постепенно повышается вверх по разрезу. В подчиненном положении находятся прослои сланцеватых известковистых алевритистых аргиллитов, обогащенных черным планктоногенным ОВ. В известняках по микроскопическим трещинам, выполненным кальцитом, наблюдаются мелкие угловатые выделения керита-антракосолита, а микритовая масса пронизана сульфидами. В кремнистых разностях известняков участки, свободные от ОВ, почти нацело замещены кремнеземом с остатком битумов в поры перекристаллизации, а участки, обогащенные ОВ, и с новообразованиями доломита окремнены незначительно. Нередко такие известняки прожилкованы кварцем, внутри жилок которого (в жеодах) иногда фиксируются мелкие выделения керитов-антракосолитов. В аргиллитах сланцевато-слоистая текстура обусловлена неравномерным чередованием линзовидных микрослоек черного углеродистого аргиллита и мелкозернистого доломитового известняка. Пелитовые микрослойки преобладают. Волокнистые формы ОВ напоминают слоевища строматолитов, сильнообуглероженные и сульфидизированные.

В верхней части свиты аргиллиты практически исчезают, остаются лишь в разной степени доломитизированные известняки: скрыто-тонкозернистые водорослевые доломитистые, послойно обогащенные черным ОВ; обломочные неравномерно перекристаллизованные с участками вторичного окремнения; толстоплитчатые мелко- и среднезернистые доломитистые и доломитовые тентакулитовые и коралловые; массивные, участками брекчиевидные среднезернистые. Текстура известняков нередко пятнисто-мозаичная: участки мелкозернистые перемежаются со среднезернистыми перекристаллизованными (обр. ОК9-24). В последних, как правило, отчетливо просматриваются поры с антракосолитами (см. табл. 1). Некоторые поры залечены кварцем, а по нему — антракосолитом (обр. ОК9-25, рис. 2). В сильнотрещиноватых и брекчированных известняках прожилки выполнены обычно мелко- и среднезернистым доломитом, где в порах перекристаллизации наблюдаются мелкие угловатые выделения антракосолитов (обр. ОК11-2, см. табл. 1). Иногда битум заполняет довольно крупные каверны (обр. ОК11-4, рис. 3).

В целом все исследованные битумы отличаются крайней неоднородностью, выражающейся не только в элементном составе и зольности, но и в структурной неупорядоченности. Они объединяют широкий диапазон веществ от низших керитов (альбертитов) до средних антракосолитов, приближающихся по ряду свойств к высшим. Мало- и незольных, так сказать «чистых», битумов почти не встречено. Большинство из них очень сильно «прорастает» минеральным

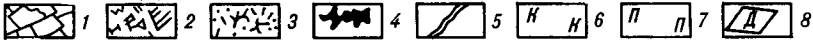


Рис. 2. Известняк неравномерно перекристаллизованный доломитистый (обр. ОК9-25, голышевская свита, руч. Голый, 1986 г.). Зарисовка шлифа с увеличением $\times 40$.

1 — перекристаллизованные участки, сложенные среднезернистым кальцитом, почти освобожденным от ОВ; 2 — микротовые участки; 3 — участки развития органоминеральных смесей (ОМС) коричневого и бурого цвета; 4 — каверны и поры, выполненные битумом типа керита-антракосолита; 5 — зияющая трещинка; 6 — кальцит, свободный от примесей; 7 — полости, лишенные минерального заполнения; 8 — ромбодры чистого доломита. К — кварц, развивающийся по кальциту и выполняющий некоторые каверны. Образец характерен отчетливыми границами между перекристаллизованными участками с порами, выполненными битумом, и микротовыми, а также участками развития ОМС.

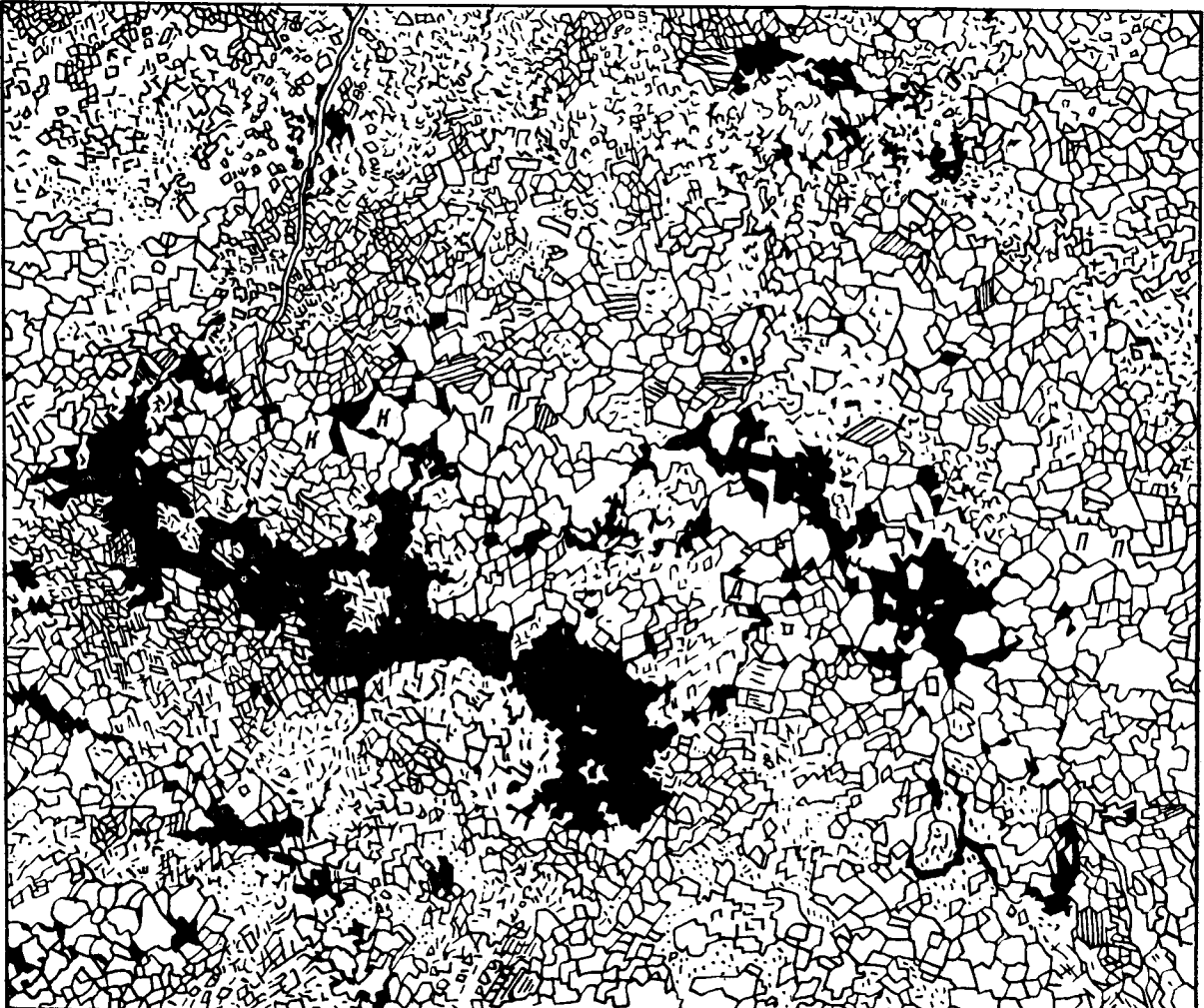


Рис. 3. Известняк неравномерно доломитизированный и перекристаллизованный (обр. ОК11-4, голышевская свита, верховья р. Зырянка). Зарисовка шлифа с увеличением $\times 40$. Размер самой крупной каверны по продольной оси 2,5 мм. Усл. обозн. см. рис. 2.

кремнисто-карбонатным и сульфидным материалом. Непостоянна и их сернистость. Все образцы твердых битумов имеют сильное двуотражение, вследствие которого при повороте столика микроскопа цвет их меняется от серого до белого. Они отчетливо анизотропны, имеют волнистое погасание, создающее впечатление «мозаичной» структуры. В двух образцах битумов удалось замерить двуотражение. В обр. ОК9-2А $R_{\max}^a = 12,8$, а $R_{\min}^a = 6,7$; в обр. ОК9-21 $R_{\max}^a = 10,9$, а $R_{\min}^a = 4,3$. Подавляющее большинство исследованных битумов является низшими и средними антраксолитами (см. табл. 1, 2). Кериты в ошутимых выделениях сравнительно редки. Различия среди антраксолитов заключаются, по существу, лишь в степени окисленности, наиболее сильно проявившейся в обр. ОК9-2, ОК9-3 и ОК11-2 (см. табл. 1). Рентгеновские параметры исследованных антраксолитов, с одной стороны, подтверждают принадлежность их к данному классу битумов, а с другой — их различия в степени упорядоченности. Несколько более преобразованными оказались антраксолиты верхов голышевской свиты (обр. ОК11-2 и ОК11-3, см. табл. 2). Чем это объяснить — пока не ясно. Вполне вероятно, что одной из причин такого положения является повышенная сернистость указанных антраксолитов (см. табл. 1).

По своей генетической сути исследованные твердые битумы являются большей частью паравтохтонными первично-миграционными образованиями, изначально присущими вмещающим толщам и генерированными главным образом планктоногенным ОВ существенно глинистых литотипов. Отделившись от материнского ОВ в жидкофазном состоянии, битумы сравнительно недалеко переместились внутри самой первично-коллекторской системы и, потеряв в ходе этих перемещений летучие и жидкие компоненты, превратились постепенно в ныне наблюдаемые кериты и антраксолиты.

Отделение наиболее подвижных компонентов из первичных битумов происходило поэтапно, по мере нарастания перекристаллизации, обусловленной как литостатическим давлением и доломитизацией, так и наложенными стрессовыми усилиями. Поэтапный характер передвижения первоначальных жидких битумов и последующее их преобразование в твердые карбонизированные разности подтверждается наличием в рассмотренных доманикоидных толщах также жильных антраксолитов, связанных с трещинами, выполненными кальцитом, доломитом и кварцем и не выходящими за пределы вмещающих их слоев и пачек.

Предложенный механизм образования твердых битумов хорошо иллюстрируется зарисовками шлифов (см. рис. 2, 3). На них видно, что битумы как бы выдвинуты из микритовых участков известняков в зоны перекристаллизации и новообразованного порового пространства.

В настоящее время катагенез ОВ описанных толщ достиг крайних ступеней — МК₅ — АК₂. Это произошло и зафиксировалось, скорее всего, в период самых поздних тектонических движений и сопровождавших их интрузивных процессов. С этого времени вышеописанные отложения, по существу, утратили свои битумогенерационные возможности. Поэтому современная их повышенная «зараженность» твердыми битумами является лишь остаточным отражением некогда широко протекавших событий.

В заключение хочется подчеркнуть, что большое количество твердых битумов в нижне- и среднедевонских отложениях Омурского поднятия является одним из главных доказательств их принадлежности к типу доманикоидных образований. Именно таким толщам свойственно обогащение керитами и антраксолитами. В осадочных разрезах, обедненных сапропелевым ОВ, битумы, как правило, отсутствуют или содержатся в ничтожном количестве [5, 6].

ЛИТЕРАТУРА

1. Бадажшин Э. З. Критерии оценки перспектив нефтеносности карбонатных отложений.— Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1978.
2. Баженова Т. К., Беляева Л. С., Биккенина Д. А. и др. Особенности геохимии органического вещества доманикоидных и субдоманикоидных отложений палеозоя и допалеозоя Сибирской платформы // Органическое вещество в современных и ископаемых осадках.— М.: Изд-во МГУ, 1979.— С. 96—98.
3. Иванов В. В., Клубов Б. А. Характеристика органического вещества и особенности нефтегазообразования в бассейнах Северо-Востока // Органическое ве-
4. Иванов В. В., Клубов Б. А. Нафтиды и нафтоиды Северо-Востока СССР.— М.: Наука, 1979.
5. Клубов Б. А. Природные битумы Севера.— М.: Наука, 1983.
6. Клубов Б. А. Возможные пути образования природных антраксолитов // Литология и полезные ископаемые.— 1985.— № 4.— С. 124—131.
7. Мерзляков В. М. Стратиграфия и тектоника Омурского поднятия.— М.: Наука, 1971.

УДК 553.982.23(571.6 + 510)

*Н. В. Мальцева***О ТИПАХ ЛОВУШЕК УГЛЕВОДОРОДОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА**

Рассматривается проблема выделения и типизации ловушек углеводородов. Охарактеризованы типы ловушек нефти и газа бассейнов Китая и Сахалина как

Одной из актуальных проблем нефтегазовой геологии является выделение и типизация ее объектов. Существующие классификации ловушек нефти и газа [1, 2, 6, 8, 15] наиболее разработаны для платформенных областей и в значительно меньшей степени для геосинклинально-складчатых и орогенных, наиболее распространенных на Дальнем Востоке. Для территории Восточного Китая и Сахалина накоплен определенный материал [3—5, 9, 11, 13, 14, 16—27], дающий информацию о строении ловушек углеводородов (УВ) и возможных типах залежей нефти и газа на Дальнем Востоке. Представляется целесообразным провести систематизацию опубликованных данных по ловушкам нефти и газа региона.

Приведенное ниже описание характерных ловушек УВ на территории Китая не претендует на строгость. Делается лишь попытка их некоторого упорядочения, чтобы иметь возможность сравнения ловушек УВ Китая и дальневосточной части СССР.

На территории Китая, имеющей более двухсот осадочных бассейнов, генерирующих нефть и газ, обнаружены ловушки как антиклинального, так и неантиклинального типов. Так, например, в коллективной работе китайских геологов [17] ловушки нефти и газа Восточного Китая объединены в четыре группы: 1) структуры обратного волочения и соляные антиклинали; 2) портьерные антиклинали; 3) погребенные поднятия; 4) стратиграфические и литологические. Ли Дешен и Сю Шубао [18] в бассейнах Китая в зависимости от состава пород-резервуаров и их возраста выделяют несколько горизонтов, имеющих промышленные скопления нефти и газа, и преобладающие там типы ловушек. Протерозойские кремнистые доломиты, кембрий-ордовикские и карбоновые известняки и доломиты, средне-верхнеюрские песчаники, вулканические обломки и агломераты характеризуются развитием ловушек по-

антиклинального, так и неантиклинального типа. Обсуждаются возможности выявления тех же типов ловушек на территории впадин Приамурья.

гребенных поднятий. Нижнемеловые песчаники с ловушками антиклинального типа. Эоцен-олигоценные песчаники, конгломератовые песчаники и биогенные известняки образуют структурные, стратиграфические и комбинированные ловушки. В миоцен-плиоценовых конгломератовых песчаниках, алевритах и биогенных известняках преобладают структурные и стратиграфические ловушки. В других работах [7, 22, 24, 25] даны классификации ловушек по нефтегазоносным бассейнам, зонам нефтегазоносности и рассмотрены подробно отдельные типы ловушек.

Сопоставление типов ловушек УВ Китая с ловушками, описанными советскими геологами, приведено в табл. 1, где за основу взята классификация А. А. Бакирова с использованием классификации В. Б. Оленина [2, 10]. Таблица может быть дополнена классом комбинированных ловушек.

Класс структурных ловушек. Этот класс объединяет антиклинали и купола, в том числе антиклинали, осложненные дизъюнктивными нарушениями, одной из разновидностей которых является антиклиналь обратного волочения, портьерные антиклинали, разломные ловушки, диапировые ловушки.

Антиклинали и купола (ловушки купольно-сводового типа) имеются во всех бассейнах Восточного Китая. Месторождение Дацин в бассейне Сунляо является наиболее типичным примером такой ловушки (рис. 1). На этом месторождении открыто семь продуктивных залежей антиклинального строения [25—27]. Мощность меловых нефтематеринских пород достигает 800 м, глубина резервуаров 1000—2000 м. Четыре залежи, расположенные в северной части Дацинского месторождения, сложены хорошо развитыми коллекторами, мощными пачками песчаников, которые контролируются антиклинальными структурами. В южной части месторождения коллекторы имеют

Сравнение типов ловушек углеводородов по данным советских и китайских геологов

Типы ловушек углеводородов, по А. А. Бакирову [1]

Класс	Группа	Подгруппа	Тип залежи (по типу экрана)	Типы ловушек углеводородов, по данным китайских геологов
I. Структурный	А. Антиклинали и купола простого строения Б. Антиклинали и купола сложного строения	1. Антиклинали и купола с несоответствием структурных поверхностей 2. Антиклинали и купола, осложненные дизъюнктивными нарушениями 3. Антиклинали и купола, осложненные соляной тектоникой 4. Осложненные диапиризмом или грязевым вулканизмом 5. Осложненные интрузивными образованиями 6. Осложненные надвиговыми явлениями 7. Изгибы над разрывом [10]	Сводовые Сводовые, блоковые, тектонически экранированные Сводовые (над соляным штоком), приконтактные с соляным штоком Сводовые, приконтактные Сводовые, приконтактные Сводовые	Антиклинали, купола Антиклинали, разбитые на блоки, антиклинали обратного волочения Ловушки в грабенах над соляным штоком (разломные ловушки) Диапировые ловушки, связанные с соляными и грязевыми породами Диапировые ловушки, связанные с магматическими породами Портьерные антиклинали
II. Литологический	А. Выклинивание проницаемых коллекторов Б. Замещение проницаемых пород непроницаемыми В. Развитие прибрежных песчаных образований Г. Линзовидные или гнездообразные коллекторы	1. Структурные террасы 2. Зоны нарушения, осложняющие строение моноклинали	Литологически экранированные Литологически ограниченные, тектонически экранированные Литологически экранированные Литологически экранированные Литологически экранированные Литологически ограниченные	Разломные ловушки Выклинивание пород на склонах поднятий, языковидное выклинивание Дельты, каналы Бары, конусы выноса Линзы
III. Стратиграфический	А. Стратиграфические несогласия в пределах антиклинальных и куполовидных структур Б. Стратиграфические несогласия в пределах моноклиналей В. Стратиграфические несогласия в зонах эродированных поверхностей погребенных выступов палеорельефа		Стратиграфические, сводовые Стратиграфические Стратиграфические сводовые	
IV. Рифтогенных образований	V. Трещиновые VI. Комбинированные			Погребенные поднятия

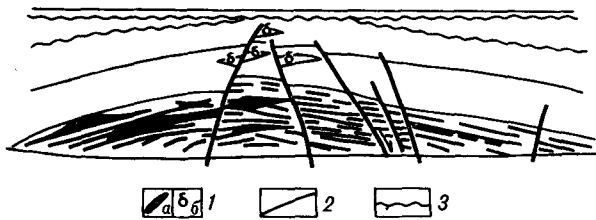


Рис. 1. Купольная антиклинальная зона Дацин (бассейн Суляю) [25].

1 — залежи нефти (а) и газа (б); 2 — разломы; 3 — стратиграфическое несогласие.

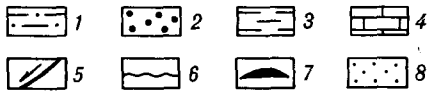
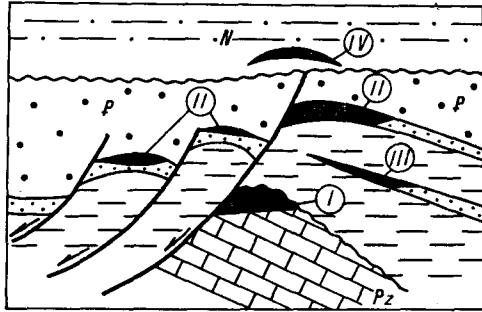


Рис. 2. Разрез Бохайского бассейна, демонстрирующий разные типы ловушек нефти [20].

Ловушки нефти: I — погребенные поднятия; II — антиклинали обратного волочения; III — литологическое выклинивание; IV — портьерная антиклиналь (флексура). 1 — обломочные породы или глины неогена (N); 2 — обломочные породы палеогена (P); 3 — глинистые породы палеогена (P²); 4 — карбонатные породы палеозоя или синия (Pz); 5 — разломы; 6 — стратиграфические несогласия; 7 — залежи нефти; 8 — песчаные породы палеогена (P).

линзвидную форму, сравнительно небольшую мощность.

Антиклиналь обратного волочения связана с развитием конседиментационного разлома (рис. 2). На сброшенном крыле разлома пласты пластичных пород могут приобрести обратное падение, это ведет к образованию антиклинали обратного волочения [20]. Такая антиклиналь является ловушкой нефти и газа и широко распространена в бассейнах Китая. Другой вариант образования антиклинали обратного волочения [17] состоит в следующем: пара сил бокового сжатия ведет к утолщению пластичного пласта в центральной части и выталкиванию перекрывающих осадков. Ловушки, приуроченные к антиклиналям обратного волочения, широко распространены в бассейнах Бохайского залива, Суляю и др. Глубина залегания нефтеносных слоев Бэйдагамского нефтяного месторождения в Бохайском бассейне составляет 700—1600 м, их средняя мощность 10—20 м [19].

Портьерная антиклиналь образуется в покровных толщах в результате сил бокового сжатия [17, 20]. Это флексурный изгиб

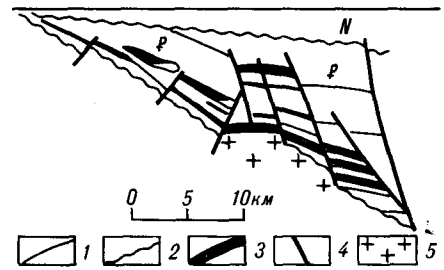


Рис. 3. Геологический разрез нефтяного месторождения западных склонов района Ляохэ [19].

1 — геологические границы; 2 — стратиграфические несогласия; 3 — залежи нефти; 4 — разломы; 5 — породы фундамента.

над листрическим разломом, затухающим в покровных толщах. Такая ловушка является вторичной (см. рис. 2), обнаружена в Бохайском бассейне на месторождении Гудао. Глубина залегания неогеновых нефтеносных слоев 1150—1340 м, средняя мощность 15 м.

Разломная ловушка расположена на контакте породы-коллектора с непроницаемой породой по разлому [12]. Это может быть антиклиналь в комплексе с разломом, моноклинал, разбитая на блоки, гемантиклиналь с разломом, горстово-грабенные блоки и др. Так как главная роль в образовании этой ловушки отводится разлому, то представляется целесообразным указать тип разломов, участвующих в ее формировании [20]. Разломы, развитые в осадочных бассейнах Восточного Китая, часто относятся к типу листрических (см. рис. 2), образованных в зоне растяжения. С глубиной угол падения сместителя уменьшается от 60—70 до 20—30°. Этот разлом может быть конседиментационным. Кроме крупных разломов, существуют второстепенные. В зависимости от положения относительно главного разлома выделяются антецические и синтетические сбросы. Такие разломы распространены в бассейнах Суляю, Бохайского залива, Цзянхань, Ляохэ. Надвиги и сдвиги, развитые в подошве тектонического покрова, характерны для районов Западного Китая (Цайдамский, Таримский бассейны). Разломные ловушки обнаружены на месторождениях бассейна Ляохэ, на его пологом западном склоне, где моноклинално залегающие слои разбиты широко развитыми сбросами на ряд блоков (рис. 3). На месторождении Чжунюань на юге Бохайского бас-

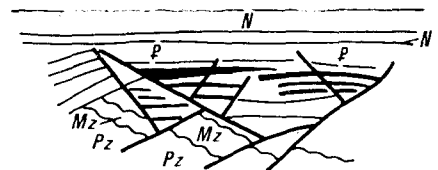


Рис. 4. Геологический разрез Чжунюаньского нефтяного месторождения [19]. Усл. обозн. на рис. 3.

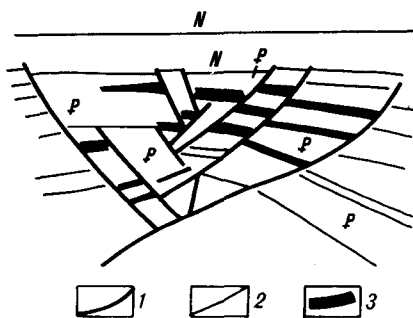


Рис. 5. Структурный разрез нефтяного месторождения Синьчжэнь в Дунинской депрессии (ловушки нефти расположены в грабенах над соляным куполом) [24]. 1 — разломы; 2 — геологические границы; 3 — залежи нефти.

сейна центральная антиклинальная зона разбита сбросами на ряд блоков, образуя разломные ловушки нефти и газа (рис. 4). Средняя мощность нефтяных слоев более 20 м, глубина залегания 1300—2600 м.

Диapiroвые ловушки. На территории Восточного Китая выделено два типа диапиров: 1) соляные и грязевые и 2) магматические. Над диапировым соляным куполом образуется комплекс грабеновых систем, вмещающих залежи нефти и газа. Ловушки УВ, связанные с соляной тектоникой и грязевым вулканизмом, открыты на месторождениях Синьчжэнь (рис. 5) и Шенли в Дунинской депрессии. В пределах Субэйского бассейна обнаружено 150 залежей нефти и газа, генетически связанных с магматической активностью [24]. В плане эти залежи располагаются вдоль региональных разломов фундамента. Диабазовые интрузии, установленные на глубине, имеют форму силлов или прорывают вертикально вы-

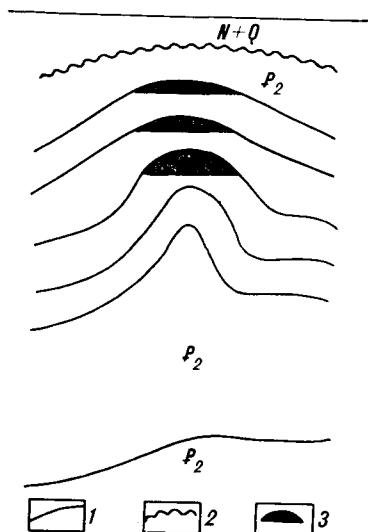


Рис. 6. Разрез соляного купола месторождения Ванчан бассейна Цзяньхань [24].

1 — геологические границы; 2 — стратиграфическое несогласие; 3 — залежи нефти.

шележащие породы, образуя штоки. Ловушки УВ располагаются в грабенах над такими магматическими телами или экранированы этими телами.

В результате процессов диапиризма образуются как разломные, так и антиклинальные ловушки, выявленные во многих кайнозойских бассейнах Восточного Китая [24]. Месторождение нефти Ванчан в бассейне Цзяньхань представляет собой длинную узкую антиклиналь с типичным соляным куполом (рис. 6). Эоценовое пластичное ядро на глубине имеет форму подушки и не всегда прорывает вышележащие пласты. Именно этот факт объясняет ранее существовавшее мнение [24], что диапиров в Восточном Китае нет. В настоящее время диапировые ловушки нефти и газа открыты в бассейнах Сунляо, Бохай, Субэй, Цзяньхань, Дуншунь.

Класс литологических ловушек. Коллекторами литологических ловушек служат линзовидные песчаники, дельтовые образования, бары, конусы выноса, литологическое выклинивание (см. рис. 2) и т. д. В бассейне Сунляо обнаружен ряд средних и мелких месторождений нефти и газа с ловушками литологического типа. Дельтовые песчаники нижнемелового возраста, залегающие в виде линз и пластов на месторождениях Сунфантунь и Гаоси [21] в бассейне Сунляо, создают литологические и структурно-литологические ловушки. Глубина залегания песчаных тел на месторождении Сунфантунь 1120—1180 м, главные дельтовые песчаные тела имеют мощность 10—16 м. Мощность отдельных пластов 2—6 м. На месторождении Гаоси глубина залегания песчаных тел, содержащих нефть, 900—1500 м, мощность отдельных тел 2—5 м. В депрессии Дунинь аллювиальные конусы выноса на дне озера образуют литологические ловушки. На наклонном фланге депрессии Ляохэ породы-коллекторы имеют языковидное выклинивание к глубокой части, также образуя литологические ловушки [17].

Класс стратиграфических ловушек. Образование стратиграфических ловушек обусловлено наличием несогласий, которые служат не только экранами, но и каналами миграции нефти и газа. При благоприятных условиях этот фактор способствует накоплению крупных залежей УВ. Самостоятельно такой тип ловушек формируется редко и трудно выявляется. Чаще стратиграфические ловушки встречаются в комбинации со структурными и литологическими. В Джунгарском бассейне (месторождение Карамей) в покровах юрских, триасовых, пермских, карбоновых пород имеются стратиграфические несогласия, над и под которыми обнаружены большие резервуары нефти и газа. В Северо-Китайском бассейне к стратиграфическому несогласию между палеогеном и неогеном

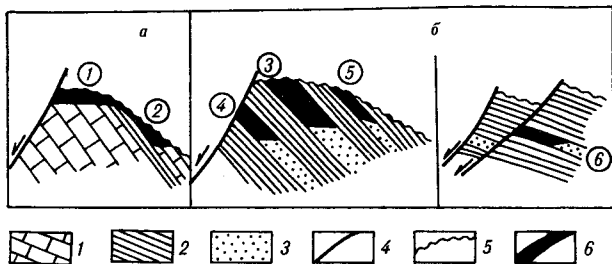


Рис. 7. Схема расположения залежей нефти и газа в погребенных поднятиях [7].

Цифры в кружочках обозначают: а — массивные залежи (1 — залежь нефти, расположенная на вершине погребенного поднятия, 2 — на наклонном склоне); б — пластовые залежи (3 — залежь нефти, образованная внутренними экранами на вершине поднятия, 4 — залежь нефти, образованная внутренними экранами на сбросовой стенке, 5 — залежь нефти, образованная внутренними экранами на пологом склоне, 6 — залежь нефти внутри поднятия). 1 — карбонатные породы; 2 — глинистые породы-экраны; 3 — песчаные породы-коллекторы; 4 — разломы; 5 — стратиграфические несогласия; 6 — залежи нефти и газа.

приурочены крупные скопления УВ [25]. На склоне бассейна Ляохэ стратиграфические ловушки связаны с породами олигоцена. На территории Китая потенциальные запасы нефти в таких ловушках составляют около 10% общих запасов.

Класс комбинированных ловушек. Структурно-литологические, структурно-стратиграфические литолого-стратиграфические ловушки относятся к классу комбинированных. Сюда можно отнести ловушки нефти и газа «погребенных поднятий» [7]. Такие ловушки заключены в древние трещиноватые и выщелоченные породы поднятий под региональными несогласиями. Как правило, это вторичные ловушки, нефть и газ мигрируют в них из более молодых нефтематеринских пород по поверхности несогласия или разлома. Ловушки этого типа обнаружены в основаниях кайнозойских, мезозойских и палеозойских бассейнов в метаморфических, вулканогенных и осадочных породах. Наиболее благоприятными для аккумуляции нефти и газа являются поднятия, сложенные карбонатными породами. Вторичная пористость значительно повышает коллекторские свойства погребенных поднятий.

В зависимости от положения, которое нефть и газ занимают в погребенном поднятии, выделяются два типа залежей: массивные и пластовые. Массивные нефтяные залежи [7], образованные из мощных слоев пород одного состава, могут располагаться на вершине поднятия, на хребте, на склоне и на сбросовой террасе поднятия (рис. 7, а). Пластовый тип залежей обусловлен наличием внутренних экранов слоистой формы. Они могут образоваться на вершинах, на склонах, экранироваться сбросами внутри погребенных поднятий (см. рис. 7, б). Изучение строения нефтегазоносных зон погребенных поднятий в бассейнах Китая показало, что залежи нефти и газа в большинстве слу-

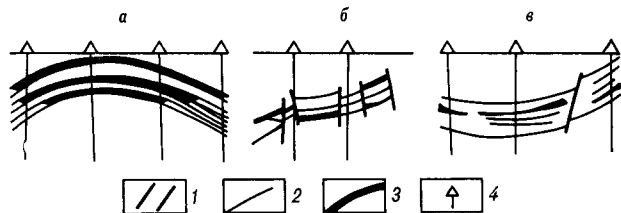


Рис. 8. Характерные типы ловушек УВ в бассейне Сунляо [22].

а — антиклинальный тип; б — разломный тип; в — литологический тип. 1 — разломы; 2 — геологические границы; 3 — залежи нефти; 4 — скважины.

чаев имеют смешанную форму. В нижней части они могут быть массивными, а в верхней — пластовыми или наоборот.

Промышленные запасы нефти и газа данного типа обнаружены в бассейнах Бохайский, Сунляо, Байбу и др. В Бохайском бассейне открыт целый ряд месторождений нефти и газа в трещиноватых породах фундамента (например, месторождение Жэньцзю). Зоны погребенных поднятий этого бассейна имеют похожую форму: один край — отвесная сбросовая поверхность, другой — пологий откос. Залежи нефти и газа обнаружены на пологом склоне, наверху заостренного поднятия, в породах конуса осыпания под крутым отвесным склоном, в коре выветривания, а также в покровной антиклинали над погребенным поднятием.

Ловушки УВ определенного класса тяготеют к определенному типу бассейнам, хотя ловушки погребенных поднятий встречаются во всех бассейнах Китая. Кратко остановимся на особенностях распределения ловушек УВ в наиболее изученных нефтегазоносных бассейнах Восточного Китая, которые могут оказаться наиболее сопоставимыми с бассейнами Приамурья. Бассейн Сунляо, являющийся мезозойской депрессией, содержит три главных типа ловушек (рис. 8): антиклинальные, разломные и литологические с преобладанием антиклинального типа [22]. Бохайский бассейн является разломной депрессией растяжения с кайнозойским осадконакоплением. Разломно-блоковая структура бассейна, большие перепады в рельефе фундамента предопределили находящиеся здесь типы ловушек: погребенные поднятия, разломные ловушки. Главные типы ловушек УВ Субэйского кайнозойского бассейна антиклинальные, разломные. Ордосский мезозойский бассейн содержит ловушки стратиграфического, литологического и комбинированного типов. Эрляньский бассейн растяжения [16] с осадочным наполнением мезозойско-кайнозойского возраста имеет большое количество несогласий и разломов. Характерными ловушками УВ для этого бассейна являются разломные антиклинали, приуроченные к большим сбросам (антиклинали обратного волочения),

Таблица 2

Классификация типов ловушек на крупнейших месторождениях (по [25]), %

Тип ловушки	Китай	Мир
Антиклинали, купола	17	58,2
Разломные	66	17,5
Другие типы	17	24

литологические, стратиграфические и комбинированные.

Интересно отметить характерные типы ловушек крупнейших нефтяных месторождений Китая, составляющих более 60 % общих ресурсов этой страны. Из их типизации и соотношения с мировыми месторождениями таких же масштабов (табл. 2) следует, что наиболее продуктивными ловушками Китая являются разломные, менее продуктивными — антиклинали и купола.

Другим хорошо изученным нефтегазоносным районом Дальнего Востока является о. Сахалин, поэтому будет уместно привести описание ловушек УВ этого района. В геологическом строении бассейнов Сахалина принимают участие нормально-осадочные, вулканогенно-осадочные, метаморфические и магматические породы от мезозойских до четвертичных включительно, образующие три структурных этажа. Наиболее интересны в нефтегазоносном отношении породы верхнего структурного этажа, сложенного мощными толщами третичных отложений, в разрезе которых имеются пласты песчаников и горизонты с хорошими коллекторскими свойствами, а также непроницаемые глинистые породы [4, 5].

Наиболее благоприятны для формирования многопластовых газонефтяных месторождений антиклинальные структуры. Залежи образуются не только в сводах структур, но и в периклинальной части и на крыльях. Широко распространены ловушки, экранированные разломом [11] (в поднадвиговых структурах, в антиклиналях, разбитых на блоки, и др.). Немаловажная роль в образовании ловушек принадлежит литологическому и стратиграфическому факторам (линзовидное строение, непостоянство литологического состава, размыты внутри третичного разреза). В пределах Северо-Сахалинского кайнозойского прогиба обнаружен новый тип тектонически экранированных ловушек нефти и газа, названный В. В. Харахиновым с соавторами «монгинским» [13, 14]. Этот тип ловушки приурочен к погребенным моноклинальным (горстовым) выступам глинисто-песчаных отложений неогена (дагинская свита). Вышележащая толща непроницаемых

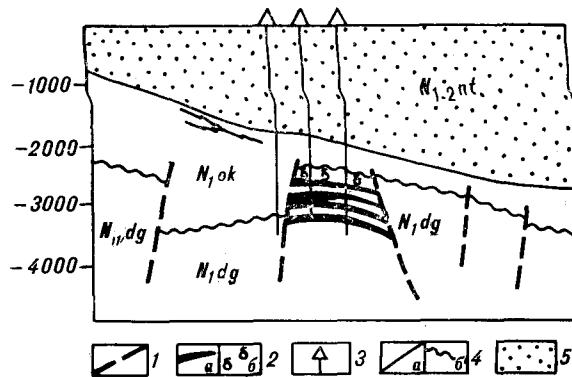


Рис. 9. Геологический разрез месторождения Монги («монгинский» тип ловушек нефти и газа) [14].

1 — разломы; 2 — залежи нефти (а) и газа (б); 3 — скважины; 4 — геологические границы (а — согласные, б — несогласные); 5 — пески, песчаники.

глинистых пород окобыкайской свиты служит не только региональной крышкой, но и, выполая смежные грабены, образует надежный боковой (фронтальный) экран (рис. 9). Именно к таким ловушкам приурочены основные скопления нефти и газа дагинской свиты (Монгинское, Нижне-Дагинское месторождения). По аналогии с китайскими ловушками такой тип можно назвать разломной ловушкой.

Следует остановиться на впадинах Приамурья, которые находятся на продолжении китайских нефтегазоносных структур. Впадины Приамурья имеют сильнодислоцированный гетерогенный фундамент от докембрийского до мезозойского возраста. Разрез осадочного заполнения очень сложный. Песчано-алевритоглинистые осадки мезозойского и кайнозойского возраста перемежаются эффузивными образованиями, иногда значительного объема. Часто природа локальных поднятий обусловлена наличием в ядре эффузивных образований. Широко развиты блоковая активность (горстово-грабеновые структуры), складкообразование, перерывы в осадконакоплении, угловое несогласие между фундаментом и осадочным заполнением, не исключается наличие интрузивного магматизма. Все эти факторы дают возможность предположить наличие здесь ловушек нефти и газа антиклинального и неантиклинального типа.

Выявленные локальные структуры третьего порядка (антиклинали) в пределах прогибов и поднятий предполагают образование антиклинальных ловушек. Большое количество поднятий фундамента, перекрытых более молодыми породами, — благоприятный фактор для накопления нефти и газа в ловушках погребенных поднятий. Можно предположить наличие диапировых структур магматического происхождения и образование грабеновых структур над куполом диапира, которые могут оказаться ло-

вешками для нефти и газа. Большое количество разломов (надвигов, сдвигов, сбросов), широко развитых на этой территории, может играть как разрушительную, так и созидательную роль, создавая разломные ловушки УВ наподобие китайских и сахалинских. Следует обратить внимание на возможное обнаружение ловушек поднадвигового типа (Верхне-Зейский, Удский, Зее-Буреинский бассейны). Литологическое выклинивание пород на склонах поднятий, смена фациальных обстановок осадконакопления, замещение проницаемых пород непроницаемыми [3] — положительный фактор в создании литологических ловушек.

Проведенный анализ типов ловушек УВ в ис-

следованных нефтегазоносных бассейнах Дальнего Востока показывает их разнообразие: антиклинали и купола, комбинации антиклиналей и разломов, литологические и стратиграфические ловушки, погребенный фундамент, но основная роль принадлежит разломной ловушке. Следует нацелить геолого-геофизические исследования этого региона на поиски разнообразных типов ловушек, сосредоточив основное внимание на разломных ловушках, на изучении зон растяжения и сжатия и связанных с ними разломов, способствующих образованию разломных ловушек во впадинах Дальнего Востока.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакиров А. А. Классификация локальных и региональных скоплений нефти и газа в земной коре // Геология нефти. 22-й МГК.— М.: Наука, 1964.— С. 141—152.
2. Бакиров А. А., Бакиров Э. А., Мстиславская Д. П. Проблемы количественного прогнозирования нефтегазоносных недр.— М.: Наука, 1984.
3. Варнаевский В. Г. Корреляция геологических событий.— М.: Наука, 1985.
4. Геология и разработка нефтяных и газовых месторождений Сахалина/ВНИИЭгазпром.— М., 1980.
5. Геология нефтяных и газовых месторождений Сахалина.— Л.: Недра, 1974.— (Тр. ВНИИГРИ; Вып. 328).
6. Литологические, стратиграфические и комбинированные ловушки нефти и газа.— М.: Недра, 1978.
7. Ловушки нефти и газа в погребенных поднятиях. Цяньшан Юидзан.— Пекин, 1982.
8. Оленин В. Б. Нефтегеологическое районирование по генетическому принципу.— М.: Недра, 1977.
9. Поиски залежей нефти и газа в ловушках неантиклинального типа.— М.: Недра, 1985.
10. Справочник по геологии нефти и газа.— М.: Недра, 1984.
11. Строение нефтегазоносных областей СССР.— М.: Наука, 1985.
12. Толковый словарь английских геологических терминов. Т. 1.— М.: Мир, 1977.
13. Тронов Ю. А., Кононов В. Э., Слуднев Ю. Т., Харатинов В. В. Новый тип ловушек нефти и газа в среднемиоценовых отложениях Северного Сахалина // Геология нефти и газа.— 1985.— № 3.— С. 26—30.
14. Харатинов В. В., Кононов В. Э., Тронов Ю. А., Лопатнев Ю. В. Новый тип ловушек нефти и газа в кайнозойских прогибах Охотоморского региона // Докл. АН СССР.— 1983.— Т. 272, № 1.— С. 26—30.
15. Чарыгин М. М., Васильев Ю. М., Каламбаров Л. В. Некоторые закономерности распространения нефти и газа в солянокупольных областях мира // Геология нефти. 22-й МГК.— М.: Наука, 1964.— С. 196—204.
16. Fei Baosheng. Tectonic evolution of the Erlian basin and its bearing on oil and gas // Geotect. et metallogen.— 1985.— V. 9, N 2.— P. 121—131.
17. Hu Jianyi, Gan Kewen, Xue Shubao. Some speculation on oil field distribution and oil prospects at Peripathiphis zone, East China // Petrol. Explor. and Dev.— 1983.— N 2.— P. 1—7.
18. Li Desheng, Xue Shubao. The eastern China mesozoic-cenozoic basins and hydrocarbon occurrence // Acta geol. sinica.— 1983.— N 3.— P. 224—234.
19. Li Desheng. Prospect of the composite megastructural oil and gas field in Bohai Gulf of China // Acta petrol. sinica.— 1986.— V. 7, N 1.— P. 1—20.
20. Liu Hefu. Geodinamic scenario and structural styles of mesozoic and cenozoic basins in China // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.— 1986.— V. 70, N 4.— P. 377—395.
21. Mali. Subtle oil pools in Xinghugang delta, Songliao basin // Ibid.— 1985.— V. 69, N 7.— P. 1123—1132.
22. Stratigraphic correlation between sedimentary basins of the escarp region // Escarp atlas of stratigraphy IV.— 1985.— V. 10, N 52.— P. 83.
23. Tang Zhi. Tectonic features of oil and gas basins in eastern part of China // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.— 1982.— V. 66, N 5.— P. 509—521.
24. Wang Xie-Pei, Fei Qi, Zhang Jia-Hua. Cenozoic diapiric traps in eastern China // Ibid.— 1985.— V. 69, N 12.— P. 2098—2109.
25. Zhai Guangming, Zhang Wenzhao, Hua Chaoyuan. Oil gas accumulations in China's continental basins // Oil and Gas J.— 1982.— N 13.— P. 129—136.
26. Yang Wanli. Daqing oil field, People's Republic of China: a giant field with oil of nonmarine origin // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.— 1985.— V. 69, N 7.— P. 1101—1111.
27. Yang Wanli, Li Yongkang, Gao Ruiqi. Formation and evolution of nonmarine petroleum in Songliao basins, China // Ibid.— 1985.— V. 69, N 7.— P. 1112—1122.

УДК 552.321 + 552.321.5

*М. К. Суханов, В. М. Ряховский,
А. В. Абрамов, Д. З. Журавлев*

ПЕТРОХИМИЯ МАНГЕРИТ-АНОРТОЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ ДАЛЬНОГО ВОСТОКА СССР

Методом кластерного анализа обработан обширный материал, характеризующий химический состав Восточно-Сибирской мангерит-анортозитовой формации. Выделены петрохимические типы, характеризующие устойчивые петрохимические группы пород, в которых петрогенные элементы связаны между собой тесными корреляционными связями. Это позволило сравнить между собой отдельные массивы и выявить среди них перспективные на поиски апатит-ильменит-ти-

таномангнетитовых руд. Особенности петрохимии пород анортозитовой группы свидетельствуют о том, что они формировались из высокоглиноземистых расплавов. Предполагается возникновение таких магм при контаминации мантийных расплавов коровым материалом. Приведены результаты Sm—Nd-датирования Герасковского массива, позволяющие оценить предельные значения его радиологического возраста (2,3 и 1,7 млрд лет).

При решении вопроса о генезисе анортозитов автономного типа [3] особое внимание уделяется их петрохимии [19, 21, 27, 29 и др.], так как это один из путей выявления особенностей состава магм, из которых образовались огромные массы плагноклазовых пород. В настоящей работе авторы попытались рассмотреть петрохимические характеристики пород не одного массива, как это делалось ранее, а группы проявлений анортозитов и связанных с ними пород на Дальнем Востоке СССР, используя формационный подход и математические методы обработки аналитических данных.

Мысль о необходимости такой работы принадлежит Е. А. Панских, сотруднику Дальневосточного института минерального сырья, работы которого внесли существенный вклад в дело изучения петрологии и рудоносности восточно-сибирских анортозитов, но не были завершены из-за его трагической гибели. Е. А. Панских был организатором первого в СССР совещания, посвященного автономным анортозитам, его статьи хорошо известны многим исследователям, которые занимаются изучением железных, титановых, марганцевых и апатитовых руд Дальнего Востока СССР. Е. А. Панских считал актуальным проведение такого рода работ и предоставил для расчетов свою коллекцию химических анализов.

При обобщении данных по древним анортозитам авторы использовали принципы выделения магматических формаций, разработанные Петрографическим комитетом АН СССР [4]. Анализ различных ассоциаций с участием автономных анортозитов позволил выделить три типа ассоциаций, которые можно определить как

глобальные магматические формации. Это габбро-анортозитовая, анортозит-гранитная и мангерит-анортозитовая формации, региональные представители которых развиты на щитах и в цоколе древних платформ и имеют возраст 2,7—0,9 млрд лет [22]. Наиболее широко и полно породы мангерит-анортозитовой формации представлены в Восточной Сибири.

Данная формация включает две группы пород. Преобладают анортозиты и габбро-анортозиты, в подчиненных количествах присутствуют базиты и ультраосновные породы, часто связанные с анортозитами постепенными переходами. Все эти породы можно объединить в единую группу под условным названием «анортозитовая». Во многих комплексах присутствуют породы среднего и кислого состава, за которыми издавна закрепились местные названия — мангериты, иотуниты, фарсундиты, чарнокиты. Эта группа средних — кислых пород, по химическому составу отвечающих диоритам, монцититам, сиенитам, гранитам, выделяется под названием «мангеритовая». Ниже кратко рассмотрены особенности геологического положения указанных групп и дана подробная характеристика их химического состава.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ

Мангерит-анортозитовые массивы* приурочены к южной окраине Алданского щита и обнажаются в пределах наиболее эродированных

* Под массивом понимается выход анортозитов и связанных с ними пород, которые могут представлять часть единого комплекса.

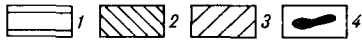
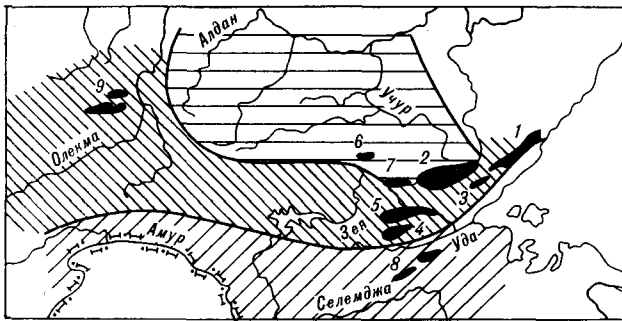


Рис. 1. Схема размещения массивов Восточно-Сибирской мангерит-анортозитовой формации.

1 — Алданский массив; 2 — Становая складчатая область; 3 — Монголо-Охотская складчатая область; 4 — массивы автономных анортозитов (1 — Лантарский, 2 — Геранский, 3 — Лавлинский, 4 — Чогарский, 5 — Сехтарский, 6 — Ундийтканский, 7 — Кун-Маньенский, 8 — Баладецкий, 9 — Каларский).

блоков, сложенных раннеархейскими гранулитами (рис. 1). Нижние части разреза блоков сложены преимущественно основными кристаллическими сланцами, а в верхних значительную роль играют высокоглиноземистые гнейсы и кварциты. Метаморфизм этих образований протекал при температурах 1000—1100 °С и давлениях 10—11 кбар [10]. Общая площадь выходов пород мангерит-анортозитовых формаций свыше 15 тыс. км². Это одна из крупнейших анортозитовых провинций мира. Наиболее хорошо изучены крупные массивы, такие как Каларский [6, 7, 15—17, 20, 24] и Геранский [13—15, 23]. Сведения о строении других массивов довольно ограничены, однако появившиеся новые данные позволяют выявить общие закономерности строения мангерит-анортозитовых комплексов. Как правило, это удлиненные тела, приуроченные к зонам крупных разломов, имеющие почти повсеместно тектонические контакты с вмещающими породами. В таких зонах гранулиты и породы мангерит-анортозитовой формации сильно изменены (рассланцованы, плагиоклаз замещен агрегатами сосюрита и серицита, темноцветные минералы — амфиболом и хлоритом). Только для Геранского массива установлены признаки воздействия анортозитов на вмещающие породы, в которых возникают высокотемпературные, иногда осумилитсодержащие парагенезисы ($T = 1000$ °С, $P = 6-7$ кбар) [23].

Таким образом, в большинстве случаев приходится иметь дело с отдельными фрагментами анортозитовых комплексов. На различных уровнях эрозионного среза обнажаются разные горизонты массивов, поэтому только одновременный анализ нескольких выходов позволяет восстановить общую картину строения мангерит-анортозитового комплекса, а изучение петрохимических особенностей многих массивов да-

ет возможность выявить все петрохимические разновидности, характерные для данной формации.

В вертикальном разрезе анортозитового комплекса в нижних горизонтах преобладают базиты, а в верхних — анортозиты. Имеются элементы грубой расслоенности (чередование слоев габбро-анортозитов и анортозитов мощностью в несколько десятков метров). Мощность такого комплекса, судя по геофизическим данным, может достигать 10—12 км [9]. В плане выделяются центральная лейкократовая и краевая меланократовая фаши. В краевой фаши, составляющей около 10 % всего комплекса, часто хорошо проявлены элементы расслоенности и сосредоточены крупные залежи комплексных апатит-ильменит-титаномангнетитовых руд. В центральной части преобладают мономинеральные анортозиты, иногда встречаются секущие рудные тела, дайки базитов и диоритов.

Породы мангеритовой группы, как правило, локализованы по периферии базит-анортозитового массива, но могут встречаться и в виде самостоятельных тел. В первом случае породы мангеритовой группы могут быть связаны постепенными переходами с анортозитами, во втором — секут их. Предполагаются варианты образования пород мангеритовой группы при гранитизации анортозитов [12], кристаллизации остаточных расплавов, возникших при отделении значительных количеств кумулятивного плагиоклаза [24], и совершенно независимого их образования [14]. Наиболее убедительными представляются доказательства двух первых предположений, и, как показывают наши наблюдения, среди пород мангеритовой группы имеются как магматические породы, так и гранитизированные разновидности анортозитов и вмещающих их пород. В связи с этим особое значение имеет выяснение петрохимической специфики пород мангеритовой группы.

Вопрос о возрасте Восточно-Сибирской мангерит-анортозитовой формации не решен окончательно: одни исследователи считают ее архейской [7, 10, 14, 16], другие — протерозойской [6, 17], в связи с чем представляют интерес полученные нами результаты Sm—Nd-датирования пород Геранского массива. Были изучены типичные породы анортозитовой группы: крупнозернистые анортозиты (образцы 863-7, 797-1, 864-5), габбро-норит (обр. 864-17) из центральной части массива и анортозит из его краевой части (обр. 7914-17E); места отбора образцов указаны в подписях к рис. 2. В результате определений, проведенных в лаборатории ИГЕМ АН СССР, получены две минеральные изохроны, определяющие один и тот же возраст: обр. 864-17 — $T = 1702 \pm 27$ млн лет, $\epsilon_{Nd}^T = -9,2 \pm 0,3$, СКВО = 0,8, $N = 5$;

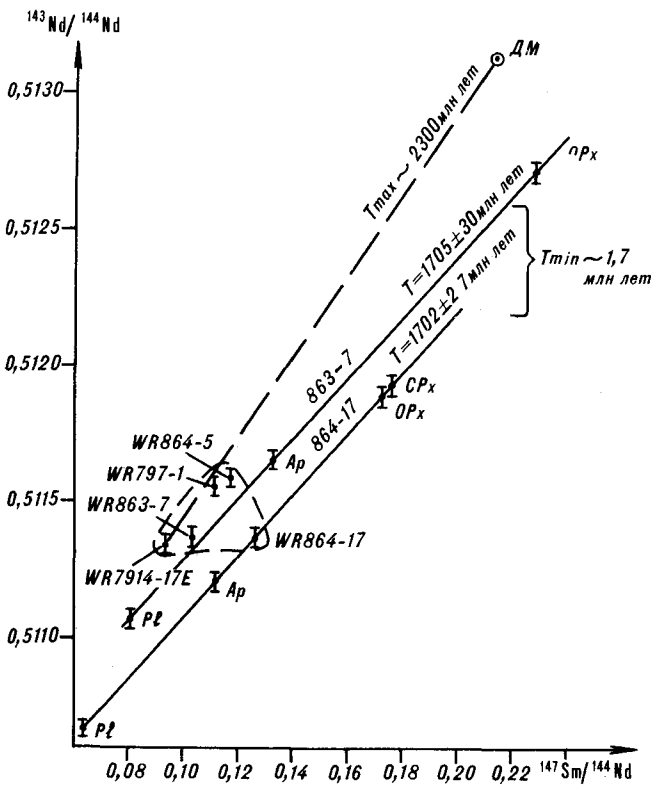


Рис. 2. Результаты Sm—Nd датирования пород Геранского массива.

Образцы 864-17, 863-7, 864-5 отобраны в верховьях р. Маймакан; обр. 797-1 — в верховьях р. Учур; обр. 7914-17E — в верховьях р. Богида. ДМ — деплетированная мантия, ОРх — ортопироксен, СРх — клинопироксен, Pl — плагиоклаз, Ap — апатит, WR — валовая проба.

обр. 863-7 — $T = 1705 \pm 30$ млн лет, $\epsilon_{Nd}^T = -5,0 \pm 0,3$, $N = 3$. Точки валовых проб анортозитов на изохронной диаграмме (см. рис. 2) не ложатся на одну прямую, однако по этим данным максимальный возраст массива оценивается в 2,3 млрд лет. Следует отметить, что для автономных анортозитов вообще характерна неоднородность первичного отношения неодима и, вероятно, причиной этого является большая и переменная доля корового материала в их родоначальной магме [31]. Изохронный возраст отвечает времени «закрытия» изотопной системы в минералах, одновременно являясь минимальной оценкой времени образования всего массива.

Полученные данные не согласуются с проведенными ранее Rb—Sr-исследованиями Каларского массива [7], в результате которых для чарнокитов и вмещающих анортозиты пород были получены две изохроны, отвечающие возрастам 2,80 и 2,55 млрд лет, а точки минералов из анортозитов располагались в полосе, наклон которой отвечает возрасту 1,7 млрд лет, и последнее значение интерпретируется как время вторичных преобразований. Однако для Геранского массива приведенные изотопные данные

не противоречат геологическим: анортозиты не несут следов регионального метаморфизма и прорывают вмещающие гранулиты с образованием осумилитсодержащих парагенезисов [23]. По-видимому, для окончательного решения о возрасте Восточно-Сибирской мангерит-анортозитовой формации необходимы дополнительные исследования.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ И СЕРИИ

Под петрохимическим типом понимается средний состав устойчивых групп, в которых петрогенные элементы связаны между собой тесными корреляционными связями.

Для выделения таких петрохимических типов использованы 620 представительных химических анализов, из которых 165 выполнены по материалам авторов, а остальные заимствованы из работ А. Н. Ленникова, В. Н. Мошкина, И. Н. Дагелайской, Е. А. Панских, Е. В. Шаркова [13, 15, 16, 19, 24] и отчетов Е. А. Панских, Г. Н. Баженовой, Г. В. Гаврилова и др. При обработке этих данных применялся метод кластерного анализа, хорошо зарекомендовавший себя при петрохимической классификации магматических пород [8, 18, 19, 21]. Этот метод позволяет проводить систематику химических составов с учетом всех петрогенных элементов, что невозможно при других системах петрохимических пересчетов и методах, основанных на использовании усредненных данных. Составы выделенных петрохимических типов сведены в таблицу. Приведенные там же нормативные составы позволяют представить их возможный минеральный состав, который для неизмененных пород анортозитовой группы довольно хорошо совпадает с модальным. Анализы, соответствующие сильноизмененным или экзотическим породам, не вошли в выделенные группы и были отбракованы, поэтому расчеты проводились по данным 571 анализа.

Анортозитовую группу представляют шесть типов лейкократовых пород, три типа базитов и три — ультрабазитов. Среди преобладающих в этой группе анортозитов выделяются два типа лабрадоритов (7,8) и два андезитов (10, 11). По химизму к лабрадоритам наиболее близки габбро-норит-анортозиты (9), а к андезитам — субщелочные лейкодиориты или иотуниты (12). Выделенные типы лабрадоритовых пород различаются по железистости и апатитности, что подразумевает фракционирование как мафических, так и фельзических минералов (рис. 3, а, б). Но в группе андезитовых пород (10—12) это не выражено, хотя заметно увеличение апатитности. Андезитовые анортозиты, особенно характерные для Каларского массива, большинством исследователей рассмат-

Оксид, компо- нент	Петрохимический тип										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Количество анализов										
	14	20	27	49	27	11	32	79	63	77	32
SiO ₂	42,73	45,44	50,94	48,89	52,23	48,99	52,84	53,25	53,37	54,77	55,76
TiO ₂	0,09	1,96	0,43	1,77	0,65	0,27	0,18	0,42	1,11	0,17	0,35
Al ₂ O ₃	2,35	9,16	6,73	15,91	17,07	20,38	28,97	25,36	21,81	26,30	24,93
FeO	9,68	16,13	11,89	12,83	8,91	6,45	1,47	4,19	7,52	2,37	2,94
MnO	0,09	0,24	0,18	0,19	0,14	0,09	0,04	0,05	0,09	0,04	0,06
MgO	43,40	13,44	20,87	5,82	7,08	9,85	0,89	2,09	3,01	0,92	1,44
CaO	1,40	12,35	8,23	9,83	8,70	8,54	11,29	10,18	8,40	9,52	7,92
Na ₂ O	0,14	1,10	0,56	2,76	3,54	2,62	3,64	3,74	3,7	5,33	5,15
K ₂ O	0,07	0,15	0,11	0,52	0,71	0,21	0,62	0,45	0,63	0,53	1,25
P ₂ O ₅	0,05	0,03	0,06	0,19	0,14	0,06	0,06	0,27	0,34	0,05	0,20
Kв	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,11	3,38	3,78	0,00	0,82
Ko	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,46	1,93	0,87	0,55	0,00	1,18
He	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Op	0,41	0,88	0,65	3,07	4,02	1,24	3,66	2,66	3,72	3,13	7,39
Ab	1,18	9,28	4,73	23,36	29,96	22,17	30,82	31,64	31,45	45,09	43,57
An	5,57	16,92	15,52	29,49	28,59	41,98	55,01	48,72	39,46	46,29	37,98
Дп	0,82	33,72	19,96	14,97	11,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,50	0,00
Гп	11,98	7,56	46,85	16,63	15,24	19,44	4,06	10,34	16,36	0,65	7,23
Ол	77,45	21,30	8,51	4,50	6,58	10,07	0,00	0,00	0,00	3,34	0,00
Мт	2,30	3,63	2,83	2,90	1,88	1,45	0,35	0,97	1,79	0,56	0,70
Ил	0,17	3,73	0,82	3,36	1,23	0,51	0,34	0,80	2,11	0,32	0,66
Ан	0,12	0,07	0,14	0,45	0,33	0,14	0,14	0,64	0,80	0,12	0,47
№ Пл	82,51	64,58	74,25	55,80	48,83	65,44	61,72	58,68	52,82	47,40	42,70

Примечание. Названия петрохимических типов приведены в тексте. Анализы представлены в пересчете на 100 % принималось равным 15 % суммарного железа. Кв — кварц, Ko — корунд, Op — ортоклаз, Ab — альбит, Ан — анортит, He — негидроксилаз.

риваются как вторичные, образовавшиеся по первичным лабрадоритам во время перекристаллизации последних [19]. При этом предполагается миграция щелочей, что и подтверждается закономерным изменением агаптности от 10 к 12 типу при раскислении плагиоклаза и незакономерных колебаниях железистости.

Петрохимические типы 4—6 представляют основные породы. Это габбро и лейкогаббро, среди которых выделяются магнезиальные (6) в железистые (4, 5) разновидности. Тип 4 характеризует рудные базиты с повышенным содержанием ильменита. Отчетливо выделяются группы пироксенитов (3), рудных меланократовых габбро (2) и оливинитов (1).

Мангеритовая группа характеризуется разнообразным набором петрохимических типов, что подчеркивает гетерогенность входящих в нее пород. Отчетливо выделяются два типа «щелочных» анортозитов (13, 14). Это породы, содержащие 23—27 % Al₂O₃ и 7—9 % щелочей. Повышенные концентрации калия в таких породах обусловлены большим количеством антипертитовых вростков в плагиоклазе (13) или наличием вторичного калиевого полевого шпата, образовавшегося при метаморфизме (14).

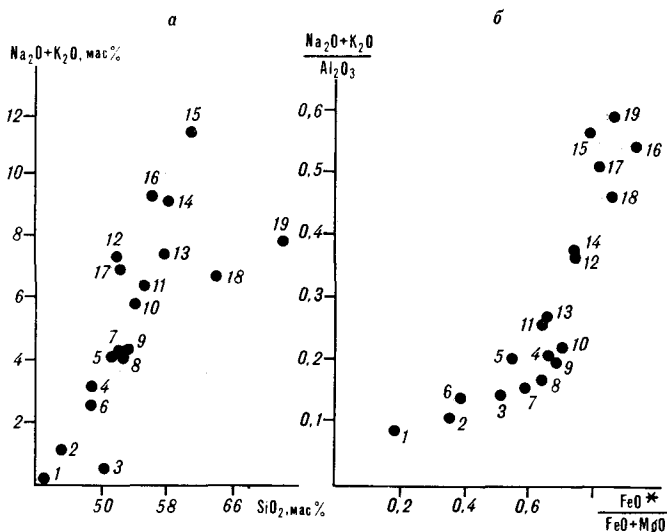


Рис. 3. Положение составов петрохимических типов пород Восточно-Сибирской мангерит-анортозитовой формации в координатах: Na₂O + K₂O — SiO₂ (а) и Na₂O + K₂O/Al₂O₃ — FeO*/FeO + MgO (б). FeO* = FeO + 0,9F₂O₃.

Номера соответствуют положению петрохимических типов в таблице.

Петрохимический тип											
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Количество анализов											
5	3	4	9	20	8	29	39	11	4	31	3
53,22	58,46	58,32	60,84	56,04	51,95	64,90	72,32	39,94	19,56	33,42	27,63
1,64	0,13	0,30	0,27	1,19	1,42	0,88	0,42	8,19	14,41	4,91	9,42
19,43	27,31	23,90	19,94	17,00	13,85	14,41	13,14	13,22	4,78	8,90	6,43
7,80	1,63	2,55	3,07	10,57	17,61	7,16	3,59	20,75	49,65	32,66	25,82
0,68	0,01	0,17	0,15	0,19	1,15	0,13	0,55	0,24	0,23	0,28	0,34
2,16	0,80	0,77	0,76	0,77	0,75	1,08	0,53	5,47	6,89	7,12	6,29
7,10	4,21	4,82	3,51	4,69	6,05	3,61	1,54	8,70	3,46	7,75	14,90
4,00	4,93	4,81	5,24	3,88	3,61	3,73	3,21	2,52	0,26	1,10	0,32
3,26	2,45	4,29	6,09	5,37	3,48	2,91	4,62	0,74	0,06	0,37	0,10
0,71	0,07	0,07	0,13	0,30	0,13	0,19	0,08	0,23	0,70	2,49	8,75
0,00	9,45	1,12	0,00	0,00	0,00	19,24	29,66	0,00	-1,58	0,00	0,00
0,00	9,06	2,76	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	1,43	0,00	0,00	0,00	0,00	1,45	1,18	0,00	0,00
19,24	14,48	25,34	35,98	31,75	20,56	17,18	27,30	4,36	0,00	2,18	0,59
33,86	41,72	40,69	41,69	32,87	30,54	31,53	27,19	18,67	11,71	9,34	2,70
25,44	20,43	23,45	12,90	13,07	11,31	14,02	7,10	22,57	0,00	18,25	15,81
4,31	0,00	0,00	3,11	7,21	15,75	2,27	0,00	15,90	0,00	3,37	0,87
4,23	4,07	5,31	0,00	4,67	3,71	11,72	6,67	0,00	0,00	8,40	33,77
6,31	0,00	0,00	3,34	4,98	10,97	0,00	0,00	16,03	53,21	35,37	1,98
1,85	0,39	0,61	0,73	2,49	4,18	1,94	0,85	4,93	11,78	8,00	6,14
3,11	0,25	0,57	0,51	2,26	2,69	1,67	0,80	15,56	27,37	9,33	17,90
1,69	0,17	0,17	0,31	0,71	0,31	0,45	0,19	0,54	1,67	5,89	20,72
32,39	32,87	36,56	23,63	28,45	27,02	30,78	20,70	—	—	—	—

без учета воды и летучих компонентов, все железо представлено в виде FeO. При пересчете на нормативный состав количество Fe₂O₃ Фелин, Ди — диопсид, Ги — гиперстен, Ол — оливин, Мт — магнетит, Ил — ильменит, Ап — апатит, № Пл — номер пла-

Однако преобладают разновидности, по химическому составу отвечающие магматическим породам: сиенитам (15) и субщелочным диоритам (18). В меньших количествах присутствуют щелочные габбро (17) и лейкосиениты (15). Чарнокитоиды характеризуются петрохимическим типом (19), соответствующим железисто-му граниту с повышенным содержанием щелочей, сходному по химическому составу с гранитами рапакиви. В мангеритовой группе выделяются два ряда средних пород — калиевый и натровый. В натровом ряду содержание K₂O не превышает 3,5%, а в калиевом достигает 6%, что отчетливо проявляется на графике Na₂O + K₂O — SiO₂ (см. рис. 3). Разновидности, характеризующиеся повышенной суммой щелочей (более 9%), не имеют аналогов среди магматических пород и рассматриваются как продукты гранитизации.

В мангерит-анортозитовых массивах Дальнего Востока СССР сосредоточены крупные месторождения апатитовых и титановых руд, которые, как правило, являются комплексными. При обобщении петрохимических данных были учтены и анализы различных руд, они также были обработаны по методике кластерного ана-

лиза. В результате выделены четыре типа промышленных руд. Типы 20, 21 представляют ильменит-титаномагнетитовые разновидности. Руды, относящиеся к типу 20, постепенными переходами связаны с рудными габбро и габбро-анортозитами. Тип 21 характеризует химический состав жильных ильменит-титаномагнетитовых руд. Петрохимические типы 22 и 23 представляют составы апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд. Тип 22 характеризует рудные пироксениты, тип 23 — жильные секущие тела позднемагматических руд.

Выделение петрохимических типов позволяет не только выявить типичные составы пород магматической формации, но и сравнить между собой отдельные массивы (рис. 4). Соотношение петрохимических типов в мангерит-анортозитовой формации Восточной Сибири показано на рис. 4, а. К этому распределению близко распределение петрохимических типов наиболее крупных и детально опробованных Каларского и Геранского массивов, в которых вскрываются различные горизонты анортозитового разреза и, таким образом, наблюдается полный спектр пород, характерных для данной формации. В остальных случаях приходится

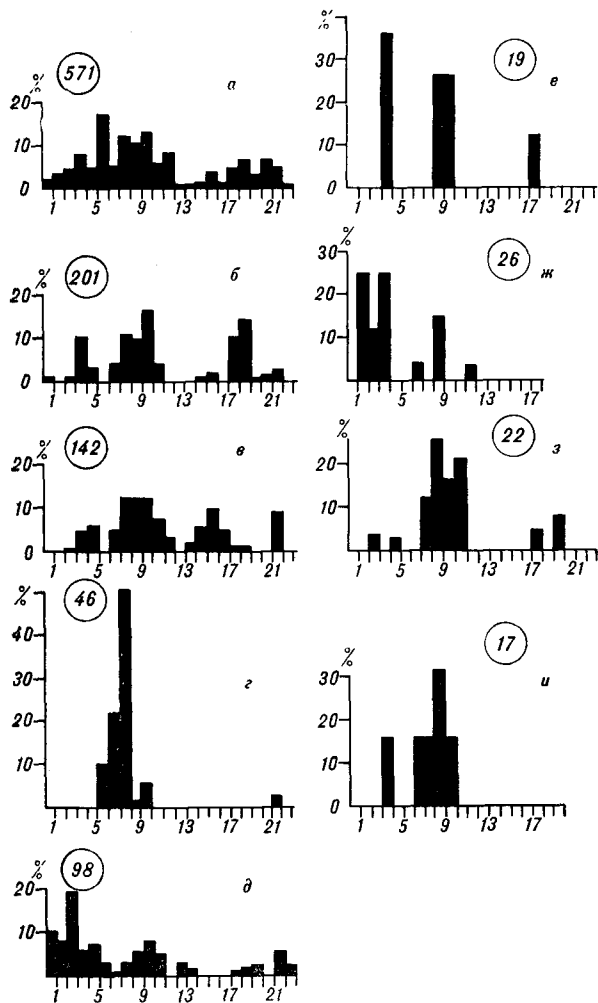


Рис. 4. Соотношение петрохимических типов пород мангерит-анортозитовой формации в целом (а) и в различных массивах (б — Каларском, в — Геранском, г — Лантарском, д — Баладекском, е — Чогарском, ж — Лавлинском, з — Сехтагском, и — Ундытканском). В кружках указано количество анализов, по которым построены гистограммы.

иметь дело с отдельными фрагментами массивов, вскрытыми на различных уровнях и в различной степени измененных. Так, для наиболее глубинных частей анортозитового комплекса, обнажающихся в Лантарском массиве [11], характерны наиболее магнезиальные разновидности анортозитов, присутствующие в менее эродированных массивах и в ограниченных количествах. Здесь также отсутствуют породы мангеритовой группы. Меланократовые породы наиболее полно представлены в Баладекском массиве, с другой стороны, в этом массиве много измененных пород — диафторированных анортозитов с повышенным содержанием калия («щелочные» анортозиты). Мангеритовая группа представлена только типами 17—19, среди

которых преобладает тип 19 — рапаквивоподобных гранитов тохиканского комплекса.

Чогарский массив характеризуется значительным развитием железистых габброидов (4) и железистых лабрадоритов (7) и железистых лабрадоритов (9) и андезиновых анортозитов (10). Значительная железистость пород позволяет предполагать, что в этом массиве вскрыты средние части разреза анортозитового комплекса. Это подтверждается и присутствием диоритов из петрохимической группы, представленной типом 18.

Для Лавлинского массива характерны лабрадориты (9), в небольших количествах присутствуют лабрадориты (7) и андезиновые лейкоидориты (12). Существенную роль играют и основные породы, представленные типами 2—4; преобладают рудные меланократовые (2) и железистые (4) габброиды. Породы мангеритовой группы отсутствуют.

В Сехтагском массиве основные породы играют незначительную роль, здесь преобладают обогащенные плагиоклазом породы почти всех типов, среди которых наиболее распространены габбро-анортозиты (9) и андезиниты (11). Породы мангеритовой группы представлены щелочными габброидами (17) и гранитами (19).

В Ундытканском массиве установлены базиты только петрохимического типа 4 (наиболее железистые). Среди анортозитов преобладают лабрадориты (7—9), реже встречаются андезиниты (10). Породы мангеритовой группы не установлены.

Сравнение различных массивов дальневосточной анортозит-мангеритовой формации на основе петрохимической типизации позволяет выявить потенциально рудоносные комплексы. Наиболее богатые ильменит-титаномагнетитовые и апатит-ильменит-титаномагнетитовые руды в настоящее время выявлены в Каларском и Геранском массивах, которые характеризуются определенным набором петрохимических типов. Таким образом, можно прогнозировать рудоносные комплексы по этому признаку: рудные петрохимические типы ассоциируют с петрохимическими типами железистых базитов и анортозитов, а апатитсодержащие руды присутствуют лишь в комплексах, где в значительной степени проявлены породы мангеритовой группы. Исходя из этого, наиболее перспективными являются Баладекский и Чогарский массивы, в первую очередь — Баладекский, который по характеру вторичных изменений пород и другим признакам сходен с массивом Розеленд в США [28], где выявлены особо ценные рутиловые руды. Наши реконструкционные полевые исследования показали, что процессы рутилизации широко распространены в породах этого массива. Конечно, такой прогноз имеет самый общий характер и подразумевает пер-

спективность глубоких частей анортозитовых массивов.

При изучении магматизма наряду с методом формационного анализа успешно используется метод выделения серий магматических пород по особенностям их химического состава. Петрохимическая серия — это совокупность магматических пород, составы которых занимают вполне определенное место на классификационных диаграммах. Этот подход особенно развит в зарубежных работах, посвященных изучению магматизма, а в последние годы все шире используется и в нашей стране.

В настоящее время принято выделять три основные серии: известково-щелочную, толеитовую и щелочную. В последней могут выделяться субщелочная, калиевая и натриевая серии [5].

Для сравнения особенностей химизма мангерит-анортозитовой формации с типичными петрохимическими сериями на классификационные диаграммы были нанесены средние составы, выделенные при обработке на ЭВМ с помощью метода кластерного анализа на первом шаге объединения. Каждая точка на графиках соответствует среднему по 2—5 наиболее близким анализам, что позволило достаточно уверенно выявить тренды изменения химических составов пород анортозитовой и мангеритовой групп.

Для разделения щелочной, субщелочной, толеитовой и известково-щелочной серий используется диаграмма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (рис. 5). На этой диаграмме точки, соответствующие наиболее характерным породам мангерит-анортозитовой формации, образуют поле, пересекающее границу раздела указанных серий. Таким образом, часть пород данной формации имеет субщелочную специфику, особенно породы мангеритовой группы.

На диаграмме $\text{FeO}/\text{MgO} - \text{SiO}_2$, используемой для разделения толеитовой и известково-щелочной серий, подавляющее число анортозитов, базитов и связанных с ними пород среднего и кислого состава располагаются в поле толеитовой серии и не проявляют четких закономерных изменений состава, хотя в целом железистость увеличивается с возрастанием содержания SiO_2 .

На диаграмме AFM (рис. 6) составы петрохимических типов мангерит-анортозитовой формации также расположены по обе стороны линии, разграничивающей поля толеитовой и известково-щелочной серий. Положение составов пород мангерит-анортозитовой формации на классификационных диаграммах показывает, что как анортозитовая, так и мангеритовая группы пород по своим петрохимическим особенностям не могут быть отнесены к какой-либо одной из выделяемых в настоящее время серий. Можно было бы считать эту особенность химизма рассмотренной формации след-

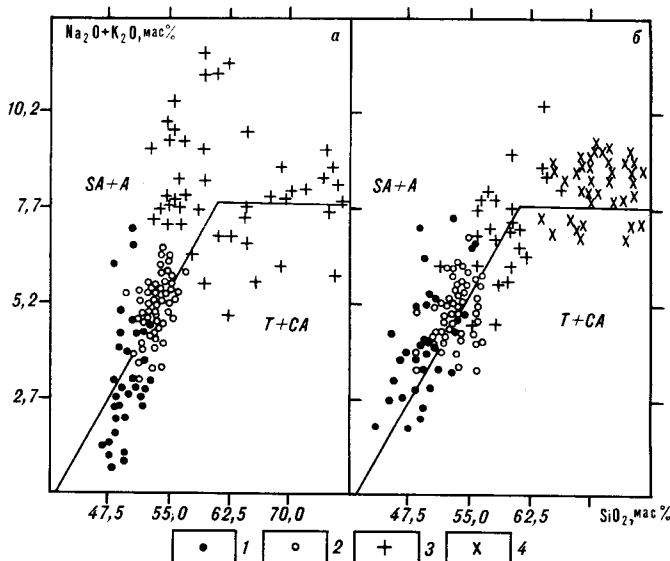


Рис. 5. Положение составов главных разновидностей пород мангерит-анортозитовой формации Алданского щита (а) и анортозит-гранитной формации Восточно-Европейской платформы (б) на классификационной диаграмме $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$.

Поля: SA + A — субщелочной и щелочной серий, T + CA — толеитовой и известково-щелочной серий. 1 — основные и ультраосновные породы; 2 — анортозиты и габбро-анортозиты (20% Al_2O_3); 3 — породы среднего и кислого состава; 4 — рапакиви.

ствием метаморфизма, однако для неизмененных анортозитов и связанных с ними пород удалось установить те же закономерности.

Методом кластерного анализа были обработаны многочисленные химические анализы пород детально изученной анортозит-гранитной формации Восточно-Европейской платформы [1, 3] и нанесены на различные классификационные диаграммы, в том числе и диаграмму щелочи — кремнезем (см. рис. 5). В результате выявлено принципиальное сходство составов и закономерностей их изменения для мангерит-анортозитовой и анортозит-гранитной формаций, за исключением количественных соотношений различных типов. В анортозит-гранитной формации преобладают кислые породы специфического состава — граниты рапакиви, хотя аналогичные породы, но в значительно меньших количествах, присутствуют в мангерит-анортозитовой формации. Сходство петрохимических характеристик данных формаций свидетельствует о том, что анортозиты, связанные как с кислыми, так и со средними породами, возникают в результате однотипных процессов. Анализ диаграммы AFM, на которую нанесены главные петрохимические типы мангерит-анортозитовой формации (см. рис. 6), говорит о возможности ее образования в процессе кристаллизационной дифференциации высокоглиноземистых расплавов. Область I соответствует

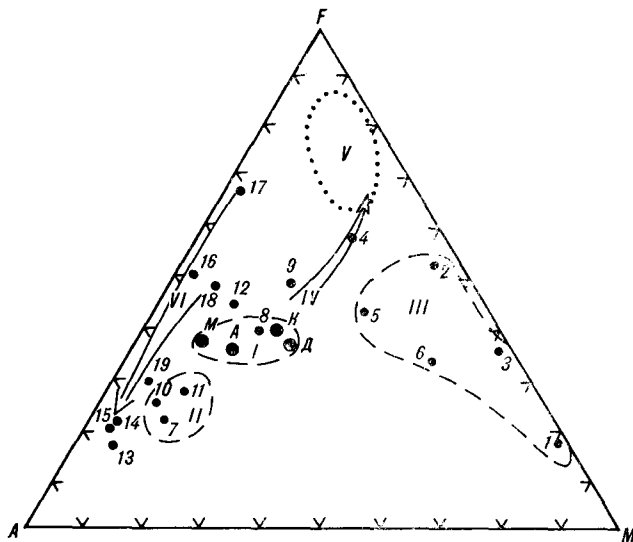


Рис. 6. Положение петрохимических типов пород Восточно-Сибирской магнетит-анортозитовой формации на диаграмме AFM.

Номера соответствуют петрохимическим типам в таблице. I — поле предполагаемых исходных расплавов пород анортозитовой группы со средними составами Моринского (М), Адирондакского (А), Каларского (К), Джугджурского (Д) массивов; II — область составов плагиоклазовых кумулатов; III — область составов пироксен-плагиоклазовых кумулатов; IV — направление эволюции остаточных расплавов; V — область составов рудных пород; VI — направление изменения составов пород мангеритовой группы.

предполагаемым исходным расплавам, которые рассчитаны различными авторами по соотношению пород в отдельных хорошо изученных массивах: Каларском [2], Джугджурском (Геранском и Лантарском) [13], Моринском [29], Адирондакском [25]. Намечается несколько полей и трендов, связанных с этими составами. Область II соответствует составам плагиоклазовых кумулатов, типичным представителем которых является петрохимический тип. 7. Область III охватывает поле составов мафических кумулатов, образовавшихся при фракционировании темноцветных минералов, преимущественно ортопироксена. Эволюцию остаточных расплавов, которые обогащаются железом, характеризует тренд IV. Это одна из характерных особенностей изменения составов пород анортозитовой группы, подчеркнутая А. Баддингтоном [26]: анортозитовый тренд направлен в сторону поля рудных габбро и титаномagnetитовых

руд (V). Изменение составов петрохимических типов мангеритовой группы также подчиняется определенной закономерности. Это тенденция к накоплению щелочей в ходе дифференциации. Анортозитовый и мангеритовый тренды имеют различную направленность, что указывает на образование анортозитов и мангеритов из различных магм.

Возможность образования высокоглиноземистых основных расплавов при значительной степени плавления вещества нижних горизонтов земной коры достаточно обоснована [31]. Альтернативным вариантом образования высокоглиноземистых магм является ассимиляция значительных объемов меланократовых коровых пород примитивными мантийными магмами [30]. По-видимому, особенности петрохимии пород анортозитовой группы определяются гибридной природой исходной магмы, формировавшейся, как свидетельствуют изотопные характеристики [2, 7], в нижних горизонтах коры — верхних частях мантии. Породы мангеритовой группы могли образоваться как в результате гранитизации пород анортозитовой группы, так и из расплавов, возникших при частичном плавлении коровых пород [26]. Для разделения этих генетических типов необходимы дополнительные геологические и геохимические данные.

Таким образом, изучение петрохимии мангерит-анортозитовой формации Дальнего Востока с использованием метода кластерного анализа позволило выявить характерные петрохимические типы пород, установить специфику петрохимических серий анортозитовой и мангеритовой групп, которые не могут быть продуктами кристаллизационной дифференциации одной магмы, и показать, что породы анортозитовой группы являются промежуточными между толеитовой, известково-щелочной и субщелочной петрохимическими сериями, что, очевидно, является следствием гибридной природы исходной магмы. Показано принципиальное сходство петрохимии Восточно-Сибирской мангерит-анортозитовой формации и Восточно-Европейской анортозит-гранитной формации.

Авторы выражают благодарность А. П. Биркису за предоставленную возможность использования петрохимических данных по анортозит-гранитной формации, О. А. Богатикову и А. М. Борсуку — за критические замечания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анортозит-рапакивигранитная формация Восточно-Европейской платформы.— Л.: Наука, 1978.
2. Анортозиты Земли и Луны.— М.: Наука, 1984.
3. Богатиков О. А. Анортозиты.— М.: Наука, 1979.
4. Богатиков О. А., Борсуку А. М., Кононова В. А. и др. Магматические формации — индикатор эволюции литосферы // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1987.— № 8.— С. 3—13.

5. Богатиков О. А., Коваленко В. И., Цветков А. А. и др. Серии магматических горных пород: проблемы и решения // Там же.— № 3.— С. 3—12.
6. Быховер В. Н., Лавровиц Н. М. Новые данные о Каларском анортозитовом массиве (Восточная Сибирь) // Там же.— 1980.— № 2.— С. 17—25.
7. Виноградов В. И. Изотопный состав стронция и вопросы генезиса анортозитов // Там же.— 1986.— № 1.— С. 8—15.

8. Дюран Б., Одедл П. Кластерный анализ.— М.: Статистика, 1977.
9. Зорин Ю. А., Таратунов Е. Х., Новоселова М. Р. Строение глубоких частей Каларского габбро-анортозитового массива по гравиметрическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1988.— № 4.— С. 25—33.
10. Карсаков Л. П. Глубинные гранулиты.— М.: Наука, 1978.
11. Карсаков Л. П., Махнин А. В., Михалевский А. Н., Остапчук В. И. Баладеский выступ, его магматические комплексы и структурное положение // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 1.— С. 92—100.
12. Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны.— М.: Наука, 1967.
13. Ленников А. М. Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления.— М.: Наука, 1979.
14. Ленников А. М. Автономные анортозиты в эволюции докембрийского магматизма: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук/ДВГИ ДВО АН СССР.— Владивосток, 1986.
15. Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н. Анортозит-маггерит-гранитная ассоциация Алдано-Станового щита // Сов. геология.— 1983.— № 12.— С. 85—92.
16. Панских Е. А., Суханов М. К. Геологическое строение, петрология и рудоносность анортозитовых массивов Дальнего Востока СССР // Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород.— М.: Наука, 1982.— С. 138—158.
17. Прияткина Л. А., Лаврович Н. Н. Геология и возраст Каларского массива габбро-анортозитов // Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1985.— С. 144—158.
18. Ряховский В. М., Абрамов А. В., Миронов Ю. В. Петрохимические типы магматических пород ложа океана и закономерности их размещения // Бюл. МОИП. Отд. геол.— 1985.— Т. 60, вып. 1.— С. 18—27.
19. Суханов М. К., Ряховский В. М., Абрамов А. В. Петрохимические типы автономных анортозитов СССР // Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 273, № 4.— С. 945—950.
20. Суханов М. К., Панских Е. А. Геологическое строение, петрология и рудоносность Каларского анортозитового массива (Восточное Забайкалье) // Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций.— М.: Наука, 1981.— С. 299—308.
21. Суханов М. К., Рачков В. С., Ряховский В. М. Геология и петрология монодиорит-анортозитовой формации Анабарского щита // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1987.— № 12.— С. 17—30.
22. Суханов М. К. Сравнительный анализ формаций автономных анортозитов // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1988.— № 7.— С. 3—18.
23. Хотин М. Ю., Суханов М. К. Гранулиты и анортозиты контактовой зоны Геранского массива Станового хребта // Там же.— 1984.— № 4.— С. 50—64.
24. Шарков Е. В. Каларский анортозит-мангеритовый комплекс в Восточной Сибири // Геология и геофизика.— 1981.— № 5.— С. 25—36.
25. Buddington A. F. Differentiation trends and parental magmas of anorthositic and quartz mangerite series. Adirondacks // N. Y. Mem. Geol. Soc. Am.— 1972.— N 132.— P. 377—488.
26. Duchesne J. C., Maquil R., Demaiffe D. The Rogaland anorthosites: facts and speculations // Deep Proterozoic Crust North Atlant. Prov. Proc., Dordrecht.— 1985.— P. 449—476.
27. Emslie R. F. Some chemical characteristics of anorthosite suites and their significance // Canad. J. Earth Sci.— 1973.— V. 10, N 11.— P. 54—73.
28. Herz N. The Roseland alkalic anorthosite massif Virginia // Origin of anorthosites and related rocks. Mem. N. Y. State Mus. Sci. Serv.— 1968.— N 18.— P. 357—367.
29. Papezik V. S. Geochemistry of some Canadian anorthosites // Geochim. et Cosmochim. Acta.— 1965.— V. 29, N 6.— P. 673—710.
30. Sparks R. S. J. The role of crustal contamination in magma evolution through geological time // Earth and Planetary Sci. Lett.— 1986.— V. 78, N 1/2.— P. 211—223.
31. Taylor S. R., Campbell I. H. et al. A lower crust origin for massif type anorthosites // Nature.— 1984.— N 311.— P. 372—374.

УДК 549.282

М. С. Сахарова, С. К. Ряховская

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРИРОДНОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМАМИ ГЕНЕЗИСА БЛИЗПОВЕРХНОСТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Рассматриваются минералого-геохимические особенности золотосеребряных и сереброполиметаллических месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в северо-западном секторе Тихоокеанского региона. Характеризуется минеральный состав месторождений, химический состав и парагенезисы минералов золота и серебра, закономерности распределения этих металлов в сопутствующих минералах. Охарактеризо-

В северо-западном секторе Тихоокеанского региона в зоне перехода от континента к океану размещается Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, в пределах которого развиты мало- и среднеглубинные месторождения золота и серебра различных формационных и минеральных типов: золотосеребряные, сереброполиметаллические, сереброоловянные и другие. Эти месторождения характеризуются рядом специфических особенностей минерального состава, связей серебра и золота с сопутствующими минералами и условий накопления золота и серебра в рудах. Минералогия и генезис месторождений отражают общие закономерности формирования близповерхностных месторождений зоны перехода континент — океан.

Важную роль в оруденении Охотско-Чукотского пояса играют месторождения золотосеребряной формации, среди которых первостепенное значение имеют сереброрудные месторождения кварц-родонит-сульфидного состава (сереброакантитовый тип), являющиеся крайним членом золотосеребряного формационного ряда [9]. Этот тип сходен с мало-глубинными золотосеребряными месторождениями Мексиканского вулканогенного пояса (Гуанохуато и др.) [8].

Характерной особенностью мало-глубинного оруденения Охотско-Чукотского пояса является его серебряная специализация, приводящая к образованию ряда сереброносных типов месторождений. Серебряное оруденение пояса наиболее интенсивно проявлено в его краевой зоне и связано с формированием контрастных (андезиты, дациты, липариты) вулканоплутонических ассоциаций верхнемелового возраста.

ваны минералы — индикаторы типов месторождений. Приведены экспериментальные данные о роли в осаждении золота и серебра температуры, концентрационных факторов, состава гидротерм. По природным и экспериментальным данным разбираются генетические особенности формирования мало-глубинного золотосеребряного оруденения.

Размещение месторождений контролируется глубинными разломами и зонами прогибов, продольными и поперечными Охотско-Чукотскому поясу. Рудные узлы и поля приурочены к вулканотектоническим структурам (купольные поднятия, депрессии), осложненным разломами и обычно имеющим блоковое строение [1, 3]. Месторождения золотосеребряных и серебросодержащих руд малых — средних глубин многостадийны, в ряде случаев характеризуются различными по масштабу температурными инверсиями [2].

Главными минералого-геохимическими признаками сереброрудных месторождений служат мало- или умеренно сульфидный состав руд, преобладание в них сульфидов полиметаллических элементов и широкое распространение группы минералов серебра, среди которых присутствуют как общие для оруденения в целом индикаторные минералы, так и образования, специфичные для отдельных минеральных типов месторождений.

В изученных типах золотосеребряных месторождений вулканогенного пояса к сквозным минералам относятся: самородное серебро, минералы золотосеребряного ряда, характеризующиеся повышенным содержанием серебра, эндогенный акантит, широко распространенный во всех типах фрейбергит и минералы системы $Ag-Sb-S$. Дифференцированно проявлены интерметаллиды серебра, сульфостаннаты, сереброцинково-сурьмяные сульфосоли, селениды и теллуриды серебра (табл. 1). Характерной геохимической особенностью золотосеребряных месторождений является проявление селеновой минерализации.

Т а б л и ц а 1

Распространение минералов серебра в среднемалоглубинных месторождениях Охотско-Чукотского вулканогенного пояса

Минерал	Золотосеребряная формация		Сереброполиметаллическая формация
	Au-сульфоантимонитовый тип	Ag-акантитовый тип	
Самородное серебро	+ —	+	+ —
Кюстелит	+ —	+ —	
Электрум	+	+ —	
Самородное золото	+ —		
Интерметаллиды Ag — Sb	+ —	+	+
Акантит (аргентит)	+	+	+ —
Cu — Ag-колчеданы:			
ялпайт	+ —	+ —	
штромейерит, маккинстриит		+ —	
штернбергит	+ —	+ —	
Селениды и теллуриды:			
науманнит, агвиларит	+ —	+	
гессит, петцит	+	+ —	
Блеклые руды:			
фрейбергит	+	+	+
Ag-теннантит	+		
пираргирит	+	+	+
стефанит		+	+
миаргирит		+	+ —
полибазит	+ —	+ —	
Ag — Pb — Sb-сульфосоли			+ —
Канфилдит	+	+	+ —

Примечание. «+» — широко распространенные, «+ —» — ограниченно распространенные.

Наиболее сложным составом отличается оруденение золотосеребряной формации. В серебрянорудном месторождении кварц-родонит-сульфидного состава получили широкое распространение самородное серебро с варьирующим содержанием золота, кюстелит, электрум, интерметаллиды серебра, большая группа серебряносурьмяных сульфосолей (фрейбергит, пираргирит, стефанит и др.), селениды, сульфостаннаты (канфилдит и др.) (см. табл. 1).

В других типах месторождений золотосеребряной формации (золотосульфокантитовый тип) широко развиты самородное золото с повышенным содержанием серебра, группа серебряносурьмяных сульфосолей, сульфостаннаты, Ag—Sb-интерметаллиды, селениды серебра при подчиненной роли самородного серебра и акантита.

Для месторождений сереброполиметаллической формации ведущая роль принадлежит сложным халькогенидам серебра (см. табл. 1). В последнем по преобладающим формам серебра выделяют два минеральных подтипа — фрейбергитовый и пираргирит-стефанитовый с ведущей ролью серебряносурьмяных сульфосолей. Самородное серебро и акантит здесь преимущественно гипергенные. Минералом-индикатором

сереброоловянного типа месторождений является канфилдит.

Сквозным индикаторным минералом серебряных месторождений Охотско-Чукотского пояса является фрейбергит. По концентрации в нем серебра выделены три группы: умеренно серебрянистая (15—25 % Ag) с повышенными содержаниями серебра (30—35 %) и высоко-серебристая (40—46 %). Первая группа наиболее характерна для сереброполиметаллических месторождений, вторая — для месторождений золотосеребряной формации (сереброакантитовый тип), третья проявляется в обоих формационных типах (рис. 1). Все фрейбергиты представлены сурьмяными разновидностями, для них характерны умеренные содержания железа и малые — цинка.

Для месторождений золотосеребряной формации характерно накопление минералов самородного ряда: серебра с золотом, кюстелита (сереброакантитовый тип) и возникновение высокосеребристого золота и электрума с типичным гетерофазным строением (золотосульфокантитовый тип и некоторые другие). Состав и морфология минералов золотосеребряного ряда отражают генетические особенности формирования руд — их образование в мало-стабильных близповерхностных условиях со значительными сменами температур и давлений, резко выраженную дифференциацию в растворах золота и серебра, ускоренный рост минералов и др. Для эндогенного первичного самородного серебра характерны сложные дендриты и дендритоиды, проволочные и спиралевидные срастания, отражающие рост из пересыщенных растворов при неравномерном поступлении вещества, свойственные малоглубин-

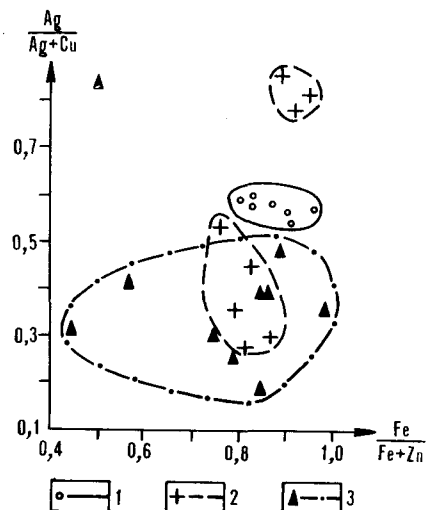


Рис. 1. Поле составов блеклых руд из месторождений. 1 — золотосеребряной формации; 2, 3 — сереброполиметаллических стефанит-пираргиритового (2) и фрейбергитового (3) подтипов.

ным процессам. Морфологические особенности самородного золота малоглубинных месторождений неоднократно освещались в литературе [4]. Для высокосеребристого золота Охотско-Чукотского пояса помимо сложных сростаний и дендритных форм типичны субмикроблоковое ячеистое субстроение и сростания фаз контрастного состава, также отражающие особенности их генезиса [5].

Серебряная специализация малоглубинного оруденения пояса обуславливает высокое содержание серебра в минералах золотосеребряного ряда (см. табл. 1). Подобный состав говорит о том, что концентрационные соотношения золота и серебра в гидротермах были резко смещены в сторону последнего. Значительная дифференциация металлов и обогащение растворов серебром наиболее отчетливо проявляются в близповерхностных условиях, при снижении температур рудоотложения. Кристаллизации высокосеребристых фаз благоприятствуют различия в кинетике осаждения этих металлов, а также состав растворов, обогащенных в вулканогенном поясе K^+ , Mn^{2+} и анионами галогенидов (Cl^- , F^-).

Изучение влияния различных параметров на осаждение золота и серебра и состава твердых фаз позволило авторам прийти к выводу о первостепенной роли концентрационного фактора в формировании оруденения. Экспериментальные данные по осаждению и сосаждению этих металлов и хлоридно-аммиачных растворов с различным отношением Au/Ag при температурах $100-250^\circ C$ были обработаны с помощью ЭВМ методами аппроксимации степенным рядом, расчетами коэффициентов линейной регрессии и др. [6]. Выявлена сложная взаимосвязь состава золотосеребряных фаз с физико-химическими параметрами при ведущей роли концентрационных соотношений металлов. Полученные зависимости отражаются аналитическими уравнениями и соответствующими кривыми (рис. 2), сложный вид которых, вероятно, связан со сложной зависимостью концентрационных соотношений золота и серебра от устойчивости их комплексных соединений при различных температурах, с кинетическими факторами осаждения, а также особенностями изоморфной смесимости золота и серебра при разных температурах.

В целом снижение температуры ведет к более резкой дифференциации состава твердых фаз. Так, из растворов с $Au/Ag < 0,05$ в интервале температур $100-250^\circ C$ происходит кристаллизация самородного серебра и кюстелита, а при $200-250^\circ C$ также высокосеребристого золота ($400-600$ ед. пробности).

Среди геохимических характеристик гидротерм вулканогенных поясов особую роль в накоплении благородных металлов играют эле-

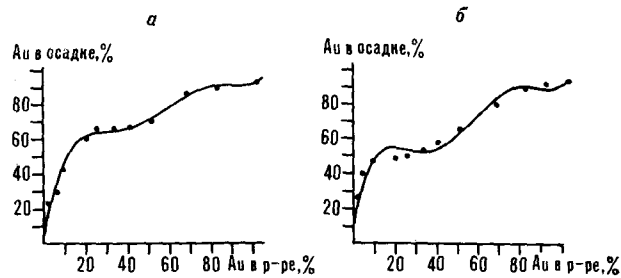


Рис. 2. Зависимость содержания золота в твердых золотосеребряных фазах осадка от его концентрации в растворе при $200^\circ C$ (а) и $250^\circ C$ (б).

Аппроксимация кривых уравнением $y = a + bx - cx^2 + dx^3 - fx^4$, где y — концентрация в осадке, x — концентрация в растворе.

менты переменной валентности — марганец и железо. Связь серебряного оруденения с марганцем отчетливо проявляется в рудах родонит-родохрозитового состава, в которых серебро накапливается в самородной форме и в виде Ag_2S . Это обусловлено окислительно-восстановительными реакциями в растворах, приводящими к выделению из них серебра, а также его осаждением из растворов при взаимодействии с марганцевыми минералами — родонитом и Mn-карбонатами.

Экспериментально показано, что присутствие в растворах ионов железа и марганца стимулирует осаждение золота и серебра. При этом наличие в растворах Fe^{2+} приводит к восстановлению их ионов до самородных металлов, более активно протекающему для золота, чем для серебра. Восстановительная активность двухвалентного железа прямо пропорциональна его концентрации и увеличивается с повышением температуры. Влияние ионов марганца более сложно. Оно проявляется в присутствии минералов-осадителей (сульфиды, родонит) и обусловлено как окислительно-восстановительными реакциями в растворе, так и, в большей степени, взаимодействием с твердой фазой. Повышение температуры нивелирует влияние марганца на восстановление золота вне зависи-

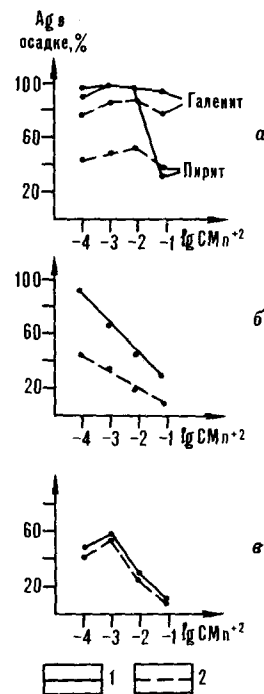


Рис. 3. Влияние концентрации Mn^{2+} в растворе на осаждение серебра при $150^\circ C$ (1) и $200^\circ C$ (2) на сульфидах (а), пиролюзите (б), родоните (в).

Золотоносные и сереброносные парагенезисы вулканогенных месторождений Северо-Востока СССР

Сереброакантитовый тип			Золотосульфоянтимонитовый тип		
Стадия	Ассоциация	Главные парагенезисы	Стадия	Ассоциация	Главные парагенезисы
Кварц-адуляр-серебряная	Золотосеребро-акантитовая	Au — Ag — акантит Ag — алларгентум	Золотосульфидно-сульфосолевая	Золотосульфидная	Au — пирит (акантит, науманнит)
	Сложных сульфосолей серебра	Ag — фрейбергит Ag — Cu-сульфиды		Золотоблеклорудная	Au — кюстелит-фрейбергит-акантит, Au — канфильдит
Кварц-родонит-серебряная	Сереброакантитовая	Ag — акантит	Серебросульфосольно-селенидная	Сереброполибазитовая	Au — полибазит-кюстелит
	Штромейерит-акантитовая	Штромейерит-штернбергит-акантит		Сереброакантитовая	Au — акантит-полибазит-науманнит
	Сульфоянтимонитов серебра	Пираргирит-стефанит-селениды серебра			

мости от его концентрации. Восстановление серебра двухвалентным марганцем протекает более активно, стимулируя процесс его осаждения при различных температурах (рис. 3).

Таким образом, природные и экспериментальные данные свидетельствуют о значительной дифференциации золота и серебра при близповерхностных гидротермальных процессах.

К особенностям близповерхностных золотосеребряных месторождений относится неравномерный бонанцевый характер распределения оруденения. Наряду с общеизвестными геолого-структурными особенностями, распределение золота и серебра определяется физико-химическими факторами и связями золота и серебра с сопутствующими минералами. Для месторождений золотосеребряной формации отчетливо проявлены связи серебра с сурьмой, селеном, оловом, медью, железом, свинцом, а также марганцем. Эти связи отражаются в образовании продуктивных золото- и сереброносных парагенезисов сложного минерального состава (табл. 2). Так, в различных типах месторождений золотосеребряной формации проявлена единая направленность процесса минералообразования. Она отражается в смене ранних золотоносных и золотосеребряных парагенезисов с относительно высокопробным золотом и электрумом с сульфидами (пирит, акантит и др.) на парагенезисы золотосодержащего серебра и кюстелита со сложными сульфосолями (фрейбергит, Cu—Ag-колчеданы, канфильдит). С поздними продуктивными стадиями связаны типично низкотемпературные парагенезисы серебра и акантита с серебросурьмяными сульфосолями (пираргирит, стефанит и др.) и селенидами серебра (науманнит, агвиларит). Эти парагенезисы отражают эволюцию золотосеребряного отношения, связи золо-

та и серебра в ранних парагенезисах с медью, железом, оловом, свинцом, а в поздних — с сурьмой, селеном и марганцем.

К генетическим особенностям месторождений вулканогенных поясов относятся закономерности распределения золота и серебра в сопутствующих минералах. Аналитические данные по содержанию золота и серебра в сульфидах (более 800 анализов), обработанные с помощью методов математической статистики, позволили выявить следующие закономерности (табл. 3, 4). Для сереборудных месторождений главными концентраторами серебра являются галенит и пирит при подчиненной роли сфалерита. Формы нахождения серебра в галените изоморфная и минеральная (главным образом в виде фрейбергита, акантита, Ag—Sb-сульфосолей и самородного серебра). Эти формы отражаются в двух уровнях концентрации серебра в галените и сфалерите, отчетливо проявленных в рудах сереброакантитового типа (см. табл. 3). При этом более высокие содержания серебра связаны с наличием включений собственных минералов серебра в сульфидах. Для сереброполиметаллического типа главная форма концентрации серебра в галените минеральная; в пирите, являющемся хорошим осадителем серебра, эта форма также доминирует, тогда как в сфалерите серебро находится преимущественно в виде включений Ag—Sb-сульфосолей.

Для золота в сереборудных месторождениях важнейшими концентраторами служат пирит, арсенопирит и железистый сфалерит (см. табл. 4). Содержание золота в сульфидах ранней ассоциации возрастает в среднем на полпорядка — порядок. Накопление золота в сульфидах происходит в форме субмикроскопических или мельчайших фаз самородного золота или золотосодержащего серебра.

Таблица 3

Распределение серебра в сульфидах месторождений сереброакантитового и золотополиметаллического типов

Ассоциация	Минерал	Число проб	$\bar{X} + \lambda_s$ min—max	S	V, %
<i>Сереброакантитовый тип</i>					
Кварц-хлорит-сульфидная	Галенит	18	$\frac{494 \pm 152}{30-960}$	307	62
		12	$\frac{3002 \pm 1079}{1100-7100}$	1723	52
Кварц-родонит-родохрозитовая	»	16	$\frac{365 \pm 102}{30-657}$	192	52
Кварц-хлорит-сульфидная	Сфалерит	26	$\frac{284 \pm 92}{7-740}$	226	79
		9	$\frac{173 \pm 120}{39-552}$	160	92
Кварц-родонит-родохрозитовая	»	11	$\frac{2583 \pm 1307}{1200-3300}$	1302	50
Кварц-хлорит-сульфидная + кварц-родонит-родохрозитовая	Пирит	9	$\frac{477 \pm 226}{70-980}$	353	74
		11	$\frac{1,5 \pm 1,12}{0,20-6,14}$	1090	43

Сереброполиметаллический тип

Галенит-фрейбергитовый подтип	Галенит	20	$\frac{2375 \pm 372}{1100-4300}$	832	35
		26	$\frac{3300 \pm 472}{1400-5500}$	1090	43
Стефанит-пираргитовый подтип	»	10	$\frac{3080 \pm 678}{1400-6800}$	1412	62

Примечание. Здесь и в табл. 4 \bar{X} — среднее арифметическое; λ_s — ошибка \bar{X} при 5%-м уровне значимости; min—max — пределы колебаний содержания; S — среднее квадратичное отклонение; $V = \frac{S}{\bar{X}} 100\%$ — коэффициент вариации.

К характерным чертам месторождений вулканогенных поясов относятся процессы регенерации металлов, связанные с полигенными, полистадийными процессами формирования оруденения, с нестабильным, в ряде случаев инверсионным температурным режимом формирования, а также с внедрением субвулканических тел и даек, сближенных во времени с формированием оруденения. Эти явления приводят к мобилизации подвижных компонентов, в частности серебра, сурьмы, золота, свинца и других, их переотложению в виде регенерированных самородных серебра и золота, акантита, Ag—Sb-сульфосолей и некоторых сопутствующих сульфидов.

Таблица 4

Распределение золота в сульфидах сереброакантитового типа месторождений

Ассоциация	Минерал	Число проб	$\bar{X} + \lambda_s$	S	V, %
Кварц-хлорит-сульфидная	Галенит	22	$\frac{0,26 \pm 0,09}{0,003-0,60}$	0,22	84
		10	$\frac{2,33 \pm 0,79}{1,00-4,80}$	1,12	48
Кварц-родонит-родохрозитовая	»	12	$\frac{0,31 \pm 0,21}{0,005-0,90}$	0,34	109
Кварц-хлорит-сульфидная	Сфалерит	20	$\frac{0,76 \pm 0,25}{0,11-1,90}$	0,55	72
		5	$\frac{6,38 \pm 3,62}{3,06-10,10}$	3,14	48
Кварц-родонит-родохрозитовая	»	11	$\frac{0,48 \pm 0,27}{0,02-1,30}$	0,41	85
Кварц-хлорит-сульфидная + кварц-родонит-родохрозитовая	Пирит	9	$\frac{2,11 \pm 0,41}{0,20-6,15}$	2,35	111

Подобные процессы отчетливо проявлены в полистадийных сложных кварц-родонит-сульфидных рудных зонах, где в участках совмещения одновременных ассоциаций, а также при наложении более поздних кварцевых и кварц-карбонатных жил на ранние сереброносные ассоциации имеет место регенерация серебра в микротрещинах, занорышах, жеодах в кварце. Последнее отличается обеднением элементами-примесями, неоднородной внутренней структурой, наличием зародышей, новообразований, микрокристаллов, подчас содержащих реликты первичного серебра и сульфидов [7].

В рудах, испытавших гидротермальный метаморфизм, широко проявлено выделение самородного серебра и серебряных минералов. В интервале 150—250 °C вследствие термодиффузии серебра в минералах идет собирательная рекристаллизация субмикроскопических частиц с образованием самородного серебра. При взаимодействии серебросодержащего галенита, акантита и серебра с горячими (200—300 °C) хлоридными растворами серебро активно переходит в раствор, что приводит к его переотложению. Подобное избирательное извлечение серебра из ранних минералов ведет к перераспределению серебра в рудах, в ряде случаев сопровождаемая формированием боначевых участков.

Таким образом, процесс формирования золотых и серебряных месторождений вулканогенных поясов характеризуется сближенностью

оруденения с формированием вулканоплутонических ассоциаций, полистадийностью рудоотложения, геохимическими физико-химическими особенностями рудоотложения в близповерхностных нестабильных условиях. Это приводит

к возникновению золотосеребряных парагенезисов сложного состава. Процессы формирования продуктивных парагенезисов в разнотипных месторождениях золотосеребряной формации имеют единую направленность.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гончаров В. И. Гидротермальное рудообразование в краевых вулканогенных поясах.— М.: Наука, 1983.— С. 8—12.
2. Гончаров В. И., Сидоров А. А. Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования.— М.: Наука, 1979.
3. Калинин А. И. Морфоструктура минерализованных зон Дукатского золотосеребряного месторождения // Докл. АН СССР.— 1975.— Т. 225, № 4.— С. 902—904.
4. Петровская Н. В. Самородное золото.— М.: Наука, 1973.— 330 с.
5. Сахарова М. С., Горшков А. И., Багракова Ю. А. и др. Электронно-микроскопическое изучение смеси золота и серебра в самородном золоте и его синтетических аналогах // Физика минералов и рудная микроскопия.— София: Изд-во Болгар. Акад. наук, 1986.— С. 267—272.
6. Сахарова М. С., Багракова Ю. А., Ряховская С. К. Экспериментальное изучение влияния температуры на состав самородного золота // Геол. рудн. месторождений.— 1986.— № 3.— С. 69—75.
7. Сахарова М. С., Посухова Т. В., Аргемко О. В. Типоморфизм самородного серебра // Минерал. журн.— 1983.— № 3.— С. 3—13.
8. Шер С. Д. Металлогения золота. Т. 1.— М.: Недра, 1972.
9. Шило Н. А. Золоторудные месторождения метаморфогенных, плутогенных и вулканогенных формаций // Тр./СВКНИИ ДВНЦ АН СССР.— 1976.— Вып. 69.— С. 3—41.

МГУ
Москва

Поступила в редакцию
5 июля 1988 г.

УДК 551.24

Ю. А. Косыгин

ЗЕМЛЯ И ЧЕЛОВЕК

Рассматривается Земля как система геосфер. Эта система динамична, и все геосферы находятся во взаимодействии друг с другом. Автор касается вопросов эволюции и возраста геосфер, а также процессов, протекающих в геосферах и их совокупностях. Выделяются три семейства геосфер: глубинные, поверхностные и наружные. В центре внимания поверхностные геосферы — гидросфера, а также биосфера с ее производными (тектоносфера, социосфера, ноосфера). Дано новое понимание ноосферы как энергетической сферы

Автором «Тектоники геосфер»* предлагается эта статья, в которой кратко формулируются основные изложенные там идеи. Поскольку среди них есть и новые, и весьма спорные, автор будет признателен за любую критику. Это необходимо ему для дальнейшего исследования поставленных вопросов.

Земля рассматривается как целостная система взаимосвязанных геосфер. Формулируется понятие о геосфере. Выделяются семейства глубинных, наружных и поверхностных геосфер. Вводятся понятия о планетарном и атомно-молекулярном уровнях организации вещества. На планетарном уровне формирование тел обусловлено гравитационными силами, определяющими форму тела, приближающуюся к сферической, его слоистую структуру и собственное тепловое поле. К телам планетарного уровня относятся в пределах Солнечной системы планеты, спутники и некоторые крупные астероиды диаметром 500—600 км и более. Форма тел атомно-молекулярного уровня определяется сильными (в 10^{39} раз выше гравитационных) воздействиями, контролирующими структуру и форму кристаллов, а также их агрегатов вплоть до крупных тел диаметром до сотен километров (мелкие астероиды). Высший уровень организации подчиняет себе образования низшего уровня организации. Так, в недрах тел планетарного уровня идет «гравитационная переработка» тел атомно-молекулярного уровня. В более обобщенном смысле это означает, что состояние элемента подчинено существованию и развитию вмещающей системы.

разума, субстанционной основой которой являются человек, общество и окружающая среда. Наружные геосферы составляют систему обороны от ультрафиолетового излучения и магнитного давления солнечного ветра, губительных для человечества. Вопросы окружающей среды и охраны природы и вопросы разоружения, мира и единства действий человечества рассматриваются как необходимые гарантии сохранения жизни на Земле.

Гравитационные и магнитные поля Земли влияют на формирование и развитие поверхностных геосфер, в частности биосферы. Литосфера, а также другие глубинные геосферы Земли, выделяемые по скоростям прохождения упругих волн, гидросфера и атмосфера имеют «собственные» пространства. Биосфера же не имеет его и занимает почти целиком пространство гидросферы, а также формируется в верхних частях литосферы и нижних частях атмосферы, тяготеющих к границе их раздела (поверхности Земли). В биосфере можно выделять биогеоценозы и соответствующие им биогеофациальные провинции (области, зоны), а также специализированные биосферы, в частности антропосферу.

Окружающая среда — это обобщенное понятие, применимое к геосферам, не имеющим частично или полностью собственного пространства. Взаимоотношения с окружающей средой являются естественными, т. е. развиваются по законам природы. Такими же независимыми от разума, по-видимому, были взаимоотношения антропосферы с окружающей средой на ранних этапах человеческой истории. Проблема окружающей среды возникла из необходимости сознательного вмешательства в ход процессов, определяющих соотношения между человеком и средой, с целью улучшения ее состояния для обитания и развития в ней человеческого общества.

Вводится понятие о всеобщем законе сохранения, предусматривающем, что каждая система в мертвой и живой природе, общественной жизни и мышлении сохраняется в течение времени, пределы которого определены происхождением и изменениями системы, а также взаи-

* Косыгин Ю. А. Тектоника геосфер. — Владивосток; Хабаровск: ДВО АН СССР, 1988. — 96 с.

модействием ее с окружающей средой. Такой закон называется также и системным в отличие от параметрических законов сохранения в физике. Из всеобщего закона сохранения применительно к биосфере вытекают три основных следствия. Во-первых, сохранение биосферы возможно при условии сохранения входящих в нее элементов, в том числе — антропосферы и, в частности, человека. Во-вторых, сохранение биосферы возможно при условии воспроизводства отмирающих ее элементов. В-третьих, сохранение биосферы возможно, если она прочна, т. е. обладает устойчивой структурой, так как иначе она бы растекалась или рассеивалась. В применении к антропосфере и человеку это выражается в инстинктах сохранения вида, продолжения рода и самоутверждения (природного стремления индивидуума занять в структуре сообщества место, обеспечивающее наибольшую прочность этого сообщества). Процесс самоутверждения противоречив и проявляется не только в спокойном и закономерном распределении элементов в структуре системы, но и в конфликтных, даже в антагонистических ситуациях, отражающихся в борьбе за место в структуре. Три следствия закона сохранения биосферы (антропосферы), а также три соответствующих им инстинкта представляют нерасторжимую общность и всегда сосуществуют. На примере элементарной ячейки любой специализированной биосферы — ячейки материнства — можно видеть совокупное проявление всех трех инстинктов.

Следствия из закона сохранения биосферы представляют лишь логические умозаключения. Физическая же природа связей элементов биосферы (антропосферы), обеспечивающая ее существование и целостность, определяется двумя типами биофизических процессов: во-первых, воздействием магнитного поля Земли и космическими воздействиями на биосферу (антропосферу) в целом, а также на все ее элементы; во-вторых создаваемыми организмами и их группами биополями, в частности биоритмами, взаимодействующими друг с другом и, возможно, объединяющимися в единое биосферное поле, физический смысл которого еще подлежит выяснению. В связи с разнородными физическими воздействиями возникает необходимость развития в медицинской науке наряду с организменным направлением также экстернального направления, которое объединило бы защиту от внешних влияний и лечебное их использование. Экстернальная медицина должна исследовать вредные и полезные влияния человека на человека и окружающей, и социальной среды на человека, разрабатывать меры профилактики против вредных влияний, меры предотвращения и лечения от их последствий, использование в качестве лечебных средств

полезного влияния человека на человека и окружающей, и социальной среды на человека. Необходимо так изменить техносферу, чтобы техногенные влияния были бы направлены на пользу, а не во вред человеку. Это возможно при достижении всеобщего мира, в условиях которого техногенез может быть полностью направлен в полезную сторону.

Сопутствующие антропосфере энергетические геосферы, форма которых определяется не непосредственно гравитационным полем, а только лишь связанностью их с антропосферой, объединены в класс эктоантропосфер, включающий социосферу и ноосферу. При описании социосферы рассматривается вопрос становления разума, что связывается с появлением первых орудий, помогающих человеку воздействовать на природу, которые существуют отдельно от человека и могут быть использованы разными людьми. Такие орудия становятся средствами производства и условием становления производственных отношений, которые образуют геосферу, не имеющую собственной субстанции, — социосферу, субстанционной основой которой является антропосфера. Средства производства, разум и производственные отношения соответствуют явлениям действительности, а понятие социосферы представляет обобщение этих явлений.

Каждый первичный элемент (человек), выполняя «свои» функции, выполняет главные функции системы (биосферы, антропосферы), связанные с тенденцией к ее сохранению. Действия первичного элемента конструктивны, когда они соответствуют сохранению и развитию системы, и деструктивны, когда им противодействуют. Первичный элемент социосферы неделим. Все элементы подчинены законам вмещающей системы (социосферы или ее подсистем). Все элементы обладают свойством целеустремленности, определяемым наличием целей, субъективных или объективных по отношению к данному элементу; цель отражает потенциальную энергию, а также ориентацию элемента, энергия же ограничена биологическими возможностями человека; выбор генеральной цели, для достижения которой расходуется основная энергия, — важнейшая социальная функция человека. Воля — это сила и (или) энергия. Без воли недостижима цель и не может происходить сближение с ней. Важные свойства воли — гибкость, корректировка достижения цели в условиях динамичности системы. В науке нет единой меры для оценки инстинкта и разума, этот пробел в восприятии мира человеком заполняет искусство.

На фоне прочности и динамичности социосферы как системы в ней могут складываться жесткие (фоссилизированные) участки структуры, входящие в антагонистическое противоречие с динамикой системы. При появлении и

развитии таких жестких метастаз они должны быть уничтожены (образно говоря — хрупкими разрушениями, растворением или же повышением пластичности и активности). В окаменевшей жесткой структуре первичные элементы теряют свою мобильность и энергию, так как сохранение вида обеспечивается за счет энергии внешних социальных элементов, чем снижается общая энергия системы. Целью социальных элементов жесткой зоны является сохранение жесткой структуры, обеспечивающей существование за счет внешних источников, а также гипертрофированные усилия по сохранению вида, т. е. использованию своих энергетических ресурсов не в соответствии с тенденцией развития социосферы или ее подсистем. Одним из таких ресурсов является оплачиваемое, но не отработываемое на пользу общества время. Примером жестких метастаз являются группы и слои населения, живущие за счет других (до революции), бюрократические и мафиинские метастазы нашего времени. Надо высвободить охваченную жесткими структурами энергию социальных элементов и направить ее на достижение социальных и патриотических целей.

Ноосфера — сфера разума, субстанциионной основой которой служит антропосфера. Разум появляется как сумма рефлексов на инстинкты и окружающую среду. Разум можно назвать кодексом инстинкта, его ограничением. Однако инстинкт — это постоянный генетический и динамический субстрат разума. Развитый разум может быть ведущей силой, подчиняющей инстинкт. Особенно важна роль разума в определении цели и в процессе проявления воли.

Ноосфера — геосфера разумной деятельности людей, слагающейся из мышления, выступающего как метод, и знаний, представляющих собой результат. Накопление знаний не может усиливать физиологически ограниченного мышления, но может его совершенствовать. Знание — это опыт деятельности людей, оно может быть унаследованным и благоприобретенным. По мере накопления новых знаний ранее накопленные знания должны переосмысливаться. Без этого прежде полученные знания устаревают. Расширение и накопление знаний заключено в природе человеческого общества. Если обмен знаниями совершается быстро и без частичного или выборочного торможения,

то формируется и достигается мировой уровень знаний, что невозможно без преодоления языковых барьеров. Средством накопления знаний является память — личная и фиксированная. Для осуществления обмена между приобретенными знаниями и памятью необходимы каналы передачи информации (перемещение носителей памяти, дистанционные средства передачи информации). Передача информации может быть индивидуальной, групповой, межнациональной (всеобщей, глобальной), конфиденциальной и иерархической, непосредственно связанной со структурой социосферы. Функции ноосферы реализуются путем воздействия средствами науки, искусства, мастерства на окружающую и социальную среду. В этой реализации проявляется производительная сила человеческого разума. Ноосфера является высшей, наиболее организованной и наиболее уязвимой сферой деятельности людей.

Ноосфера в понимании Тейяра де Шардена является космическим феноменом и объясняется психогенезом, который при зарождении и последующем развитии духа переходит в ноогенез. Ноосфера в понимании В. И. Вернадского включает не только разум, но и все вещественные объекты, порожденные или измененные деятельностью человека. Первая концепция оторвана от материи и является идеалистической (примат духа), вторая концепция трактует ноосферу слишком расширительно и включает в нее чуждые ей по существу элементы, не позволяющие рассматривать и анализировать ноосферу как единую систему, т. е. применять к ней строгий научный подход.

В области наружных геосфер особенное внимание привлекают сейчас озоновый слой и данные о его опасном ослаблении, а также система магнитосферы, магнитная ловушка которой делает Землю единственной в Солнечной системе «бронированной планетой» и обеспечивает сохранность биосферы и человечества, в частности, от губительного солнечного ветра.

В целом работа направлена к стиранию граней между естественными и общественными науками, между наукой и искусством, поскольку в основе всех научных направлений и способов познания мира лежит единая цель — благо человечества.

УДК 550.831

Ю. А. Тараканов, Н. Ш. Камбаров, Р. К. Клиге,
В. А. Приходько

**ГРАВИТАЦИОННЫЙ ЭФФЕКТ ПЛОТНОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ
ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ И ЕГО ИНТЕРПРЕТАЦИЯ**

Получена карта высот геоида верхней мантии путем вычитания из модели GEM-10В влияния плотностных неоднородностей нижней мантии. Обнаружены положительные высоты геоида на Сибирской и Северо-Американской платформах, на Южно-Африканском

пите. Положительные гравитационные аномалии соответствуют повышенным значениям скоростей поверхностных волн. Плотностные неоднородности находятся в слое 150–670 км.

ВВЕДЕНИЕ

Построение карт гравитационных аномалий верхней мантии Земли целиком зависит от успеха решения проблемы разделения полей плотностных неоднородностей верхней и нижней мантии. В теории интерпретации потенциальных полей задача разделения источников является центральной и самой трудной.

Современные модели гравитационного поля Земли описываются с помощью разложения гравитационного потенциала V силы притяжения по сферическим функциям. Постоянными в этом разложении служат гармонические коэффициенты \bar{C}_{lm} , \bar{S}_{lm} степени (degree) l и порядка (order) m . Черта сверху обозначает нормирование коэффициентов с целью приведения их численных значений к величинам одного порядка (к единицам 10^{-6}). Постоянные разложения потенциала представляют собой инварианты Земли и часто называются стоксовыми постоянными. Однозначность определения \bar{C}_{lm} , \bar{S}_{lm} вытекает из однозначности разложения V по сферическим функциям

$$V = \frac{GM}{\rho} + \frac{GM}{\rho} \frac{\rho_0}{\rho} [\cos \varphi \cos \varphi_0 \cos (\lambda - \lambda_0) + \sin \varphi \sin \varphi_0] + \frac{GM}{\rho} \sum_{l=2}^{\infty} \sum_{m=0}^l \left(\frac{a_e}{\rho}\right)^l \times (\bar{C}_{lm} \cos m\lambda + \bar{S}_{lm} \sin m\lambda) \bar{P}_{lm}(\sin \varphi), \quad (1)$$

где G — гравитационная постоянная; M — масса Земли; φ , λ , ρ — сферические координаты пункта P , где вычисляются аномалии; φ_0 , λ_0 , ρ_0 — координаты центра массы Земли в общепланетарных осях $AXYZ$; a_e — большая (эква-

ториальная) полуось двухосного геодезического эллипсоида; $\bar{P}_{lm}(\sin \varphi)$ — нормированные присоединенные полиномы Лежандра.

Первое слагаемое в ряде (1), или гармоника нулевой степени, входит в нормальное поле. Второй член — гармоника первой степени — обращается в нуль путем совмещения начала осей $AXYZ$ с центром масс O Земли, т. е. $\rho_0 = 0$. Особую роль в ряде (1) играет второй зональный коэффициент \bar{C}_{20} при $l = 2$, $m = 0$. Обычно вместо него используют ненормированный коэффициент $J = -\sqrt{5}\bar{C}_{20}$. Если величину J_2 или \bar{C}_{20} целиком включают в нормальное поле, то это означает, что за нормальную фигуру планеты принимают двухосный геодезический эллипсоид с измеренным сжатием

$$f = \frac{3}{2} J_2 + \frac{1}{2} \frac{\omega^2 a_e^3}{GM}, \quad (2)$$

где ω — угловая скорость суточного вращения Земли, а остальные обозначения объяснены выше. Если геодезический эллипсоид трехосный с экваториальными полуосями a , b и полярной полуосью c , то $a_e = \sqrt{ab}$, а полуось выражаются через ненормированные коэффициенты C_{22} , S_{22} и средний радиус Земли R [3]:

$$a = R \left(1 + 3 \sqrt{C_{22}^2 + S_{22}^2}\right), \quad b = R \left(1 - 3 \sqrt{C_{22}^2 + S_{22}^2}\right), \quad c = R(1 - f). \quad (3)$$

Для изучения внутреннего строения Земли иногда используют гидростатически равновесный двухосный сфероид в качестве нормальной фигуры планеты. Сфероид характеризуется гид-

ростатическим сжатием $f^{\text{гидр}}$, которое в первом приближении вычисляется по формуле (2) подстановкой гидростатического второго зонального коэффициента $J_2^{\text{гидр}}$. Полуоси сфероида теоретически неопределенные и в практике принимаются равными a_e и $c = R(1 - f^{\text{гидр}})$.

Точность выделения гравитационных аномалий от совокупности источников верхней мантии существенно зависит от правильности выбора нормальной фигуры и соответствующего ей нормального поля, которое влияет на вывод распределения плотностных неоднородностей нижней мантии (670—2900 км). Обычно аномалии верхней мантии вычисляют по различным моделям гравитационного поля, опускаая 10—16 низших гармоник ($2 \leq l \leq 16$) [8, 10—12, 14].

МЕТОД ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ

Новый метод интерпретации гравитационных аномалий [5—7] рассчитан на новые методы измерения различных характеристик по широте φ , долготе λ и радиус-вектору ρ . Совокупность компонентов поля измеряется наземными и спутниковыми методами, причем роль последних возрастает. Исследование эффективности метода интерпретации в последние годы велось по моделям гравитационного поля, заданного рядом (1). В аномалию потенциала ΔV включаются лишь сверхгидростатические части $\Delta \bar{C}_{20}$ и $\Delta \bar{C}_{40}$. Поэтому для ΔV в ряде (1) записывают $\Delta \bar{C}_{lm}$, считая, что знак дельта относится лишь к зональным коэффициентам $\Delta \bar{C}_{l0}$. На поверхности земной сферы полагают $\rho = a_e = R$, а вместо ряда (1) используют сумму

$$\Delta V = \frac{GM}{R} \sum_{l=2}^{\infty} \sum_{m=0}^l (\Delta \bar{C}_{lm} \cos m\lambda + \bar{S}_{lm} \sin m\lambda) \bar{P}_{lm}(\sin \varphi). \quad (4)$$

Физический смысл метода интерпретации [5—7] состоит в том, что на карте высот геоида или вертикальной проекции силы притяжения выбираются изолированные аномалии, уверенно очерчиваемые замкнутыми изолиниями. Для каждой аномалии ищется свой источник, но полная геометрическая форма его не определяется. В силу неоднозначности решения обратной задачи в общем случае для каждого i -го источника вычисляются его стоксовы постоянные и вклад каждого источника \bar{c}_{lmi} , \bar{s}_{lmi} в стоксовы постоянные Земли. Постоянная нулевого порядка источника — масса μ_i , постоянные первого порядка — координаты центра масс, из которых важная — глубина h_i . Остальные постоянные — моменты инерции или сжатия источника

и более высокие моменты масс, которые не имеют специальных названий. Теоретически количество плотностных неоднородностей бесконечно. Согласование интерпретации всех аномалий Земли осуществляется с помощью принципа уравнивания стоксовых постоянных \bar{C}_{lm} , \bar{S}_{lm} планеты и суммы их возмущений \bar{c}_{lmi} , \bar{s}_{lmi} всеми плотностными неоднородностями [5—7]:

$$\sum_{i=1}^{\infty} \frac{\mu_i}{M} = 0, \quad \sum_{i=1}^{\infty} \frac{\mu_i}{M} = \left(1 - \frac{h_i}{R}\right) = 0, \\ \Delta \bar{C}_{lm} = \sum_{i=1}^{\infty} \frac{\mu_i}{M} \bar{c}_{lmi}, \quad \bar{S}_{lm} = \sum_{i=1}^{\infty} \frac{\mu_i}{M} \bar{s}_{lmi}. \quad (5)$$

Первое условие в (5) означает равенство нулю суммы всех аномальных масс при разложении потенциала (1) в ряд, если за нормальную фигуру Земли принимается геодезический эллипсоид со сжатием (2) при $\Delta \bar{C}_{20} = \Delta \bar{C}_{40} = \dots = \Delta \bar{C}_{l0} = 0$ ($l = 2, 4, 6, \dots$). Другими словами, первое условие справедливо, когда все зональные коэффициенты \bar{C}_{l0} целиком включаются в нормальное гравитационное поле.

Второе условие в (5) свидетельствует, что центр масс O Земли не должен смещаться относительно начала A общепланетарных осей суммой найденных аномальных масс μ_i/M , выраженных в единицах 10^{-6} , как и нормированные гармонические коэффициенты. Это условие записано для экстремумов аномалий (эпицентров) [6]. Остальные условия в (5) устанавливают соотношения между стоксовыми постоянными Земли и их возмущениями второй и более высокой степени.

Метод уравнения стоксовых постоянных позволяет одновременно физически обоснованно вывести параметры нормального поля и более точно найти геологические структуры, порождающие аномалии. Метод уравнивания, кроме того, позволяет понять причины неудач количественной интерпретации аномалий, результаты которой описаны в обширной литературе, и найти подход к построению карты гравитационного поля верхней мантии.

Характеристики источника изолированной аномалии оцениваются в дискретных пунктах по нескольким компонентам поля — аномальному потенциалу (4) и его производным по широте, долготе, радиус-вектору ρ , направленному из центра масс O Земли в пункт P (φ, λ, ρ), где вычисляются компоненты поля. В работах [5—7] оценивались массы μ_i , глубины h_i их центров и динамические сжатия ψ_i геологических структур по трем компонентам поля — высоте геоида ζ , вертикальной ΔV_R и горизонтальной ΔV_S проекциям аномалии силы притяжения. Обозначая нормальное ускорение силы тяжести через γ для высоты геоида используют формулу $\zeta = \Delta V/\gamma$. Оптимальной нормальной

фигурой считается такая фигура, для которой невязки стоксовых постоянных планеты и их возмущений минимальны.

ПЛОТНОСТНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ НИЖНЕЙ МАНТИИ

Количественная интерпретация аномалий выполнялась по модели ГЕМ-10В, содержащей 36 гармоник ($l = m = 36$). Самая короткая длина волны λ_{\min} в аномалиях этой модели составляет $360^\circ/l_{\max} = 10^\circ = 1100$ км. Нормальная фигура Земли принималась в виде геодезического эллипсоида с измеренным сжатием $1/298,26$ и гидростатического сфероида со сжатием $1/299,67$ [6].

Методом уравнивания стоксовых постоянных было обнаружено, что 16 крупнейших плотностных неоднородностей примыкают снизу ко второй фазовой границе мантии на глубине 670 км и оказывают систематическое влияние на \bar{C}_{20} , \bar{C}_{40} , \bar{C}_{22} , \bar{S}_{22} . Это означает, что сверхгидростатическое сжатие и трехосность геодезической нормальной фигуры Земли порождаются влиянием глубинных геологических структур на перечисленные гармонические коэффициенты, а при изучении внутреннего строения Земли необходимо использовать поле гидростатического сфероида со сжатием $1/299,67$.

Теоретически бесконечное количество региональных и локальных плотностных неоднородностей распределено случайно по широте, долготе, глубине и имеет разные знаки по массе. Поэтому их суммарное влияние на сжатие и трехосность геодезической фигуры близко к нулю. Сумма аномальных масс в нижней мантии, представляющая невязку масс, равна $4 \cdot 10^{-6}$ и соизмерима с массой источника крупнейшей Антарктической аномалии [6].

Смещение центра масс суммы источников аномалий в нижней мантии относительно центра масс O Земли по условиям (5) равно:

$$\frac{\delta\rho_0}{R} = \sum_{i=1}^{16} \frac{\mu_i}{M} \left(1 - \frac{h_i}{R}\right) = 2,95 \cdot 10^{-6},$$

откуда $\delta\rho_0 = 19$ м. Выявление природы сверхгидростатического сжатия и трехосности геодезической нормальной фигуры и оценка $\delta\rho_0$ побуждают оценить точность вывода параметров самой гидростатически равновесной Земли. Для этого вычислим относительное возмущение полярного момента инерции C :

$$\frac{\delta C}{MR^2} = \sum_{i=1}^{16} \frac{\mu_i}{M} \left(1 - \frac{h_i}{R}\right)^2 \cos^2 \varphi_i = 1 \cdot 10^{-5}.$$

Систематическая ошибка вычисления момента инерции соизмерима со случайной погреш-

ностью $\pm 3 \cdot 10^{-5}$, и при повышении точности вывода постоянной прецессии Земли будет необходимо вводить поправку на систематическое влияние плотностных неоднородностей на полярный момент и сжатие гидростатического сфероида.

В итоге приходим к заключению, что для построения карты гравитационных аномалий верхней мантии необходимо, и в первом приближении достаточно, вычесть из матрицы коэффициентов \bar{C}_{lm} , \bar{S}_{lm} модели ГЕМ-10В суммы их возмущений 16 плотностными неоднородностями нижней мантии [6].

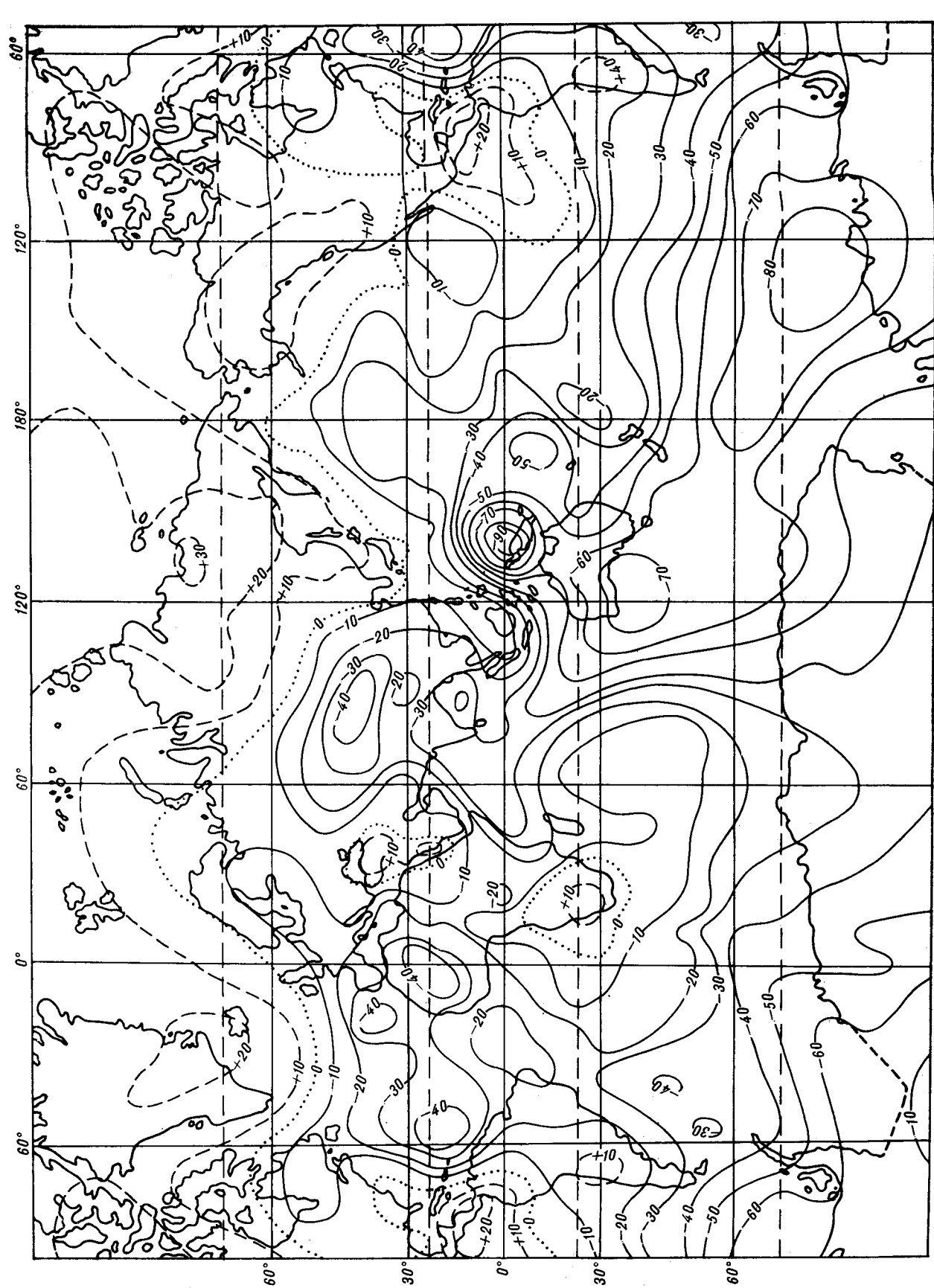
ПЛОТНОСТНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

На рисунке приведена карта высот геоида верхней мантии, вычисленная путем исключения влияния 16 крупнейших плотностных неоднородностей нижней мантии из модели поля ГЕМ-10В. При этом под верхней и нижней мантией подразумеваются соответственно сферические слои на глубинах 25—670 и 670—2900 км.

Распределение высот геоида целесообразно сравнивать с картами аномалий скоростей поверхностных волн, полученными в работах Андерсона и Дзевонского [1] и Вудхауза и Дзевонского [3]. Авторами этих работ использованы волны с шестью различными периодами, что позволило выделить аномалии скоростей до глубины 700 км. Существующая сеть сейсмических станций недостаточно густа для построения изображения верхней мантии томографическим методом по продольным волнам.

При анализе карты высот геоида нужно иметь в виду, что аномальный потенциал и соответствующий ему геоид обладают наибольшими интегрирующими свойствами. Это приводит к суммированию влияний локальных и даже региональных геологических структур, но зато позволяет представить характер распределения глобальных аномалий и их источников. На первом этапе интерпретации принципиальными представляются общие вопросы: равномерность разуплотнений и переуплотнений верхней мантии по массе, суммарный вклад неоднородностей верхней мантии в сжатие и трехосность нормальной фигуры, природа отрицательной корреляции аномалий поля и скоростей упругих волн на Сибирской и Канадской платформах. Аномалии скоростей вычислены всего по 8 гармоникам и вследствие большого сглаживания сейсмологические данные целесообразнее сравнивать с картой геоида.

В таблице выписаны результаты интерпретации 12 аномалий, имеющих достаточно большие амплитуды. В таблицу не включены ано-



Карта высот геоида в метрах, построенная путем вычитания из высот геоида модели SEM-10B влияния 16 крупнейших плотностных неоднородностей нижней мантии по [6].

Плотностные неоднородности верхней мантии Земли и глубины аномалий скорости поверхностных волн по Андерсону и Дзевонскому [1]

Аномалия	Φ_i , град	λ_i , град	ζ , м	ΔV_R , мГал	ΔV_S , мГал	h_i , км	μ_i/M	$\delta\bar{C}_{20}$	$\delta\bar{C}_{40}$	$\delta\bar{C}_{22}$	$\delta\bar{S}_{22}$	Глубина аномалий скорости, км
Южно-Африканская	-26	19	14	38	13	260	0,12	-0,01	-0,01	0,03	0,02	150—350
Центрально-Американская	10	275	27	45	18	420	0,34	-0,06	0,02	-0,11	-0,02	550
Красное море	25	38	13	50	15	210	0,08	-0,01	0,00	0,01	0,02	350—550
Малая-Азия	37	38	21	65	30	200	0,12	0,00	-0,01	0,01	0,03	150
Северо-Атлантическая	37	338	-46	-52	23	530	-0,71	-0,01	0,07	-0,11	0,10	150—550
Тянь-Шаньская	43	85	-48	-62	38	540	-0,71	-0,05	0,07	0,12	-0,02	550
Юконская	63	219	20	31	14	550	0,30	0,08	0,01	0,00	0,02	—
Сахалинская	50	137	19	37	14	400	0,20	0,03	-0,02	0,00	-0,03	350—550
Канадская	64	264	18	42	20	270	0,14	0,04	0,01	-0,01	0,00	150—350
Гренландская	68	333	24	40	11	460	0,33	0,10	0,03	0,01	-0,01	350
Море Лаптевых	82	130	30	51	20	450	0,36	0,14	0,08	0,00	0,00	150—350
Сибирская	70	134	32	46	18	690	0,55	0,16	0,05	0,00	-0,02	150—350
Сумма масс и возмущений стоксовых постоянных Земли							1,12	0,41	0,40	-0,05	0,09	

малии, опоясывающие Австралию с севера, востока и юго-востока. В этом сложнопостроенном регионе разделение полей пока выполняется недостаточно точно. Параметры Антарктической аномалии не удовлетворяют физическим ограничениям и не включены в таблицу.

Сравнение геоида верхней мантии с аномалиями скоростей поверхностных волн [1, 13] приводит к ряду геолого-геофизических выводов. Во-первых, почти вся территория Сибирской и Канадской платформ характеризуется положительными значениями высот геоида и аномалий скоростей. Отсюда раскрывается причина отрицательной корреляции аномалий гравитационного поля и скоростей на обеих платформах. Разный знак сравниваемых величин определяется очень крупными разуплотнениями в нижней мантии, которые порождают поле большей интенсивности. Амплитуды геоида, вызванные переуплотнениями верхней мантии, достигают 20 и 35% от измеренных величин соответственно для Канадской и Сибирской аномалий [5]. Вследствие большей глубины разуплотнений их влияние вызывается массами, превышающими значения в [6] более, чем на 20 и 35%. Другими словами, процессы в нижней мантии очень интенсивны. Амплитуды двух повышений поверхности геоида на Сибирской платформе и в море Лаптевых сдвинуты к северу на 10—20° и к востоку на 40° относительно центра источника в нижней мантии [5]. Под Канадской аномалией, напротив, центры переуплотнения верхней и разуплотнения нижней мантии располагаются почти вдоль одного радиуса. Канадская и Гренландская аномалии совместно занимают территорию Северо-Амери-

канской платформы в архейское время. Контуры Сибирской аномалии включают всю область архейской Сибирской платформы, которая простиралась до Охотского моря [4].

Слой повышенной скорости под Северо-Американской платформой охватывает глубины 150—350 км, в то время как центры переуплотнения находятся на глубинах 270 и 460 км. Под Сибирской аномалией повышение скорости наблюдается в слое 150—350 км, а глубина переуплотнения оценивается в 690 км. Пока это расхождение глубин неясно. В целом глубины аномалий плотности и скорости меняются от подошвы литосферы до второй фазовой границы мантии.

Хорошее соответствие глубин и совпадение знаков аномалий скорости и плотности наблюдаются для Южно-Африканской, Малоазиатской, Северо-Атлантической, Тянь-Шаньской и Сахалинской аномалий гравитационного поля. Неоднородности физических свойств под этими аномалиями простираются от подошвы литосферы до центра зоны фазовых переходов мантии (550 км).

Под гравитационной аномалией «Красное море» повышение плотности литосферы сопровождается понижением скорости поверхностных волн в слое 350—550 км. Под Юконской гравитационной аномалией скорости неоднородности пока не обнаружены.

Под гравитационной аномалией «Море Лаптевых» скоростная и плотностная неоднородности находятся практически в одном слое в пределах точности интерпретации гравитационной аномалии в приполярной области, где поле плохо определено.

В пределах точности разделения аномалий верхней и нижней мантии вклад геологических структур в стоксовы постоянные Земли близок к нулю. Особенно малы возмущения сжатия и трехосности геодезического эллипсоида.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Во введении уже отмечалось, что принятый в литературе способ разделения аномалий гравитационного поля верхней и нижней мантии состоит в исключении из модели поля низших гармоник. Поэтому сравним карту высот геоида ξ на рисунке с картами аномалий силы тяжести в свободном воздухе Δg [11, 14]. Различие в количестве гармоник высоких степеней в работах [11, 14] несущественно, ибо насыщение энергии поля (дисперсий ξ и Δg) достигается уже при $l = 16$. За счет обрезания бесконечного ряда (1) средняя квадратическая величина высот геоида уменьшается на $64/l$ метров. При $l = 16$ интенсивность аномалий геоида ослабляется на 4 м при размахе ξ около 200 м и точности вывода ξ порядка $\pm(1,5-2,0)$ м.

После исключения первых 12 гармоник в работах [11] и [14] поле соответственно учитывается в интервалах $l = 13-20$ и $l = 13-36$. На рисунке карта геоида содержит 36 гармоник, но из полного поля исключен вклад 16 неоднородностей нижней мантии во все 36 гармоник модели GEM-10B. В этом заключается принципиальное различие методов разделения полей «в пространстве» и «по спектру». Кстати, в обширной литературе, проанализированной в [7], разделение спектра аномалий на полосы и приписывание каждому интервалу степеней l (длины волн $\lambda = 360^\circ/l$) источников на своей глубине привело к очевидной неудаче количественной интерпретации аномалий, выразившейся в разбросе оценок глубин неоднородностей от подошвы коры (30 км) до границы ядро—мантия (2900 км).

В практике интерпретации обычно решается прямая задача гравиметрии, т. е. задается распределение плотности и вычисляется аномалия поля. Этот подход к интерпретации получил название метода подбора, ибо аномалии плотности приходится варьировать многократно. Главная особенность метода подбора — неопределенность глубин залегания неоднородностей, которые иногда совмещают с глубинами сейсмических границ, а иногда задают интуитивно. По этой причине с помощью метода подбора не удалось решить главные проблемы интерпретации глобального поля Земли — раскрыть природу сверхгидростатического сжатия и трехосности геодезического эллипсоида, объяснить отрицательную корреляцию крупнейших аномалий поля и скоростей, определить гравита-

ционное поле Сибирской и Канадской платформ, Бразильского, Австралийского и Южно-Африканского щитов.

Прямая задача гравиметрии с движущимися источниками решается с помощью уравнений конвекции, в которых распределение аномалий плотности задается. В работе Б. Хэгера и др. [9] возмущения плотности, вычисленные по аномалиям скорости продольных волн в нижней мантии, порождают аномалии геоида, которые имеют обратный знак по сравнению с высотами геоида модели поля. Для совмещения знаков измеренных и вычисленных высот вводится деформация поверхностей литосферы и ядра. Знаки высот геоида совпадают лишь для суммы второй и третьей гармоник. Амплитуды вычисленных высот оказались существенно больше измеренных, а при $l \geq 4$ наблюдается еще большее расхождение сравниваемых величин. Применение метода интерпретации совокупности компонентов гравитационного поля в дискретных пунктах [5—7], напротив, позволило раскрыть природу избыточного сжатия и трехосности нормальной геодезической фигуры Земли, согласовать распределение аномалий плотности и скорости в нижней и верхней мантии. Отсюда становится понятным, что решение обратной задачи нельзя заменить решением прямой как с покоящимися, так и с движущимися источниками.

Решение обратной задачи гравиметрии нуждается в дальнейшем совершенствовании и зависит от некоторых условий. Во-первых, во всех существующих моделях поля недостаточно точно определено гравитационное поле в приполярных областях (выше широты 65°) обоих полушарий. Этот недостаток моделей можно преодолеть лишь с помощью новых динамических методов измерений: «спутник — спутник» и «спутниковая градиентометрия». Оба метода будут реализованы в конце 80-х и в 90-х гг., перейдут в следующее столетие и, по-видимому, станут основными. Во-вторых, необходим более точный алгоритм оценки параметров неоднородностей. Для этого придется исключить из интерпретации карту геоида из-за сильных интегрирующих свойств этой характеристики поля. Высоты геоида можно заменить вертикальным градиентом ΔV_{RR} аномалии силы притяжения ΔV_R , а совокупность компонентов поля пополнить горизонтальным градиентом ΔV_{SR} и другими аномалиями. И по этой причине необходимы новые спутниковые методы измерений. Учитывая складывающуюся ситуацию, следует иметь в виду, что многие проблемы интерпретации гравитационных аномалий нельзя решить без развития новой техники измерений разных характеристик поля. На этом проблемы интерпретации не исчерпываются. Более точное определение параметров погребенных геологи-

ческих структур возможно при разделении взаимных влияний источников на аномалии. При разделении взаимных влияний упомянутых выше 16 источников уравнивание стоксовых постоянных достигается путем вовлечения в интерпретацию источников двух региональных аномалий в обоих полушариях под растаявшими ледниками (Евразия, Западная Антарктида — шельф). Влияние 20 источников аномалий на сжатие гидростатического сфероида уменьшается в 30 раз, но сопровождается невязкой масс — $20 \cdot 10^{-6}$ и смещением центра масс неоднородностей $\delta\rho_0 = -90$ м. Большая величина этих невязок приводит к новой проблеме, заключающейся в необходимости разработки нового понятия о нормальной фигуре Земли со смещенными значениями некоторых стоксовых постоянных. Главное требование к нормальной фигуре сводится к невозмущенности плотностными неоднородностями гармонических коэффициентов J_2, J_4 при условии $C_{22} = S_{22} = 0$ в соответствии с формулами (2) и (3). В динамичной Земле равенство нулю аномальных масс и их влияния на координаты центра масс уже не соблюдается.

Физически обоснованный вывод нормального гравитационного поля, как отмечалось выше, сильно влияет на точность оценки параметров неоднородностей нижней мантии. Но достоверность этих оценок также зависит от условия компенсации топографических масс наружного рельефа во всей толще верхней мантии:

$$\begin{aligned} \delta\bar{C}_{lm}^{\text{топ}} + \sum_{i=1}^{\infty} \delta\bar{C}_{lmi}^{\text{верх. манти}} &= 0, \\ \delta\bar{S}_{lm}^{\text{топ}} + \sum_{i=1}^{\infty} \delta\bar{S}_{lmi}^{\text{верх. манти}} &= 0, \end{aligned} \quad (6)$$

где вклад топографических масс в стоксовые постоянные модели поля — $\delta\bar{C}_{lm}^{\text{топ}}, \delta\bar{S}_{lm}^{\text{топ}}$, а $\delta\bar{C}_{lmi}^{\text{верх. манти}}, \delta\bar{S}_{lmi}^{\text{верх. манти}}$ — вклад i -го источника внутри Земли в те же коэффициенты. Гидростатическая компенсация топографии может осуществляться путем изменений мощности коры, литосферы, астеносферы и возникновения изолированных плотностных неоднородностей в верхней мантии. В пользу этой гипотезы свидетельствуют как ухудшение результатов при интерпретации изостатических аномалий [5—7], так и новые сейсмологические данные [1, 13].

В последних работах сделан вывод, что наружная топография Земли коррелирована с аномалиями скорости поверхностных волн до глубин 350—400 км. В переходном слое 400—670 км эта связь сильно ослабляется. Результаты настоящей работы допускают существование неоднородностей плотности до границы верхней мантии на глубине 670 км, причем аномалии плотности сопровождаются аномалиями скорости того же знака.

Сопоставление гравиметрических и сейсмологических данных наводит на мысль, что изменения топографии могут быть главным источником геодинамических процессов. По работе [6] Земля ведет себя по отношению к медленным процессам как жидкое тело, ее нормальная гидростатически равновесная фигура соответствует замедлению вращения вследствие рассеяния энергии в системе Земля — Луна, а отклонение измеренной геодезической фигуры от равновесия «кажущееся» и полностью определяется возмущающим влиянием крупнейших неоднородностей нижней мантии на параметры нормальной фигуры.

Таким образом, вывод распределения аномальных масс верхней мантии зависит от точности оценки параметров неоднородностей нижней мантии, которая, в свою очередь, зависит от правильности выбора нормальной фигуры Земли, что, в конечном счете, требует разработки нового понятия о нормальной фигуре со систематическим смещением некоторых стоксовых постоянных планеты.

Соответствие глубины и знака аномалий плотности и скорости в верхней мантии определяется не изгибом поверхностей литосферы и ядра, а другой причиной. Наиболее вероятным источником положительных аномалий плотности и скорости на Сибирской и Северо-Американской платформах и на Южно-Африканском щите представляется повышенная дегазация и дегидратация верхней мантии этих областей в предшествующие геологические эпохи. Дегидратация мантии в геологическом прошлом оценивается величиной порядка $1 \text{ км}^3/\text{год}$ [2]. Изучение аномалий скоростей упругих волн, плотности и проводимости верхней мантии может привести к новым идеям о динамике Земли.

Авторы выражают благодарность Н. Н. Айдинян за построение карты высот геоида верхней мантии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андерсон Д. Л., Дзевонский А. М. Сейсмическая топография // В мире науки.— 1984.— № 12.— С. 16—25.
2. Клайг П. К. Уровень океана в геологическом прошлом.— М.: Наука, 1980.
3. Мецержаков Г. А. О фигуре Марса // Астрон. журн.— 1975.— Т. 52, № 2.— С. 374—379.

4. Милановский Е. Е. Рифтогенез и его роль в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1984.— № 12.— С. 38—56.
5. Тараканов Ю. А. Вопросы теории измерения и интерпретации совокупности элементов гравитационного поля океанов // Памяти В. В. Федынского:

Морские гравиметрические исследования/ВАГО АН СССР.— М., 1982.— С. 51—66.

6. *Тараканов Ю. А., Камбаров Н. Ш. и др.* Отклонение от гидростатического равновесия Земли и Луны // Изв. АН СССР, Физика Земли.— 1985.— № 8.— С. 3—27.
7. *Тараканов Ю. А., Черевко Т. Н.* Интерпретация крупнейших гравитационных аномалий Земли // Изв. АН СССР, Физика Земли.— 1979.— № 4.— С. 25—43.
8. *Bjerhammer A.* Long-wavelength heterogeneities in the upper mantle as seen by satellites // *Tectonophysics*.— 1982.— V. 90, N 1/2.— P. 57—76.
9. *Hager B. H., Clayton R. W., Richards M. A. et al.* Lower mantle heterogeneity, dynamic topography and the geoid // *Nature*.— 1985.— V. 313, N 6003.— P. 541—545.
10. *Marsh B. D., Marsh J. G., Williamson R. G.* On gra-

vity from SST, geoid from SEASAT, and plate age and fracture zones in the Pacific // *J. Geophys. Res.*— 1984.— V. 89, N B7.— P. 6070—6078.

11. *Marsh B. D., Marsh J. G.* On global gravity anomalies and twoscale mantle convection // *J. Geophys. Res.*— 1976.— V. 81, N 10.— P. 5267—5280.
12. *Watts A. B., Leeds A. R.* Gravimetric geoid in the Northwest Pacific ocean // *Geophys. J. Roy astr. Soc.*— 1977.— V. 50, N 2.— P. 249—278.
13. *Woodhouse J. H., Dziewonski A. M.* Mapping the upper mantle: three-dimensional modeling of the Earth structure by inversion of seismic waveforms // *J. Geophys. Res.*— 1984.— V. 89, N B7.— P. 5959—5986.
14. *Zeng W.* Free-air gravity anomaly of GEM-10B model and a study of computing Legendre function // *Acta geophys. sin.*— 1985.— V. 28, N 6.— P. 599—607.

ИФЗ АН СССР
НИВЦ МГУ

Институт водных проблем АН СССР
Москва

Получила в редакцию
26 февраля 1988 г.

УДК 551.15 : 552.11 + 553.2 : 550.347.62

С. С. Зимин

НОВАЯ АСТЕНОСФЕРНАЯ МОДЕЛЬ МАГМАТИЗМА И ОРУДЕНЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ *

Показывается, что природа и эволюция астеносферного слоя и земной коры с ее эндогенной металлогенной тесно связаны между собой через посредство тектонических дислокаций и обусловлены частичным

В последнее время все больше исследователей приходят к выводу, что астеносферный слой, наряду с тектоническими дислокациями Земли, ответствен за развитие в земной коре процессов магматизма [23, 27, 30, 31]. На основе представления, что вещество рассматриваемого слоя находится не в аморфоупластическом [16], а в частично расплавленном состоянии [15, 27, 34], предложены частные модели развития магматизма в том или ином регионе [27, 31]. В связи с этим интересно рассмотреть проблему магматизма и оруденения земной коры в историческом аспекте с учетом данных геологии, геофизики, петрологии, метеоритики и эксперимента. Главными в ней являются три вопроса. Первый касается существа и положения астеносферного слоя мантии, второй — глубины тектонических дислокаций, третий — состава мантии с глубиной.

Геофизики приходят к выводу, что астеносферный слой Земли, являющийся волноводом, характеризуется не только пониженной плотностью, но и повышенной электропроводностью, свидетельствующей о частично расплавленном состоянии вещества мантии в его контурах [27, 35]. Подтверждение этому они видят в тесной связи областей вулканизма и поднятий верхней кромок астеносферного слоя [23, 30].

Новые исследования показывают, что астеносферный слой, например под Тихим океаном, имеет сложное строение [11, 13] и в пределах его как по вертикали, так и по латерали выделяются более мелкие слои и колонны, различающиеся по плотности и состоянию вещества. Разуплотненные колонны имеются и под астеносферным слоем [11]. Это наводит на мысль, что формирование астеносферного слоя нельзя

плавлением все более глубинного вещества (гидриды, алюминиды, фосфиды, карбиды и нитриды) мантии под литосферой.

отрывать от процессов, совершающихся в нижней мантии, в которой более вероятно, чем в ядерной части Земли [25], наличие легкоплавкой составляющей в виде некоторых гидридов, фосфидов, карбидов и нитридов. Природа этого слоя, видимо, более тесно связана с состоянием вещества мантии на глубинах астеносферного слоя и под ним, а эволюция его — с тектоникой литосферы (причины которой во многом не ясны) и процессами формирования земной коры.

Из диаграмм (рис. 1) видно, что в ходе эволюции земной коры от океанической до конти-

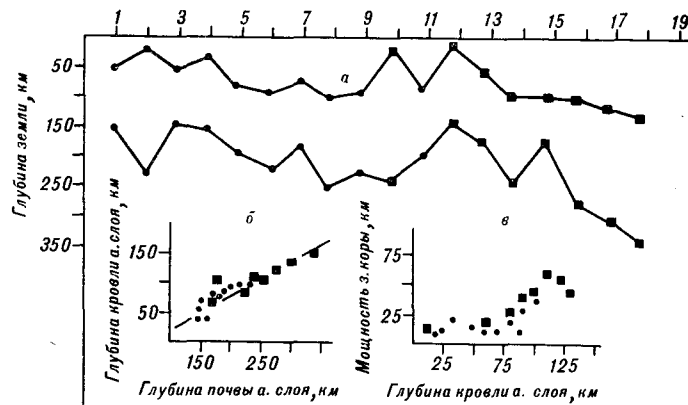


Рис. 1. Диаграммы положения астеносферного слоя в мантии (а), корреляции глубины залегания его почвы и кровли (б) и глубины кровли астеносферного слоя и мощности земной коры (в) под океанами и морями (точки), под регионами и континентами (квадратики). По горизонтали основной (а) диаграммы показаны: 1 — Срединно-Атлантический хребет, 2 — Восточно-Тихоокеанский хребет, 3 — Тихий океан, 4 — прикурильская часть Охотского моря, 5 — Японское море, 6 — Филиппинское море, 7 — Курило-Камчатский желоб, 8 — центральная часть Охотского моря, 9 — впадина Паресе-Вела Филиппинского моря, 10 — Тянь-Шань, 11 — Западно-Марианский хребет, 12 — Кенийский рифт в Африке, 13 — Провинция Бассейнов и Хребтов (Сев. Америка), 14 — Альпийский пояс, 15 — Восточная Австралия, 16 — Сибирская платформа, 17 — Анды, 18 — Канадский щит. По данным [2, 6, 11, 12, 13, 18, 23, 27, 30].

* Печатается в дискуссионном порядке.

пентальной происходит заглублиение как верхней, так и нижней границы астеносферного слоя Земли. Это обусловлено, видимо, расхождением материала верхней части (флюиды и базальтовая составляющая) астеносферного слоя на строительство земной коры при магматических процессах и переходом в расплавленное состояние части вещества нижней мантии, которое ранее (при меньших T, P) в стадию океанической коры находилось в твердом состоянии. Параллельно увеличивается мощность земной коры (см. рис. 1) за счет осадков и продуктов кристаллизации все более глубоких расплавок на платформах. Если бы астеносферный слой питался материалом только ядерных геосфер, то поведение его и продукты магматизма были бы иными.

В ходе заглублиения астеносферного слоя увеличивается мощность не только земной коры, но и наастеносферной части верхней мантии, а в общем литосферы. Последняя, лишась легкоплавких компонентов [4] в стадии рифтогенеза, становится более тугоплавкой и жесткой и на тектонические движения реагирует разрывами сплошности на все большую глубину, выводя на поверхность земной коры все более глубокие расплавы, отличающиеся по составу и металлогении. Это особенно хорошо видно на составе продуктов разноглубинного магматизма зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану, в которой на относительно узком, но весьма протяженном пространстве телескопированы продукты тектонических, магматических и рудных процессов широкого (AR—Q) возрастного диапазона.

Анализ состава и условий образования продуктов магматизма разных стадий развития земной коры со всей очевидностью свидетельствует, что состав самой мантии Земли на разных глубинах неодинаков как с химической [33, 34], так и с минералогической точки зрения. Гипербазиты геосинклиналей, заложенных, например, на океанической или маломощной континентальной коре, характеризуются дунит-гарцбургитовым (нередко с лерцолитами) составом и магниезальными хромитами с платиноидами осмий-иридиевого состава. Магматические расплавы их, судя по экспериментам [22], генерируются в мантии на глубине не более 50 км, близкой к положению верхней кромки астеносферного слоя под Тихим океаном [6]. Гипербазиты геосинклиналей, заложенных на континентальной коре повышенной (30—40 км) мощности (Наданьхада-Бикинская, Центрально-Сихотэ-Алинская зоны), отличаются отсутствием ромбического пироксена, сильножелезистыми хромитами, высоким содержанием стронция и редкоземельных элементов, наличием фаций пироксенитов с титаномagnetитовыми рудами [8] и большей ролью собственно платины

среди платиноидов. Расплавы их, судя по экспериментам [22], образуются в мантии на глубинах более 50 км. Все члены офиолитов (ранние эффузивы, гипербазиты, габброиды) формируются в зонах растяжения земной коры, являются селективными выплавками верхней мантии, среди которых имеются как низко-(эффузивы), так и высокотемпературные (гипербазиты) составляющие. Представители их, возникшие из более глубоких расплавок и содержащие больше железа, титана, фосфора, стронция и редкоземельных элементов, являются несомненными индикаторами изменения состава мантии с глубиной в сторону обогащения ее элементами, перечисленными выше.

На более поздних этапах развития земной коры, в стадию активизации щитов и платформ с большей (50—60 км) мощностью коры континентального типа, в зонах глубоких разломов имеет место образование пород пироксенит-габбро-норитовых и габбро-сиенитовых комплексов с апатит-ильменит-титаномagnetитовыми рудами, а также в рифтах — сложных комплексов пород ультраосновной — щелочной формации с карбонатами и рудами из апатита, магнетита, нередко ниобия, тантала, редкоземельных элементов. К зонам глубоких разломов щитов и платформ приурочены также кимберлиты и лампроиты с алмазами, постоянно содержащими азот [24].

Следует отметить особое значение комплексов пород ультраосновных — щелочных массивов. Они имеют много общего с офиолитами. Эти образования тоже встречаются в рифтовых зонах и формируются в той же последовательности, что и офиолиты. Первыми в них образуются эффузивные (только щелочные) комплексы, затем — ультраосновные породы, а после них — ассоциации щелочных интрузивных пород. Эти особенности, а также специфическая рудная нагрузка ультраосновных — щелочных комплексов дают нам основание считать их продуктами селективного плавления мантии, более глубокой и обогащенной фосфором, титаном, стронцием и редкоземельными элементами по сравнению с мантией, исходной для гипербазитов.

Широкое распространение алмаза, содержащего азот [24], во включениях гранатовых перидотитов в кимберлитах указывает на наличие в глубинах мантии нитридов.

Все магматические образования, рассмотренные выше, трудно заподозрить в явлениях ассимиляции. В ходе эволюции земной коры они образуются из все более глубоких расплавок мантии и со всей очевидностью свидетельствуют о направленном изменении ее химического состава с глубиной в сторону обогащения титаном, фосфором, стронцием, редкими и редкоземельными элементами.

На изменение состава мантии с глубиной указывают также специфика состава и оруденение гранитоидов. Так в складчатых регионах, заложённых на фундаменте Ханкайского типа (Сихотэ-Алинский и Наданьхада-Бикинский регионы), с глиноземистыми гранитами (K_1), возникшими вслед за железистыми и титанистыми офиолитами с повышенным содержанием P_2O_5 , связаны месторождения вольфрама с рудами из апатита и шеелита (Восток-2, Лермонтовское). С более поздними (K_2) гранитоидами восточного Сихотэ-Алинского пояса вулканитов связана серия месторождений олова, в которых руды с касситеритом тесно ассоциируются с турмалиновыми метасоматитами. Широко представлены в них и сульфиды железа, меди. В Восточном Забайкалье с гранитоидами зон активизации связаны месторождения, в которых руды золота постоянно ассоциируют с турмалиновыми метасоматитами. В зонах активизации щитов и платформ широко представлены щелочные граниты с рудами из редких (Ta, Nb) и редкоземельных элементов. Иными словами, в эволюции гранитоидных формаций повторяется многое из того, что характерно для формаций основных и ультраосновных пород (щелочность, характер оруденения). Это обусловлено тем, что в генерации гранитоидов решающее значение имеют все более глубокие мантийные флюиды, хотя субстратом для образования их является вещество континентальной коры.

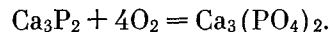
С глубиной изменяется не только химический, но и минеральный, а также фазовый состав мантии. Существующие на этот счет представления [22, 34] исходят из экспериментальных данных об устойчивости в большом интервале глубин силикатов и окислов, переходящих в более плотные их модификации, а также в гранат. Лишь немногие [14, 17] допускают появление в мантии с глубиной элементов в самородном состоянии, а также гидридов металлов и неметаллов.

На возможность присутствия в глубинах мантии Земли таких минералов, как, например, фосфиды и бориды, указывают специфические парагенезисы минералов, пород и руд месторождений апатитов, олова, карбонатитов, а также особенности их химического состава. Парагенезисы эти следующие: 1) апатит, ильменит и титаномагнетит в рудных зонах апатитоносных базитов пироксенит-габбро-норитовых и габбро-сиенитовых комплексов пород Джугджура и Становика; 2) апатитовые и магнетитовые руды в карбонатитах; 3) касситеритовые руды и турмалиновые метасоматиты во многих месторождениях оловянных руд касситерит-силикатной и кварц-касситеритовой формации Сихотэ-Алиния; 4) руды золота и турмалиновые метасоматиты на месторождениях Вос-

точного Забайкалья; 5) шеелитовые и апатитовые руды на месторождениях вольфрама в Приморье (Восток-2, Лермонтовское); 6) золото и апатит в рудных зонах Многовершинного месторождения. Для апатитовых руд первого и второго парагенезисов характерна положительная корреляция титана и железа с фосфором [7]. Она присуща также и магматическим породам, содержащим эти руды [7]. Для гранитоидов оловянных зон отмечается положительная корреляция между оловом и бором, а для золоторудных полей Восточного Забайкалья — между золотом и бором, бором и молибденом. В рудных зонах Многовершинного месторождения наблюдается положительная корреляция между золотом и фосфором.

Отмеченные выше особенности состава магматических комплексов и связанных с ними руд свидетельствуют о том, что исходными соединениями для образования их послужили фосфиды железа и титана, золота и вольфрама, а также бориды молибдена, олова, железа и, вероятно, золота глубинных зон мантии.

Об изменении минерального состава мантии с глубиной говорят и данные по метеоритам [26], в которых наряду с силикатами и окислами представлены силициды, фосфиды, карбиды и нитриды. Из них фосфиды и карбиды широко представлены в железных и каменных метеоритах в виде шрейберзита (Fe_3P) и баррингерита (Fe_2P), когенита (Fe_3C). О существовании в метеоритах фосфидов кальция, магния и натрия и др. можно судить по наличию в метеоритах и только в них таких минералов, как мерриллит ($Ca_3(PO_4)_2$), фаррингтонит ($Mg_3(PO_4)_2$), бухвальдит ($NaCaPO_4$), панетит ($Na_2Mg_2(PO_4)_2$). Эти и ряд других минералов метеоритов представляют окисленные формы фосфидов кальция, натрия и магния по реакции типа:



Шрейберзит и когенит из указанных выше минералов в некоторых метеоритах (уреилиты) находятся в парагенезисе с алмазами [3]. Из нитридов в метеоритах установлены осборнит (TiN) и карлсбергит (CrN), из карбидов — муассанит (SiC), из сульфидов — ольдгамит (CaS) и другие минералы. Широко представлены в них и самородные образования типа камасита ($FeNi$) и тэнита ($NiFe$).

Весьма вероятны в мантии, особенно в верхних ее горизонтах, такие соединения, как хромиды железа (Fe_3Cr , Fe_2Cr), обнаруженные в гипербазитах [5], а также алюминиды хрома, железа и платиноидов, разнообразные карбиды, нитриды, бориды металлов и неметаллов, показанные в таблице. Большинство этих соединений синтезированы при экспериментах [10, 24, 32], но многие встречаются, как показано было выше, в метеоритах и, вероятно, в

Некоторые фосфиды, бориды и др. соединения и температуры (максимальные) их устойчивости

Соединение	T, °C	Соединение	T, °C	Соединение	T, °C	Соединение	T, °C	Соединение	T, °C	Соединение	T, °C
Бориды		Фосфиды		Карбиды		Алюминиды		Хромиды		Нитриды	
MgB ₂	1150	Fe ₃ P	1166	CaC ₂	450—2300	Cr ₂ Al	910			Mo ₂ N	900
MgB ₆	1150	Fe ₂ P	1365	CeC ₂	1090	CrAl ₄	1030			Mn ₄ N	1000
SmB ₄	1650	IrP	1425	NdC ₂	1150	Cr ₄ Al ₃	1170			Ti ₃ N	900
Ti ₂ B	1800	PtP ₂	1500	SmC ₂	1170	Fe ₃ Al	550	Fe ₃ Cr	—	TiN	2950
MoB ₂	1300	Ir ₂ P	1350	VbC ₅	1271	FeAl ₂	1158	FeCr ₂	—	NdN	1600
W ₂ B ₅	2370	IrP ₂	1350	ErC ₂	1325	Pd ₂ Al	1430	Pd ₂ Cr *	—	Th ₃ N ₄	1500
Fe ₂ B	1410	W ₃ P	900	La ₂ C ₃	1415	Pt ₄ Al	1300	Pt ₄ Cr *	—	Ba ₃ N ₂	100
Be ₂ B	1500	WP	1450	YC ₂	1320	Pt ₃ Al	1550	Pt ₃ Cr *	—	ScN	2650
LaB ₄	1850	CeP ₂	800	Fe ₃ C	1650	Pt ₂ Al ₃	1521	Pt ₂ Cr ₃ *	—	CeN	2575
Mn ₂ O	1580	Eu ₃ P ₂	1300	TbC ₂	1285	PtAl ₂	1406	PtCr ₂ *	—	UN	2800
FeB	1650	TiP	1580	BaC ₂	150—1770	Pt ₅ Al ₃	1435	Pt ₅ Cr ₃ *	—	CrN	1500
Ce ₃ B	1110	Au ₂ P ₃		HoC ₂	1305	FeAl	—	FeCr *	—	YN	1600

* Соединение предполагаемое.

мантии. Из таблицы видно, что соединения эти тугоплавки. Они более плотны [7, 24] по сравнению с окислами и, следовательно, устойчивы в глубинах мантии. По глубинности, исходя из металлогении магматических комплексов базитов и гипербазитов, формирующихся в процессе эволюции земной коры, они распределяются примерно в такой последовательности: алюминиды и хромиды— фосфиды — карбиды и нитриды.

Многие из указанных выше соединений, особенно карбиды и нитриды, как видно из диаграммы (рис. 2), термодинамически устойчивы до весьма высоких температур. Устойчивы также сульфиды кальция, церия, молибдена и некоторых платиноидов. Давление должно стабилизировать карбиды, фосфиды и нитриды, как более плотные образования, так что наличие их в глубинах мантии весьма вероятно. В составе глубинных зон мантии возможно присутствие и гидридов [14, 17], так как многие из них, особенно гидриды титана, циркония и редкоземельных элементов, термодинамически устойчивы (рис. 3) при относительно высоких температурах [1, 19, 20].

Наряду с камаситом и тэнитом в глубинах мантии, вероятно, распространены и другие интерметаллические соединения типа ауридов (LaAu, LaAu₂, LaAu₃ и др.), палладинидов и платинидов (TbPd₂, Ce₇Pt₃, LaPt₂ и др.), купридов (SmCu, CeCu₂ и др.), станнидов (Ce₃Sn, Yb₂Sn₂, HoSn₂, AuSn₂ и др.), цинкидов (CeZn, LaZn₂, YZn₃ и др.) большинства редкоземельных и других элементов, а также нитриды олова (Co₆₃Sn₂₁N₁₆ и др.), цинка (Zn₃N₂, LiZnN и др.), золота (Au₃N₂, MnAuN), фосфиды золота (Au₂P₃), серебра (AgP₂, AgP₃), меди (Cu₃P)

и других рудных металлов, полученные экспериментальным путем [9, 10, 24, 32].

Совокупность геологических, геофизических и экспериментальных данных позволяет сформулировать новую астеносферную модель магматизма и оруденения земной коры.

Смысл этой новой концепции, подчеркивающей главные особенности магматизма и оруденения земной коры, отображен на диаграмме T — P (рис. 4), на которой показаны температуры плавления названных выше соединений в зависимости от давления нагрузки. Фазовые

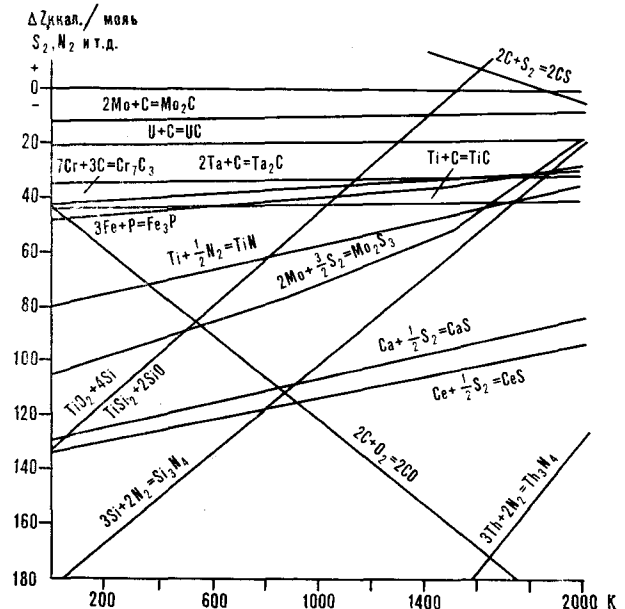


Рис. 2. Диаграмма зависимости свободной энергии образования некоторых сульфидов, карбидов, фосфидов, и нитридов от температуры.

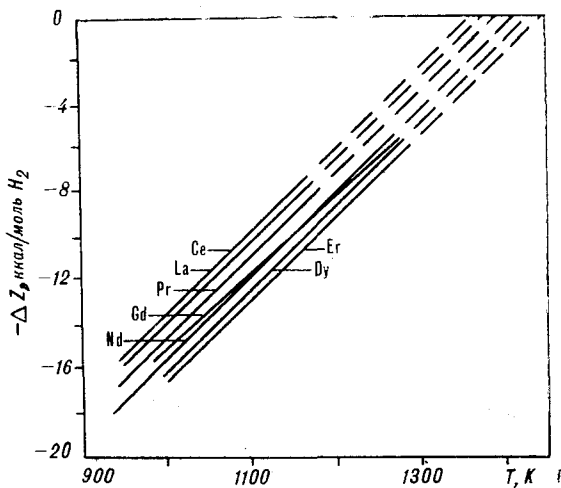


Рис. 3. Диаграмма зависимости свободной энергии образования гидридов ряда редкоземельных элементов от температуры [19].

линии соединений (алюминидов, фосфидов, карбидов, нитридов) построены по аналогии с кривыми плавления силикатов и оксидов [28] и данными по плавлению ряда карбидов при разных давлениях [10]. На диаграмму нанесены также кривые плавления некоторых элементов (Si, Ge) в зависимости от давления по данным [29], а также области условий $T - P$, отвечающие положению астеносферного слоя под океаном (область I) и под континентами (область II) по данным ряда исследователей [6, 11, 12, 18, 23, 27, 30].

Из диаграммы видно, что в условиях астеносферного слоя под океанами (область I) ранее силикатов (оливина и пироксенов) в расплав прежде всего будут переходить алюминиды железа, хрома и платиноидов. При декомпрессии мантии и повышении температуры в зонах рифтогенеза в расплав перейдут также и силикаты. Результатом этого в геосинклиналих, заложённых на океанической коре, будет формирование офиолитов с гипербазитами дунит-гарцбургитовой формации, содержащими хромитовые руды с платиноидами, образовавшимися за счет окисления или сульфидизации алюминидов хрома и платиноидов, а также процессов ликвации в ультраосновных расплавах.

По мере заглубления астеносферного слоя (область II) плавлению будут подвергаться не только алюминиды и хромиды, но и более тугоплавкие соединения типа фосфидов, карбидов и нитридов титана, железа, редких (Ta, Nb) и редкоземельных (La, Ce, Nd, Sm) элементов. Эти процессы проявляются под платформами, где разломы проникают на большую глубину и приводят к формированию в земной коре кимберлитов с алмазами и щелочно-ультраосновных комплексов пород, с которыми связаны

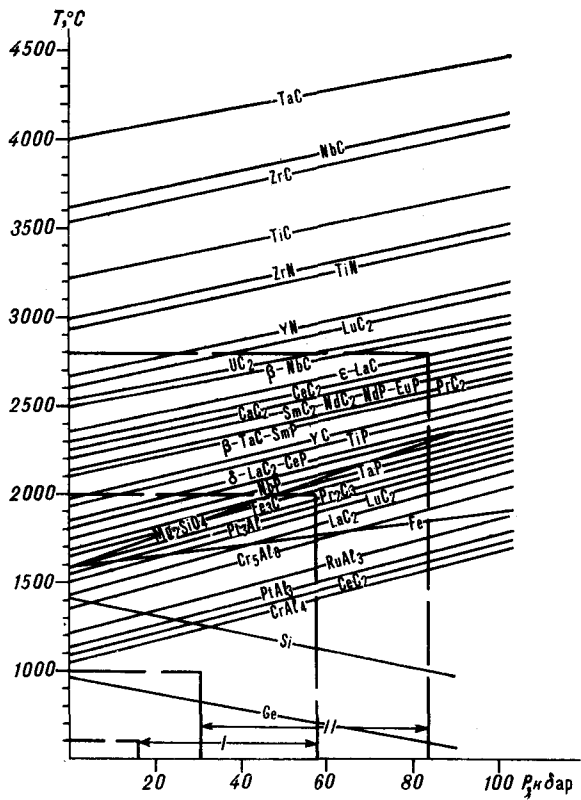


Рис. 4. Диаграмма зависимости температуры плавления алюминидов, фосфидов, карбидов и нитридов, а также некоторых элементов (Si, Ge) от давления. I, II — области $T - P$ в астеносферном слое под Тихим океаном (I) и под Канадским щитом (II).

наиболее сложные по составу апатитовые руды и карбонатиты с редкометалльными и редкоземельными рудами.

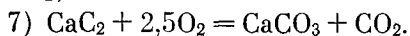
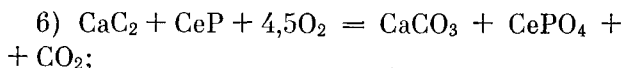
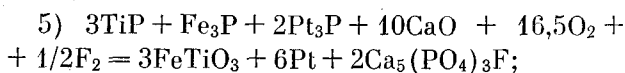
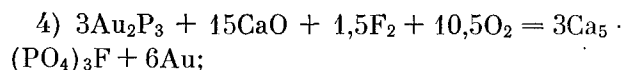
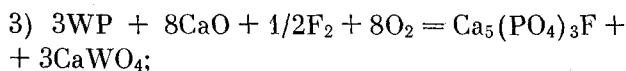
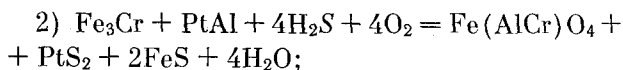
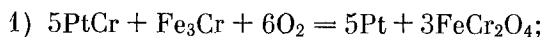
Причины заглубления астеносферного слоя с ходом геологического времени неясны. В основе этого явления лежит, видимо, свойство ряда элементов (C, Si, Ge, Ba) — плавиться при все более низкой температуре с возрастанием давления, в отличие от соединений элементов [28, 29]. Из них особого внимания заслуживает кремний, как один из весьма распространенных элементов в мантии. Присутствие его в самородном виде в мантии возможно по ряду реакций, из которых две приводятся ниже:

- 1) $TiO_2 + 4Si = TiSi_2 + 2SiO$,
- 2) $3Si + 2N_2 = Si_3N_4$.

Первая реакция при температуре выше 1500 К, а вторая — около 2200 К будут сдвинуты влево, по данным ряда исследователей [24]. Кремний, как элемент, начиная с 1400 °С, будет находиться в мантии в расплавленном состоянии при всех достижимых в ней давлениях.

Итак, главные особенности магматизма и оруденения земной коры состоят в том, что по ме-

ре ее эволюции от океанической до континентальной происходит заглубление астеносферного слоя Земли с частично расплавленным веществом, приводящее к плавлению в мантии все более глубоких соединений ряда: алюминиды и хромиды (железа, платиноидов и др.) — фосфиды железа, титана, платиноидов — карбиды редких (Ta, Nb) и редкоземельных (Ce, Y, Nd и др.) элементов — нитриды и карбонитриды. В условиях земной коры расплавы, рожденные на разных глубинах мантии и содержащие указанные выше соединения, подвергаются процессам ликвации, кристаллизационной дифференциации, окислению или сульфидизации с образованием новых рудных соединений, например следующих:



В свете новой астеносферной модели, предложенной выше, большинство главных рудных элементов (Pt, Au, Sn, Zn, Cu, Pb и др.) носят в мантии сквозной характер, и месторождения их возможны как на щитах и платформах, так и в обрамляющих их складчатых регионах, однако встречаться они будут в разных сочетаниях с другими элементами (TR, Rb, P, Sr, В и т. п.), формируя генеральную зональность. Существование этой зональности состоит в том, что щитам и платформам свойственны более сложные по составу месторождения полезных ископаемых

(карбонатиты и другие месторождения с редкими и редкоземельными рудами), возникающие из более глубоких расплавов мантии. Для складчатых регионов, обрамляющих кристаллические массивы и заложённых на мощной континентальной коре (Сихотэ-Алинь и др.), характерны месторождения (Sn, W и др.) сложного состава с повышенными концентрациями апатита, строцины и редкоземельных элементов и редких щелочей (Li, Rb). Встречаются и карбонатиты. По мере уменьшения мощности земной коры в регионах будут встречаться все более простые по составу месторождения рудных элементов (Zn, Pb, Au, Cu, Ag и др.).

Особого внимания заслуживают также окраинно-континентальные вулканические пояса, наложенные на докембрийские регионы и складчатые регионы с мощной корой, ибо дислокации при их формировании уходят на большую глубину (до 700 км) и могут черпать рудные компоненты из весьма глубоких зон мантии, создавая сложные по набору руд и элементов месторождения полезных ископаемых (Охотско-Чукотский пояс).

Наличие в складчатых регионах и вулканических поясах восточной окраины Азиатского континента эндогенных месторождений, несущих в себе «родимые пятна» металлогении щитов и платформ, а также отмеченные выше корреляции особенностей астеносферного слоя и земной коры не оставляют места для субдукции и «переваривания» литосферных плит.

Новая астеносферная модель магматизма и оруденения земной коры не только удовлетворительно объясняет главные особенности и перспективы ее эндогенной металлогении, но и позволяет строить прогнозы на стадиях поисков и разведки, исходя из анализа конкретных парагенезисов минералов, пород и руд в зонах оруденения. Она объясняет также приуроченность платиноидов к рудным (хромитовые, медно-никелевые и титаномагнетитовые руды) образованиям, а не к силикатным породам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бек Р. Л., Мюллер В. М. Гидриды циркония и гафния // Гидриды металлов.— М.: Атомиздат, 1973.— С. 196—273.
2. Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков.— М.: Недра, 1978.
3. Вдовыкин Г. П. Алмазы в метеоритах.— М.: Наука, 1970.
4. Грин Д. Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана.— М.: Мир, 1973.— С. 242—258.
5. Дистлер В. В., Крачко В. В., Лапутина И. П. Эволюция парагенезисов платиновых металлов в альпийских гипербазитах // Геология руд. месторождений.— 1986.— № 5.— С. 16—33.
6. Дорман Д. Данные о поверхностных волнах и верхней мантии // Земная кора и верхняя мантия.— М.: Мир, 1972.— С. 215—221.
7. Зимин С. С., Залищак Б. Л. Новая модель формирования карбонатитов и связанных с ними руд // Докл. АН СССР.— 1986.— Т. 289, № 3.— С. 700—702.
8. Зимин С. С. Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия.— М.: Наука, 1973.
9. Карапетьянц М. Х. Введение в теорию химических процессов.— М.: Высш. шк., 1981.
10. Кост М. Е., Шилов А. Л., Михеева А. И. и др. Соединения редкоземельных элементов. Гибриды, бориды, карбиды, фосфиды, пниктиды, халькогениды, псевдогалогениды.— М.: Наука, 1983.

11. *Косыгин В. Ю., Исаев В. И.* Многовариантный анализ плотностной структуры земной коры и верхней мантии вдоль геотрассера Японии — возвышенность Шатского — Императорские горы — Гавайи // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 1.— С. 3—24.
12. *Косыгин Ю. А.* Тектоника.— М.: Недра, 1988.
13. *Красный М. Л., Косыгин В. Ю., Исаев В. И.* Оптимальная плотностная модель тектоносферы вдоль геотрассера о. Сахалин — о. Итуруп — Тихий океан // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 6.— С. 36—48.
14. *Ларин В. П.* Гипотеза изначально гидридной Земли.— М.: Недра, 1980.
15. *Ляпшев А. М., Сычев П. М., Семенов В. Ю.* Структура электропроводности верхней мантии Курильской котловины Охотского моря // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 4.— С. 45—50.
16. *Магницкий В. А.* Внутреннее строение и физика Земли.— М.: Недра, 1965.
17. *Маракушев А. А., Перчук Л. Л.* Термодинамическая модель флюидного режима Земли // Очерки физико-химической петрологии. Вып. 4.— М.: Наука, 1974.— С. 102—131.
18. *Мегакомплексы и глубинная структура земной коры нефтегазоносных провинций Сибирской платформы.*— М.: Недра, 1987.
19. *Мюллер В. М.* Гидриды редкоземельных элементов // Гидриды металлов.— М.: Атомиздат, 1973.— С. 339—383.
20. *Мюллер В. М.* Гидриды титана // Там же.— С. 278—303.
21. *Орлов Ю. Л.* Минералогия алмаза.— М.: Наука, 1984.
22. *Рингвуд А. Е.* Состав и петрология мантии Земли.— М.: Недра, 1981.
23. *Родников А. Г.* Соотношение астеносферы и структур земной коры окраин Тихого океана // Тихоокеан. геология.— 1986.— № 4.— С. 15—22.
24. *Самсонов Г. В., Виницкий И. М.* Тугоплавкие соединения.— М.: Металлургия, 1976.
25. *Семененко Н. П.* Геохимия сфер Земли.— Киев: Наук. думка, 1987.
26. *Семенов Е. И., Юшко-Захарова О. Е., Максимюк И. Е. и др.* Минералогические таблицы.— М.: Недра, 1981.
27. *Сычев П. М.* Аномальные зоны в верхней мантии, механизм их образования и роль в развитии структур земной коры // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 6.— С. 25—35.
28. *Тонков Е. Ю.* Фазовые диаграммы соединений при высоких давлениях.— М.: Наука, 1983.
29. *Тонков Е. Ю.* Фазовые диаграммы элементов при высоких давлениях.— М.: Наука, 1979.
30. *Туезов И. К.* Астеносфера Охотского моря и его обрамления // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 5.— С. 25—31.
31. *Федотов С. А.* О входных температурах магм, образовании, размерах и эволюции магматических очагов вулканов // Вулканология и сейсмология.— 1980.— № 4.— С. 3—29.
32. *Физика и химия редкоземельных элементов: Справочник.*— М.: Металлургия, 1982.
33. *Щеглов А. Д., Говоров И. Н.* Нелинейная металлогения и глубины Земли.— М.: Наука, 1985.
34. *Anderson D. L.* A global geochemical model for the evolution of the mantle // Evolution of the Earth Wash.— 1981.— V. 5, (Geodyn Ser).— P. 6—18.
35. *Shankland T. J., Waff H. S.* Partial melting and electric conductivity anomalies in upper Mantle // J. Geophys. Res.— 1977.— V. 82, N. 33.

ДВГИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
10 мая 1988 г.

ДИСКУССИЯ

С. С. Зимин развивает идею о связи между продуктами магматизма и вулканизма и «заглублением» астеносферы в ходе эволюции земной коры и мантии. При этом используются данные о вариациях мощностей и глубин залегания астеносферы в разных геологических условиях в настоящее время и об устойчивости некоторых гидридов, фосфидов, карбидов, нитридов, алюминидов и пр. в зависимости от температуры. Постулируется без доказательств, что: 1) астеносфера используется на «строительство» земной коры; 2) эволюция литосферы идет в направлении «заглубления» астеносферного слоя, причем более глубокое залегание астеносферы рассматривается как результат выплавления из мантии части вещества; 3) мантия имеет такое строение и состав, которые при «заглублении» зоны плавления обеспечивают эволюцию продуктов вулканизма и магматизма; 4) в мантийных расплавах участвуют продукты разложения гидридов, фосфидов, карбидов и пр. экзотических соединений.

«Новая астеносферная модель магматизма и орудения земной коры» основывается на этих постулатах, а не на фактах; поэтому рассуждения автора имеют спекулятивный характер. По моему мнению, бездоказательна, а следовательно, весьма спорна предполагаемая корреляция между продуктами магматизма и эволюцией астеносферы. Имеющиеся в статье примеры эндогенной деятельности на разных стадиях развития земной коры в Приморье большей частью не относятся к предмету обсуждения или с успехом могут быть объяснены вне рамок «астеносферной модели» С. С. Зимина.

Спорными выглядят также утверждения относительно присутствия в мантии легкоплавких гидридов, фосфидов, карбидов, нитридов, алюминидов и т. п. Имеющиеся теоретические и экспериментальные данные свидетельствуют о том, что с ростом давления и температуры весьма расширяются возможности изоморфизма в силикатах и оксидах. Это сужает устойчивость вышеупомянутых соединений в мантии.

Для того чтобы плавление гидридов, фосфидов, карбидов, нитридов, алюминидов и проч. сказывалось на составе выплавки, количество этих соединений в мантии должно быть существенным. Количественные оценки на этот счет отсутствуют. В метеоритах такие соединения присутствуют тоже не как породообразующие минералы, а как экзотические.

В модели практически не обсуждается роль потенциала кислорода. Известно, что мантийные минеральные парагенезисы устойчивы при активности O_2 , отвечающей магнетит-вюститовому буферу. В статье не исследуется вопрос об устойчивости гидридов, фосфидов, карбидов, нитридов, алюминидов, хромидов и т. п. при этих условиях, лишь перечисляются некоторые реакции окисления, вряд ли осуществимые при дефиците кислорода.

В заключение отмечу, что высокая плотность веществ отнюдь не свидетельствует об их обязательном присутствии и устойчивости в породах мантии.

Вышеизложенное позволяет утверждать, что С. С. Зимин не смог построить корректную модель, основанную на фактах. На мой взгляд, объективные предпосылки для разработки такой модели в настоящее время отсутствуют.

УДК 551.7

Ю. С. Салин

КОРРЕЛИРУЕМОСТЬ РАЗРЕЗОВ

Осуществимость стратиграфической корреляции по имеющимся исходным данным оценивается числовыми показателями. О наличии достаточного количества признаков, общих для сопоставляемых разрезов, свидетельствует плотность их массива. Коэффициент упорядоченности массива исходных данных позволяет составить представление о пригодности имеющихся при-

знаков для построения стратифицирующих последовательностей, и, наконец, коэффициент устойчивости отложений дает возможность установить потенциальную полезность этих последовательностей для прослеживания слоев и стратиграфических подразделений по изучаемой территории.

Огромное количество разрезов либо совсем не поддаются корреляции, либо сопоставляются друг с другом субъективно, по-разному разными исследователями. Возникает задача объективной оценки коррелируемости разрезов. Для ее решения необходимо учесть как цели корреляции, так и характеристики имеющегося материала.

В общем виде целью в нашем случае является построение полнозаданного геологического пространства по фрагментарным наблюдаемым данным. К. Ф. Циттель формулировал это как «распознавание в изолированных клочках одного непрерывного слоя», объединение «разбросанных элементов в стройный последовательный ряд» [7, с. 37]. В качестве главного основания подобного объединения и сам К. Ф. Циттель, и большинство других исследователей, занимавшихся общегеологическими проблемами, называют закон Смита, позволяющий отнести к единому стратиграфическому подразделению «разбросанные элементы», содержащие одинаковые окаменелости. Для «немых» толщ аналогичную роль играет предположение Вернера [6], согласно которому параллелизуются отложения с одинаковым литологическим составом. Для увязки «разбросанных элементов» используются и другие коррелятивы — геофизические, геохимические, минералогические. Обобщая, можно утверждать, что сопоставление производится по сходству сравниваемых объектов, по общим их признакам. Более того, разрозненные геологические тела, не имеющие между собой ничего общего, не могут быть объединены друг с другом.

Это утверждение зачастую опровергается. Сторонники экостратиграфического, палеогидрологического, этапостратиграфического направлений настаивают на том, что параллелизо-

ваться могут отложения, не имеющие никаких общих признаков, забывая, однако, оговорить при этом, что имеются в виду только наблюдаемые признаки. В самом деле, для корреляции используются комплексы окаменелостей, не содержащие общих таксонов, при этом отождествление проводится по сходству экологического облика, по принадлежности к одному и тому же классу некоторой экологической классификации. Различие литологических, минералогических, геохимических характеристик не противоречит отнесению анализируемых объектов к одной и той же палеогидрологической категории; толщи, различающиеся и по систематическому составу, и по экологическому облику комплексов органических остатков, и по характеру вмещающих пород, могут отождествляться друг с другом по одинаково резким изменениям в развитии органического и неорганического мира. Короче говоря, во всех случаях сопоставление проводится все-таки по сходству, только не наблюдаемых, а производных, выводимых из наблюдений признаков и характеристик, поэтому остается в силе принцип: нет сходства — нет корреляции.

На правобережье р. Хатырка (Чукотка) третичные отложения описаны по материалам естественных обнажений и охарактеризованы преимущественно макрофауной. Низменное левобережье разбурено, здесь в третичных комплексах проведены минералогические, геохимические исследования, собраны богатые коллекции микрофауны, в скважинах измерены многочисленные физические параметры. Не слишком преувеличивая, можно сказать, что в одной части впадины есть все, кроме макрофауны, в другой — нет ничего, кроме макрофауны. Палеоэкологические же, палеогидрологические реконструкции, сравнения по постепенности или

резкости развития органического и неорганического мира здесь не производились, поэтому толщи восточной и западной частей Хатырского прогиба остаются несопоставимыми.

Конечно, приведенный пример нехарактерен, подобные аномалии в геологии крайне редки. Тем не менее ситуация, когда несходство признаков все же имеет место, хотя и выражено не столь ярко, в практике стратиграфической корреляции обычны. Надо ввести какую-то количественную меру этого сходства.

В рамках конструктивной стратиграфии [4] после установления стратиграфических отношений между признаками, используемыми при корреляции, безразлично, наблюдаемыми или выводимыми, строится квадратная матрица. Если признак A выше B , то на пересечении строки A и столбца B ставится единица, если A ниже B — двойка, если некоторые точки, обладающие признаком A , выше точек, обладающих признаком B , а некоторые — ниже них, или если хотя бы одна точка обладает как признаком A , так и признаком B , отношение между этими признаками называется отношением нестратифицирования и обозначается тройкой. Если, наконец, нет ни одного описанного разреза, в котором отмечено и присутствие A , и присутствие B , то признаки A и B квалифицируются как не имеющие стратиграфических отношений, на пересечении строки A и столбца B ставится ноль.

Частное от деления количества ненулевых элементов матрицы (единиц, двоек и троек) на общее количество всех ее элементов названо плотностью массива. Такие легко и несомненно коррелируемые наборы разрезов, как множество опорных разрезов третичных отложений отдельных районов Сахалина и Камчатки, имеют плотность 0,67. По материалам пятнадцати разрезов третичных отложений окрестностей Усть-Камчатска, однозначно сопоставляемых друг с другом как алгоритмическими, так и традиционными методами, строится матрица с плотностью 0,91. Но самого высокого, близкого к единице, значения плотности недостаточно.

Точно так же закон Смита и положение Вернера можно рассматривать как формулировку необходимых, но недостаточных условий корреляции. Очевидно, что не любое сходство можно использовать для сопоставления разрезов. Если, например, плотность массива данных равна единице, но все элементы матрицы представлены лишь тройками, то по таким данным не может быть построено ни одной стратифицирующей последовательности признаков. Стратиграф может отождествлять слои разных разрезов по сходству лишь таких признаков, по которым эти слои отличаются от выше- и нижележащих. Для корреляции требуется, чтобы на множестве коррелируемых разрезов строи-

лись стратифицирующие последовательности признаков.

Введем еще один показатель — упорядоченность массива. Она определяется как частное от деления количества отношений «выше — ниже» на общее количество ненулевых элементов матрицы. Высокая упорядоченность массива исходных данных свидетельствует о хорошей коррелируемости разрезов. Например для упомянутого массива эталонных третичных разрезов Сахалина и Камчатки этот показатель равен 0,82. В то же время для пары разрезов по скважинам ОК1—ОК3 (Океанская разведочная площадь Хатырского прогиба), которые так и не удалось скоррелировать, упорядоченность составила 0,014. Еще ниже оказалась упорядоченность у массива скважин МП9—МП10 (Майнопылгинская площадь Хатырского прогиба) — 0,00002. И эти разрезы не удалось скоррелировать.

Однако высоких значений плотности и упорядоченности массива данных еще недостаточно для вывода о коррелируемости разрезов. Проведем мысленный эксперимент. Представим себе два разреза. В каждом из них описана одинаковая последовательность признаков A , B , C , ... , причем каждый признак встречен в единственном слое как в первом разрезе, так и во втором. Других признаков, нарушающих этот порядок или распространенных в каждом разрезе более чем в одном слое, нет. Упорядоченность такого массива данных будет равна единице.

Перетасуем теперь, как колоду карт, последовательность признаков по отдельности в первом и во втором разрезе. Что произойдет с упорядоченностью? Представляется несомненным, что она понизится, более того, интуитивно кажется, что ее значение после перетасовки должно составить 0,5. Проверка подтверждает это предположение.

Мы экспериментировали с имеющимися в нашем распоряжении разрезами третичных отложений Камчатки, Чукотки, Сахалина и Амуро-Зейской депрессии. Сначала распечатки конкретных описанных разрезов по отдельности разрезали ножницами на маленькие прямоугольнички с номерами признаков, тщательно перемешивали их и, вынимая номера наугад, составляли из них новое описание того же разреза, которое называли случайным. В дальнейшем была разработана автоматическая процедура случайного перераспределения.

Итак, упорядоченность массива признаков нашей пары разрезов после случайного перераспределения стала равной 0,5. Много это или мало? Представим себе, что в исходных, перетасованных разрезах вышеупомянутой пары есть, кроме A , B , C , ... , признаки, распространенные снизу доверху. Их добавление может

попизить рассматриваемый коэффициент не только до 0,5, но и до значительно меньшей величины. В то же время их присутствие никак не отразится на стратиграфическом сопоставлении, в их присутствии слои будут идентифицированы друг с другом так же, как и в их отсутствие. Например, для пятнадцати третичных разрезов Усть-Камчатска упорядоченность массива описаний составляет 0,44.

Корреляция неосуществима, если в описаниях отдельных разрезов не будет узколокализованных признаков. Однако на поведение этих признаков надо наложить дополнительные жесткие ограничения.

Вернемся снова к постановке задачи стратиграфической корреляции. Полнозаданное геологическое пространство, которое предстоит построить в результате стратиграфической корреляции, должно отвечать требованиям модели Вернера, согласно которой «...по всему пространству земного шара те же непрерывные слои лежат один на другом в правильном порядке, наподобие лепестков луковицы» [6, с. 292]. Одной из главных геометрических характеристик модели является, как видим, правильный, одинаковый на всем протяжении, устойчивый порядок «луковичных лепестков». Понятно, что полезными для построения системы стратифицированных геологических тел могут быть лишь признаки, имеющие устойчивые отношения друг с другом: если в одном разрезе *A* выше *B*, то и во всех разрезах, где присутствуют и *A*, и *B*, *A* должно оставаться выше *B*. Назовем такие отношения пересечениями *A* и *B*. Неустойчивы противоположные отношения: в некоторых разрезах *A* выше *B*, в других, наоборот, *B* выше *A*. При этом безразлично, в скольких разрезах фиксировано прямое и в скольких — обратное ему отношение, не имеет значения также, наблюдаены ли в прочих разрезах отношения нестратифицированных или *A* и *B* в них не имеют стратиграфических отношений. Будем называть эти отношения пересечениями.

Если отношение между *A* и *B* наблюдается в единственном разрезе, вычисление коэффициента устойчивости для него не имеет смысла; это отношение не может быть ни пересечением ни пересечением. Не будем относить ни к пересечениям, ни к пересечениям также сочетания единиц по некоторым разрезам с тройками по другим конкретным разрезам, равно как и сочетания двоек по одним разрезам с тройками по другим; то же для сочетаний троек с тройками.

Введем еще один показатель коррелируемости данного информационного массива признаков описаний разрезов. Назовем его коэффициентом устойчивости отношений. Определим его как частное от деления количества пересече-

ний по всему массиву данных на сумму количеств пересечений и непересечений.

Если с ранее упомянутыми показателями — коэффициентами плотности и упорядоченности — не связано больших проблем, то нельзя сказать этого о коэффициенте устойчивости отношений. Отношения пересечения настолько непривычны для стратиграфов, что однажды, формулируя в своем докладе определение этого понятия, я вдруг услышал категорическую реплику из зала, исходящую от опытейшего специалиста: «Таких отношений в стратиграфии не бывает!»

Проанализируем возможные истоки подобного убеждения. В самом деле, между признаками, возрастные диапазоны которых не имеют взаимного перекрытия, возможны лишь отношения «выше — ниже», причем они не могут меняться от разреза к разрезу. По-видимому, уже при полевом описании разрезов биостратиграфы производят жесткий отбор таких признаков, на которых в конечном итоге может базироваться возрастной порядок. По этим соображениям дисквалифицируются практически все литологические, геохимические, микробиологические признаки, среди палеонтологических в списках оставляются только видовые или даже более узкие категории. И среди последних по каким-то необсуждаемым, неформулируемым основаниям многие признаются «неправильными» дезориентирующими. В результате в этом тщательно отфильтрованном «описании» действительно трудно найти отношения пересечения.

Однако и биостратиграфы классического направления не могут отрицать существования взаимного перекрытия возрастных диапазонов различных признаков — всевозможных «конкурентно-ранговых», «совместно-предельных зон», «зон сосуществования» и т. п. [3]. Если же не ограничиваться только самыми узкими таксонами, а учитывать в комплексе палеонтологического материала категории рода, семейства, отряда, класса, то многочисленность взаимоперекрытий резко возрастет. Допустив же многочисленность возрастных взаимоперекрытий в биостратиграфии, мы теряем всякие основания для дисквалификации непалеонтологических данных.

Конкретные стратиграфические отношения некоторых признаков в интервале взаимоналожения их возрастных диапазонов определяются прихотливой игрой фациальных условий или — при их постоянстве — случайностью обнаружения — необнаружения конкретного признака в данном слое разреза, например раковинки фораминифер вида *A*, минерала *B* в микробиологической пробе, и т. д.

Чтобы изучить «в чистом виде» взаимоотношения признаков в области перекрытия их воз-

растных диапазонов, представим себе, что все признаки, отмеченные при описании некоторого множества разрезов, имеют более широкие возрастные диапазоны, чем вскрытая разрезами мощность слоистой толщи. Поэтому все разрезы снизу доверху входят в общую для всех признаков «зону сосуществования».

Если о распространении признака мы можем судить по данным разрозненных проб, то в первом разрезе *A* может по воле случая обнаружиться в верхних слоях, во втором — в нижних, признак *B* — наоборот, и т. д. Во всяком случае, при достаточном богатстве описания много будет в разрезе таких «косых» признаков, имеющих секущее положение относительно любых возможных линий корреляции.

Косые признаки могут резко деформировать корреляцию. Возможно образование «ложной» упорядоченности, при которой стратифицирующие последовательности наращиваются не вверх, а «вбок». неизбежно появление циклов — таких структур, где *A* выше *B*, *B* выше *C*, а *C* ниже *A*, причем циклы могут быть не только трехчленными, а и состояться из большего числа признаков (см. [1, 5]). Масштабы развития всех трех явлений могут служить мерой пригодности массива данных для корреляции.

Циклы и ложные стратифицирующие последовательности наносят корреляции огромный вред. Трехчленный цикл, например *ABCA...*, порождает три стратифицирующих последовательности: *ABC*, *BCA*, *CAB*. Каждая из них, как и любая «ложная» стратифицирующая последовательность, может быть избрана в качестве основы для сопоставления разрезов. Явления пересечения, напротив, сами по себе не могут исказить результат. Если *A* в одном разрезе выше *B*, а в другом ниже, эти признаки, по определению, являются нестратифицирующими относительно друг друга, и оба в одну стратифицирующую последовательность войти не могут.

Признаки, формирующие ложные стратифицирующие последовательности, и циклообразующие признаки очень трудно выявить и исключить из исходного массива признаков. Практически лишь после окончательного решения задачи стратиграфической корреляции можно установить их секущее положение относительно корреляционных линий и на этом основании квалифицировать как помехи. Однако они должны быть отбракованы до корреляции, в противном случае не может быть никакой уверенности в том, что результат отражает что-то иное, кроме игры помех.

Если же учесть, что причиной образования циклов и «ложных» стратифицирующих последовательностей являются косые признаки, то предотвратить искажения корреляции можно.

Косые признаки должны выявляться по аномально большому количеству пересечений сравнительно с непересечениями: мало того, что они пересекаются с признаками, на которых основывается корреляция, еще и в множестве себе подобных они не могут сформировать никакой закономерной системы непересечений; пересечения в хаосе случайных комбинаций признаков по меньшей мере столь же обычны, как и непересечения.

Соотношение пересечений и непересечений во всем массиве исходных данных позволит установить, насколько значительную роль играют косые признаки в стратиграфическом описании.

Теоретически коэффициент устойчивости отношений может изменяться от 0 до 1. Практически у наилучших из обработанных нами массивов он достигал величины 0,908 (третичные разрезы окрестностей Усть-Камчатска) и 0,923 (эталонные третичные разрезы различных районов Сахалина и Камчатки). Нулевые значения коэффициента устойчивости возможны в том случае, когда, например, все отношения «выше», имеющиеся в первом разрезе, станут отношениями «ниже» во втором разрезе и наоборот. Вряд ли подобную жесткую закономерность можно воспринимать как неустойчивость, скорее это предельно устойчивое обращение порядка. Нулевое значение коэффициента выглядит малоподходящим в качестве точки отсчета для оценки коррелируемости реальных массивов исходных данных. Скорее, «уровнем моря» может служить коэффициент устойчивости отношений для массивов, в которых порядок заменяется беспорядком, хаосом, набором случайных комбинаций между отношениями «выше — ниже».

О конструировании такого «эталона хаоса» уже говорилось. Был сделан вывод, что для двух перераспределенных случайным образом разрезов коэффициент устойчивости отношений должен равняться 0,5. Возникает предположение, что мерой коррелируемости данного набора разрезов может служить превышение этим коэффициентом значения 0,5. Однако, хотя в некоторых частных случаях такое предположение оправдывается, принять этот критерий в качестве общепотребительного нельзя.

В числителе коэффициента устойчивости отношений массива стоит количество только двух видов комбинаций, которые можно образовать из единицы и двоек по разным *n* разрезам: $\underbrace{111 \dots}_{n \text{ штук}}$ или $\underbrace{222 \dots}_{n \text{ штук}}$. В знаменателе учитываются всевозможные комбинации: кроме непересечений $\underbrace{111 \dots}_{n \text{ штук}}$ и $\underbrace{222 \dots}_{n \text{ штук}}$ это всевозможные пересечения $\underbrace{112 \dots}_{n \text{ штук}}$, $\underbrace{221 \dots}_{n \text{ штук}}$, $\underbrace{212 \dots}_{n \text{ штук}}$ и т. д.

Число возможных *n*-членных комбинаций из *r*

различных чисел, таких, чтобы любая комбинация отличалась от любой другой либо набором чисел (как $\frac{111 \dots}{n \text{ штук}}$ отличается от $\frac{222 \dots}{n \text{ штук}}$), либо порядком в их расположении (как $\frac{112 \dots}{n \text{ штук}}$ отличается от $\frac{121 \dots}{n \text{ штук}}$), определяется как число размещений $\bar{A}_n^r = n^r$.

У нас $r = 2$, имеется всего два разных числа — это 1 (отношение «выше») и 2 (отношение «ниже»). Число n равно количеству разрезов, по каждому из которых в отдельности учитывается, является ли отношение между признаками A и B отношением «выше» (1) или отношением «ниже» (2). Если вероятность каждого отдельного размещения равна вероятности любого другого размещения, то коэффициент устойчивости $K_{уст} = 2/\bar{A}^r = 2/2^r = (1/2)^{r-1}$. Для двух случайных разрезов, в которых ни одно размещение нельзя предпочесть другому, $K_{уст} = 0,5$, для трех разрезов 0,25, и т. д.

Нами проводилась эмпирическая проверка: после случайного перераспределения описаний реальных разрезов проводился подсчет отношений пересечения и непересечения. Для признаков, имеющих отношения пересечения или непересечения в двух разрезах, коэффициент устойчивости отношений получился равным 0,517, для трех разрезов 0,243; для другого массива 0,517 (два разреза), 0,248 (три разреза), 0,153 (четыре разреза); еще один массив: 0,535; 0,288; 0,219; 0,053.

Понятно, что в этой связи одинаковое абсолютное значение коэффициента устойчивости отношений должно восприниматься по-разному: значение его 0,5 для двух разрезов будет означать равенство «уровню хаоса», для трех разрезов — вдвое большую устойчивость по сравнению со случайным массивом.

Представим теперь, что у нас есть набор из шести разрезов, подлежащих корреляции. Не все признаки из числа отмеченных в стратиграфических описаниях имеют одинаковое географическое распространение: некоторые фиксированы лишь в каком-то одном из разрезов, другие — в двух и т. д. Для пары признаков, каждый из которых отмечен в трех разрезах, общим может оказаться лишь один из них, или два, или все три, возможно, наконец, что один признак присутствует в первом, втором и третьем разрезах, а другой — в четвертом, пятом и шестом. Наконец, из двух пар признаков, имеющих стратиграфические отношения в трех разрезах, для первой пары эти отношения будут отношениями пересечения или непересечения, для второй — комбинацией единиц по одному из разрезов с тройками по другим разрезам, т. е. они могут не быть ни отношениями пересечения, ни отношениями непересечения. Для установления «уровня хаоса» необходимо учесть,

сколько признаков имеют отношения пересечения или непересечения в двух разрезах, в трех, четырех, пяти и шести.

Еще более трудно интерпретируемым оказывается абсолютное значение коэффициента устойчивости отношений из-за неравномерности опробования разрезов.

Предположим, что в двух коррелируемых разрезах пробы па минералогический анализ отобраны в верхних слоях, в средних слоях проведено геохимическое опробование и в нижних слоях взяты представительные микрофаунистические пробы.

Какими бы хаотическими и пезакономерными ни были стратиграфические отношения минералогических признаков друг с другом, взаимные отношения различных таксонов микрофауны, а также отношения между любыми признаками, которые можно выделить по геохимическим материалам, коэффициент устойчивости отношений для этого массива будет резко завышенным по сравнению с другим массивом, во всем прочем идентичным первому, но имеющим иную систему опробования: минералогические пробы отбирались здесь в верхней части одного разреза и нижней — другого, микрофаунистические — наоборот, а геохимические, как и в первом случае, были локализованы в средних слоях обоих разрезов. В первом примере между признаками разных групп (минералогия, геохимия, микрофауна) не может быть ни одного пересечения, во втором — ни одного непересечения.

Конечно, примеры подобраны крайние, на самом деле так не бывает, но все же неоспоримо, что реальная неравномерность опробования способна существенно исказить оценку коррелируемости разрезов при помощи коэффициента устойчивости отношений.

Однако не только оценка коррелируемости, но и сама корреляция может деформироваться вследствие этой неравномерности. Для первой из описанных выше ситуаций, с непересекающимися интервалами опробования на разные виды анализов, методы корреляции должны беспристрастно зафиксировать, что снизу вверх отложения с микрофауной сменяются сначала толщами с геохимическими характеристиками и затем накоплениями, содержащими некоторые минеральные компоненты. Результирующие схемы и отобразят выявленную «эволюцию». Вряд ли стоит оговариваться, что линии корреляции не будут отображать в данном случае ничего, кроме границ интервалов опробования.

Чтобы исключить в будущем деформации стратиграфических сопоставлений, обусловленные неравномерностью опробования, необходимо сначала устранить ее искажающее влияние на оценку коррелируемости.

Будем строить для каждого разреза свой «этalon хаоса», производить случайное перераспределение, сохраняя всю структуру имеющегося описания, кроме вертикального порядка отдельных находок признаков. Если система минералогического опробования отличалась от системы отбора проб на микрофауну, будем и перераспределять эти признаки по отдельности. Другими отдельно перераспределяемыми группами будут данные по литологии, плотности, каротажу, макрофауне, геохимии, палинологии, диатомовым. Если, например, пробы на микрофауну отбирались в интервале с 5 по 97 слой данного разреза, допустимые случайные числа ограничим интервалом от 5 до 97. Если в этом интервале опробовались не все слои, а лишь двадцать из них: 5, 8, 19, ..., 97, то и случайные числа будем выбирать только из этого фиксированного множества. Если в реальном разрезе в слое № 19 было отмечено наличие пяти видов фораминифер, потребуем, чтобы и после случайного перераспределения в 19-й слой попали пять видов фораминифер.

Само перераспределение производим так: вводя в ЭВМ реальное описание разреза, устанавливаем, что микрофаунистический признак 69, например, отмечен в четырех слоях: 73, 79, 83 и 86. Обращаясь к датчику случайных чисел, находим среди них четыре таких, которые не повторяются и принадлежат к фиксированному множеству 5, 8, 19, ..., 97. Допустим, этими числами оказались 8, 27, 54, 92. Заносим признак 69 в слои 8, 27, 54, 92, при этом следим, чтобы количество микрофаунистических признаков в каждом из них не превышало их количества, отмеченного здесь в реальном описании. Если, например, в слое 27 реального разреза было отмечено наличие пяти микрофаунистических признаков, а наш перераспределяемый 69 оказался бы в списке слоя 27 случайного разреза шестым, отказываемся от занесения 69 в список признаков 27 слоя, снова обращаемся к датчику случайных чисел, пока не отыскивается номер такого слоя, в котором осталось место для перераспределяемого в данный момент микрофаунистического признака.

Поступив таким же образом с признаками других групп некоторого разреза, получаем его

случайное перераспределение.

Оценку коррелируемости множества разрезов будем производить, сравнивая коэффициент устойчивости отношений, вычисленный для реальных разрезов, с тем же коэффициентом, вычисленным для их случайных перераспределений. Как и следовало ожидать, легко коррелируемые разрезы окрестностей Усть-Камчатка получили высокую оценку: коэффициент для реального массива 0,908 против 0,433 для случайного, превышение 0,475. Массив признаков описаний упомянутых ранее разрезов Сахалина и Камчатки имеет коэффициент устойчивости отношений 0,923 (реальный) против 0,494 (случайный), превышение 0,429.

Скважины Хатырского прогиба очень плохо поддавались корреляции. Возникло подозрение, что причиной была низкая эффективность применяемых нами алгоритмических методов. Однако и любыми другими методами эти разрезы сопоставлялись неуверенно, неоднозначно. Оказалось, что причины — в качестве материала. Самую высокую оценку из всех коррелируемых множеств получила пара скважин УК1—П38 Угловой площади (коэффициент устойчивости отношений для реального массива 0,942, для случайного 0,781, превышение 0,161).

Другие массивы оказались еще менее коррелируемыми. Так, для глубоких скважин (около 3000 м каждая) Р-30, Р-31, Р-35, Р-37, наиболее детально и тщательно опробованных (литология, плотности, макрофауна, микрофауна, минералогия, химия, диатомовые, каротаж), коэффициент устойчивости отношений 0,585 (реальный) против 0,495 (случайный), превышение 0,090. Близкая ситуация — для девяти разрезов Угловой и Майпопылгинской площади: 0,602—0,517 = 0,085. Для скважин УК1—УК4 оценка еще более низкая: реальный — 0,724, случайный — 0,681, превышение — 0,043.

В основном же картина оказалась еще более удручающей, практически никакого превышения над уровнем хаоса не было зафиксировано.

Для повышения коррелируемости пришлось применять разработанные нами мощные и избирательные приемы подавления и фильтрации помех. Лишь после этого часть разрезов удалось скоррелировать.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гончарова Е. И. О структуре слоистой толщи в задачах стратиграфии // Геология и геофизика.— 1981.— № 8.— С. 74—83.
2. Жижченко Б. П. Микрорепалеонтологические методы стратиграфических построений в нефтегазоносных областях.— М.: Недра, 1968.
3. Общая стратиграфия (терминологический справочник).— Хабаровск: Кн. изд-во, 1979.

4. Салин Ю. С. Стратиграфическая корреляция.— М.: Недра, 1983.
5. Салин Ю. С. Устойчивость стратиграфической корреляции // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1987.— № 7.— С. 27—35.
6. Спенсер Г. Нелогическая геология.— Собр. соч. Т. 3.— Спб., 1866.
7. Цитгель К. Ф. Первобытный мир. Очерки из истории мироздания.— Спб., 1873.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.732.2(571.81/62)

Г. В. Беляева, Л. Р. Перверзев

ПЕРВЫЕ НАХОДКИ АРХЕОЦИАТ В ИНИКАНСКОЙ СВИТЕ
ЮДОМО-МАЙСКОГО ПРОГИБА

Сообщается о первых местонахождениях археоциат тойонского возраста в Юдомо-Майском прогибе. Приведены списки археоциат и сопутствующих им водорослей и трилобитов. Указанные находки археоциат изменяют представления об ареале их распространения

Археоциаты в отложениях нижнего кембрия Юдомо-Майского прогиба встречаются крайне редко. До настоящего времени здесь были известны всего два местонахождения, приуроченные к атдабанским отложениям пестроцветной свиты. Так в центральной части прогиба, в междуречье Иоткан—Ариавакан, в 1972 г. В. А. Алексеевым [3] были найдены единичные обломки *Ajascyathus anabarensis* Vologdin. А в восточной части прогиба (западная окраина Охотского массива), в междуречье Маймакан—Иникан, А. А. Константиновым в 1969 г. [3] были обнаружены: *Leptosocyathus ex gr. curviseptatus* Vologdin, *Ajascyathus ex gr. amplus* (Vologdin), *Archaeocyathellus* sp., *Dictyocyathus cf. solaricus* Vologdin, *Dictyocyathus ex gr. extertus* Vologdin.

В 1987 г. при проведении крупномасштабных геолого-съемочных работ сотрудниками ПГО Дальгеология в междуречье Ариавакан—Муромня (бассейн верхнего течения р. Мая) впервые

на Сибирской платформе и в ее юго-восточном обрамлении в конце раннего кембрия и позволяют сделать некоторые предположения о характере осадконакопления в это время в пределах Юдомо-Майского прогиба.

в Юдомо-Майском прогибе были встречены археоциаты в отложениях иниканской свиты (рис. 1).

Разрез кембрия в описываемой части Юдомо-Майского прогиба начинается отложениями иниканчанской свиты (аналог пестроцветной). Ее взаимоотношение с нижележащей юдомской свитой здесь не установлено. Иниканчанская свита подразделяется на две подсвиты. Нижняя представлена темно-серыми и красными известковистыми алевролитами, зелеными и красными доломитисто-известковистыми алевролитами и аргиллитами, реже известковистыми песчаниками с редкими линзами известняков. Для подсвиты характерен выдержанный состав отложений по латерали и вертикали. Отмечена в ней тенденция к уменьшению мощности верхней пачки алевролитов к северу и югу от опорного разреза на левобережье р. Ср. Иниканчан. Верхняя подсвита иниканчанской свиты отличается фациальным изменением состава. На левобережье р. Иоткан в ней преобладают алевролиты с прослоями и линзами конгломератов и известняков. Южнее, на левобережье р. Ариавакан, в ее основании отмечен пласт пеллошпатово-кварцевых светло-серых песчаников. В среднем течении р. Муромня в составе подсвиты возрастает количество карбонатного материала. Мощность ее несколько увеличивается в северном и северо-западном направлениях. Общая мощность свиты в пределах изученной территории колеблется от 500 до 620 м. В известковистых песчаниках верхней подсвиты иниканчанской свиты найдены трилобиты: *Asutaspis facilis* Repina, *Aldonaja pokrovskaya* Korobor, *Pagetiellus* sp., *Bonnaspis*(?) sp. (определения И. Я. Гогина).

Вышележащая иниканская свита согласно залегает на иниканчанской и согласно перекрыта чайской свитой. Она подразделяется на две подсвиты. В составе нижней преобладают

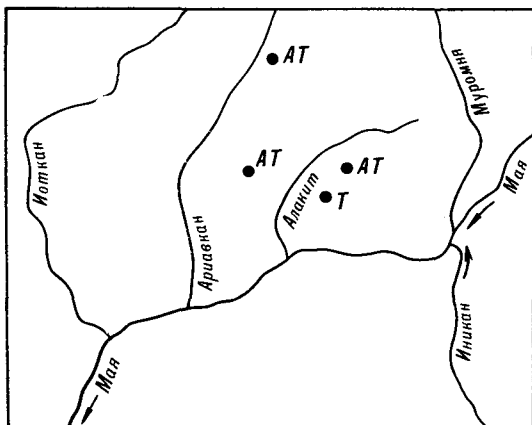


Рис. 1. Местонахождения археоциат и трилобитов тойонского возраста в междуречье Ариавакан—Муромня (А — археоциаты, Т — трилобиты).

доломиты с прослоями известняков и более редкими прослоями и линзами известковистых песчаников, аргиллитов и кремней. Опорный разрез подсвиты в районе изучен на водоразделе рек Верх. Иниканчан — Ср. Иниканчан, где он представлен (снизу вверх):

	Мощность, м
Известняки доломитистые мелкозернистые темно-серые и черные	20
Песчаники известковые мелкозернистые зеленовато-серые слоистые с прослоями (до 2 м) доломитистых известняков криптозернистых розовых, реже — с прослоями доломитов мелкозернистых темно-серых слоистых	35
Известняки доломитистые криптозернистые темно-красные с редкими прослоями (до 3 м) доломитов мелкозернистых розовых слоистых	20
Доломиты криптозернистые и мелкозернистые темно-серые до черных массивные с прослоями (0,15—0,5 м) известняков темно-серых массивных с редкими линзами (?) кремней; еще более редки прослои (1—1,5 м) песчаников известковистых мелкозернистых темно-серых слоистых	120

Севернее, в междуречье Ариавкан — Муромня, в бассейне р. Иоткан (Иотканский грабен, по Неволину и Потапову [3]), в основании подсвиты залегает горизонт (20—30 м) известковистых кварц-полевошпатовых песчаников зеленовато-серого и темно-серого цвета. Выше его отмечено (рис. 2) переслаивание известковистых алевролитов, аргиллитов, песчаников и известняков различной мощности. Преобладают породы серых тонов. Реже встречаются пестроокрашенные известняки. Мощность подсвиты здесь колеблется от 155 до 270 м.

Верхняя подсвита представлена известковистыми доломитами с прослоями известняков и известняками с редкими прослоями известковистых песчаников и доломитов. В нижней части разреза залегают доломиты темно-серые до черных с маломощными прослоями (0,6—0,7 м) известковых зеленовато-серых мелкозернистых песчаников. Выше залегает пачка массивных темно-серых известняков. Завершает разрез верхнеиниканской подсвиты мощная (до 110 м) пачка известковистых пелитоморфных доломитов темно-серой, розовой и зеленовато-серой окраски, иногда с прослоями (0,3—1,5 м) темно-серых известняков. Мощность верхней подсвиты 195 м.

Как видно из приведенного описания иниканской свиты, в изученном районе состав ее отличается от стратотипа свиты по р. Иникан отсутствием повышенной битуминозности отложений и, практически, кремнистых пород, а также возрастающей мощностью отложений, особенно в бассейне р. Иоткан, где она достигает более 700 м. Фауна в верхней подсвите иниканской свиты непосредственно на изученной террито-

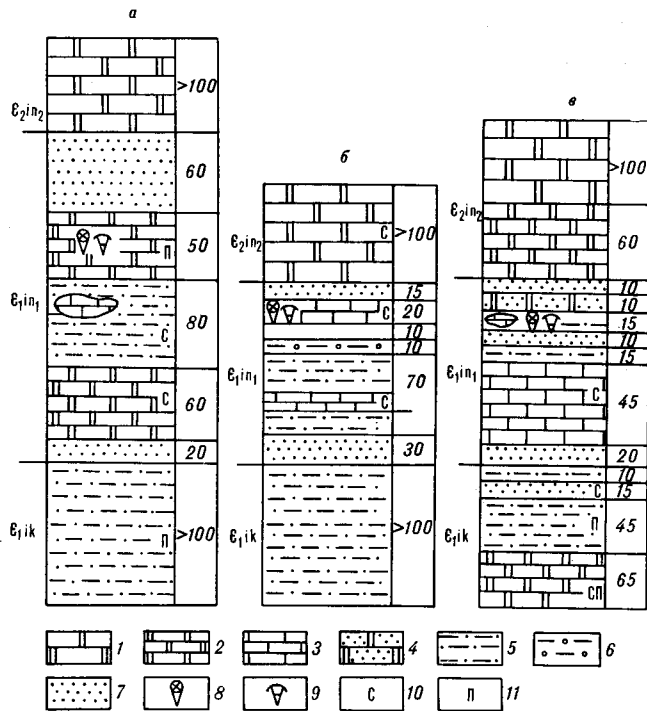


Рис. 2. Приуроченность находок археоциат и трилобитов к разрезам иниканской свиты:

а — в междуречье Ариавкан-Алакит, б — на левобережье р. Ариавкан, в — на левобережье руч. Алакит. 1 — доломиты темно-серые и черные массивные; 2 — доломиты светло-серые тонкослоистые и массивные; 3 — известняки; 4 — доломиты песчаные; 5 — алевролиты и аргиллиты известковистые; 6 — алевролиты с редкой галькой песчаников; 7 — песчаники кварц-полевошпатовые известковистые серые и зеленовато-серые; 8 — археоциаты; 9 — трилобиты; 10 — серая окраска пород; 11 — пестроокрашенные породы.

рии не найдена. По простиранию, (на соседней площади к западу, в ее отложениях известны трилобиты *Tomagnostus fissus* Lund., *Paradoxidus fissus* Salter.

В известняках, непосредственно подстилающих доломиты верхней подсвиты, в трех месторождениях (см. рис. 2) обнаружены остатки археоциат, трилобитов и водорослей.

Археоциаты наиболее многочисленны в местонахождении из междуречья правых притоков Маи, Ариавкана и Алакита, где они приурочены к 50-метровой пачке пестроокрашенных известняков (красных и темно-серых (см. рис. 2, а)). Состав археоциат в красных известняках однообразен: *Tegerocyathus abakanensis* (Vologdin), *T. ketemensis* Rozanov, *Tegerocyathus* sp., *Syringocyathellus* aff. *kazachstani* Kashina, *Alexandricyathus edelsteini* (Vologdin), *Retecyathus kuzmini* Vologdin, *Archaeocyathus* sp., *Archaeocyathus* aff. *latini* (Vologdin), *Flindersicyathus* sp. Преобладают среди них *Retecyathus kuzmini* и представители родов *Archaeocyathus* Billings и *Tegerocyathus* Krasnopereva. Совместно с археоциатами в красных известняках присутствуют многочисленные водоросли среди которых А. М. Поповым определены: *Chabakovia*

tuberosa Korde, Renalcis pectunculus Korde, Razumovskia uralica Vologdin, Epiphyton plumosum Korde, E. fruticosum Vologdin, E. scapulum Korde, Botomaella zelenovi Korde, Subtifloria delicata Maslov, Proaulopora glabra (Krasnop.), Girvanella problematica Nickolson et Etheridge, Tubophyllum victori Krasnop., Bija sibirica Vologdin.

В темно-серых известняках археоциаты менее многочисленны и представлены Tegerocyathus ketemensis Rozanov, Retecyathus kuzmini Vologdin, Claruscycyathus solidus (Vologdin), Archaeocyathus sp. Наиболее часты среди них Tegerocyathus ketemensis Rozanov и Archaeocyathus sp. Из этих же известняков И. Я. Гогиним определены остатки трилобитов Bergeroniaspis sp. а А. М. Поповым — водоросли Renalcis pectunculus Korde, Razumovskia uralica Vologdin, Epiphyton scapulum Korde, E. fruticosum Vologdin, Botomaella zelenovi Korde, Subtifloria delicata Maslov, Girvanella problematica Nick. et Ether., Bija sibirica Vologdin.

В верхнем течении ручья Ариавкан, на его левом берегу, археоциаты приурочены к пласту (20 м) темно-серых массивных известняков, залегающих среди известковистых мелкозернистых песчаников (см. рис. 2, б). Здесь встречаются единичные остатки археоциат Vadimocyathus sp. и более частые трилобиты Kooteniella sp. и Erbia sp., а также многочисленные катаграфии и водоросли Bija sibirica Vologdin, Proaulopora glabra (Krasnopeeva), Subtifloria delicata Maslov, Batenevia ramosa Korde, Botomaella zelenovi Korde, Girvanella problematica Nicholson et Etheridge (определения А. М. Попова).

На левобережье руч. Алакит, в его среднем течении, в обломочных серых известняках, залегающих в виде линзы среди черных известковистых алевролитов (см. рис. 2, в), присутствуют редкие обломки археоциат Vertocyathinae Fonin плохой сохранности и трилобиты Kooteniella sp. Здесь же, в черных известковистых алевролитах, возможно несколько ниже по разрезу, встречены Hebediscus sp., Pagetiellus cf. Ienaicus Lerm., Bergeroniellus sp. (определения И. Я. Гогина).

Археоциаты тойонского яруса на территории СССР наиболее полно представлены и изучены в Алтае-Саянской складчатой области [2, 5], где по ним выделены три лоны. Изученный комплекс археоциат из иниканской свиты Юдомо-Майского прогиба соответствует двум верхним лонам (нерасчлененным) Алтае-Саянской

области: Irinaecyathus ratus — Retecyathus kuzmini и Erbcocyathus heterovallum Alexandricyathus edelsteini, судя по обилию в нем таких руководящих форм указанных лон, как Retecyathus kuzmini, представителей родов Archaeocyathus Billings, Tegerocyathus Krasnopeeva, наличие Alexandricyathus edelsteini (Vologdin) и др. В то же время в описанных местонахождениях не встречены такие виды-индексы лон, как Irinaecyathus ratus (Vologdin), Erbcocyathus heterovallum Vologdin. Иниканский комплекс археоциат обнаруживает сходство и с археоциатами Сибирской платформы двух местонахождений: по р. Лена, у пос. Еланское, из стратотипа еланской свиты, и из этой же свиты по р. Амга.

Следует отметить, что встреченные в иниканской свите совместно с археоциатами трилобиты несколько ближе по своему составу к местонахождениям по р. Амга (зона Edelsteinaspis — Kooteniella) на Сибирской платформе, чем к трилобитам из близлежащего стратотипа иниканской свиты по р. Иникан (зона Cheiruroides (Inikanella) — Lermontovia dzevanovskii).

Находки археоциат тойонского возраста в Юдомо-Майском районе изменяют представления об ареале их распространения на Сибирской платформе и в ее юго-восточном обрамлении в конце раннего кембрия и позволяют сделать некоторые предположения о характере осадконакопления в это время в пределах Юдомо-Майского прогиба. При общем довольно резком прогибании территории, начавшемся в позднем докембрии [1], в ее пределах локально существовали мелководные участки, где осадконакопление сопровождалось органогенными постройками. В частности, такие условия, возможно, могли быть в пределах так называемого Иотканского грабена [3], в междуречье Иоткан — Ариавкан — Муромня, что подтверждается наличием археоциат и довольно многочисленных водорослей, являющихся каркасостроителями и обитающих, как правило, в мелководных условиях открытого моря. Обстановка здесь в иниканское время была, в определенной степени, сходной с таковой в Анабаро-Синской фациальной области (Сахайская органогенная полоса по Николаевой и др. [4]), судя по преобладанию в разрезе описываемого района доломитов и известняков, в отличие от большей части Юдомо-Майского прогиба, где характерны известково-терригенные осадки с повышенной битуминозностью, содержащие пласти кремнистых пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев В. Р., Павлова Е. Е. Новые данные по стратиграфии верхних горизонтов позднего кембрия и нижнепалеозойских отложений юго-восточ-

ной окраины Сибирской платформы // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол.—1961.—Т. 36, вып. 5.—С. 140—141.

2. Журавлева И. Т., Кашина Л. Н. Археоциаты пограничных отложений нижнего и среднего кембрия // Биостратиграфия и фауна пограничных отложений нижнего и среднего кембрия Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— С. 100—112.
3. Неволлин В. С., Потапов С. В. О строении и составе первоцветной, джабатымской и усть-кирбинской

свит Учуро-Майского района // Геология и геофизика.— 1978.— № 3.— С. 29—34.

4. Николаева И. В., Журавлева И. Т., Бородаевская З. В. и др. Нижний кембрий юго-востока Сибирской платформы (литология, фации, палеоэкология)— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.
5. Ярусное расчленение нижнего кембрия. Стратиграфия.— М.: Наука, 1984.

ДВГИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
10 октября 1988 г.

УДК 550.838(571.645)

А. А. Андреев, В. М. Воробьев

РЕГИОНАЛЬНЫЕ АНОМАЛИИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ОХОТСКО-КУРИЛЬСКОГО РЕГИОНА

В пределах акватории Охотско-Курильского региона известен ряд протяженных зон положительных магнитных аномалий. Намагнитенные породы — источники этих аномалий — всюду перекрыты практически немагнитными осадочными толщами. Математическим моделированием показано, что основной объем намагнитенных пород, порождающих Восточно-Курильскую

аномалию, сосредоточен вблизи кровли «базальтового» слоя. Намагнитенными являются базальты, габброиды, происхождение которых связано с рифтогенной структурой позднемерелового времени. Предполагается, что аналогичную природу имеют и другие региональные положительные аномалии Охотского моря.

Гидромагнитные измерения в пределах Охотского моря уже довольно многочисленны (ИМГиГ ДВО АН СССР, ИО АН СССР, Мингазпром СССР), и, если детали тонкой структуры магнитного поля еще предстоит изучить, то его региональные черты можно считать установленными. К настоящему времени стало ясно, что в пределах Охотского моря существует ряд крупных положительных аномальных зон, две из которых — Восточно-Сахалинская и Южно-Охотская (рис. 1) — были намечены еще в 1957 г. аэромагнитными исследованиями [6]. В это же время была выявлена положительная аномалия на обращенном к океану склоне Курильского островного поднятия.

С первых попыток интерпретации не было сомнений, что названные аномалии вызваны внедрением крупных магматических тел основного и ультраосновного состава. Однако имеющихся геологических и геофизических данных долгое время было недостаточно для установления возраста этих образований и геологической обстановки их внедрения.

Современный уровень геолого-геофизической изученности региона позволяет увязать суждение о геологической природе региональных аномалий магнитного поля с представлениями о строении региона, основанными на геологических данных.

Заметим, что выделяющиеся при региональном подходе линейные зоны положительных аномалий ΔT на более детальном уровне представляют ряд почти изолированных аномалий, не всегда линейных и лишь в совокупности объединяющихся в обособленные зоны [7 и др.]. В этом отношении зоны положительных магнитных аномалий, фиксирующихся над акваториями, сходны с таковыми аномалиями, сопровождающими окраинно-материковые вулканические пояса. Продукты вулканизма в этих поясах (источники аномалий) развиты не повсеместно, а приурочены чаще всего к отдельным грабеноподобным впадинам. Сопоставление карты мощности осадочных отложений и карты аномального магнитного поля показывает, что положительные магнитные аномалии тяготеют к наиболее погруженным частям фундамента или же к бортам прогибов с большой мощностью осадков.

Традиционно Восточно-Сахалинскую зону аномалий связывают с крупным интрузивом, внедрившимся по разлому. Основанием к такому заключению служат выходы ультраосновных пород на восточном берегу п-ова Шмидта, которые занимают здесь ограниченные площади. Заметим, что в пределах островов Сахалин и Хоккайдо аналогичные и более значительные по площади выходы ультраосновных пород не

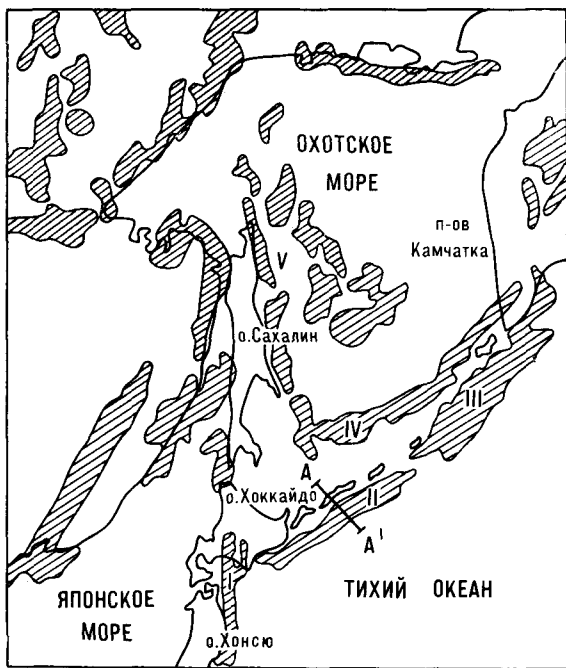


Рис. 1. Схема расположения основных положительных региональных аномалий магнитного поля (ΔT) в пределах Охотского моря и его обрамления.

AA' — линии разреза, показанного на рис. 2. Римскими цифрами обозначены аномалии: I — Хонсю — Хоккайдо; II, III — отдельные ветви Восточно-Курильской аномалии; IV — Южно-Охотская аномалия; V — Восточно-Сахалинская аномалия.

сопровождаются аномалиями, сопоставимыми по интенсивности с Восточно-Сахалинской. Отсюда следует, что цепочка положительных аномалий на шельфе острова, составляющая Восточно-Сахалинскую зону аномалий, создается влиянием тел основного и ультраосновного составов не приповерхностного залегания, а погребенных под толщей осадков, мощность которых достигает 5—6 км и более.

Сходная ситуация наблюдается для Южно-Охотской зоны положительных аномалий. На северо-востоке эта зона пространственно совпадает с бортом Гольгинского прогиба, выделяемого в пределах Камчатского полуострова. Отсюда в юго-западном направлении в пределах Охотского моря полоса интенсивных аномалий следует вдоль бортов ряда прогибов вплоть до слияния с Восточно-Сахалинской зоной положительных аномалий. Магнитные аномалии, приуроченные к внешнему склону Курило-Камчатской дуги в целом, на юге пространственно совпадают со склоном Малой Курильской гряды и подводным хребтом Витязя, которые, в свою очередь, также располагаются над бортом депрессии в «базальтовом» слое [8].

Таким образом, в Охотоморском регионе основные объемы магнитных образований находятся под толщей осадочных пород, и их па-

раметры могут быть оценены лишь средствами математического моделирования.

Наиболее приемлемой для этих целей является юго-западная часть Восточно-Курильской аномалии (индекс II на рис. 1), где разрез земной коры изучен геофизическими методами наиболее полно. Приуроченность же всех вышеназванных аномалий к одним и тем же структурным элементам земной коры, сходство их морфологических признаков (интенсивность, ширина, протяженность) позволяют сделать предположение о их генетическом единстве и качественно распространить на них результаты интерпретации, полученные на аномалии II.

На профилях, пересекающих Курильский желоб, видно, что интенсивность и форма аномалий весьма изменчивы [1], но две особенности морфологии поля имеют общий характер. Во-первых, минимум поля начинается перед островной сушей (Большой Курильской гряды) со стороны океана и продолжается с убыванием на запад в пределы Охотского моря. (Тем самым область современного вулканизма располагается в районе отрицательных значений магнитного поля.) Во-вторых, положительная региональная аномалия не продолжается в восточном направлении за пределы осевой части желоба.

В связи с задачей моделирования приведем магнитные свойства пород Курильского островного поднятия. Наиболее изученным параметром является магнитная восприимчивость (κ), которая варьирует в пределах $(0 \div 6000) \times 10^{-6}$ СГС, существенно различаясь для вулканогенно-осадочных и магматических пород. Гистограмма κ вулканогенно-осадочных пород представляет собой почти монотонно убывающую функцию во всем диапазоне значений. Причем доля образцов, имеющих восприимчивость более $100 \cdot 10^{-6}$ СГС, составляет менее половины, а образцы с $\kappa \geq 1000 \cdot 10^{-6}$ СГС единичны. С другой стороны, магматические породы (главным образом базальты) имеют пик на гистограмме в области $\kappa = 1500 \cdot 10^{-6}$ СГС для Большой Курильской гряды и $\kappa = 3000 \times 10^{-6}$ СГС для Малой [1].

В пределах о. Хоккайдо, на северном замыкании региональной аномалии I (см. рис. 1), пробурены две скважины глубиной около 4000 м, вскрывшие фундамент, представленный метабазальтами и метадолеритами. Магнитная восприимчивость этих пород $(2-6) \cdot 10^{-3}$ СГС, наклонение 80° (в одной скважине) и 47° (в другой). Поднятые образцы метаморфизованы в обстановке низких температур и, согласно петрологическому анализу, представляли в момент образования вулканическую лаву, изверженную в обстановке малых глубин [4].

Восточно-Курильская аномалия моделировалась на траверзе о. Итуруп, где выполнен большой объем сейсмических работ в различных

модификациях [5]. Положение сейсмических границ будем использовать для подбора формы источника аномалии. При таком подходе в первом приближении можно принять, что слои, характеризующиеся одной пластовой скоростью, обладают примерно равной намагниченностью.

В соответствии с вышесказанным и с полученными ранее результатами по Охотскому морю о приуроченности кромок магнитоактивных тел к определенным границам в земной коре [2] представляют интерес как источник аномального поля следующие модели: 1 — вулканогенно-осадочный слой; 2 — «базальтовый» слой (в пределах Охотского моря и Тихого океана в полном объеме, а в пределах Курильского островного поднятия — часть этого слоя выше предполагаемого уровня, где температура достигает 570° (точка Кюри для магнетита)); 3 — линзовидное тело, расположенное вблизи кровли «базальтового» слоя.

Для расчетов использована программа вычисления ΔT , соответствующая алгоритму [10], наклонение намагниченности предполагалось равным современному (60°).

Результаты расчета по всем трем моделям показаны на рис. 2. Для удобства сравнения вычисленные эффекты ΔT приведены нормированными относительно наблюдаемой аномалии ΔT .

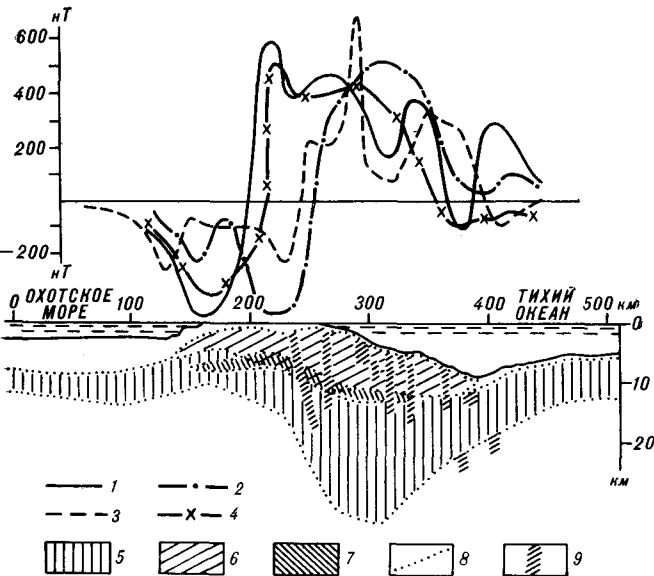


Рис. 2. Аномалия магнитного поля и магнитные эффекты; рассчитанные по обсуждаемым моделям.

1 — наблюдаемое аномальное магнитное поле; 2 — расчетный эффект от «базальтового» слоя; 3 — расчетный эффект от «вулканогенно-осадочного» слоя; 4 — расчетный эффект от пластообразного тела, расположенного в кровле «базальтового» слоя. Все кривые нормированы относительно наблюдаемого поля. 5 — «базальтовый» слой (в пределах островной дуги — часть этого слоя выше изотермы 570° , взятой по данным [1]); 6 — «вулканогенно-осадочный» слой; 7 — пластообразное намагниченное тело, порождающее основные особенности регионального поля; 8 — границы модельных слоев; 9 — разломы по данным ГСЗ [5].

Как явствует из рис. 2, удовлетворительный результат дает лишь третья модель. Остальные модели не подходят для объяснения аномального поля по следующим соображениям. Модель 1 однородно намагниченного вулканогенно-осадочного слоя не способна (см. рис. 2) объяснить реально существующие аномалии. Магнитные разности пород в этом приповерхностном слое пространственно локализованы нерегулярно. Наблюдаемые аномалии достаточно спокойные для того, чтобы целиком отнести их происхождение на счет немногочисленной группы магматических пород внутри этого слоя. Модель 2, если рассчитывать эффект от нее на высоте 5 км и выше, позволяет добиться качественного соответствия теоретической и наблюдаемой аномалий, что продемонстрировано в работе [9]. Однако на уровне моря подобного совпадения достичь не удастся ни по рассматриваемому, ни по другим профилям.

Предположив, что однородный базальтовый слой генерирует основные черты аномального магнитного поля, неизбежно придется допустить уникальность такой геолого-геофизической ситуации для Курильского региона. Рассмотрим близкий пример. При движении от Курильской котловины Охотского моря в сторону островной суши (острова Хоккайдо, Сахалин) форма и мощность базальтового слоя меняются существенно. Это при однородной намагниченности базальтового слоя должно отражаться в магнитных аномалиях соответствующего ранга. Однако, как можно видеть на гидромагнитных профилях в южной части Охотского моря, ничего подобного не наблюдается (некоторые наглядные гидромагнитные профили помещены в [1]). Следовательно, можно говорить о том, что или в целом породы, слагающие базальтовый слой, практически немагнитны, или намагниченной является лишь малая часть этого слоя. Отсюда естественным образом переходим к третьему варианту.

Модель 3 представляет имитацию наблюдаемого поля влиянием пластообразного тела, расположенного вблизи кровли базальтового слоя. Величина расчетной намагниченности 2500×10^{-6} СГС. Этот вариант лучше объясняет основные особенности поля, и, кроме того, может быть с определенной вероятностью обоснован геологическими данными, полученными для внутреннего склона Курило-Камчатского желоба.

В самом деле, внутренний склон Курильского желоба, по данным НСП [8], представляет собой систему грабенов и остаточных поднятий на всем пространстве от Южных Курильских островов до п-ова Камчатский мыс, т. е. включая весь склон Камчатского полуострова. В число остаточных поднятий естественно включить структуры о. Шикотан (Малая Курильская гря-

да) и Камчатского полуострова. На о. Шикотан широко развиты нептунические дайки поздне-мелового возраста — индикаторы условий растяжения. Залегаящие здесь тела габброидов, согласно Т. И. Фроловой, представляют интрузивную фацию вулканического комплекса. Сходный парагенезис известен на Кроноцком полуострове Камчатки. Драгирование внутреннего склона желоба показывает широкое распространение здесь вулканических пород и базальтоидов. В пределах поднятий континентального склона желоба в наибольшей степени развита базальт-андезитобазальтовая формация, образованная в прибрежных морских и континентальных условиях в обстановке растяжения земной коры [3]. Впадины внутреннего склона желоба выполнены монотонными молодыми миоцен-плиоценовыми формациями, залегающими почти горизонтально. Общее впечатление таково, что структура склона образована нисходящими движениями в плиоценовое время.

Исходя из изложенного, образование пластообразного намагниченного тела магматических пород основного состава можно отнести ко времени проявления рифтогенеза (поздне-меловая

эпоха) и вслед за В. А. Ермаковым [3] считать, что магнитные аномалии на внутреннем склоне Курильского желоба трассируют распространение таких тел.

Таким образом, моделируя разные горизонты земной коры Курильской системы дуга — желоб, в связи с вопросом о том, где сосредоточена основная масса намагниченных пород, можно сделать вывод, что эти породы (основного состава) сосредоточены в верхней части «базальтового» слоя. Структурное положение намагниченного слоя позволяет указать вероятную причину и время его образования: проявление процессов рифтогенеза в поздне-меловое время. Учитывая аналогичное происхождение вскрытых основных пород на о. Хоккайдо в такой же геолого-геофизической ситуации [4], а также сходное соотношение положительных магнитных аномалий со структурой фундамента на акватории Охотского моря, логично заключить, что происхождение региональных аномалий Охотского моря едино; источником аномалий являются погребенные изверженные породы основного состава, образованные в условиях рифтогенеза коры в поздне-меловое время.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы*/ВСЕГЕИ.— Л., 1987.
2. *Городницкий А. М., Каминский В. Д., Литвинов Э. М. и др.* Природа магнитных объектов земной коры Курило-Охотской переходной зоны // *Мор. геология и геофизика.*— 1977.— № 2.— С. 20—35.
3. *Очерки тектонического развития Камчатки.*— М.: Наука, 1987.
4. *Севава Д.* Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий и их взаимоотношение на Японских островах и в прилегающих районах // *Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным: Материалы III советско-японского симпозиума в г. Южно-Сахалинске, 1976 г.*— Владивосток, 1978.— С. 52—57.
5. *Сергеев К. Ф., Аргентов В. В., Бижкенина С. К.* Сейсмическая модель земной коры южной части Охотоморского региона и некоторые результаты ее геологической интерпретации // *Тихоокеан. геология.*— 1983.— № 6.— С. 3—13.
6. *Соловьев О. Н.* Аэромагнитная съемка в районе Курило-Камчатской островной дуги // *Прикл. геофизика.*— 1961.— Вып. 29.— С. 168—173.
7. *Соловьев С. Л., Туезов И. К., Снеговской С. С. и др.* Глубинное строение Охотоморского шельфа Центрального Сахалина // *Геология и геофизика.*— 1979.— № 5.— С. 104—116.
8. *Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба.*— М.: Наука, 1980.
9. *Туезов И. К., Красный М. Л., Соловьев О. А., Кочергин Е. В.* О природе Восточно-Курильской магнитной аномалии // *Физика Земли.*— 1970.— № 1.— С. 90—93.
10. *Цирульский А. В.* О некоторых свойствах комплексного логарифмического потенциала однородной области // *Изв. АН СССР. Сер. геофиз.*— 1963.— № 7.— С. 1072—1075.

ИМГиГ ДВО АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
27 июня 1988 г.

УДК 550.834

В. Г. Быков

О ПОГЛОЩЕНИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

Показано, что линейное математическое уравнение, соответствующее полному дисперсионному соотношению, при непосредственном использовании экспериментальных зависимостей скорости и поглощения от частоты позволяет описывать распространение сейсми-

ческих волн. Обсуждается вопрос о преобладающих механизмах поглощения в зависимости от функциональной связи поглощения и частоты колебаний. Получены формулы для динамических модулей упругости.

Существующие в настоящее время теории распространения сейсмических волн основаны на различных предположениях о зависимости между деформацией и напряжением в среде [2—6]. При этом выдвигаются разные гипотезы о характере взаимодействия частиц, составляющих среду, и их реакции на внешнее воздействие. Учет различных механизмов поглощения энергии сейсмических волн приводит к уравнениям, которые отличаются от уравнений классической теории упругости только видом дополнительного члена. Предположение о возмущении в виде гармонической волны позволяет при решении этих уравнений определить зависимость скорости распространения волны c и коэффициента поглощения α от частоты ω . Следует отметить, что полученные до сих пор результаты в лучшем случае согласуются только с отдельными данными [5, 9]. В связи с этим возникает необходимость построения на основе экспериментального определения $c(\omega)$ и $\alpha(\omega)$ простого математического уравнения, позволяющего делать выводы о механизме распространения волн. Такая необходимость усиливается еще и тем обстоятельством, что выбор теории поглощения определяется зависимостью затухания от частоты колебаний и применение обычного дисперсионного соотношения в случае нелинейности этой зависимости затруднительно.

В настоящей работе для описания процессов распространения сейсмических волн предлагается использовать линейное уравнение, соответствующее произвольному дисперсионному соотношению. С этой целью было модифицировано интегродифференциальное уравнение, предложенное Дж. Уиземом [8]: производные по временной и пространственной координатам помещены местами и ввели комплексное волновое число $\bar{k}(\omega) = \omega/c(\omega) - i\alpha(\omega)$,

$$\frac{\partial u}{\partial x}(x, t) + \int_{-\infty}^{\infty} K(t - \tau) \frac{\partial u}{\partial \tau}(x, \tau) d\tau = 0, \quad (1)$$

где $K(t)$ — заданная функция, $u(x, t)$ — смещение частиц среды.

Далее, следуя Дж. Уизему, отметим, что уравнение (1) будет иметь решения в виде гармонической волны

$$u(x, t) = u_0 e^{i(\omega t - \bar{k}x)} \quad (2)$$

при условии

$$-i\bar{k}u_0 e^{i\bar{k}x - i\omega t} + i\omega u_0 e^{i\bar{k}x} \int_{-\infty}^{\infty} K(t - \tau) e^{-i\omega\tau} d\tau = 0,$$

которое после простых преобразований принимает вид

$$\frac{\bar{k}(\omega)}{\omega} = \int_{-\infty}^{\infty} K(\zeta) e^{i\omega\zeta} d\zeta, \quad \zeta = t - \tau. \quad (3)$$

Выражение (3) является преобразованием Фурье, обратное к которому можно записать как

$$K(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\bar{k}(\omega)}{\omega} e^{-i\omega t} d\omega$$

или

$$K(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \left\{ \frac{1}{c(\omega)} - i \frac{\alpha(\omega)}{\omega} \right\} e^{-i\omega t} d\omega. \quad (4)$$

Здесь и далее интеграл понимается в смысле главного значения, т. е. при вычислении вблизи точки $\omega = 0$ интеграл рассматривается как

$$\lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \left(\int_{-\infty}^{\omega - \varepsilon} + \int_{\omega + \varepsilon}^{\infty} \right).$$

Таким образом, задавая любое дисперсионное соотношение и подставляя (4) в (1), приходим к уравнению, имеющему решение (2). Экспериментальные определения фазовой скорости $c(\omega)$ и коэффициента поглощения $\alpha(\omega)$ дают возможность найти дисперсионное соотношение в широком диапазоне частот.

Полагая, что среда (например, морские осадки), в которой распространяется сейсмическая гармоническая волна, обладает весьма слабой дисперсией и степенной зависимостью затухания от частоты [3, 5, 10], запишем $c(\omega) = c_0$, $\alpha(\omega) = \beta\omega^n$, $\beta = \text{const}$.

Тогда для ядра $K(t)$ получим следующее выражение:

$$K(t) = \frac{1}{c_0} \delta(t) - \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} i\beta\omega^{n-1} e^{-i\omega t} d\omega, \quad (5)$$

где $\delta(t)$ — функция Дирака. С помощью этого соотношения из (1) находим уравнение распространения волны

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{1}{c_0} \frac{\partial u}{\partial t} - \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\partial u}{\partial \tau} d\tau \int_{-\infty}^{\infty} i\beta\omega^{n-1} e^{-i\omega\zeta} d\omega = 0, \quad (6)$$

которое при отсутствии диссипативных процессов ($\beta = 0$) переходит в классическое уравнение

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{1}{c_0} \frac{\partial u}{\partial t} = 0.$$

Полученное уравнение (6) обладает той особенностью, что под знаком интеграла содержится производную первого порядка по времени и мнимую единицу. Это означает, что функция $u(x, t)$, входящая в уравнение, должна быть комплексной. Показатель степени n по данным теоретических [3, 5, 9] и экспериментальных [2, 7, 11] работ может меняться в зависимости от механизма поглощения от 0,5 до 2,0. При

$n = 2$ из (6) получаем уравнение, характерное для вязких потерь

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{1}{c_0} \frac{\partial u}{\partial t} - \beta \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = 0. \quad (7)$$

При $n = 1$ имеем

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{1}{c_0} \frac{\partial u}{\partial t} + i\beta \frac{\partial u}{\partial t} = 0. \quad (8)$$

Проанализируем уравнение (8). Сложение коэффициентов при временной производной дает

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{1}{\sigma} \frac{\partial u}{\partial t} = 0,$$

где $1/\sigma = 1/c_0 + i \cdot 1/\kappa$, $\kappa = 1/\beta$. Отсюда следует

$$\sigma = \frac{c_0 \kappa^2}{\kappa^2 + c_0^2} - i \frac{c_0^2 \kappa}{\kappa^2 + c_0^2} = \eta - i\nu.$$

Из полученного выражения для скорости распространения волны следует вывод о существовании комплексных модулей упругости \bar{E} . Тогда

$$\sigma = \left(\frac{\bar{E}}{\rho_0} \right)^{1/2} = [(E_1 - iE_2)/\rho_0]^{1/2},$$

где ρ_0 — плотность невозмущенной среды. Причем $E_1 = \rho_0(\eta^2 - \nu^2)$ определяет собственно скорость волны, а $E_2 = 2\rho_0\eta\nu$ — поглощение энергии. E_1, E_2 , выраженные через параметры, входящие в рассматриваемое уравнение, имеют вид

$$E_1 = \rho_0 c_0^2 \frac{(1 - \beta^2 c_0^2)}{(1 + \beta^2 c_0^2)^2}, \quad E_2 = 2\rho_0 \beta c_0^2 \frac{1}{(1 + \beta^2 c_0^2)^2}.$$

Соотношение между модулями упругости и скоростями в зависимости от типа волны можно переписать в виде

$$\lambda + 2\mu = \rho_0 V_p^2 \frac{(1 - \beta^2 V_p^2)}{(1 + \beta^2 V_p^2)^2}, \quad \mu = \rho_0 V_s^2 \frac{(1 - \beta^2 V_s^2)}{(1 + \beta^2 V_s^2)^2} \quad (9)$$

Если поглощение мало ($\beta \ll 1$), то мы приходим к уравнению Гука $\bar{E} \approx E_1 = \rho_0 c_0^2$ или

$$\lambda + 2\mu = \rho_0 V_p^2, \quad \mu = \rho_0 V_s^2.$$

Из (9) следует, что для определения динамических модулей упругости, необходимых для построения адекватных моделей Земли, нужно провести измерения ρ_0, V, β .

Выражения, аналогичные (9), совершенно другим способом были получены Э. Л. Гамильтоном [2] для вязкоупругой модели. Этот факт дает основание относиться к формулам (9) с доверием. Кроме того, как отмечено в [9], Д. Л. Андерсон и Д. Р. Бленд вводили комплексные модули упругости для неупругих моделей, учитывающих линейное поглощение энергии за счет трения на границах зерен и тре-

щин. Показано [11], что трение на тонких трещинах и границах зерен — преобладающий механизм затухания в консолидированных горных породах. Необходимо заметить, что впервые предположение о комплексности модулей упругости, в связи с переходом от упругой модели к неупругой, было высказано Б. В. Дерягиным [4].

Теперь рассмотрим случай, когда $0 < n < 1$. Если $(n-1)$ — четное число, то (5) при $t > 0$ принимает вид

$$K(t) = \frac{1}{c_0} \delta(t) - i \frac{\beta}{\pi} \frac{\Gamma(n)}{t^n} \cos \frac{\pi}{2} n$$

и уравнение (6) переходит в

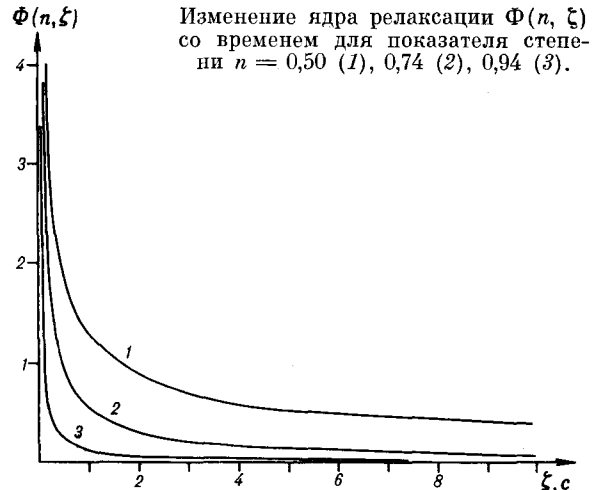
$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{1}{c_0} \frac{\partial u}{\partial t} - i \frac{\beta}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \Gamma(n) \cos \frac{\pi}{2} n \cdot \zeta^{-n} \frac{\partial u}{\partial \tau} d\tau = 0, \quad (10)$$

где $\Gamma(n)$ — гамма-функция. При n , отличном от единицы, диссипативный член уравнения становится умереннее, поскольку

$$\Phi(n, \zeta) = \Gamma(n) \cos \frac{\pi}{2} n \cdot \zeta^{-n}$$

не содержит дельта-функций. При $n \rightarrow 1, \zeta \rightarrow 0$ поведение функции Φ приближается к поведению дельта-функции (см. рисунок). С уменьшением n $\Phi(n, \zeta)$ становится более полой. Из рисунка также видно, что при $0 < n < 1$ функцию Φ можно аппроксимировать экспонентой $e^{-\zeta/\Theta}$ или рядом таких экспонент при определенном подборе параметра Θ , который будет иметь смысл времени релаксации.

Таким образом, предложенное простое математическое уравнение (6) при непосредственном использовании экспериментальных зависимостей $c(\omega)$ и $\alpha(\omega)$ позволяет получать полезную информацию. К сожалению, сконструированные уравнения не учитывают внутренние свойства среды, а параметры β и n — феноме-



нологические. Для установления явного вида β можно, вероятно, воспользоваться теорией размерностей и путем сопоставления размерностей физических величин, участвующих в исследуемом процессе, найти зависимость, связывающую эти величины. Однако этот вопрос выходит за рамки настоящего исследования.

Анализ полученных уравнений и их сопоставление с уже известными теориями показал, что поглощение энергии сейсмических волн точ-

но пропорционально первой степени частоты в том случае, когда существуют комплексные модули упругости, т. е. основной вклад в затухание (при нормальных термодинамических условиях) вносит трение на границах зерен и трещин. Если же показатель степени $n > 1$, то преобладают другие эффекты либо их комбинации. При $0 < n < 1$ поглощение, по-видимому, происходит в основном за счет релаксационных механизмов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология Т. 1.— М.: Мир, 1983.
2. Гамильтон Э. Л. Геоакустические модели морского дна // Акустика морских осадков.— М.: Мир, 1977.— С. 176—210.
3. Гуревич Г. И. Деформируемость сред и распространение сейсмических волн.— М.: Наука, 1974.
4. Дерягин Б. О затухании и дисперсии сейсмических волн // Журн. геофизики.— 1931.— Т. 1, № 1/2.— С. 207—221.
5. Коган С. Я. Краткий обзор теорий поглощения сейсмических волн // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1966.— № 11.— С. 1—28.
6. Николаевский В. П., Басниев К. С., Горбунов А. Т., Зотов Г. А. Механика насыщенных пористых сред.— М.: Недра, 1970.
7. Смит Д. Т. Акустические и механические свойства морских осадков // Акустика морских осадков.— М.: Мир, 1977.— С. 47—65.
8. Уизем Дж. Линейные и нелинейные волны.— М.: Мир, 1977.
9. Johnston D. H., Toksoz M. N., Timur A. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks. Mechanisms // Geophysics.— 1979.— V. 44, N 4.— P. 691—711.
10. Stoll R. D., Bryan G. M. Wave attenuation in saturated sediments // J. Acoust. Soc. Am.— 1970.— V. 47, N 5.— P. 1440—1447.
11. Toksoz M. N., Johnston D. H., Timur A. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks. Laboratory measurements // Geophysics.— 1979.— V. 44, N 4.— P. 681—690.

ИТиГ ДВО АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
6 апреля 1988 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 552.313(265.58)

В. Т. Съедин, А. И. Ханчук

О ХАРАКТЕРЕ ВУЛКАНИЗМА ХРЕБТОВ ДАЙТО И ОКИ-ДАЙТО
В ФИЛИППИНСКОМ МОРЕ *

Критический анализ имеющихся данных по магматизму хребтов Дайто и Оки-Дайто позволяет считать, что в пределах этих морфоструктур проявился вулканизм только одного типа — океанических островов и поднятий. Нет никакого основания выделять здесь «островодужный» и «континентальный» типы магма-

тизма. В исследованиях океанических морфоструктур отнесение субщелочных пород на основании высокого содержания в них кремнезема и глинозема к «островодужным» или «континентальным» является распространенной ошибкой.

В настоящее время существуют противоречивые суждения о тектонической природе хребтов Дайто и Оки-Дайто [1—3, 7, 15, 17, 18]. В этой связи очень важно определить характер вулканизма этих структур. Различными исследователями [3, 6—14, 16, 19] здесь выделяются три типа базальтоидного магматизма: океанических островов и поднятий, островодужный и континентальных рифтов. Но если паличие на хребтах Дайто и Оки-Дайто вулканических пород типа океанических островов является общепризнанным, то выделение здесь островодужного и, тем более, магматизма типа континентальных рифтов основано, на наш взгляд, на недостаточно внимательном анализе как оригинальных данных, так и литературного материала.

Впервые мнения о присутствии островодужных вулканических пород на хребтах Дайто и Оки-Дайто появились после описания здесь «авгит-гиперстеновых андезитов» [7, 10, 16]. Определение гиперстена как такового в этих породах вызывает сомнение, поскольку не подтверждено ни химическим анализом, ни оптическими характеристиками минерала. При этом часто упоминается, что «ортопироксен» полностью замещен вторичными минералами. Можно предполагать присутствие среди поднятых образцов обломков островодужных пемз, которые разносятся течениями на сотни километров от районов их образования.

Позднее в специальной статье [11] была впервые приведена петрохимическая характеристика вулканических пород хребтов Дайто и Оки-Дайто. Химические особенности пород (см. таблицу) в том числе и «андезитов», не позволяют относить их к островодужным образованиям. Для большинства вулканических пород характерна высокая сумма щелочей (6—10,5%), а для ассоциирующих с ними габбро — преобладание калия над натрием. Один из образцов по своим химическим особенностям полностью отвечает трахиту, а так называемый «двупироксеновый андезит» имеет высокую щелочность ($K_2O + Na_2O - 7,28\%$), которая при содержании кремнезема 53,6% не свойственна для нормальных островодужных андезитов. Породы хр. Оки-Дайто (один образец также описан как «двупироксеновый андезит») по своим химическим особенностям представляют однородные образования. При базальтовом уровне кремнезема (47,5—48,6%) они характеризуются высоким содержанием титана (4,0—4,9%), железа (15,3—16,3%) и низким — щелочей (2,0—3,0%). На диаграмме Кунно кремнезем — щелочи фигуративные точки пород соответственно локализируются в полях толейтовых и известково-щелочных серий. Это вероятно, и обусловило их определение как пород, аналогичных толейтам островных дуг, хотя и обращалось внимание на высокое содержание титана в базальтах [11].

Изучая обломки в эоценовых конгломератах (магматические тела не были вскрыты) скв. 445, пробуренной на хр. Дайто, часть исследователей без достаточных на то причин поддержало точку зрения о присутствии на этой структуре «островодужных» вулканитов [6, 12, 13].

* Критические замечания к статье: Коновалов Ю. И., Васильев Б. И., Говоров И. Н. и др. Магматические комплексы хребта Оки-Дайто (Филиппинское море) // Тихоокеан. геология. — 1987. — № 5. — С. 25—31.

Основанием для выделения здесь «островодужного магматизма» послужило, с одной стороны, обнаружение среди обломков конгломератов нескольких образцов «сильноизмененных кварцевых гиперстен-клинопироксеновых андезитов», в которых оба пироксена замещены вторичными минералами [12], с другой — высокие (17,5—19,1 %) содержания глинозема в некоторых обломках вулканических пород в конгломератах [6, 13]. Однако при этом не обратили внимание на высокую щелочность изученных пород (на классификационных диаграммах их точки попадают в поле щелочных пород), на взаимоотношения других петрогенных элементов в «базальтах», а также на тот факт, что плагиоклаз в порфиоровых выделениях в образцах представлен андезином (№ 30—37). Известно, что высокие содержания глинозема не являются свойством только островодужных образований — они также наблюдаются и в других лейкократовых вулканических породах, в частности в поздних дифференциатах (трахиандезиты, трахиты) океанических островов и поднятий. В обоих случаях выделение на хр. Дайто вулканизма «островодужного типа» выглядит неубедительно и не согласуется с выводами других исследователей, изучавших конгломераты из скв. 445 [19]. Присутствию на хр. Дайто островодужных образований также противоречат результаты специального изучения тяжелых нерудных минералов в эоценовых отложениях скв. 445 [14]. Эти исследования показали практически полное отсутствие гиперстена в осадках, но в то же время — наличие в них титан-авгита и эгирин-авгита [14, 19]. Отметим, что последние являются типичными минералами вулканических островов и поднятий.

В одной из последних статей [3], посвященных магматическим комплексам хр. Оки-Дайто, впервые выделяются три типа вулканических пород: «островодужный, субщелочной океанических островов и щелочной континентальных рифтов». Отметим, что образования всех трех типов выделены среди обломков, поднятых на одной станции драгирования (Н4-69), что уже само по себе является беспрецедентным в геологической практике. Выделение на хр. Оки-Дайто (впервые!) пород типа континентальных рифтов, по нашему мнению, петрологически не обосновано. Во-первых, в двух образцах (30, 31), из трех, отнесенных к этому типу, высокая щелочность (натровость), скорее всего, связана с альбитизацией пород. Во-вторых, высокая щелочность, если она даже и является первичной, не такое уже уникальное явление для океанических островов [4, 5 и др]. В-третьих, нет никаких других достоверных доказательств наличия на хр. Оки-Дайто континентальной коры. К «островодужным» образова-

ниям в указанной статье отнесены зеленокаменные измененные вулканические породы. Противоречие этому — отсутствие в них среди минералов-вкрапленников гиперстена. В то же время описанные парагенезисы (плагиоклаз, клинопироксен и бурый амфибол — в андезитах и плагиоклаз, клинопироксен и оливин — в базальтах) типичны для пород дифференцированных серий на океанических островах и поднятиях. По приведенным в статье Ю. И. Коновалова с соавторами данным (см. таблицу) легко заметить значительное несоответствие химических особенностей пород «островодужного комплекса» и типичных образований островных дуг. Для пород Оки-Дайто характерны высокие содержания магнезия, натрия, а также низкие — кальция и в некоторых случаях глинозема и калия. Авторы этой статьи объясняют такие отклонения в уровне петрогенных элементов вторичными изменениями. Несомненно, зеленокаменные преобразования влияют на химический состав пород, однако высокие концентрации сидерофильных элементов в половине образцов вряд ли можно связывать со вторичными изменениями. Высокий уровень концентраций этих элементов (образцы 1—6) не позволяет относить рассматриваемые породы к образованиям известково-щелочной серии островных дуг. Образец 11 при дацитовом уровне в нем кремнезема и самой низкой степени вторичных изменений (п. п. п. 0,80%) характеризуется преобладанием калия над натрием. По химическим особенностям он соответствует пантеллеритам — породам, формирующимся на заключительном этапе дифференциации толеитовой магмы, в том числе и на океанических островах. Скорее всего, образования «островодужного» (зеленокаменного) комплекса представляют собой единую серию вулканических пород (базальты и их дифференциаты), характерных для океанических островов и поднятий. С этим согласуются и данные наших исследований: и в 11-м рейсе НИС «Каллисто» на хр. Оки-Дайто были подняты высокотитанистые толеиты, т. е. породы, типичные для океанических островов и поднятий [9].

Критический анализ имеющихся данных по магматизму зоны хребтов Дайто и Оки-Дайто позволяет считать, что в пределах этих морфоструктур проявился вулканизм только одного типа — океанических островов и поднятий. И нет никакого основания говорить о проявлении здесь других типов магматизма.

К сожалению, в исследованиях океанических морфоструктур отнесение субщелочных пород на основании высокого содержания в них кремнезема и глинозема к «островодужным» или «континентальным» является распространенной ошибкой, что приводит, в свою очередь, к некорректным тектоническим моделям.

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	2-540	2-497	2-496	2-501	2-528	3-517	3-145	3-564	3-101
SiO ₂	62,8	60,8	57,6	54,6	53,6	59,8	53,1	52,6	52,3
TiO ₂	1,34	1,41	1,21	1,44	1,23	1,13	1,18	1,23	0,84
Al ₂ O ₃	14,3	15,6	16,2	15,5	22,6	19,3	15,9	17,5	20,0
Fe ₂ O ₃	10,7	9,8	10,8	11,7	9,1	5,0	11,4	11,0	8,8
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	0,54	0,28	0,32	0,13	0,09	0,13	0,19	0,21	0,17
MgO	4,1	3,7	3,4	3,0	0,86	0,91	4,8	3,84	4,4
CaO	2,1	4,7	4,5	6,3	5,0	3,23	5,7	7,0	6,5
Na ₂ O	4,29	2,08	5,14	3,77	5,32	5,92	4,48	2,71	2,81
K ₂ O	0,29	1,37	0,71	3,44	1,86	4,85	2,94	3,80	4,16
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а...	100,46	99,77	99,88	99,88	99,66	100,27	99,69	99,89	99,98
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Co	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—
V	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Компонент	20	21	22	23	24	25	26	27	28
	6	7	8	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	49,80	50,20	51,00	45,50	51,55	52,95	54,65	55,15	55,85
TiO ₂	0,95	1,00	1,06	1,00	0,80	0,77	0,81	0,87	0,70
Al ₂ O ₃	17,70	18,25	18,50	13,26	17,24	16,08	15,58	15,12	17,11
Fe ₂ O ₃	6,30	6,71	7,93	2,15	7,18	3,04	6,09	3,13	0,11
FeO	3,79	2,55	2,26	6,78	0,45	5,50	2,29	3,29	6,96
MnO	0,18	0,22	0,13	0,26	0,15	0,23	0,50	0,08	0,18
MgO	4,62	4,74	3,03	15,88	7,07	7,97	6,49	10,31	4,30
CaO	3,75	5,20	3,80	4,99	5,06	3,85	2,79	4,24	4,95
Na ₂ O	5,52	4,84	4,07	1,19	6,32	5,20	4,21	3,30	7,00
K ₂ O	1,13	1,72	3,06	0,74	0,64	0,38	1,56	1,16	0,26
P ₂ O ₅	—	0,136	0,100	0,35	0,37	0,59	0,71	0,29	0,30
H ₂ O ⁻	2,64	0,54	0,37	0,57	Сл.	0,11	0,11	Сл.	0,19
H ₂ O ⁺	3,84	3,27	4,40	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	0,54	0,80	0,97	—	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	7,18	2,67	3,54	3,93	2,86	1,65
С у м м а...	99,70	100,08	100,16	—	—	—	—	—	—
Ni	—	—	—	660	79	44	54	67	120
Co	—	—	—	63	34	43	36	20	25
Cr	—	—	—	430	100	480	240	79	150
V	—	—	—	150	200	200	180	160	230

Примечание. 1—14 [11] — породы хребтов Дайто (1—10) и Оки-Дайто (11—14): 1—4, 6, 7, 10 — андезиты, 5 — два мератов скв. 445 [6, 13]: 15, 16 — долериты, 17—22 — базальты; 23—36 — породы хр. Оки-Дайто [3]: 23—33 — зеленокаменно-изстые толситы хр. Оки-Дайто (11-й рейс НИС «Каллисто»). Номера — сверху по порядку, внизу из работ указанных статей, Прогенные элементы — Т. И. Бортиной, микроэлементы — Т. В. Сверкуновой.

хребтов Дайто и Оки-Дайто

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
3-264	5-1	5-42	5-44	5-90	1	2	3	4	5
51,1	47,8	47,5	48,3	48,6	49,30	51,40	47,40	49,00	48,60
1,19	4,18	4,43	4,04	4,92	0,88	0,83	0,77	1,10	1,04
17,1	15,1	13,9	16,1	15,4	13,00	15,50	19,15	17,80	17,50
8,2	15,5	15,3	15,5	16,3	5,77	4,35	8,97	7,40	8,12
—	—	—	—	—	5,62	4,19	2,81	3,92	3,13
0,16	0,20	0,21	0,16	0,15	0,20	0,18	0,19	0,19	0,16
1,58	5,0	4,8	5,1	3,4	7,95	5,42	4,11	4,50	5,26
11,4	9,0	10,7	8,3	7,9	9,00	6,35	6,62	4,50	7,57
6,03	2,38	2,28	1,51	2,24	2,78	3,80	4,78	4,29	3,85
1,93	0,57	0,63	0,47	0,86	1,25	1,46	0,86	1,90	1,47
—	—	—	—	—	0,098	0,105	0,137	0,098	0,187
—	—	—	—	—	1,14	2,71	1,21	2,51	1,66
—	—	—	—	—	2,21	2,77	2,67	2,17	1,49
—	—	—	—	—	0,14	0,15	0,16	0,36	0,43
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
98,69	99,73	99,75	99,48	99,77	99,36	99,32	100,04	99,69	100,47
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Окончание таблицы

29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
7	8	9	10	11	30	31	32	142-1 ^а	142-1 ^б	142-2
56,00	57,40	59,50	60,10	66,20	49,30	49,92	47,10	47,61	48,06	47,19
0,83	0,68	0,50	0,50	0,50	3,49	3,36	3,84	2,96	2,92	2,81
16,57	18,60	16,80	14,41	14,40	14,05	17,91	14,49	14,71	14,77	14,83
2,30	5,00	2,24	1,68	2,00	8,00	7,67	6,82	6,08	5,27	6,83
5,13	2,75	3,29	3,66	5,13	5,50	4,48	4,48	6,15	6,47	4,58
0,14	0,09	0,09	0,07	0,09	0,20	0,13	0,14	0,17	0,17	0,14
7,20	5,00	5,42	5,38	1,90	5,40	5,48	6,20	6,12	6,04	6,35
3,62	4,10	2,30	5,73	0,40	5,40	4,77	7,34	10,27	10,44	10,50
4,21	3,80	6,40	3,60	3,53	4,20	5,30	2,76	2,58	2,46	2,49
1,84	1,77	1,17	2,43	5,00	2,16	0,37	3,96	0,58	0,60	0,68
0,30	0,27	0,28	0,28	0,35	0,77	0,86	0,82	Н. а.	Н. а.	Н. а.
Сл.	Сл.	Сл.	0,15	0,03	0,16	Сл.	0,15	Н. а.	Н. а.	Н. а.
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,22	1,70	2,20	1,57	0,80	1,86	3,74	1,43	2,56	2,70	3,17
—	—	—	—	—	—	—	—	99,79	99,90	99,57
—	47	62	79	18	95	43	72	105	100	97
—	22	24	23	—	32	44	43	38	35	38
—	47	83	240	—	72	28	60	240	260	230
—	180	140	220	26	230	160	290	420	350	270

пироксеновый андезит, 8, 9 — габбро, 11, 12 — базальты, 13 — долерит; 14 — двупироксеновый андезит; 15—22 — породы из конгло-
 менный («островодужный») комплекс, 34—36 — комплекс щелочных пород типа «континентальных рифтов»; 37—39 — высотититани-
 черк — данные отсутствуют. Н. а. — не анализировались. Образцы 37—39 — анализы выполнены в ДВГИ ДВО АН СССР; петро-

1. Аоки Х., Идзу С., Исикава М., Эгава Р. Исторический обзор ряда петрологических проблем северо-западной части Тихого океана // Тез. докл. III Советско-Японского симпозиума по геодинамике и вулканизму зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Вып. 2.—Новоалександровск, 1976.—С. 38—40.
2. Виноградов И. Д., Васильев Б. И. Геологическое строение и развитие подводных возвышенностей северной части Филиппинского моря // Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеанской школы по морской геологии, геофизике и геохимии.—Владивосток, 1987.—С. 9.
3. Коновалов Ю. И., Васильев Б. И., Говоров И. др. Магматические комплексы хребта Оки-Дайто (Филиппинское море) // Тихоокеан. геология.—1987.—№ 5.—С. 25—31.
4. Лугц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма.—М.: Недра, 1980.
5. Магматические горные породы. Щелочные породы.—М.: Наука, 1984.
6. Нестеренко Г. В. Долериты и высокоглиноземистые базальты хребта Дайто (Филиппинское море) // Геохимия.—1984.—№ 8.—С. 1247—1249.
7. Сики Т., Мисава Е., Конда И. Группа подводных хребтов Дайто и подводный хребет Кюсю-Палау и их связь с тектоникой Филиппинского моря // Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным/ДВНЦ АН СССР.—Владивосток, 1978.—С. 40—51.
8. Съедин В. Т. Формационно-геохимические типы базальтоидов Филиппинского моря // Вторая тихоокеанская школа по морской геологии и геофизике: Тез. докл.—Южно-Сахалинск, 1985.—С. 77—78.
9. Съедин В. Т. Кайнозойский базальтоидный магматизм Японского и Филиппинского окраинных морей: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.—Владивосток, 1986.
10. Aoki H., Kim Ishikawa M., Egawa R. Petrological results in the GDPcruise // Marine Sciences (Monthly).—1975.—V. 7, N 7.—P. 28—33.
11. Ishikawa M., Aoki H. On the volcanic rocks dredged in the Daito ridge and Oki-Daito ridge regions, North-western Philippine sea-with special reference to petrochemical characters on the GDP-15 and GDP-21 cruises // Earth Science (Chikyu Kagaku).—1978.—V. 32, N 5.—P. 244—253.
12. Mills W. Analysis of conglomerates and associated sedimentary rocks of the Daito ridge, DSDP site 445 // Init. Rep. of the Deep Sea Drilling Project.—1980.—V. 58.—P. 643—648.
13. Nesterenko G. V. Igneous rocks from the conglomerates of Deep Sea Drilling Project Hole 445 // Ibid.—P. 659—660.
14. Sato Y. Heavy-mineral composition of Tertiary sediments at DSDP sites 445 and 446, Northeastern Philippine sea // Ibid.—P. 661—667.
15. Shiki T. Further geological problems concerning the North-western Philippine sea-Geology of the Northern Philippine sea (ed Shiki T.).—Tokai: University Press, 1985.—P. 270—280.
16. Shiki T., Aoki H., Misawa Y. Geological results of recent studies Philippine sea-with special reference to GDP-8, 11 cruises // Marine Sciences (Monthly).—1975.—V. 7, N 7.—P. 22—28.
17. Shiki T., Aoki H., Misawa Y. Island arc-like character and stages of developments of the Kyushu-Palay Ridge and the Daito Ridge group // Ibid.—1976.—V. 8, N 3.—P. 19—23.
18. Shiki T., Misawa Y., Konda I. The Daito Ridge group and Kyushu-Palay Ridge-with special reference to the tectonics of the Philippine sea // J. Physics of the Earth.—1979.—V. 27, Suppl.—P. 113—124.
19. Tokuyama H., Yuasa M., Mizuno A. Conglomerate and sandstone petrography, DSDP site 445, Philippine sea // Init. Rep. of the Deep Sea Drilling Project.—1980.—V. 58.—P. 629—641.

ТОИ, ДВГИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
18 июля 1988 г.

УДК 551.46

Т. И. Фролова

ЯВЛЯЮТСЯ ЛИ ХРЕБТЫ ДАЙТО И ОКИ-ДАЙТО

(Филиппинское море)

ОСТАТОЧНЫМИ ОСТРОВНЫМИ ДУГАМИ ИЛИ ОКЕАНИЧЕСКИМИ ОСТРОВАМИ?

Критикуется трактовка поднятий Дайто и Оки-Дайто В. Т. Съединым и А. И. Ханчуком, упрощающая и

обедняющая историю развития Филиппинского моря.

Глубоководное бурение и драгирование, проведенные в последние годы в районах возвышенностей западной части Филиппинского моря, показали, что магматизм этих структур существенно отличается от магматизма котловин как большей длительностью своего развития (наличие позднемеловых зеленокаменно измененных комплексов), так и присутствием значительных объемов кислых и средних магмати-

ческих пород [1—3, 7, 8, 11, 12]. На основании этих данных, с учетом петрологических особенностей магматических пород было сделано предположение об островодужном характере некоторых из этих структур, в частности хребтов Дайто и Оки-Дайто [12], впоследствии поддержанное практически всеми исследователями региона. В. Т. Съединым и А. И. Ханчуком [5] предложена альтернативная точка зрения

на тектоническую природу хребтов Дайто и Оки-Дайто, которые рассматриваются как океанические островные поднятия.

Суммируем вкратце те данные, которые заставляют рассматривать хребты Дайто и Оки-Дайто как реликтовые (остаточные) островные дуги, а затем остановимся на возражениях и взглядах В. Т. Съедина и А. И. Ханчука.

Итак, доказательствами островодужного характера магматизма хребтов Дайто и Оки-Дайто являются следующие факты.

1. Большая роль в древнем поздне меловом (калий-аргоновый возраст 82—85 млн лет [9]) зеленокаменном комплексе вулканогенных пород, андезитов, туфов и игнибригоподобных пород субаэрального облика, сопровождаемых комагматичным синхронным интрузивным комплексом [8] дифференцированного состава от габброидов и гинабиссальных долеритов до кварцевых диоритов, трондjemитов и банатитов.

2. Находки метаморфических пород — рогово-обманковых и тремолитовых сланцев — с абсолютным возрастом 49 млн лет, что позволяет говорить о досреднеэоценовом возрасте низкотемпературного зеленокаменного метаморфизма, которому были подвержены магматические образования хр. Дайто [10].

3. Особенности вещественного состава зеленокаменно измененных магматических комплексов, представляющих собою протяженную серию с преобладанием средних (в эффузивах) и средних и кислых (в интрузивах) членов. Эффузивы представляют собою порфировые породы с преобладающими плагиоклазом и клинопироксеном во вкрапленниках и с более редкими оливином и роговой обманкой. При анализе химизма этих серий пород необходимо учитывать наличие в них зеленокаменных изменений, приведших к перераспределению кальция и натрия (уменьшению первого и увеличению последнего), что создает видимость повышения щелочности в породах, обуславливая в то же время разброс их значений на вариационных диаграммах [2]. Однако такие особенности химизма, как относительно низкие железистость и содержание окиси титана при высокой магнезиальности в сочетании с повышенной глиноземистостью, сближают вулканические породы зеленокаменных комплексов с вулканитами островных дуг. Не противоречит этому выводу и содержание малых элементов [2]. Следует отметить также сходство рассматриваемых серий с сериями ранних этапов эволюции Японского моря [6], которые так же, как и на возвышенности Оки-Дайто, сменяются во времени породами базальтового состава повышенной щелочности.

В статье В. Т. Съедина и А. И. Ханчука представлено о наличии островодужных вулканизов на хребтах Дайто и Оки-Дайто опроверга-

ется на основании 1) отсутствия в андезитах зеленокаменного комплекса гиперстена; 2) высокого содержания в них щелочей, что не свойственно островодужным вулканистам; 3) наличия в осадках трога, разделяющего эти структуры, титан-авгита и эгирин-авгита, что подтверждает щелочной характер вулканизма (данные Sato [11]); 4) пантеллеритового состава крайних дифференциатов вулканической серии зеленокаменного комплекса, что характерно для океанических островов [4].

С нашей точки зрения, приведенные факты недостаточны для опровержения представлений об островодужном характере рассматриваемых возвышенностей. Так, наличие гиперстена является частой, но не обязательной принадлежностью островодужных вулканизов, среди которых, как известно, выделяются помимо известково-щелочных серий (для которых этот минерал является типоморфным) также и толеитовые, субщелочные и шшонитовые, для которых гиперстен не характерен. Возражение, касающееся повышенной щелочности верхнемеловой серии пород, также не является убедительным. Вполне вероятно, что обр. 11 из статьи Ю. И. Коновалова и др. [2], отнесенный В. Т. Съединым к пантеллеритам и характеризующийся высокой калиевоностью, является дифференциатом более молодых щелочных базальтов. Что же касается остальных пород зеленокаменного комплекса, преимущественно среднего состава, то их повышенная щелочность в значительной степени связана с натриевым метасоматозом при зеленокаменном перерождении, что подтверждается как широким разбросом точек на диаграмме кремнезем — щелочи, так и наличием среди комагматичных им интрузивных пород таких разностей, как тоналиты и трондjemиты. Не может служить критерием повышенной щелочности зеленокаменного комплекса также и наличие в осадках щелочных пироксенов, которые могут появиться при размыве вышележащих щелочных пород.

Наличие субаэрального андезитового вулканизма, дифференцированного интрузивного магматизма нормальной щелочности одновременно с находками метаморфических пород и повышенной мощностью земной коры свидетельствуют о том, что в верхнем мелу хребты Дайто и Оки-Дайто существовали как поднятия островодужного характера. Позднее накопившиеся толщи были подвергнуты зеленокаменному метаморфизму, приобретая облик, близкий к «зеленым туфам» основания островодужного разреза Японии. Однако в дальнейшем эти структуры в отличие от островных дуг испытали погружение, сопровождаемое рифтогенезом, как вполне логично предполагают Ю. И. Коновалов с соавторами [2], и вулканизм сменился на слабодифференцированный базальтовый повышен-

ной щелочности. Анализ истории вулканизма аналогичных поднятий в других окраинных морях, в том числе в Японском, показывает, что появление подобного «тафрогенного» вулканизма, связанного с погружением окраинных морей,— закономерное явление в их эволюции.

Нам представляется, что трактовка В. Т. Съединым и А. И. Ханчуком поднятий Дайто и Оки-Дайто как сугубо океанических структур, параллелизуемых с океаническими островами, не учитывает всего фактического материала, упрощает и обедняет историю развития Филиппинского моря.

ЛИТЕРАТУРА

1. Евланов Ю. Б., Коновалов Ю. И., Свиинников А. И., Ткалич О. А. К геологическому строению некоторых подводных возвышенностей Филиппинского моря // Геологическое строение дна Японского и Филиппинского морей (новые данные)/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток. 1979.— С. 21—36.
2. Коновалов Ю. И., Васильев Б. И., Говоров И. Н. и др. Магматические комплексы хр. Оки-Дайто // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 5.— С. 25—31.
3. Нестеренко Г. В. Долериты и высокоглиноземистые базальты хребта Дайто (Филиппинское море) // Геохимия.— 1981.— № 8.— С. 1247—1250.
4. Съедин В. Т. Кайнозойский базальтоидный магматизм Японского и Филиппинского окраинных морей: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Владивосток, 1986.
5. Съедин В. Т., Ханчук А. И. О характере вулканизма хребтов Дайто и Оки-Дайто в Филиппинское море // Тихоокеан. геология.— 1989.— № 5.— С. 100—104.
6. Фролова Т. И., Коновалов Ю. И. Вулканизм Японского моря как индикатор его образования // Вестн. МГУ.— 1985.— № 2.— С. 54—73.
7. Шараськин А. Я. Строение и тектоно-магматическая эволюция дна Филиппинского моря // Исто-

Методологические истоки допущенных этими авторами ошибок связаны с их предположением о наличии жестких связей магматических серий и тектонических обстановок, которое ляжет в основу анализа. На самом деле, определение обстановки, в которой формируется данная магматическая серия, может быть сделано только на основании всего комплекса петрологических и геологических данных, с привлечением рассмотрения полных вертикальных и латеральных рядов формаций, свойственных данной геологической структуре. Этот анализ должен проводиться отдельно для каждой конкретной структуры.

рия и происхождение окраинных и внутренних морей: Докл. 27 МГК. Т. 6. Ч. II.— М.: Наука, 1984.— С. 44—58.

8. *Geological problems concerning the Northwestern Philippine Sea-Geology of the Northern Philippine Sea* (ed by Shiki T.).—Tokai: University Press, 1985.
9. Matsuda J., Saito K., Zasu S. K.— Ar age and Sr isotope ratio of the rocks in the manganese nodules obtained from the Amami plateau, Western Philippine Sea // Symposium on the geological problems of the Philippine Sea, 1975.
10. Mills W. Analysis of conglomerates and associated sedimentary rocks of the Daito ridge, DSDP Site 445 // Init. Rep. of the Deep Sea Drilling Project.— 1980.— V. 58.— P. 643—659.
11. Sato Y. Heavy-mineral composition of Tertiary sediments at DSDP sites 445 and 446, Northeastern Philippine Sea // Ibid.— P. 661—669.
12. Shiki T., Aoki H., Misava Y. Island-arc like character and stages of developments of the Kyushu-Palau Ridge and the Daito Ridge group // Marine Sciences (Monthly).— 1976.— V. 8, N 3.— P. 19—24.

МГУ,
Москва

Поступила в редакцию
19 сентября 1988 г.

УДК 552.313(265.58)

Ю. И. Коновалов, Б. И. Васильев;
И. Н. Говоров, В. Л. Безвержный

К ВОПРОСУ О МАГМАТИЗМЕ ХРЕБТА ОКИ-ДАЙТО (Филиппинское море)*

Освещены некоторые аспекты дискуссионного вопроса формационной принадлежности продуктов магматизма подводных возвышенностей северо-западной ча-

Северо-западная часть Филиппинского моря, примыкающая к системе дуга — желоб Рюрю, характеризуется сложным строением. Она

* Краткий анализ критических замечаний В. Т. Съедина и А. И. Ханчука [9] по поводу статьи [2].

сти Филиппинского моря и поддерживается взгляд об островодужном характере проявлений вулканизма хр. Оки-Дайто в позднем мелу — палеогене.

включает ряд подводных хребтов — Кюсю-Палау, Дайто, Оки-Дайто и платообразную возвышенность Амами. В ряде случаев отдельные вершины этих хребтов возвышаются над уровнем моря в виде островов (острова Бородино и

Окино-Оагари). Все указанные структуры характеризуются повышенной относительно ложа Филиппинского моря мощностью земной коры и рассматриваются рядом исследователей либо как остаточные островные дуги [8, 12, 14 и др.], либо как микроконтинент с древней сиалической корой [1], благодаря их субширотным простираниям, резко несогласным с ориентировкой смежных структур, а также развитие в их пределах нумулитовых известняков и обнаружению при драгировании метаморфических пород кислого состава. Перечисленные особенности северо-западной части Филиппинского моря позволяют предполагать наличие в ее пределах вулканических образований широкого спектра, в том числе и островодужного типа, на что непосредственно указывалось в ряде работ последних лет [2, 6, 8, 15 и др.].

Магматизм зоны перехода, включающей обсуждаемую в нашей статье [2] структуру Оки-Дайто, является одной из сложнейших проблем современной геологии, что связано с существованием ряда моделей происхождения и развития земной коры и наличием фактов, имеющих неоднозначное их толкование. Исходя из этого, критика любого из высказанных по этому поводу мнений имеет естественное начало и право на существование. Однако предложенная нам на обсуждение заметка [9] имеет характер предвзятости, нечеткий стиль и обнаруживает неполноту знаний авторов в ряде вопросов, что, собственно, и заставило нас воспользоваться приглашением редакции и ответить на критические замечания по поводу нашей статьи [2].

На наш взгляд, очевидно, что прежде, чем излагать свое мнение о формационной принадлежности продуктов магматизма хр. Оки-Дайто, необходимо определить свое отношение к островодужному магматизму. Известны случаи обсуждения целесообразности сочетаний петрологических и тектонических терминов, однако ряд авторов, а вслед за ними и мы, считают приемлемым использовать определение «островодужный вулканизм», усматривая в вулканизме современных островодужных систем черты настолько специфичные, что это позволяет выделить особый тип и предполагать присущие только ему условия генерации и эволюции магмы. Общеизвестно, что наиболее характерными особенностями островодужного вулканизма являются высокая глиноземистость и низкая титанистость его продуктов, что принято считать типичным для всех островодужных серий — толеитовых, известково-щелочных, субщелочных и щелочных.

Судя по некоторым выражениям, оппоненты полностью признают существование «островодужного вулканизма» вообще и лишь опровергают его наличие в регионе Оки-Дайто, при этом, взяв на себя труд скрупулезной оценки

степени «островодужности» наших образцов, они не сочли необходимым сформулировать признаки, на основании которых вулканизм, по их мнению, можно называть островодужным. Трудно представить что-либо в защиту высказанных нами в статье положений, поскольку отсутствуют возражения по существу.

Но попробуем все же разобраться в претензиях, предъявленных к идее существования островодужного магматизма в пределах хребтов Дайто и Оки-Дайто. Возражая Т. Сики и другим [8], авторы замечаний [9] высказывают сомнения в наличии гиперстена в вулканитах, названных Т. Сики островодужными, поскольку они «...полностью замещены вторичными продуктами...», показывая тем самым большую осведомленность в фактическом материале, нежели его владелец, наш японский коллега. С другой стороны, они же обнаруживают и неосведомленность, но уже в более важном вопросе. Общеизвестно, что в островодужном комплексе присутствуют не только известково-щелочные породы, для которых наличие ортопироксена обязательно, но и толеитовые, субщелочные и щелочные серии, в базальтах которых, да и в более кислых дифференциатах, гиперстен вовсе не обязателен, наоборот, он там, как правило, отсутствует [5, 7, 10]. Именно к одной из этих серий, возможно, и относятся породы, описанные Т. Сики.

Далее наши критики безапелляционно заявляют, что химический состав пород, описанных в работе М. Исикавы и Х. Аоки [11], не позволяет относить их к островодужным образованиям, так как «...для большинства вулканических пород характерна высокая сумма щелочей (6—10, 5 %), а для ассоциирующих с ними габбро — преобладание калия над натрием...». Это замечание можно рассматривать только как непонятное недоразумение, поскольку из популярных источников [3, 4, 10] следует, что в субщелочных островодужных сериях содержание щелочей порядка 6—10 % отнюдь не является завышенным, а наоборот — типичным.

Суммируя все сказанное, следует сказать, что вся эта критика не имеет под собой реальной основы. Считаю, что, безусловно, в изучении магматизма зоны перехода существует масса вопросов, освещающихся в публикациях с разных позиций. В связи с регионом Дайто и вообще структур окраинных морей крайне необходима как эффективное средство интенсификации процесса научного познания постоянная дискуссия, но она, по нашему мнению, должна быть направлена на решение спорных вопросов, а не на необоснованное отрицание чужих утверждений. Считаю необходимым указать на некорректное обращение с рядом фактов, приведенных в нашей статье [2]. Например, в [9] говорится о том, что магматические комплексы вы-

деляются нами впервые, и что все они «...бес-прецедентно...» выделены по материалам одной станции драгирования. Однако на приведенной в статье [2] схеме указаны четыре станции драгирования, а слово «впервые» там вообще ни разу не встречается. Кроме того, Х. Токуяма, упоминающийся ими как автор работы, якобы отрицающей наличие островодужного вулканизма [13], в более поздней своей статье [14], наоборот, указывает на наличие активных островных дуг в изучаемом нами регионе, имевших место в позднем мелу-палеогене.

Критика, высказанная по поводу несоответствия данных химического анализа, приведенных в нашей работе, составу типичных островодужных образований, совершенно нелогична, так как нами оговорены вторичные изменения пород, из чего всегда следует предположительный характер выделения комплексов. Высокий уровень концентрации магния и сидерофильных элементов вместе с низким содержанием титана может быть проявлением характерной для островных дуг бонинитовой тенденции, однако мы не заостряли внимание на этой возможности объяснения особенности состава изученных нами пород ввиду принципиальной важности вывода о наличии бонинитов в пределах хр. Оки-Дайто, который следует обосновывать более надежным фактическим материалом. Выводы же о наличии островодужного магматизма в пределах Оки-Дайто не являются новыми, а публикация наших материалов произведена с целью как их подтверждения, так и уточнения наших знаний посредством привлечения новых данных, ценность которых совершенно независима ни от наших предположений, ни от мнения оппонентов.

Вопрос о принадлежности изученных пород к тому или иному формационному типу с той или иной степенью предположительности в нашей статье решен однозначно. Вместе с тем появление новых материалов, подобных упоминаемому данным 11-го рейса «Каллисто» (1979 г.), может внести заметные коррективы в существующие представления. Особенности химического состава пород, поднятых в этом рейсе, действительно можно отнести к другому петрохимическому типу, например к типу океанических островов и поднятий, как то сделали авторы заметки [9]. Но в любом случае обнаружение таких пород вовсе не исключает наличие других, поднятых с той же степенью очевидности в пределах той же структуры, которая расположена в регионе сложного строения и дискуссионного генезиса. На наш взгляд, высказывание о том, что в пределах Оки-Дайто проявился магматизм только одного типа океанических островов и поднятий, выраженное в такой категоричной форме, преждевременно и не является достаточно обоснованным имеющимся в настоящее время фактическим материалом.

В заключение считаем, что дискуссионные моменты, безусловно, существуют, не лишена их и наша статья. По нашему мнению, одна из первоочередных проблем состоит в том, что в настоящее время отсутствуют надежные критерии выделения палеотектонических условий на основе геохимических признаков и обсуждать следует, прежде всего, именно ее, но на ином уровне, нежели тот, на котором пытаются делать это наши оппоненты [9].

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология дна Филиппинского моря.— М.: Наука, 1980.
2. Коновалов Ю. И., Васильев Б. И., Говоров И. П. и др. Магматические комплексы хребта Оки-Дайто (Филиппинское море) // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 5.— С. 25—31.
3. Луцц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма.— М.: Недра, 1980.
4. Магматические горные породы. Основные породы.— М.: Наука, 1985.
5. Маракушев А. А. Петрология.— М.: Изд-во МГУ, 1988.
6. Нестеренко Г. В. Долериты и высокоглиноземистые базальты хребта Дайто (Филиппинское море) // Геохимия.— 1981.— № 8.— С. 1247—1249.
7. Петрография. Ч. 2/Под ред. А. А. Маракушева.— М.: Изд-во МГУ, 1981.
8. Сики Т., Мисаева Е., Конда И. Группа подводных хребтов Дайто и подводный хребет Кюсю-Палау и их связь с тектоникой Филиппинского моря // Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным.— Владивосток. 1978.— С. 40—51.
9. Сьедин В. Т., Ханчук А. И. О характере вулканизма хребтов Дайто и Оки-Дайто в Филиппинском море // Тихоокеан. геология.— 1989.— № 5.— С. 100—104.
10. Фролова Т. И., Бурикова И. А., Гуцин А. И. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг.— М.: Недра, 1985.
11. Ishikawa M., Aoki H. On the volcanic rocks dredged in the Daito ridge and Oki-Daito ridge regions, north-western Philippine sea with special reference to petrochemical characters on the GDP-15 and GDP-21 cruises // Earth science (Chikyu Kagaku).— 1978.— V. 32, N 5.— P. 244—253.
12. Pelletier B., Stephan J.-F., Blanchet P. De la fosse des Mariannes a l'île de Taiwan: geologie regionale // Ann. Soc. Geol. Nord.— 1983.— V. 103.— P. 19—27.
13. Tokuyama H., Yuassa M., Mizuno A. et al. Conglomerate and sandstone petrography, DSDP site 445, Philippine sea // Init. Rep. of the Deep Sea Drilling Project.— 1980.— V. 58.— P. 629—641.
14. Tokuyama H., Kagami H., Nazu H. Marine geology and subcrustal structure of the Shikoku basin and the Northern Philippine sea.— Tokyo, 1986.
15. Nesterenko G. V. Petrochemistry and geochemistry of basalts in the Shikoku basin and Daito basin, Philippine sea // Init. Rep. of the Deep Sea Drilling Project.— 1980.— V. 58.— P. 791—804.

ХРОНИКА

ТИХООКЕАНСКАЯ ВПАДИНА
И ЕЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ

Поводом для написания настоящей статьи послужил прошедший в г. Благовещенске (август 1988 г.) Международный симпозиум по изучению глубинного строения Тихого океана и его континентального обрамления, который явился продолжением симпозиумов, собиравшихся в разных странах под эгидой Тихоокеанской международной научной ассоциации (ее научного комитета «Твердая оболочка Земли») во время международных конгрессов, т. е. раз в четыре года. На последнем из них, состоявшемся в Сеуле (сентябрь 1987 г.), исполком ассоциации, учитывая возросшую актуальность тихоокеанской геологической тематики, признал необходимым созвать симпозиум, не связывая его с конгрессом, обычно усложняющим своими жесткими рамками такие мероприятия. Советский Союз оказался предпочтительнее других стран ввиду особого вклада, сделанного им в изучение Тихоокеанского региона, в частности, научными коллективами Дальневосточного отделения АН СССР, обладающими мощным исследовательским флотом. Результаты этих работ, начиная с 1982 г., т. е. после прекращения издания в Токио в связи с финансовыми трудностями международного ежемесячника *Pacific Geology*, регулярно публикуются в «Тихоокеанской геологии».

Необычность места проведения симпозиума (г. Благовещенск, стоящий на советско-китайской границе) — свидетельство возросших в результате перестройки возможностей к расширению международного сотрудничества — сразу же привлекла геологов многих стран Тихого океана. В его работе приняли участие ученые Австралии, Новой Зеландии, Вьетнама, Канады, Кореи, Китая, США, Японии и Советского Союза. На пленарных и секционных заседаниях доложен обширный материал, обсуждены как новые фактические данные, так и проблемы, давно обсуждающиеся, но не получившие однозначного решения.

На симпозиуме рассмотрены ретроспективные аспекты развития Тихого океана, результаты изучения структурных взаимоотношений континентальных поднятий и глубоководных желобов, геологическое положение и развитие вулканогенных поясов, условия проявления и временные особенности формирования ультрабазит-базитовых граптоидных поясов, геофизические поля континентального обрамления Тихого океана и их связь с вещественным составом корового и мантийного субстрата. В дискуссиях обнаружилось столкновение идей плитовой тектоники с классическим решением геодинамических задач на базе геосинклинальной теории. Некоторые итоги этого симпозиума, с учетом имеющихся по той или иной проблеме представлений, сводятся к следующему.

Ложе Тихоокеанской впадины, несмотря на возрастающий поток информации о его строении, остается все еще слабо изученным. Сделанные по этой проблеме доклады не внесли существенных изменений в наши о нем представления. По-прежнему Тихоокеанская впадина представляется сложной и неоднородной в тектоническом отношении структурой, которая

имеет общий уклон с юга на север, а по рельефу делится на северную от экватора и южную части.

Северная часть океана обладает ярко выраженным уклоном дна в сторону Восточной Азии и Аляски, где и обрамляется глубоководными желобами, отсутствующими в северо-восточной прибрежной зоне. Она более глубоководна и образована двумя котловинами — Северо-Восточной и Северо-Западной, отделенными друг от друга Гавайскими и Северо-Западными хребтами. Дно котловины осложнено более мелкими впадинами, подводными возвышенностями, горами и гайотами. Северо-Восточная котловина, кроме того, рассечена плетарными разломами субширотного простирания, упирающимися в береговые хребты Северной Америки. Такие соразмерные по масштабу разломы в Северо-Западной котловине не установлены.

Южная часть Тихого океана отличается от северной меньшими глубинами и структурной монотонностью, нарушенной занимающими здесь господствующее положение срединно-океаническими хребтами, выраженными в рельефе дна двумя платформенными поднятиями: Южно-Тихоокеанским субширотным длиной около 20 тыс. км и Восточно-Тихоокеанским субмеридиональным, имеющим ширину около 6 тыс. км и простирающимся в северо-восточном направлении на 17 тыс. км. К северо-западу от этих поднятий располагается Южная котловина океана, а к юго-востоку — котловина Беллинсгаузена, переходящая на юге в приантарктический шельф; ее продолжают в северо-восточном направлении Чилийская и Перуанская котловины. Структуры южной тихоокеанской части менее осложнены прогибами, возвышенностями и хребтами.

На дне Тихоокеанской впадины чрезвычайно широко распространены постройки действующих и потухших вулканов, часть из них относится к гайотам. Наибольшее их количество сосредоточено в зоне, протягивающейся от Маршалловых островов в северо-западном направлении до Японии. Вторая, аналогичная по насыщенности гайотами, зона проходит от Маршалловых островов в направлении к Калифорнии и к Аляскинскому заливу. Область, занимающая чуть ли не центральную часть океана и лежащая между Гавайскими островами, Галапагосами и хребтом Сала-и-Гомес, почти лишена этих вулканических построек, хотя значительная ее часть пространственно сопряжена с наиболее активной в тектоническом отношении частью океана, рассеченной разломами Клиппертон, Клариион и отчасти Меррей. Характерно, что такие постройки отсутствуют в районах, прилегающих с северо-запада к Соломоновым островам и с юго-востока к Курилам. Коралловые острова, как уже скрывшиеся под уровнем моря, т. е. гайоты, так и ныне живущие, обычно представляющие собой в основании вулканические постройки, сосредоточены главным образом в зоне, близкой к приэкваториальной части океана, протягивающейся через острова: Пасхи, Туамоту, Общества, Эллис, Гильберта, Маршалловы и Каролинские.

Плоские вершины вулканических гор до сих пор большинством геологов объяснялись морской абразией [11, 21], хотя на симпозиуме высказывались сомнения в правдоподобности такого их происхождения. Действительно, формирование, например, гайота Гуадалупе [21], который находится в северо-западной части Тихого океана и возвышается над дном на 4,3 км, а погружен под уровень океана на глубину 1,5 км, несомненно происходило в близповерхностной волноприбойной зоне, так как его вершина сложена коралловыми известняками мощностью до одного километра. Следовательно, этот гайот опустился на глубину до 2,5 км, что не может быть поставлено под сомнение. И поскольку в высокоширотных климатических зонах на вулканических постройках коралловые рифы не развивались, то можно допустить, что и другие плосковершинные горы, лишённые рифовых известняков, тоже могли формироваться под действием абразии поверхностных волн и затем опуститься под уровень океана.

Проблемы рифтогенеза, пожалуй, привлекли наибольшее внимание участников симпозиума; это и понятно, так как гигантская система рифтовых поясов Земли прослеживается в виде срединно-океанических хребтов и рифтовых долин через Атлантику и Индийский океан, откуда она с юга входит в Тихоокеанскую впадину, где за абиссальной равниной Беллисагаузена кулисообразно смещается к востоку и далее прослеживается параллельно Южной Америки к Калифорнийскому заливу, в котором и затухает, исчезает. Южно-Тихоокеанский и Восточно-Тихоокеанский рифтовые пояса отличаются от своих атлантических аналогов некоторым асимметричным положением по отношению к западному и восточному континентальным обрамлениям океана, так что даже не могут относиться к срединно-океаническим; у них почти отсутствуют рифтовые долины, с чрезвычайной яркостью выраженные в Атлантике. Создается впечатление некоторого ослабления энергии рифтовой системы в Тихоокеанской впадине. Ортогонально секущие ее разломы местами сопровождаются линейно сгруппированными как бы наизаписными на них подводными вулканическими постройками.

Е. Е. Милаповский и А. М. Никишин [17] полагают, что Восточно-Тихоокеанский рифтовый пояс был наложен на восточную часть ложа древнего (?), но испытывшего в мезозое обновление Тихого океана, а его северное окончание — на западную часть Северо-Американского континента, где образовалась Кордильерская рифтовая система. На симпозиуме эти авторы предложили выделять в Тихом океане и другую рифтовую систему — Западно-Тихоокеанскую, включающую Тасмано-Малайзийский, Южно-Китайско-Филиппинский и Северо-Китайско-Камчатский сегменты. С ними они связывают процессы новообразования земной коры, а также формирование глубоководных впадин окраинных морей Восточной Азии. Выделение Западно-Тихоокеанского рифтового пояса привело Е. Е. Милаповского [17] к отказу от ортодоксальной концепции тектоники плит, по крайней мере для этого района. В. И. Ильичев и Ю. В. Шевалдин [10] пошли еще дальше: они считают, что вся переходная зона от азиатского континента к впадине Тихого океана имеет рифтовую природу. Таким образом, восточно-азиатская крайняя зона субдукции, как ее трактуют представители концепции глобальной плитовой тектоники, преобразуется в зону спрединга, что ведет в новые тупики при истолковании природы самой рифтовой системы и механизма образования восточно-азиатских приматериковых морей.

В тезисах к своему докладу В. П. Солопенко [25] подчеркивает, что рифты отражают особый этап развития Земли, связанный с какой-то космической катастрофой на рубеже мезозоя и кайнозоя, приведшей к коренному изменению животного и растительного ми-

ра, вспышке вулканизма и перестройке земной коры. Напомню, что с аналогичной идеей раньше на страницах журнала «Тихоокеанская геология» выступал Ю. М. Пуцаровский [22]. Таким образом, причинно-следственные аспекты Тихоокеанской рифтовой системы заслуживают дополнительных специальных исследований, и, по-видимому, ее роль нельзя сводить к единственному процессу субдукции раздвигающихся плит океанического дна.

В докладах о вещественном составе дна Тихоокеанской впадины подчеркнута преимущественно толеитовая линия развития базальтоидного магматизма (толеиты, ферротолеиты срединно-океанических хребтов, толеиты «внутриплитные» и Гавайских островов). Это, с моей точки зрения, сильно сблизжает их с трапповым магматизмом платформенных областей. Однако была высказана мысль, что встречающиеся в пределах Тихого океана щелочно-базальтовые ассоциации несут отчетливые черты магматических образований, часто содержащих ксенолиты шпинелевых, иногда гранатовых ультрамафитов. Поэтому не встретили особых возражений гипотетическое утверждение о том, что магмы, из которых образованы эти породы, генерировались на значительных глубинах, где стираются различия континентального и океанического типов тектоносферы. Была предложена гипотеза состава магии, согласно которой верхняя ее часть должна иметь шпинель-перидотитовый и ильменит-гранат-перидотитовый состав, а средняя — в верхнем слое (до 400 км) — эклогитовый, локально обогащенный калием, и в нижнем (400—700 км) — гранатовый, обогащенный калием и микроэлементами. Вызывает сомнение утверждение И. Н. Говорова [8] о везерит-везеритовом составе отдельных неопределенной глубины блоков магматического вещества. Мною ранее было показано [34], что на больших глубинах на существование минералов низших сингоний накладывается кристаллографический запрет, поэтому можно говорить в этом случае лишь о каком-то расплаве или субстрате, удовлетворяющем составу указанных минералов, образующихся при определенных изобарно-изотермических условиях.

В настоящее время, когда в ряде районов Тихоокеанской впадины установлены породы, явно принадлежащие «континентальной» коре, и представления о преимущественно базальтовом характере тихоокеанского дна поколеблены [7], вещественный его состав нельзя рассматривать в отрыве от этого и тем более делать без учета данного факта обобщающие выводы, касающиеся глубинного строения всей впадины. Такие породы обнаружены буровыми скважинами и драгированием в пределах океанического дна и на некоторых островах. К ним относятся метаморфические образования, кислые интрузивные и эффузивные, а также осадочные породы (гнейсы, гранитоиды, липарит-дациты, туффиты, кварцевые и аркозовые песчаники и конгломераты).

Опираясь на эти данные, а также с учетом сейсмических исследований Донг Р. Чой (Австралия) делает далеко идущие выводы [30], которых ввиду их принципиального значения я не могу не коснуться. Он считает, что в северо-западной части Тихого океана так называемая «океаническая» кора, на самом деле, состоит из архейских и протерозойских образований, которые можно интерпретировать как «континентальную» кору. Донг Р. Чой полагает, что на месте современного Тихого океана существовали мелководные моря и области сноса обломочного материала для образования, в частности, протерозойских ортокварцитов, широко распространенных в японских фанерозойских осадочных породах. В палеозое и раннем мезозое, по его мнению, большая часть Тихого океана представляла собой мелководное море, расчлененное участками суши с преобладанием субархальных условий развития. Глубоководное море впервые здесь возникло только в конце юры. Напомню, что с аналогичных позиций

Тихоокеанская впадина в свое время рассматривались А. М. Смирновым [24].

Глубоководные желоба (глубина до 10 км), обрамляющие Тихоокеанскую впадину, до конца не поняты структуры; их природа представляется труднообъяснимой с позиций практически всех ныне пользующихся популярностью тектонических концепций, в том числе и плитовой, сторонники которой как раз полагают, что ими вполне удовлетворительно решена эта задача. В самом деле, на фоне только кажущейся асимметрии Тихоокеанского обрамления глубоководные желоба развиваются действительно асимметрично. Так, если в азиатской части они сопряжены с островодужными структурами, отчленяющими восточно-азиатские окраинные моря, а на юге даже входят во внутренней части таких морей, то американские глубоководные желоба образуют структурные пары с континентальными поднятиями и ничем не осложняют открытую в океан материковую береговую линию.

С позиций плитовой тектоники представляются труднообъяснимыми перемены, установленные между отдельными звеньями глубоководных желобов, по-видимому, во всех случаях сложенные породами, которые можно интерпретировать как субстрат «континентальной» коры. Желобы выделяются пониженным, по сравнению со структурами, слагающими их борта, тепловым потоком, образующим нисходящую депрессию кривой; для объяснения низкого его значения, характерного, например, для Курило-Камчатского глубоководного желоба И. К. Туезов [32] допускает конвекцию тепла вниз со скоростью 0,053 см/г, что на порядок меньше скорости субдукции. Имеют попытки эту феноменальную особенность глубоководных желобов объяснить их перекрестом осадочными породами, которые якобы экранируют тепловой поток.

К самым поразительным особенностям глубоководных желобов Тихого океана относятся отрицательные гравитационные аномалии, указывающие на разуплотнение вещества «донных» их структур. Это явление пытаются объяснить вовлечением субдуктивирующейся плитой осадочных пород. Но, во-первых, не у всех желобов присутствует осадочный слой юных отложений, а во-вторых, трудно допустить подобную противоречащую механике кинематику плиты, проталкивающейся в более плотную, чем она сама, среду, при этом не только не претерпевая уплотнения, но даже разуплотняясь по сравнению с тем же осадочным слоем. Не случайно в связи с этим на симпозиуме, например, В. А. Краушкин [14] в своем докладе высказал убеждение, основанное на новейших исследованиях, в том, что глубоководные желоба — это не зона субдукции у вулканической островной дуги, а зона активного рифта, окаймляющего островную дугу.

В недавней работе с И. К. Туезовым [32] глубоководные желоба были отнесены нами к переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану. Поступая так, мы основывались на паходках метаморфических и кислых интрузивных пород «континентального» типа на возвышенности Обручева, окраинном океаническом валу Хоккайдо и пристроивном борту Курило-Камчатского желоба, а также установленной глубоководным бурением древней суши Ойясея, существовавшей на месте северной части Японского глубоководного желоба, на сходстве магнитных аномалий и на аналогичном по обе стороны желоба строении земной коры; в пределах желоба найдены гальки пляжного типа, зафиксированы норы мелководных ископаемых и спиккулы губок верхнеплиоцен-нижнеплейстоценового возраста на глубинах более 600 м. На основании этого сделан вывод о том, что структуры глубоководных желобов являются наложенными образованиями, возникшими в ходе формирования переходных зон от континента к океану в плиоцен-плейстоценовое время. Однако, скорее всего, глубоководные желоба впадины развиваются сопряженно с рифтами, котловинами, гор-

ными хребтами, поднятиями и др., т. е. изометрическими и линейными структурами дна Тихоокеанской впадины. По-видимому, геометрия как глубоководных желобов, так и сопряженных с ними геофизических полей связана с реальными процессами преобразования вещества и его оттоком в литосферных слоях в пределах узких структур, формирующихся по периферии впадины. Поэтому они должны рассматриваться в качестве одного из тектоногеоморфологических элементов впадины и относиться к пограничным структурам между впадиной и переходной зоной, разделяющим качественно различные по тектоническим процессам области.

Таким образом, ложе Тихоокеанской впадины представляет собой сложное сочетание изометрических или овальных (котловины, прогибы) и линейных (поднятия, хребты, рифтовые долины, разломы, глубоководные желоба) тектоногеоморфологических структур со значительными вертикальными и латеральными колебаниями. На изометрические формы дна линейные структуры как бы накладываются, усложняя или редуцируя их в различных направлениях, что указывает на некоторую последовательность развития тех и других: к более ранним, по-видимому, относятся изометрические, к поздним — линейные. С ними сопряженно развиваются рифтовые долины и гайоты. Интересно, что сравнение полей гравитационных аномалий с этими структурами выявляет некоторое сходство их рисунков. Это указывает на определенную зависимость рельефа дна океана от плотностных характеристик участвующего в его формировании вещества планеты. Дно Тихого океана — сложная петрологическая и геохимическая провинция, занимающая значительный сегмент планеты с неоднородными геофизическими полями. О глубинном его строении, как подчеркивалось в дискуссиях на симпозиуме, можно судить по обобщенной геофизической характеристике основных тектонических структур. Западная ее часть, что показано в работах Г. И. Семеновской и Н. Я. Кунина [14, 23], относится к области более высоких скоростей распространения волны, а восточная — пониженных; они разделены флексурой, прослеживающейся с юга на север между 140 и 180° в. д., которую можно интерпретировать как перегиб в поверхности магниты, ортогонально секущий естественный широтный раздел внешней поверхности дна океана.

Все эти данные указывают на наличие некоторой структурной согласованности в глубинном строении Тихоокеанской впадины, определяющей механизм ее формирования как в целом, так и в отдельных, внешне как будто бы разобщенных, но на самом деле развивающихся по единому плану, элементов.

Тихоокеанское континентальное обрамление представляет собой замкнутое кольцо; оно включает различного рода материковые структуры, привычно объединяемые под общим названием подвижного или тектонического пояса. Все его элементы, несомненно, развиваются сопряженно с образованием впадины океана во внутренней части ее платформенной рамы. В докладе на симпозиуме ретроспективные аспекты этого обрамления рассмотрены В. Е. Хаининым [28]. Основной его тезис сводся к тому, что Тихоокеанский подвижный пояс возник как планетарная структура в результате сочленения независимо сформировавшихся сегментов на границе конвергирующих континентальной и океанической плит, заложившихся в раннепротерозойское время. В их эволюции, по представлениям В. Е. Хаина, немаловажную роль сыграли мио- и эвгеосинклинальные процессы, а также микроконтиненты или экзотические блоки со значительным перемещением в пространстве. Таким образом, автор доклада сделал далеко идущую попытку объединения двух концепций: геосинклинальной и тектоники плит; формирование Тихоокеанской впадины рассматривается в свете этих представлений.

Почти с аналогичных позиций природа континентальных окраин (континентального обрамления) рассмотрена А. А. Маракушевым [15], считающим, что они развиваются в тесном взаимодействии с океаническими литосферными плитами, входящими, в свою очередь, в геодинамические системы со срединно-океаническими хребтами. Он полагает, что в зависимости от характера этого взаимодействия, определяемого спрединговой активностью хребтов, различаются, по крайней мере, четыре стадии развития континентальных окраин, по которым намечаются их главные типы: эвгеосинклинальная, миогеосинклинальная, орогенная и островодужная. Но так как все эти стадии относятся к собственно геосинклинальному процессу, то остается неясным, какое отношение к этому имеют литосферные плиты.

Становясь на позицию дуалистических представлений об образовании континентального обрамления океана, высказанных В. Е. Хайным и А. А. Маракушевым, мы неизбежно сталкиваемся с трудностью согласования, прежде всего, возраста зарождения и развития Тихоокеанского подвижного пояса и срединно-океанических хребтов, образовавшихся в Тихоокеанской рифтовой системе, формирование которой датируется послемеловым временем, в частности, как считает Ю. М. Пуцаровский [22], галапагосский и калифорнийский отрезки относятся к концу неогена. Правда, А. А. Маракушев эвгеосинклинальную стадию развития связывает с разрушением и погружением континентальных окраин, для которых должны были существовать свои океанические плиты, формировавшиеся сопряженно с периконтинентальными и перикокеаническими рифтами и, по-видимому, двигавшиеся с запада на восток.

Думаю, что вряд ли такой подход в объяснении многих особенностей развития азиатского и американского звеньев континентального обрамления может оказаться эффективным, особенно, если учесть асимметрию западной и восточной частей впадины, а также природу и молодость приматериковых морей Восточной Азии. Я полагаю, прав Г. М. Власов [5], утверждая, что ясность в данную проблему вносят исследования особенностей развития молодых (позднегеосинклинальных — кайнозойских) геосинклинальных систем Восточной Азии, которые включают ряд закономерно располагающихся относительно друг друга структурно-формационных зон — от крайней фронтальной (эвгеосинклинального прогиба) до крайних тыловых (краевые седиментационные бассейны и краевые вулканоплутонические пояса). Таким образом, вся проблема зарождения и развития Тихоокеанского континентального обрамления решается без привлечения концепции тектоники плит, она вскрывается при анализе в нем структурных и вещественно-временных связей.

Важнейшими структурными элементами континентального обрамления Тихого океана являются находящиеся в сложном пространственно-временном сочетании мио- и эвгеосинклинальные складчатые структуры и связанные с ними гипербазит-базитовые, гранитоидные и вулканогенные пояса, а также рудная минерализация, отражающая их металлогеническую специализацию.

Ультрабазит-базитовые пояса представлены отдельными цепочками интрузий и основного состава, размещенными преимущественно в эвгеосинклинальных системах; среди них выделяются палеозойские, мезозойские и раннекайнозойские интрузии. К палеозойским относятся душты, гардбургиты, нориты, габброиды и другие породы ультраосновного и основного ряда. Они, например, образованы цепи Южного Приморья Советского Союза, Австралии, Новой Зеландии, цепи, протягивающиеся от Юкона до Скалистых гор, встречающиеся в Калифорнии и др. Однако в рассматриваемом обрамлении наиболее характерными явля-

ются мезозойские и раннекайнозойские интрузии ультрабазитов и габброидов; они обнаруживаются на востоке Азии, на Аляске, в западных штатах Северной Америки, на севере Южной Америки. Эти породы распространены на полуострове Камчатка, на островах Карагинском, Сахалине, Хоккайдо, на Филиппинах, на Калимантане, в Новой Зеландии.

Среди ультрабазит-базитовых интрузий встречаются расслоенные массивы, изометрические и пластовые тела, сопровождающиеся интрузивными контактами. Иногда вместе с ними встречаются коматитовые образования. Однако в целом весь комплекс этих пород Тихоокеанского обрамления слабо изучен, именно поэтому их структурное положение и природа далеко не однозначно интерпретируются. Одни считают их реликтами океанической коры. Так поступают В. Паттон (США); в своем докладе [19] на симпозиуме аляскинские ультрабазит-базитовые интрузии он делит на три группы (северную, центральную и южную), классифицируя их как офиолитовые комплексы, возникшие из фрагментов обдуктированной или субдуктированной океанической коры: в раннем палеозое (обдукция), в позднем палеозое (обдукция) и в позднем мелу (субдукция). Совсем еще недавно аналогичный механизм образования ультрабазит-гипербазитовых интрузий распространялся и на корякский пояс массивов сходного состава, но более поздние геологические и петрологические исследования С. С. Зимина и др. обнаружили их чисто интрузивное происхождение, что подтверждается характерными контактами, расслоенностью некоторых массивов, присутствием коматитовых пород и другими особенностями их строения и структурного положения.

Многие исследователи ультрабазит-базитовых массивов Тихоокеанского обрамления относят к магматическим образованиям, внедрившимся во вмещающие толщи, при этом учитываются их закономерная локализация преимущественно в эвгеосинклинальных складчатых системах, взаимодействие интрузий с вмещающими породами и другие, отмеченные выше, особенности. В этом случае их внедрение связывается с ранней стадией развития геосинклинальных процессов, предшествующих со значительным временным разрывом гранитообразованию.

Гранитоидный магматизм Тихоокеанского обрамления развит мощно и чрезвычайно ярко. В больших масштабах его изучение осуществлялось тихоокеанскими странами, в том числе по международному проекту, которым руководил П. Бетман (США). На симпозиуме в качестве итога работы по этому проекту [32] была представлена изданная на четырех языках (русском, английском, испанском и японском) карта Циркум-Тихоокеанского плутонизма, составленная в СВКНИИ ДВО АН СССР (Магадан) под редакцией Л. И. Красного (руководитель русской части проекта Н. А. Шило). Ее появление — большое событие в изучении Тихоокеанского континентального обрамления.

Из карты следует, что на Тихоокеанском побережье Северной и Южной Америки гранитоидные плутоны образуют почти непрерывную цепь гигантских поясов; на западе Тихого океана аналогичные пояса дополняются поперечными звеньями (мезозонды Востока Азии, Становая складчато-глыбовая область, Яньшанская и Ушлянская системы).

Безразнообразие гранитоидных пород Тихоокеанского континентального обрамления может быть разделено на два типа: наиболее широко распространенные гранодиорит-гранитовые и собственно гранитовые комплексы и габбро-гранитовые серии, с которыми очень часто ассоциируют продукты вулканических извержений андезит-риолитового состава. Гранодиорит-гранитовые и гранитные интрузии размещаются как в эвгеосинклинальных, так и в миогеосинклинальных системах, примерами чего могут служить Австралия, Малайзия, Сихотэ-Алинь, Северо-Восток СССР. Для Се-

веро-Американской и Южно-Американской ветвей обрамления эти породы менее характерны. Здесь широкое распространение получили габбро-гранитовые серии интрузий, которые размещаются преимущественно в эвгеосинклинальных системах (Кордильеры и Анды американских материков, Австралия); они также распространены в вулканогенных поясах и в частности в Охотско-Чукотском, Сихотэ-Алиньском, Хонсю-Корейском, Перуанском, Арауканском и др. Породы габбро-гранитных серий образуют многофазные батолиты с длительным временем формирования.

Т. Нозава (Япония) в своем докладе [18] на симпозиуме изложил факты тесной связи обоих типов гранитоидов с тектоническими условиями развития земной коры континентального обрамления, что отражено также в представленной международной карте Циркум-Тихоокеанского гранитоидного магматизма.

Таким образом, мощное проявление кислого интрузивного магматизма и его упорядоченное развитие в структурах — наиболее характерные особенности Тихоокеанского обрамления. Что же касается более или менее ясно очерченных двух серий пород, одна из которых тяготеет к гранитоидному ряду, а вторая — к габброидному, то, вероятно всего, это связано с природой их происхождения, особенно если учесть разные условия их локализации. Гранодiorит-гранитовые серии, несомненно, производные внутрикоровых магматических процессов, тогда как габбро-гранитовые, очевидно, следует связывать с глубинными верхнемагматическими зонами.

Л. А. Маслов и Н. П. Романовский [16] полагают, что имеющиеся сейсмические, гравитационные и геоэлектрические данные свидетельствуют о наличии повышенной тектонической и магматической активности корневых частей гранитоидных рудно-магматических систем, коррелирующих с орогенными зонами внешней части Тихоокеанского континентального обрамления. А рассмотревшие модели образования рудоносных гранитоидов того же обрамления Н. Д. Добрецов и Ф. Г. Рейф [9] пришли к выводу о том, что для формирования продуктивных рудно-магматических систем необходимо, чтобы образующиеся в земной коре гранитоидные магмы исходно содержали не менее 3% H_2O , были способны к перемещению на гипабиссальный уровень, где за счет дифференциала могли бы продуцировать достаточно крупные массы расплава (порядка $n \cdot 10^3$ км³) с содержанием воды порядка 5—6%.

Нашли соответствующее место в дискуссиях симпозиума и вулканогенные пояса Тихоокеанского обрамления. Они являются наиболее примечательной чертой его тектономагматического развития, ими определялись многие особенности этой планетарной структуры: тектоника, магматизм, металлогения, характер геофизических полей. В азиатской части отдельными звеньями вулканоген составлены Чукотско-Катазиатский пояс, протягивающийся вдоль окраины Азиатского материка на 10 тыс. км; масштабы развития вулканических процессов на обоих американских континентах вполне сопоставимы с азиатскими; здесь вулканогенные пояса также протягиваются вдоль прибрежной зоны океана на многие тысячи километров. Таким образом, совершенно очевидна грандиозность субаэрального вулканизма на последнем этапе развития Тихоокеанского обрамления. По своему структурному положению на востоке и на западе Тихого океана вулканогены укладываются в определенные системы латеральной и поперечной зональности с характерными комбинациями геофизических полей, абрис которых, по-видимому, формируется под влиянием как внутрикоровых, так и внутримантийных процессов, образовавших несимметрично развивающуюся зону перехода от континента к океанической впадине;

Несмотря на обширный материал изучения вулканических поясов (Чилийско-Перуанского, Эквадорского, Мексиканского, Калифорнийско-Колумбийского), многие вопросы структурного их положения, временных границ проявления вулканической деятельности, последовательности изменения состава продуктов извержений до сих пор остаются дискуссионными, требуют дополнительных исследований и обсуждения результатов. Среди них заслуживают быть отмеченными три проблемы, а именно: соотношение вулканогенных поясов и складчатых систем континентального обрамления, временные границы развития субаэрального вулканизма и эволюция его вещественного состава.

Проблема соотношения вулканогенных поясов со структурами основания в настоящее время решается с двух позиций. Согласно первой, вулканическая деятельность в пределах континентального обрамления явилась следствием тектономагматической автономной активизации, завершенной в геосинклинальных системах складчатости с образованием разломов глубокого заложения, обычно связываемых с торцевыми повыми продольными зонами между кайнозойскими и более древними структурами, вступившими в стадию послеорогенного развития. С этих позиций объясняются все особенности субаэрального вулканизма, образовавшего вулканогенные пояса. Основанием такой концепции является, помимо всего прочего, наложенный характер вулканических пород на подстилающее их более древнее складчатое основание, от которого лишь унаследуются его структурные особенности.

Другая точка зрения на эту проблему стала завоевывать все большее признание по мере расширения исследований вулканических комплексов континентального обрамления. Она сводится к тому, что вулканогенные пояса как с востока, так и с запада Тихого океана зарождались в период замыкания геосинклинальных систем и перехода их в иную — вулканическую — стадию развития. Такая точка зрения мною [31] была высказана еще в начальный этап изучения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, основными элементами которого являются внешняя и внутренняя его зоны. На флангах пояс подчиняется структурному характеру фундамента, представляющего здесь раздробленными дорифейскими глыбами. Внешняя зона в целом паложена на мезозойские структуры и является по отношению к ним дискордантной, тогда как внутренняя сопрягается с системой кайнозойской складчатости таким образом, что складки, сложенные вулканидами, и структуры Анадырско-Корякской системы имеют одно и то же северо-восточное простирание, свидетельствующее об активном вовлечении в складчатые процессы непрерывно формировавшихся осадочных и вулканогенных толщ, развитых во внутренней зоне пояса. Они происходили в обстановке растяжения в зоне планетарных разломов мантийного заложения, служивших торцевым швом между мезозоидами и более молодыми кайнозойскими геосинклинальными системами.

К аналогичным выводам пришел А. Г. Аблаев [1], на основании литолого-биостратиграфических исследований установивший отсутствие временного перерыва между породами геосинклинального и орогенного ряда в пределах Главного синклинория Сихотэ-Алиньской складчатой системы, что позволило ему проследить последовательную смену миегеосинклинальных толщ молассовыми и вулканогенными (маломощные горизонты и прослой туфов кислого, смешанного и реже среднего состава присутствуют в толщах альбского возраста, в том числе и в свите, венчающей разрез геосинклинальных осадков). Они указывают на начало проявлений вулканических процессов, приведших в итоге к формированию вулканогенов в раннем меду. Эти данные, по мнению А. Г. Аблаева, исключают по-

слеорогенное в результате автономной активизации образование Сихота-Алиньского вулканогенного пояса. Той же точки зрения придерживается Д. Н. Филиппов [27].

Сходный вывод напрашивается и при изучении Андийского вулканогенного пояса [29], где, правда, не проведены столь тщательные исследования. Однако общая последовательность образования осадочных толщ заключительной стадии геосинклинального процесса и начало вулканической деятельности сохраняют примерно тот же порядок.

Вполне понятно, что такое резюмирующее значение изучения соотношения вулканогенных поясов и подстилающих вулканитов осадочных геосинклинальных отложений не требует особой стадии развития континентального обрамления — его автономной тектономагматической активизации. В связи с этим я не могу не напомнить о дискуссии, возникшей на страницах журнала «Тихоокеанская геология» между Г. М. Власовым и А. Д. Щегловым [6] по проблеме резкого противопоставления процессов геосинклинально-орогенного развития и тектономагматической активизации, в которой Г. М. Власов привел убедительные аргументы в пользу сопряженного образования вулканогенных поясов с геосинклинально-орогенной стадией эволюции складчатых систем. К этому следовало бы добавить, что такой подход правомерен и при объяснении образования перивулканических зон, формирующихся во внешней части вулканогенных поясов, в ходе своего развития надвигавшихся на складчатые структуры более древних геосинклинальных комплексов. Это и понятно, так как утверждение права называть их краевыми исходит из того непреложного факта, что они практически закономерно возникают у границ относительно стабильных и подвижных областей с протеканием различных по времени тектономагматических циклов. Такое решение проблемы образования вулканогенных поясов Тихоокеанского складчатого обрамления упрощает понимание зонального их строения в латеральном и поперечном направлениях, что побудило меня в свое время выделять вулканогенные пояса в особом типе структуры земной коры, формировавшиеся на стыке океанических впадин и континентов.

Возраст тихоокеанских вулканогенных поясов получил оценку на примере Охотско-Чукотского звена, однако и здесь отсутствует единая точка зрения. В. Ф. Белый [2] в своих работах утверждает, что Охотско-Чукотский вулканогенный пояс как крупная стратифицированная геологическая структура начал формирование в раннем альбе и закончил его в сеномане, а на значительных участках — в первой половине сеномана, что укладывается в 15-миллионный временной отрезок, в течение которого из недр было выброшено на поверхность 2,5 млн км³ эффузивного материала. Другую точку зрения развивает Р. Б. Умитбаев [26]. Основываясь на том, что еще Н. А. Криштофорович и позже А. Ф. Ефимова в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса выделяли пять флористических комплексов, датированных неокон, апт — альб, сеноман — турон, сенон — дат и палеоген, он расширяет время образования этой структуры чуть ли не до 100 млн лет, соответственно увеличивая его объем. Такой подход Р. Б. Умитбаева в какой-то мере опирается на радиологические датировки, фиксирующие в пределах вулканогенного пояса три интрузивные вспышки, охватывающие рубежи 120, 90, 60 млн лет, которые пока не согласуются с палеофаунистическими датировками в пределах Охотско-Чукотского пояса, но в районах юга Дальнего Востока обнаруживают сходимость. Мне представляется, что определение временных границ образования таких общепланетарных структур, какими являются вулканогенные пояса, следует основывать не только на палеофаунистических и радиологических датировках, но при этом

необходимо выявлять место инициального магматизма в истории развития геосинклинальных систем.

Эволюция вещественного состава магматических расплавов, образовавших вулканогенные пояса, недостаточно изучена. Однако уже имеющиеся исследования позволяют полагать, что в целом характерная для них известково-щелочная линия развития магматизма, в отличие от толентового собственно океанической, скорее всего, определяется фугитивностью кислорода, выводящего железо в магнетитовую фракцию. Признание этого фундаментального положения, мне кажется, следует из того, что толентовые расплавы изначально не являются примитивной жидкостью, выплавляющейся из мантийного вещества, имеющего, как мною было показано, спиральспитовый состав, на более высоких уровнях вступающих в «кислородную» среду. Весьма красноречивым примером этого является преимущественная намагниченность гранитоидов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, зависящая от кислородного потенциала [20], нормирующегося магнетитом, который присутствует в этих породах. Являясь членами вулканоплутонических ассоциаций, они характеризуют общую геохимическую линию формирования этой структуры. Поэтому нет необходимости отделять от нее андезиты в особые структуры, как это делает В. Ф. Белый [3].

Наиболее разноречивое толкование на симпозиуме получила проблема сущности и происхождения зоны перехода от континента к океанической впадине; высказывались отмеченные выше взаимоисключающие концепции. Поскольку ее природа недавно рассматривалась в нашей совместной с И. К. Тузовым [33] работе, а дополнительные материалы с иными вариантами понимания причин ее образования, доложенные на симпозиуме, с моей точки зрения, недостаточно аргументированы и не содержали новых фактических данных, то я остановлюсь лишь на двух вопросах, которые заслуживают наибольшего внимания.

Гетерогенность и недостаточно понятая причина формирования переходной зоны чрезвычайно ярко подчеркнуты установленными во многих местах газогидратами, данные по которым изложены в докладе Дж. Красона и др. [12]. Ими указывается, что по результатам сейсмического исследования и бурения газовые гидраты установлены в осадках многих районов, а именно: в пределах Перуанского желоба у побережья Эквадора, Перу и Чили, в Панамской впадине; в пределах Средне-Американского желоба, у побережья Мексики, Гватемалы, Никарагуа и Коста-Рики; в рифе Гайамас у побережья Мексики; на западной окраине США у побережья штатов Калифорния, Орегон, Вашингтон; в пределах Алеутского желоба у берегов Аляски; во впадине Нанкай, у побережья Японии и в желобе Тонга у побережья Новой Зеландии; в осадках Курильского желоба у берегов о. Хоккайдо, вдоль окраин о. Тайвань, Филиппин, Папуа Новой Гвинеи, Австралии и Индонезии. Присутствие органического вещества в осадках переходной от континента к океану зоны в виде газовых гидратов — новый аспект ее сущности, он заставляет со всей тщательностью проанализировать имеющиеся данные и ставить новые исследования условий ее образования.

На второй аспект формирования этой зоны обратил внимание Ю. Я. Ващиллов [4]. Речь идет о ротационных силах, вызываемых вращением Земли вокруг своей оси, и наложением на них энергии волны приливов и отливов, как эффекта солнечно-земных и лунных притяжений, а также вибрационных напряжений планеты, возникающих в результате изменения скорости движения Земли по своей орбите по ходу Солнца и в обратном направлении. Эти мощные силы как раз и должны проявляться на стыке систем разной консолидации, где и формируются глубинные разломы, иницирующие развитие толентового магматизма, который эволюционирует в известково-щелочной, являю-

щийся характерной чертой вулканогенных поясов.

Крайне общая и далеко не полная систематизация материала по изучению глубинной структуры Тихого океана и его континентального обрамления позволяет говорить о некоторых главнейших особенностях этого сегмента нашей планеты, образованного различными взаимозависимо развивающимися элементами. К ним относятся океаническое дно, осложненное линейными и изометрическими структурами, континентальное обрамление, образованное складчатыми системами, а также гипербазит-базитовыми, гранитоидными и вулканогенными поясами, развивавшимися последовательно в эв- и миогеосинклинальных звеньях, переходная зона от континента к океанической впадине, крайне несимметрично формировавшаяся между континентальным обрамлением океана и глубоководными желобами, огибающими днище его впадины.

В рамках настоящей статьи по ходу изложения оригинального материала и существующих по той или иной проблеме точек зрения мною были высказаны и свои представления. В дополнение к изложенному хотелось бы остановиться на природе Тихоокеанской рифтовой системы, так как правильное понимание ее развития, мне кажется, может послужить ключом к решению и других вопросов.

Мировая рифтовая система, частью которой является ее Тихоокеанская ветвь, трассирует, по-видимому, наиболее ослабленную с маломощной корой зону земного шара. Этот факт позволяет считать, что ее образование связано с расколом напряженного тела Земли. Не исключено, что такого рода масштабное явление возникло впервые в истории развития планеты в силу сочетания благоприятных условий, к которым, прежде всего, относится океанизация ее поверхности, ослабляющая физическую прочность коры. Этим расколом вскрыта верхнемантийная пиральспитовая сфера, что и стимулировало базальтообразование вдоль него; процесс сопровождался переходом или преобразованием вещества из высших форм симметрии в низшие, это в свою очередь обусловило увеличение объема подкоровых масс не менее, чем на 30—40 %, и повлекло

за собой возрастание напряжений, вызвавших через трещины раскола массовое излияние толеитовых магматических расплавов, за счет которых формировались срединно-океанические хребты, консолидировавшие вдольрифтовую зону.

Массовое излияние базальтовых магм сопровождалось подтоком магматических расплавов к рифтовой зоне, что в свою очередь влекло за собой снятие напряжений в подкоровых верхнемантийных слоях. Таким образом, создавались дополнительные условия для развития базальтоидного магматизма, формировавшего потоки расплавов в сторону рифтов. Удаление массы вещества из отдельных рифтов участков сопровождалось формированием прогибов, впадин, опусканием дна океана и затем образованием на границе с переходной зоной глубоководных желобов с характерными для них пониженными тепловыми потоками и отрицательными гравитационными аномалиями.

Такая модель развития рифтовой системы на океаническом дне позволяет отказаться от плит, движущихся в направлении от рифта, тем более, что такой механизм находится в полном противоречии с простыми законами механики. Напротив, массы подкорового вещества поступают к рифтовой зоне — к расколу земной коры, затем выбрасываются на океаническое дно, образуя срединно-океанические хребты.

В заключение хотелось бы отметить, что изучение глубинного строения Тихого океана и его континентального обрамления, по существу еще только начинающееся, позволяет понять природу и последовательность формирования отдельных элементов общего структурного сегмента планеты. Возможно, что многие наши представления о протекающих на Земле процессах получают иную интерпретацию, а эффективные гипотезы, претендующие на всеобщие теории, отомрут. Это в свою очередь откроет перспективы для решения фундаментальных проблем эволюции геологических процессов, как основы для лучшего понимания пространственного размещения и образования месторождений полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аблаев А. Г.* Природа вулканитов окраин восточноазиатских мегаструктур // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 6.— С. 96—100.
2. *Белый В. Ф.* К проблеме возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Там же.— 1982.— № 3.— С. 101—110.
3. *Белый В. Ф.* Вулканизм и тектоническое развитие континентальных окраин Тихого океана // Там же.— 1985.— № 5.— С. 23—32.
4. *Вашилов Ю. Я.* Глубинная структура и развитие Охотско-Чукотского вулканогенного пояса по геофизическим данным // Там же.— 1982.— № 4.— С. 45—57.
5. *Власов Г. М.* Так ли уж асимметричен Тихоокеанский складчатый пояс? // Там же.— 1984.— № 1.— С. 121—124.
6. *Власов Г. М.* Можно ли резко противопоставлять процессы геосинклинально-орогенного развития и тектономагматической активизации // Там же.— 1987.— № 3.— С. 125—128.
7. *Васильев Б. И., Тарарин И. А., Говоров И. П., Коновалов Ю. И.* Новые данные о геологическом строении вала Зинкевича // Там же.— 1986.— № 4.— С. 99—104.
8. *Говоров И. П.* Вещественное строение тектоносферы Тихоокеанского сегмента Земли по данным изучения глубинных вулканических пород и ксенолитов // Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления. Ч. I: Тез. докл.— Благовещенск, 1988.— С. 10—12.
9. *Добрецов Н. Д., Рейф Ф. Г.* Модели образования гранитоидов // Там же.— С. 7—9.
10. *Ильичев В. П., Шевалдин Ю. В.* О рифтовой природе переходной зоны // Там же.— С. 19—20.
11. *Кириллова Г. Л., Марков Ю. Д., Уткин И. В.* Эволюция морфоструктуры гайота Ламонт поднятия Маркус-Уэйк (Тихий океан) // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 6.— С. 30—44.
12. *Красов Дж., Финли П., Чесник М.* Факторы геологического контроля выходов газовых гидратов на континентальных окраинах Тихого океана // Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления. Ч. I: Тез. докл.— Благовещенск, 1988.— С. 36—37.
13. *Краюшкин В. А.* Циркумпацифик: геотектоническая природа глубоководных океанических желобов // Там же.— С. 49—51.
14. *Кунин Н. Я., Семенова Г. И.* Комплексная геофизическая характеристика основных тектонических структур ложа Тихого океана и вопросы развития земной коры // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 6.— С. 28—35.
15. *Маракушев А. А.* Петрология континентальных окраин // Глубинное строение Тихого океана и его континентальное обрамление. Ч. I: Тез. докл.— Благовещенск, 1988.— С. 5—7.

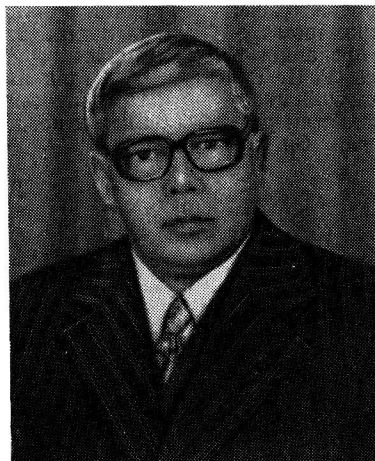
16. *Маслов Л. А., Романовский Н. П.* Особенности строения Тихоокеанского подвижного пояса по геолого-геофизическим данным // Там же.— Ч. II.— С. 19—21.
17. *Милановский Е. Е., Никишин А. М.* Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс и его место в мировой рифтовой системе // Там же. Ч. I.— С. 16—18.
18. *Нозава Т.* Связь типов гранитов с тектоникой циркумтихоокеанского района // Там же.— С. 4—5.
19. *Паттон У.* Тектонические условия образования офиолитов на Аляске // Там же.— С. 9—10.
20. *Печерский Д. М.* Магнитные свойства гранитоидов Северо-Востока СССР. Магнитные свойства изверженных пород // Тр./СВКНИИ АН СССР.— 1964.— Вып. 9.— С. 6—158.
21. *Полякова З. Н., Гнибиденко Г. С., Корнев О. С.* Геологическое строение и развитие гайота Гуадалупе // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 2.— С. 3—6.
22. *Пуцаровский Ю. М.* Мировая рифтовая система — редкое событие в геологии // Там же.— 1986.— № 6.— С. 98—102.
23. *Семенова Г. И.* Модели земной коры различных структур ложа Тихого океана // Там же.— 1985.— № 4.— С. 3—12.
24. *Смирнов А. М.* К вопросу о природе Тихоокеанского сегмента Земли // Там же.— 1985.— № 1.— С. 10—18.
25. *Солопенко С. П.* Проблемы рифтогенеза и сейсмичности Восточной Азии // Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления. Ч. I: Тез. докл.— Благовещенск, 1988.— С. 40—42.
26. *Умитбаев Р. Б.* К проблеме возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеан. геология.— 1983.— № 3.— С. 103—109.
27. *Филиппов А. Н.* Об унаследованном характере орогенных вулканических поясов Сихотэ-Алиня // Там же.— 1984.— № 5.— С. 110—115.
28. *Хаин В. Е.* Циркумтихоокеанский подвижный пояс в ретроспективе геологического времени // Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления. Ч. I: Тез. докл.— Благовещенск, 1988.— С. 12—14.
29. *Чехович В. Д., Кац Я. Г., Волкова Л. Н.* Геодинамическая обстановка формирования мезозойско-кайнозойских месторождений в Андийском поясе и карибском регионе // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1978.— № 6.— С. 62—71.
30. *Чой Донг Р.* Структура и состав коры северо-западной части Тихого океана // Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления. Ч. I: Тез. докл.— Благовещенск, 1988.— С. 20—21.
31. *Шило Н. А.* Золотое и золотосеребряное оруденение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и некоторые вопросы рудообразования // Современные проблемы геологии.— Л., 1974.— С. 20—34. (Зап. Ленингр. горн. ин-та; Т. XVII, вып. 2).
32. *Шило Н. А., Туезов И. К.* Тектоника и геологическая природа Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 3.— С. 3—16.
33. *Шило Н. А., Красный Л. И., Милов А. П.* Международная карта циркумтихоокеанского магматизма // Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления. Ч. I: Тез. докл.— Благовещенск, 1988, С. 3—4.
34. *Шило Н. А.* Расслоенные плутоны и некоторые вопросы рудообразования. Статья 3. Источник базальтовых магм // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 1.— С. 120—126.

ИГЕМ АН СССР
Москва

Н. А. Шило

НЕКРОЛОГ

ТУГОВИК ГЛЕБ ИВАНОВИЧ



20 мая 1989 г. на 60-м году жизни скоропостижно скончался Глеб Иванович Туговик — крупный ученый, внесший большой вклад в изучение недр Забайкалья и Дальнего Востока СССР, заведующий лабораторией структур рудных полей Амурского комплексного НИИ ДВО АН СССР, доктор геолого-минералогических наук.

Г. И. Туговик родился 25 мая 1929 г. в с. Джалинда Амурской области в семье служащих. После окончания в 1954 г. Иркутского политехнического института он работал вначале в производственных геологических организациях, а потом, после защиты кандидатской диссертации в 1961 г., в Геологическом институте Бурятского филиала СО АН СССР в г. Улаи-Удэ. Первые исследования Глеба Ивановича связаны с типизацией редкометалльной минерализации Саяно-Байкальской горной области. Еще до защиты кандидатской диссертации он опубликовал ряд статей, посвященных геологии и минералогии вольфрамовых и молибден-вольфрамовых месторождений Забайкалья, петрологическим особенностям гранитоидов и лампрофиров в рудных полях. В последующих исследованиях по магматизму Забайкалья им был предложен новый механизм формирования интрузивных тел в вулканоплутонических поясах; изучены особенности петрохимии метасоматических процессов и распределения редких элементов в гранитоидах и щелочных породах Бурятии, грейзенизации в гранитоидах Забайкалья; были даны конкретные рекомендации по поискам редких и редкоземельных элементов, связанных с магматическими комплексами Бурятии. В результате многолетних исследований им была разработана формационно-генетическая классификация редкометалльных месторождений, освещались особенности строения конкретных месторождений Бурятии и Забайкалья.

Особое место в научной деятельности Г. И. Туговика занимали исследования эксплозивных процессов в земной коре. Его фундаментальные работы «Эксплозии и рудный процесс» (М.: Наука, 1974), докторская диссертация (1981 г.), «Флюидно-эксплозивные структуры и их рудность» (М.: Наука, 1984) являются наиболее значительным вкладом в эту область геоло-

гии за последние годы. В этих работах показано, что эксплозивные процессы в земной коре распространены шире, чем традиционно принято считать. Флюидно-эксплозивные структуры (ФЭС) развиваются в связи с магмами различного состава и имеют общий механизм формирования. Минерализованные ФЭС и прилегающие к ним зоны штокверков являются более крупными по масштабам оруденения, чем минерализованные трещинные зоны, из которых в настоящее время извлекается основная масса многих полезных ископаемых. Эти структуры выделены Г. И. Туговиком в самостоятельный генетический тип, дополняющий существующие классификации структур рудных полей и месторождений. Кроме того, им предложен комплекс методов выявления и диагностики таких структур, что имеет большое практическое значение. Появление этих работ во многом способствовало прогнозированию целого ряда месторождений полезных ископаемых, прежде всего золоторудных и сульфидно-никелевых.

В 1981 г. Г. И. Туговик возглавил лабораторию структур рудных полей в Амурском комплексном НИИ ДВО АН СССР. Под его руководством впервые для Амурской области была обоснована платиноносность кольцевых структур в районах развития древних высокометаморфизованных пород, изучены генезис платиноидов из гранулитовых комплексов и закономерности локализации золотоплатинового оруденения. Большой вклад Глеб Иванович внес в изучение и экономическое освоение минерально-сырьевых ресурсов Дальневосточного региона, в зоне Байкало-Амурской магистральной. Им впервые были установлены перспективы этой территории на алмазы, связанные с проявлением маптинного магматизма, в том числе эксплозивного, в пределах Восточно-Азиатской рифтогенной системы. Это явилось новым фундаментальным вкладом ученого в познание геологии Дальнего Востока. Эти исследования послужили основой для составления межведомственной программы «Восток» по оценке перспектив алмазности Дальнего Востока.

Глеб Иванович Туговик был активным популяризатором научных знаний: активно участвовал в работе

областного общества «Знание», был одним из основателей минералогического музея в Геологическом институте г. Улан-Удэ, являлся заместителем Председателя Амурского отделения Всесоюзного минералогического общества, участвовал в работе Оргкомитетов различных совещаний и симпозиумов.

Г. И. Туговику были присущи высокое чувство профессионального долга, упорство и добросовестность в труде, ответственность за порученное дело. Глеб Иванович с добротой относился к людям, во взаимоотношениях с подчиненными и коллегами отстаивал свою точку зрения в дискуссиях исключительно методами убеждения. Для молодых ученых ярким примером будет служить не только его самозабвенная преданность науке, но и активная гражданская позиция. Г. И. Туговик, член КПСС с 1958 г., проявлял большой интерес ко всем проблемам Перестройки, перспективам развития Амурской области, вопросам экологии. Он хо-

рошо знал и любил природу Забайкалья и Дальнего Востока. Несмотря на то, что с 1952 года он был инвалидом из-за полученной на производстве травмы, Глеб Иванович ежегодно проводил полевые работы в труднодоступных, неосвоенных районах, обнаруживая большое мужество и высокую работоспособность, осуществляя маршруты, требующие выносливости и здоровья, не уступая ни в чем своим коллегам.

Товарищи Г. И. Туговика по работе испытывают глубокое уважение к памяти человека, оставившего не только учеников и последователей, но и огромный научный багаж, много перспективных замыслов, оригинальных идей, которые еще предстоит воплотить в жизнь.

Светлая память о большом ученом и хорошем человеке навсегда останется в сердцах его коллег, учеников и последователей.

В. Г. Моисеенко, А. П. Сорокин, Н. С. Остапенко, В. В. Колесников, Г. А. Конашинская, А. Ф. Миронюк, Г. И. Неронский, И. А. Загрузина, В. А. Кудрявцев, С. В. Нужнов, Г. В. Ботряков, В. Д. Мельников, И. Д. Зайкин, А. П. Данилов, Ю. П. Душин, А. И. Дементенко, А. И. Христенко, И. Е. Василенко, Н. Ю. Мозжухина, Е. В. Имшенник, И. Н. Кожурин.

РЕФЕРАТЫ ДЕПОНИРОВАННЫХ СТАТЕЙ

УДК 550.8.053 : 681.3

05.05.89.— № 2976-B89.— 16 с.

С. В. Горкуша. Применение ЭВМ и машинной графики при анализе геолого-геофизической информации.

В работе представлено объемное изображение на ЭВМ рельефа, потенциальных полей, поверхностной плотности, магнитных аномалий, а также очагов землетрясений. Определены

особые точки по полю методом полного нормированного градиента силы тяжести в площадном варианте, проведено районирование совокупности геолого-геофизических признаков в пределах восточной части Байкало-Охотского сейсмического пояса с использованием классического анализа.

УДК 551.252

05.05.89.— № 2976-B89.— 37 с.

А. О. Морин. Опыт применения теории информации при изучении трещиноватости в породах Удского вулканогенного пояса и его фундамента.

С позиций теории информации введены понятия энтропии трещиноватости как меры ее неупорядоченности и количества информации, заключенного в совокупности измеренных ориентировок трещин в точке наблюдения. Установлено, что неупорядоченность трещиноватости определяется главным образом возрастом вмещающих комплексов и количеством измерений, а влияние интенсивности трещиноватости, литологии пород, местоположения точек наблюдения и степени тектонической переработки невелико. Выявлено систематическое увеличение неупорядоченности трещиноватости по мере

омоложения вмещающих комплексов, что использовано для оценки возраста одной из толщ. Полноту и достоверность ретроспективных моделей, построенных на анализе ориентировок трещин, предложено оценивать по количеству информации, положенной в основу этих моделей, а время полного стирания информации принимать за их нижнюю временную границу. С точки зрения эффективности сбора информации определено число измерений ориентировок трещин в точке наблюдения. Установлены соотношения количеств точек наблюдения в разновозрастных комплексах для построения равнодостоверных ретроспективных моделей. Кратко рассмотрено изменение неупорядоченности трещиноватости близ разломов и в ороговичкованных породах.

УДК 550.436 : 552.24 (571.5/6)

11.05.89.— № 3053-B89.— 15 с.

С. В. Горкуша. Эпицентральное поле Байкало-Охотского сейсмического пояса.

Приведены карты плотности эпицентров Байкало-Охотского сейсмического пояса, проведено сопоставление сейсмичности с тектони-

кой, СВДЗК. С помощью гармонического анализа сделаны оценки распределения числа землетрясений во времени, получены значения основных периодов.

УДК 550.83

11.05.89.— № 3026-B89.— 16 с.

М. Н. Лунева, С. М. Харламов. Исследование волн, проходящих через криволинейную границу, на основе физического и математического моделирования.

На основе двумерного ультразвукового физического и математического моделирования

проведено исследование волн, проходящих через криволинейную границу раздела сред (купол, синусоидальная граница). Математическое моделирование проходящих волн осуществлялось на основе метода наложения краевых волн. Приведены теоретические и эксперимен-

тальные сейсмограммы проходящих (*PP*, *PS*) волн, графики изменения амплитуды волн по профилю наблюдения. Показано, что особенностью волнового поля, формируемого сложной границей, является его несимметричность, обусловленная различной динамической выраженностью разных участков фронта волны и под-

УДК 550.382.3

П. Ф. Кишко. Палеомагнитное изучение разнонаправленных сульфидных жил на оловорудных месторождениях.

Проведено палеомагнитное исследование пирротинсодержащих руд в разнонаправленных касситерит-сульфидных жилах двух редкометалльных месторождений Приморья: Арсеньевского и Силинского. В разноориентированных рудных телах названных месторожде-

УДК 536.24 : 577.3

М. И. Гиль, Е. С. Петров. Моделирование процессов теплопереноса в приповерхностных горизонтах земной коры методом оценки среднеквадратичной температуры.

При математическом моделировании процессов теплопереноса в приповерхностных горизонтах земной коры возникает ряд вопросов, связанных с осреднением тепловых характеристик, с оценкой погрешности, образующейся при упрощении коэффициентов теплопроводности, с оценкой времени переходного процесса распространения температуры. Для этих целей предлагается использовать метод оценки среднеквадратичной температуры в среде с переменными параметрами.

Приводится пример использования указан-

черкиваемая дифракционными эффектами. Количественное сопоставление результатов физического и математического моделирования показало достаточно хорошую точность вычисления волнового поля методом наложения краевых волн.

19.06.89.— № 4020-B89.— 14 с.

ний выявлены различия в компонентном составе и палеомагнитной стабильности естественной остаточной намагниченности. По средним направлениям векторов естественной остаточной намагниченности рассчитаны координаты геомагнитных палеополюсов, на основании которых подтверждается более древний (по отношению к Арсеньевскому месторождению) возраст оруденения на Силинском месторождении.

19.06.89.— № 4026-B89.— 7 с.

ного метода с привлечением результатов наблюдений за температурой, влажностью, теплофизическими и механическими свойствами аллювиальных грунтов на одном из участков, расположенном в долине Нижнего Амура.

Оценки среднеквадратичной температуры сравнивались с соответствующими значениями среднеквадратичной температуры, вычисленной по данным эксперимента и по решениям уравнения теплопроводности численными методами. Различия между ними не превышали $1,1^\circ$.

Предлагаемый метод позволяет оценить влияние погрешности определения теплофизических характеристик на тепловое поле, а также скорость изменения температуры в грунте при ее изменении на поверхности земли.

К сведению подписчиков!

В журнале "Тихоокеанская геология" на обложке печатаются объявления, реклама и прочая информация геологического профиля (аннотации издаваемых книг, сведения о наличии книг, подлежащих реализации, объявления о предстоящих совещаниях и пр.). Заинтересованные организации и предприятия могут высылать материалы по адресу:

630099 Новосибирск, Советская 18, СО издательства "Наука", редакция журнала "Тихоокеанская геология", сообщив при этом номер своего расчетного счета.