

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

3

1988

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Н. А. ШИЛО

Ю. А. Косыгин (зам. главного редактора), А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), Г. Л. Кириллова (ответственный секретарь), Ч. Б. Борукаев, Г. М. Власов, А. А. Врублевский, В. А. Красилов, Е. В. Краснов, Н. И. Лаврик, В. Г. Мойсеенко, Л. И. Попеко, О. В. Равдоникас, Е. А. Радкевич, Г. В. Ручкин, К. Ф. Сергеев, А. А. Сидоров, И. К. Туезов, В. Н. Шаратов

Адрес редакции: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чона, 65,
ИТяГ ДВО АН СССР. Тел. 33-26-65.

Зав. редакцией *Е. Н. Казарезова*
Мл. редактор *Л. Д. Левицкая*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *Л. П. Минеева*
Корректоры *Н. М. Горбачева, И. А. Абрамова*

Сдано в набор 04.02.88. Подписано к печати 16.06.88.
МН-01246. Формат 84×108¹/₁₆. Высокая печать. Усл.
печ. л. 13,4. Усл. кр.-отт. 14. Уч.-изд. л. 15. Тираж
642 экз. Заказ № 1113.

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

СОДЕРЖАНИЕ

Н. А. Шило, Р. Б. Умитбаев, В. И. Гончаров, Е. Ф. Дылевский, О. Н. Иванов, Б. А. Кулешов, А. П. Соболев, Г. Б. Левашов, В. С. Иванов, В. Г. Сахно, В. Г. Хомич, В. И. Сухов, Г. В. Ручкин, В. Н. Воеводин, А. Б. Игнатьев. Геодинамика, магматическая и металлогеническая зональность северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса	3	В. С. Рождественский. Геологическое строение и тектоническое развитие полуострова Шмидта (о. Сахалин)	62
О. А. Мельников. О механизме образования островных дуг северо-запада Тихого океана	9	Е. Д. Богданова, Н. Ф. Василенко, С. М. Сапрыгин. Современные движения земной коры в районе р. Пильгун (Северный Сахалин)	72
Л. Л. Ваньян, Б. А. Окулесский, Н. А. Пальшин, В. Ю. Семенов. Океанская астеносфера вблизи Гавайских островов по результатам анализа магнитотеллурического тензора	14	В. В. Середин, Н. П. Митрофанов. Структурная позиция и строение Кавалеровского оловярудного района	77
Ю. Ф. Малышев, Д. Ф. Семенов. Офиолиты в глубинной структуре восточно-азиатской континентальной окраины	18	А. А. Захаров, М. В. Зуев. Скарны Охотского массива и их рудоносность	87
М. И. Гнидаш, В. Т. Съедин, А. В. Можеровский, И. П. Якушева. Геохимические ассоциации фосфора в базальтах Японского моря	25	С. А. Григоров, А. А. Куклин, А. П. Куклин, И. С. Розенблом. Основные черты геохимической зональности золоторудных месторождений Северо-Востока СССР	97
А. А. Рязанцев, Ю. П. Шестера, А. Е. Шлезингер. Особенности строения комплекса бокового паращивания на примере четвертичных отложений шельфа Южного Приморья	35	М. В. Ваноян. Влияние серпентинизации на физические свойства гипербазитов	104
А. К. Седых. Геохимические признаки прибрежно-морского палеогена Южного Приморья	41	Н. Г. Разжигаева, В. В. Наумова. Применение многомерного статистического анализа для выделения ассоциаций тяжелых минералов в прибрежно-морских осадках Японского моря	111
В. В. Иванов , О. В. Щербань, А. В. Гревцев, С. В. Мордовина, Е. С. Санько, С. М. Соинская. Органическое вещество пород Северо-Охотского бассейна (по разрезу скважины Магаданская-1)	48	<i>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</i>	
В. Э. Кононов, Р. М. Макаров, В. М. Никифоров, В. И. Ремизовский, Ю. Г. Слуднев. Перспективы нефтегазоносности Северо-Западного Сахалина в свете новых геолого-геофизических данных	57	М. И. Стрельцов. О кривизне островных дуг и глубине желобов северо-западной части Тихого океана	117
		Л. И. Понеко, С. В. Зябров. Микститы востока Монголо-Охотской складчатой системы	120
		В. Г. Чайкин, Ю. В. Баталин, Е. Ф. Станкевич. Перспективы содоносности Приморья	124
		<i>КРИТИКА И ДИСКУССИИ</i>	
		Ю. М. Пущаровский. Письмо в редакцию	127
		Владимир Иванович Федорченко	128

CONTENTS

N. A. Shilo, R. B. Umithaev, V. I. Goncharov, E. F. Dylevsky, O. N. Ivanov, B. A. Kuleshov, A. P. Sobolev, G. B. Levashov, V. S. Ivanov, V. G. Sakhno, V. G. Khomich, V. I. Sukhov, G. V. Ruchkin, V. N. Voevodin, A. B. Ignatiev. Geodynamics, magmatic and metallogenic zonation of the north-western Pacific mobile belt	3	E. D. Bogdanova, N. F. Vasilenko, S. M. Saprygin. Recent movements of the Earth's crust in the Piltun River region (North Sakhalin)	72
O. A. Melnikov. Formation mechanism of island arcs of the north-western Pacific	9	V. V. Seredin, N. P. Mitrofanov. Structural position and structure of the Kavalerovo tin ore region	77
L. L. Vaniyan, B. A. Okulesky, N. A. Palshin, V. Yu. Semenov. Oceanic asthenosphere near the Hawaiian Isls according to the results of magnetotelluric data	14	A. A. Zakharov, M. V. Zuyev. Scarms of the Okhotsk massif and their ore content	87
Yu. F. Malyshev, D. F. Semenov. Ophiolites in the deep structure of the east-Asian continental margin	18	S. A. Grigorov, A. A. Kuklin, A. P. Kuklin, I. S. Rosenblum. Main features of geochemical zonation of the USSR North-East gold ore deposits	97
M. I. Gnidash, V. T. S'yedin, A. V. Mozherovsky, I. N. Yakusheva. Phosphorus geochemical associations in the Sea of Japan basalts	25	M. V. Vanoyan. Serpentinization effect on physical properties of hyperbasites	104
A. A. Ryazantsev, Yu. P. Shestera, A. E. Schlesinger. Structural peculiarities of the complex of lateral accretion exemplified by Quaternary deposits of the South Primorie shelf	35	N. G. Razzhigaeva, V. V. Naumova. Application of multimeasure statistical analysis for distinguishing near-shoremarine sediments in the Sea of Japan	111
A. K. Sedykh. Geochemical manifestation of South Primorie nearshore — marine Paleogene	41	<i>BRIEF COMMUNICATIONS</i>	
V. V. Ivanov, O. V. Shcherban, A. V. Grevtsev, S. V. Mordovina, E. S. Sanko, S. M. Soinskaya. Organic matter of the North-Okhotsk basin rocks (based on the Magadanskaya-1 well's section)	48	M. I. Streltsov. On curvature of island arcs and depth of trenches in the north-western Pacific	117
V. E. Kononov, R. M. Makarov, V. M. Nikiforov, V. I. Remizovsky, Yu. G. Sludnev. Oil and gas content perspectives for northwestern Sakhalin in the light of new geological — geophysical data	57	L. I. Popeko, S. V. Zyabrev. Mixtites of the eastern Mongolo-Okhotsk fold system	120
V. S. Rozhdestvensky. Geological structure and tectonic development of the Schmidt Peninsula (Sakhalin Island)	62	V. G. Chaikin, Yu. V. Batalin, E. F. Stankevich. Perspectives of sodium content in Primorie	124
		<i>CRITICISM AND DISCUSSIONS</i>	
		Yu. M. Pushcharovsky. A letter to the editorial staff	127
		<u>Wladimir Iwanovich Fedorchenko</u>	128

УДК 551.24 : 552.11 : 553.2(571)Y

*Н. А. Шило, Р. Б. Умитбаев, В. И. Гончаров, Е. Ф. Дылевский,
О. Н. Иванов, Б. А. Кулешов, А. П. Соболев, Г. Б. Левашов,
В. С. Иванов, В. Г. Сахно, В. Г. Хомич, В. И. Сухов, Г. В. Ручкин,
В. Н. Воеводин, А. Б. Игнатъев*

ГЕОДИНАМИКА, МАГМАТИЧЕСКАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА *

Проанализированы геодинамика, магматическая и металлогеническая зональность северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса (ТПП) по шести геологическим эпохам: рифейско-раннепалеозойской, девонско-раннекаменноугольной, позднепалеозойско-раннетриасовой, позднерурско-раннемеловой (валлажии), ранне-позднемеловой, палеоген-четвертичной. Выявлено, что в истории развития региона наблюдается чередование эпох сжатия и растяжения, продолжительность которых последовательно сокращалась. Анорогенные магматические образования эпох растяжения специализированы на сидеро- и халькофильное оруденение, а орогенные изверженные породы эпох сжатия — на халько- и литофильное. Общая эволюция рудообразования в неогее выражена в увеличении роли литофильной минерализации от рифея к кайнозое, что является следствием воз-

растания степени зрелости континентальной коры региона во времени.

Характер магматической и металлогенической зональности на протяжении неогее постепенно изменялся от перикратонного в рифее, раннем и среднем палеозое до перикокеанического в позднем мезозое и особенно кайнозое. Процессы рифтогенеза и крипто-рифтогенеза, сопровождавшиеся анорогенным магматизмом и проявившиеся в самых разных по природе геоструктурах (авлакогенах, миогеосинклиналиях и др.) на различных этапах развития региона, обусловили развитие во внешней металлогенической зоне ТПП «чужеродного» ей халько- и сидерофильного оруденения. Присутствие литофильной оловосеребряной и других минерализаций во внутренней зоне ТПП указывает на возможное паличие в ее основании блоков континентальной коры.

История развития главных геоструктур земной коры Тихоокеанского подвижного пояса (ТПП) представляет собой чередование двух геодинамических режимов — сжатия и растяжения. Режимы растяжения обусловили деструкцию континентальных массивов и областей со зрелой океанической корой, что приводило к возникновению рифтов, эв- и миогеосинклиналий и других структур на утоненном континентальном или меланократовом фундаменте. Режимы сжатия вызывали формирование прото- и дейтероорогенных областей; важнейшими элементами глубинного строения последних в ТПП являются сейсмофокальные зоны (СФЗ).

Помимо прямых геологических индикаторов режимов растяжения — сжатия для их выявления важное значение имеет анализ магматических процессов, которые делятся на два типа: анорогенный и орогенный или соответ-

ственно толеит-базальтовый и липарит-андезитовый, по А. А. Маракушеву. Первый из них характеризует обстановку преобладающего растяжения, второй — сжатия. Исходя из этих представлений нами выполнено данное исследование, цель которого — выявление главных рудно-магматических событий в истории региона в связи с геодинамикой.

Дорифейская история магматических явлений и геодинамики региона изучена слабо. Можно предположить, что в архее имели место две крупные эпохи растяжения и две — сжатия, последняя из которых завершилась становлением протоконтинентальной коры, зафиксированной ультраметаморфизмом, анатектическими и палингенными гранитами. Начало протерозоя — эпоха растяжения, заложения ортогональной сети глубинных разломов, послуживших каналами для подъема анорогенных магм (базиты, гипербазиты), а конец среднего протерозоя — эпоха сжатия, интрузивного многофазного магматизма и наземного вулканизма в протогеосинклинальных зонах и областях протоактивизации континентальных блоков. В эту эпоху проявились первые сводово-глыбовые дислокации и разломы диагональной сети.

* Настоящая статья — несколько измененный и проиллюстрированный текст доклада, прочитанного на Всесоюзном петрографическом совещании (В кн.: Магматические и метаморфические формации в истории Земли. — Новосибирск: Наука, 1986). В составлении схем палеозойских эпох участвовал П. П. Лычагин, который был соавтором указанного доклада.

К началу неогена восточная часть Азиатского континента, протягивавшаяся, по нашему мнению, до современных островодужных сооружений, представляла собой оформившийся кратон. Он был нарушен сетью ортогональных и диагональных зон глубинных разломов, осложненных кольцевыми и дугowymi структурами.

Закономерности развития юга Дальнего Востока и Северо-Востока СССР в неогене несколько различны, хотя в целом они характеризуются преобладанием условий растяжения, нарушаемых сравнительно кратковременными сжатиями, имеющими тем не менее очень важное значение в отношении магмо- и рудогенеза. Уместно отметить, что на фоне преобладающих сжатий или растяжений в пределах отдельных геоструктур локально проявлялись напряжения противоположного знака, что наиболее ярко выражено в сосуществовании на многих этапах развития северо-запада ТПИ тектонопар геосинклиналь — ороген.

Рифейско-раннепалеозойская история магматизма северо-запада ТПИ связана с распадом Азиатского континента (рис. 1). В пределах возникших в это время эвгеосинклинальных прогибов формировались типичные офиолитовые (гипербазит-базит-кремнистые) ассоциации. В прилегающих к эвгеосинклиналям частях миегеосинклиналей и на срединных массивах локально проявились калиевый и ультракалиевый базальт-риолитовый и шошнитовый вулканизм, медное и полиметаллическое оруденение. В Анадырско-Корякском регионе в это время в условиях растяжения формируются зеленокаменные пояса вулканогенно-осадочного происхождения с базальтовым ипичиальным вулканизмом при ограниченном проявлении габброплагиогранитной формации. На Омолонском массиве излились субщелочные кали-натриевые базальты и внедрились пикриты и диабазы, которым сопутствует золотое и, возможно, медно-никелевое оруденение. Примерно в это же время сформировались щелочные сиениты и нордмаркиты (анмандыканский комплекс). На Буреинском массиве в начале данной эпохи образовалась контрастная базальт-риолитовая ассоциация (с исландитами), а в конце сформировались крупные гранитоидные плутоны (биробиджанский комплекс). На Ханкайском массиве последним соответствуют интрузии вознесенского комплекса. В пределах прогибов у восточных окраин Сибирской платформы и Буреинского массива в рифее возникли узкие зоны с базитовым магматизмом (крипторифты), послужившие, вероятно, путями миграции ювенильных растворов, обусловивших формирование стратиформных залежей полиметаллов в карбонатно-терригенных толщах рифея и кембрия.

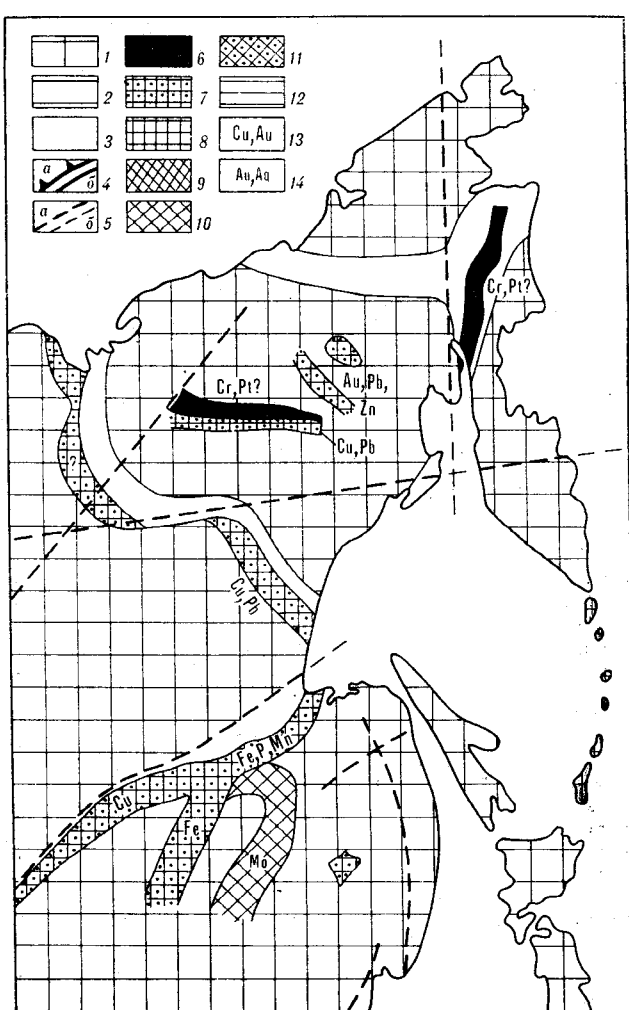


Рис. 1. Магматизм и металлогеническая зональность северо-западной части ТПИ в R — PZ₁.

1 — древние платформы и срединные массивы; 2 — молодые платформы; 3 — геосинклинальные зоны; 4 — сейсмофокальные зоны и их продолжения (а) и предопределившие их возникновение глубинные разломы (б); 5 — главные глубинные разломы ортогональной и диагональной сети (а) и их продолжение в акваториях морей (б); 6—12 — магматические комплексы: 6 — гипербазитовые, 7 — базитовые, 8 — андезит-гранодиоритовые, 9 — гранитоидные, 10 — риолит-гранитные, 11 — монцитонитовые, 12 — гранитоидные перивулканических зон; 13, 14 — оруденение: 13 — в связи с гипербазитами и базитами, 14 — в связи с риолит-гранитными, гранитоидными и монцитонитовыми комплексами.

Средний палеозой — одна из эпох интенсивного магматизма в истории Земли. Размеры бассейнов геосинклинального осадконакопления и анорогенного магматизма сокращаются, а на их месте возникают поднятия с орогенными натриевыми риолит-андезитовыми комплексами, сопровождающимися медно- и цинково-колчеданным оруденением (Олойская зона). В отдельных узких зонах проявился трахитовый вулканизм (Сетте-Дабан и др.), иногда рифтогенный (рис. 2).

Особенно интересен средне-позднедевонский дейтероорогенный магматизм, широко проявленный на срединных массивах. Чаще всего он

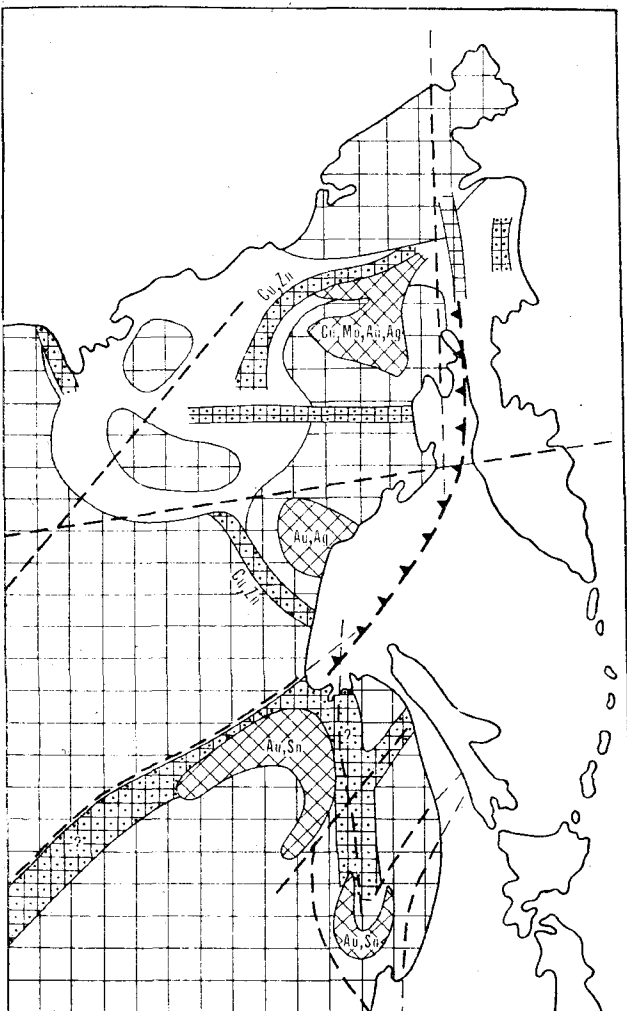


Рис. 2. Магматизм и металлогенная зональность северо-западной части ТТП в D — C₁. Усл. обозн. см. на рис. 1.

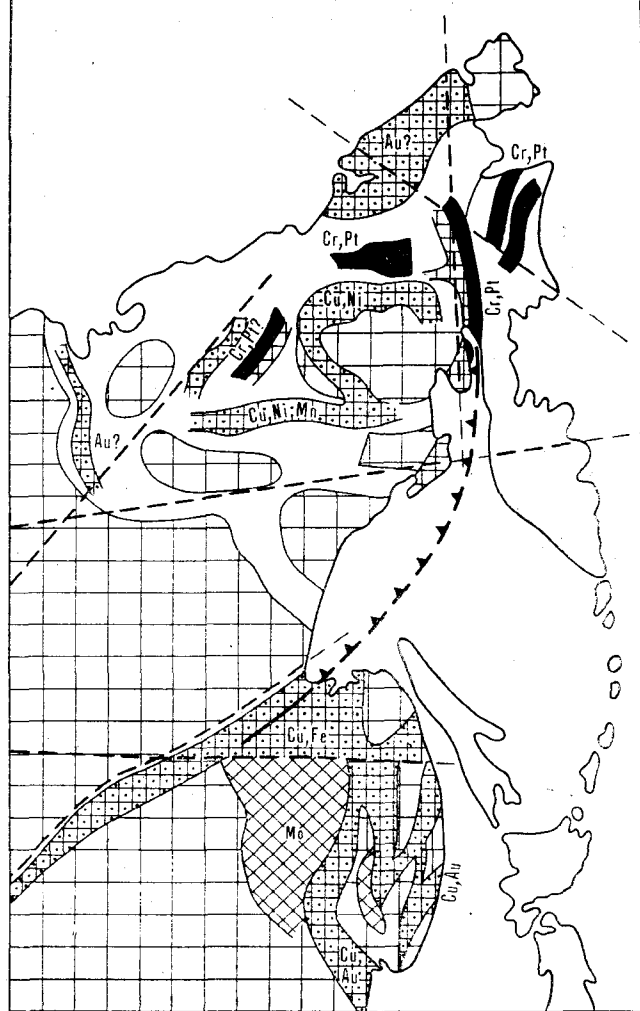


Рис. 3. Магматизм и металлогенная зональность северо-западной части ТТП в PZ₃ — T₁. Усл. обозн. см. на рис. 1.

представлен типичными вулканоплутоническими риолит-гранитоидными ассоциациями, нередко повышенной щелочности; в отдельных зонах проявился специфический трахиандезит-трахит-риолитовый вулканизм, имеющий, возможно, позднедевонско-ранне-каменноугольный возраст. Оруденение, связанное с девонским магматизмом, принадлежит к вулканогенно-плутоногенному рудно-формационному ряду (золото, серебро, свинец, цинк, медь, молибден). На размещение его влияло наличие кольцевых мегаструктур (типа Омолонской) и локальных очаговых структур.

В позднем палеозое — средней юре регион испытывал новое общее растяжение, сопровождавшееся анорогенным (базальтовым и базальт-риолитовым) магматизмом в геосинклинальных, рифтогенных, а за его пределами — и в платформенных (сибирские траппы) условиях (рис. 3). В позднем триасе на фоне об-

щего растяжения возникли узкие зоны сжатия, в которых начался андезитовый вулканизм, скорее всего, в связи с палеоСФЗ (Кони-Мургальская и Алазейско-Олойская зоны, Монголо-Охотский пояс). В пределах Анадырско-Корякского региона существовали сопряженные пары — глубоководные рифтогенали офиолитового типа и островные дуги, на стыках которых формируются магнетиальные базальт-андезитовые серии.

Такие условия сохранились на большей части территории в ранней и средней юре. Оруденение — халько- и сидерофильное.

Локальные сжатия в структурах северо-запада ТТП — отзвуки циркумпафических процессов, с которыми связан интенсивный триасово-юрский магматизм на западе Северной и Южной Америки.

Важным рубежом в истории Северо-Востока была поздняя юра, когда произошла его диф-

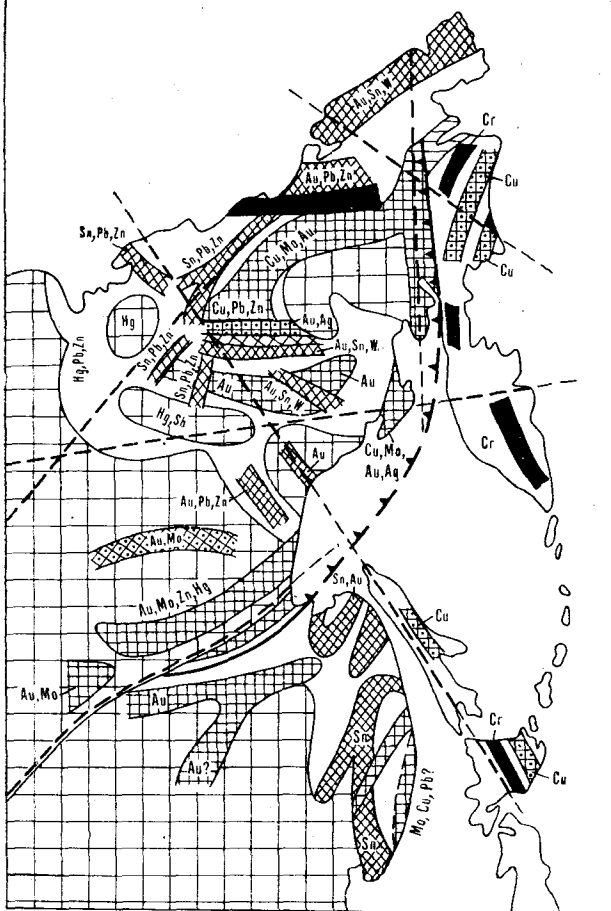


Рис. 4. Магматизм и металлогеническая зональность северо-западной части ТПП в $J_3 - K_1$. Усл. обозн. см. на рис. 1.

фференциация на область сжатия (мезозойды) и растяжения (кайнозойды) (рис. 4). В первый (протоорогенный) этап сжатия были смяты в складки осадочные палеозойско-юрские толщи мезозойд. Вслед за этим в эвгеосинклинальных структурах излились андезитовые и риолитовые лавы, а в миогеосинклинальных — внедрились малые интрузии диоритов и более кислых порфировых пород и сформировались крупные аллохтонные массивы двуслюдяных и роговообманковых гранитов (колымский комплекс). С этим этапом связана россыпеобразующая золото-кварцевая формация Колымы. В Сихотэ-Алине и в некоторых зонах мезозойд Северо-Востока в поздней юре еще сохраняются (а местами и возникают) раздвиговые структуры, сопровождающиеся анорогенным магматизмом (Южно-Ануйская, Илья-Таская и другие зоны). Протоорогенное сжатие и гранитоидный магматизм проявились в них в начале мела (хунгарийская и другие серии). На заключительных этапах протоорогенного сжатия в миогеосинклиналях сформировались

гранодиорит-гранитные интрузии (чукотский комплекс, нижнеамурская серия и др.), с которыми ассоциирует золотое, оловянно-вольфрамовое и полиметаллическое оруденение, а в эвгеосинклиналях — габбро-плагиогранитные и габбро-сиенитовые комплексы с медной и медно-молибденовой (с золотом) специализацией (Олойская, Южно-Ануйская и другие зоны). Скорее всего, в это же время были подновлены Монголо-Чукотская, Прибрежная и другие палеоСФЗ, над которыми в эпоху мел-палеогенового дейтероорогенеза возникли окраинно- и внутриконтинентальные области тектономагматической активизации (ТМА).

Наиболее детально в настоящее время проанализированы строение и металлогения Охотско-Чаунской области ТМА (рис. 5). Она развивалась на Монголо-Чукотской палеоСФЗ и состоит из вулканической (Охотско-Чукотский

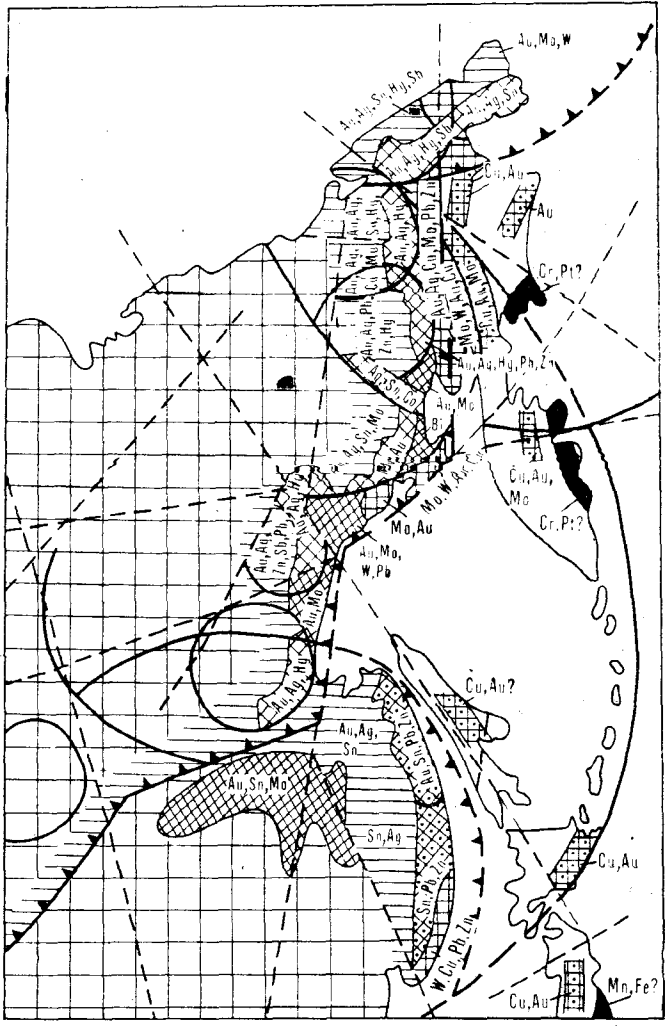


Рис. 5. Магматизм и металлогеническая зональность северо-западной части ТПП в $K_1 - K_2$. Усл. обозн. см. на рис. 1.

пояс в обычном понимании) и перивулканической зон. Важнейшими структурными элементами области являются мегасводы поперечником 500—600 км, для которых предполагается древнее (докембрийское) заложение и унаследованное развитие. Для нее характерна отчетливая магматическая и рудная зональность, в принципе соответствующая зональности вулканогенно-плутоногенного оруденения над зоной Беньюфа и коррелирующаяся со свойствами земной коры региона. Примерно такой же зональностью обладает и Приморская область ТМА, хотя в ее пределах менее четко выделяются внутренние вулканогенные дуги, которые в Охотско-Чаунской области вмещают медно-колчеданное (с золотом) и медно-порфировое (с молибденом и золотом) оруденение, связанное с тоналит-гранодиоритовой формацией. Монголо-Охотская и другие внутриконтинентальные области ТМА характеризуются существенно гранитоидным магматизмом и плутоногенным оруденением, общий фон которого тем не менее близок фону окраинно-континентальных областей ТМА.

Возобновившееся (или усилившееся) в поздней юре растяжение края Азиатского континента привело к расчленению его на серию эвгеосинклинальных зон субмеридиональной (Сахалин — Хоккайдо), северо-восточной (Корякия — Камчатка) и других ориентировок, которые разделяли крупный Охотский континентальный блок и микроконтиненты, опустившиеся ниже уровня вод океана.

В пределах Корякско-Камчатского региона наблюдается смещение процессов вулканизма в направлении континент — океан во времени; в том же направлении убывают щелочность пород и содержания кремнезема и окиси калия. Здесь возникали сопряженные пары прогибов и островных дуг. В прогибах формировались преимущественно высоконатровые контрастные и протяженные базальтовые серии и яшмово-кремнистые толщи, а в приконтинентальных их частях — комплексы ультраосновных вулканитов. В островных дугах накапливались базальт-андезитовые формации и вулканы повышенной кислотности и щелочности преимущественно в пирокластических фациях (см. рис. 6).

Важно подчеркнуть, что в северо-западном направлении Мургалская цепь островодужных поднятий, сложенная неокомовыми существенно андезитовыми толщами, сменяется синхронными базальт-андезитовыми формациями Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, правда, при некоторых различиях в химизме горных пород; типичные островодужные вулканогенные серии являются менее калиевыми и более железистыми и известковыми. Отметим, что подобные соотношения имеет Курильская си-

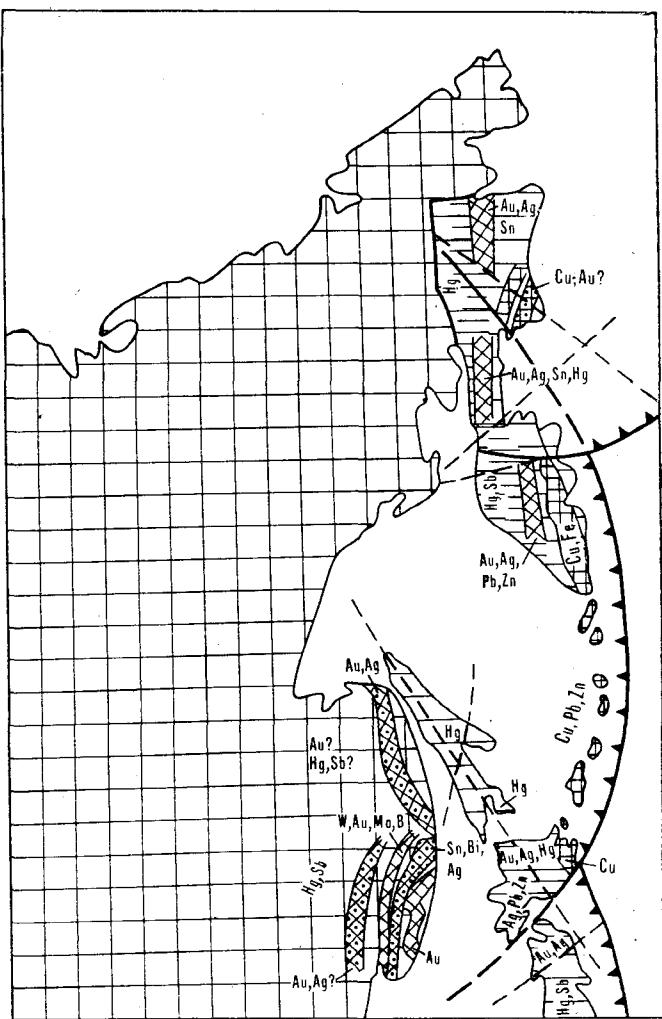


Рис. 6. Магматизм и металлогеническая зональность северо-западной части ТМП в Р—Q. Усл. обозн. см. на рис. 1.

стема островных дуг с Восточно-Камчатским и Японским паземными вулканическими поясами.

В позднемереловой (а местами и в палеогеновый) этап арена анорогенного магматизма сместились в Корякско-Камчатскую область, а почти вся ее западная часть стала сушей с локальными проявлениями протоорогенного магматизма.

Развитие эвгеосинклинальных зон Корякско-Камчатской и Хоккайдо-Сахалинской областей сопровождалось неоднократным проявлением офиолитов с хромитовым, платиновым, золотым оруденением и габбро-плагиигранитных серий с рудопоявлениями сульфидов, редко — золота. В сопряженных с ними вулканических дугах формировались раннеорогенные габбро-диорит-тоналитовые серии с медной, медно-молибденовой и золотой минерали-

зацией. С позднеорогенными обычно калиево-натровыми и калиевыми магматическими образованиями ассоциирует медно-молибденовое, оловосеребряное и ртутное оруденение.

Палеоген-четвертичная эпоха сжатия проявилась интенсивно преимущественно вдоль современных притихоокеанских окраин (рис. 6). В это время возродились СФЗ, над которыми в Корякско-Камчатской области формировались наземные вулканогенные пояса, сложенные известково-щелочными вулканитами повышенной щелочности и калиевости, и связанные с ними перивулканические зоны, а вдоль

тихоокеанской акватории — система островных дуг, переходящая по латерали в наземные вулканические пояса Камчатки и Японии.

В пределах геоструктур палеоген-четвертичного этапа сжатия получил развитие вулканогенно-плутоногенный ряд рудных формаций, размещение которых отвечает модели зональности над зоной Беньюфа.

На континенте в неоген-четвертичное время проявились локальные растяжения, обусловившие формирование рифтогенных впадин и базальтовые излияния. Эти явления скорее всего сопряжены с процессами усилившейся деструкции в пределах окраинных морей.

*СВКНИИ ДВО АН СССР, Магадан
ДВГИ ДВО АН СССР, Владивосток
ДВИМС, Хабаровск*

*Поступила в редакцию
30 июня 1987 г.*

О. А. Мельников

О МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ ОСТРОВНЫХ ДУГ СЕВЕРО-ЗАПАДА ТИХОГО ОКЕАНА *

На основе признаков сходства или подобия главных структурно-геоморфологических элементов зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану делается вывод о единой динамической модели образования островных дуг северо-западной части Тихого океана. Особенности формы и строения островных

Существующие в настоящее время представления о природе островных дуг вообще и северо-западной части Тихого океана как наиболее типичного района развития островных дуг в частности подразделяются на четыре группы в рамках двух общих подходов (фиксистского и мобилистского) к формированию и развитию литосферы в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Фиксистское направление представлено двумя группами взглядов: 1 — островные дуги являются краевыми частями Азиатского континента, оставшимися после его «океанизации» или «базификации» (В. В. Белоусов и др.); 2 — островные дуги — новообразования континентальной коры на месте океанической в процессе наращивания Азиатского континента за счет Тихого океана в переходной зоне (Н. П. Васильковский и др.). Не менее чем двумя группами взглядов представлено и мобилистское направление: 1 — островные дуги являются тем или иным способом отделившимися от Азиатского материка фрагментами его краевых частей (А. Вегенер, П. Н. Кропоткин и др.); 2 — островные дуги — специфические новообразования, возникшие в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану за счет активного воздействия (subduction, upduction) океанической плиты на континентальную (плейттектоника или новая глобальная тектоника).

Наличие столь разнообразных взглядов на происхождение островных дуг объясняется не столько сложностью и недостаточной изученностью геологии островных дуг, сколько отсутствием приемлемого механизма или механизмов, удовлетворительно объясняющих слож-

дуг лучше всего объясняются предложенной ранее [1] динамической моделью земной коры: сочетанием четырех наложенных друг на друга общепланетарных механизмов (рогогенез, дрейфогенез, рифтогенез и сепаратогенез), имеющих единую ротационную природу с взвешенным энергетическим источником.

ность и многообразие их формы, вещественного состава и строения. В подавляющем большинстве случаев для этого предлагается какой-то один, как правило, весьма гипотетический механизм (мантийный диапир, дрейф материков, мантийная конвекция и др.), в «прокрустово ложе» которого пытаются затем «укладить» многочисленные геолого-геофизические особенности островных дуг. Трудности такой «укладки» делают основанные на одном механизме динамические модели образования островных дуг и земной коры в целом легко уязвимыми для критики.

В противоположность этому нами была предложена [1] динамическая модель земной коры, состоящая из четырех относительно самостоятельных, наложенных друг на друга механизмов — рогогенеза, дрейфогенеза, рифтогенеза и сепаратогенеза, имеющих под собой единую ротационную (неравномерность вращения Земли в гравитационном и электромагнитном полях) основу. Ротационные силы крайне редко (А. Вегенер, К. Ф. Тяпкин, П. С. Воронов и др.) учитываются при анализе динамических моделей земной коры, хотя о их влиянии на земную кору высказывались очень многие исследователи (А. В. Пейве, Н. А. Шило, Ю. М. Пущаровский, В. Е. Хаин и др.). С помощью четырех упомянутых механизмов вполне удовлетворительно, как нам кажется, объясняются наиболее существенные черты островных дуг вообще и северо-западной части Тихого океана в частности (правильная дугообразная форма, приуроченность к восточным окраинам материков и т. д.). На примере Сахалино-Японской островной дуги показана прямая обусловленность особенностей ее формы и строения суммарным эффектом действия напряжений двух направлений — субширотного и субмеридионального, вызванных соответственно рогогенезом и дрейфогенезом [2].

* Доклад, сделанный на XV сессии Научного Совета СО АН СССР «Тектоника Сибири и Дальнего Востока» 9—12 сентября 1985 г. Статья печатается в дискуссионном порядке.

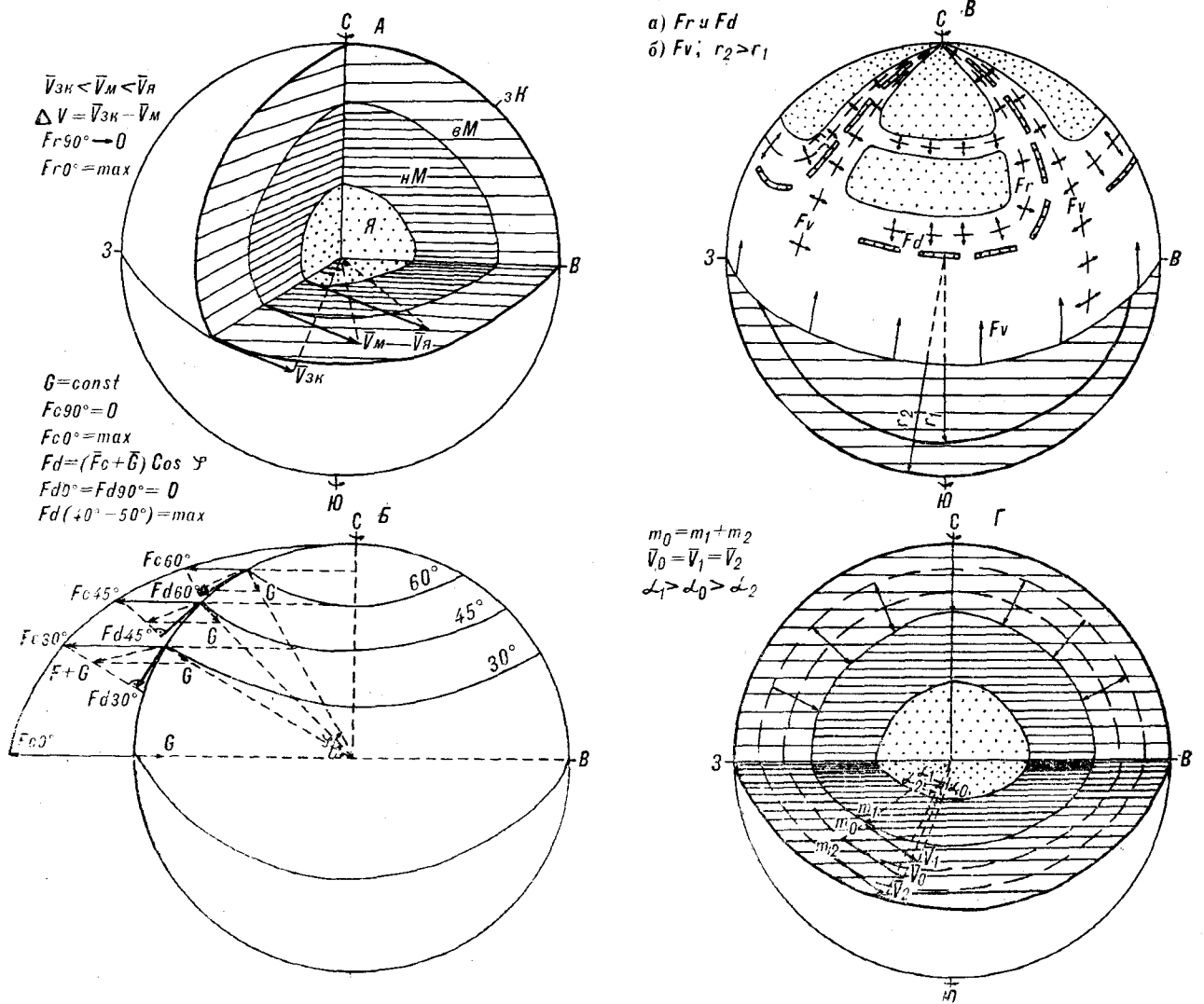


Рис. 1. Принципиальные схемы основных механизмов динамической модели земной коры. А — ротогенез; Б — дрейфтогенез; В — рифтогенез: а — пассивный, б — активный; Г — сепаратогенез (геосферогенез).

Суть каждого из четырех механизмов состоит в следующем.

Ротогенез (рис. 1, А) — вращение Земли и ее оболочек вокруг своих осей в общем направлении с запада на восток с различной угловой скоростью (большая у внутренних оболочек относительно внешних), что при наличии неровных границ, разделяющих оболочки, ведет к образованию сложных полей напряжений. Вдоль восточных краев «утолщений» по нижней поверхности внешних оболочек (например, «корней гор» в земной коре) происходит сжатие, а вдоль западных краев этих «утолщений» — растяжение. Сжатие приводит к «скупиванию» материала внешних оболочек, их смятию и наращиванию «утолщений», все гуще проникающих в смежные внутренние оболочки, что вызывает непрерывный рост напряжений не только сжатия вдоль восточных краев «утол-

щений», но и растяжения вдоль западных краев этих «утолщений», вплоть до их отрыва и опережающего движения в том же общем восточном направлении.

Дрейфтогенез (см. рис. 1, Б) — вращение всей Земли и составляющих ее оболочек вокруг осей, обуславливающее появление в оболочках и на их поверхностях постоянно действующих центробежных сил, направленных в общем виде от полюсов к экватору, которые при наличии плотностных или гравитационных неоднородностей создают неоднородное поле напряжений (чередование зон сжатия и растяжения), ориентированных не в субширотном, как у ротогенеза, а в субмеридиональном направлении с максимумом в сороковых широтах. Эти напряжения в общем случае вызывают, по-видимому, в оболочках те же изменения, что и при ротогенезе, вплоть до отрыва и опережающего

движения фрагментов оболочек, но в общем направлении от полюсов к экватору.

Рифтогенез (см. рис. 1, В) — многопричинно обусловленный механизм общего растяжения (распада, деструкции) одной оболочки относительно других, смежных с нею, чаще всего внешней относительно внутренней. Применительно к земной коре отчетливо обособляются два вида рифтогенеза, называемые иногда пассивным и активным. Один из них обусловлен напряжениями растяжения, вызываемыми ротогенезом и дрейфтогенезом, и имеет поэтому сложный, рассредоточенный характер, а другой определяется, вероятно, общим расширением Земли и поэтому сосредоточен в общепланетарных срединно-океанических хребтах.

Сепаратогенез (или геосферогенез) (рис. 1, Г) — общий механизм расслоения Земли на различные по своим физическим свойствам оболочки (сферы), вызываемый вращением Земли (эффект центрифуги) и ее гравитационным, а возможно, и электромагнитным полями.

Почти каждый из четырех перечисленных механизмов в той или иной модификации упоминался, а то и использовался при характеристике динамики Земли, земной коры или разработке их динамических моделей. Широкое признание, особенно после работ Е. Е. Милановского [3, 4], получил, например, рифтогенез, правда, в большинстве случаев лишь как форма движений в земной коре. В то же время процессы рифтогенеза редко объясняются с позиций расширения Земли и действия ротационных сил.

Более или менее однозначно как результат действия центробежных сил рассматривается большинством исследователей дрейфтогенез (дрейф континентов, по А. Вегенеру). Однако стремление объяснить все каким-то одним механизмом привело А. Вегенера к выводу, что все островные дуги являются результатом простого отставания фрагментов материка при его общем западном дрейфе. В нашем представлении большинство современных островных дуг является в основном результатом другого механизма — ротогенеза и «отставания фрагментов материка» за счет «его западного дрейфа» — всего лишь небольшая добавка к силам, формирующим островные дуги.

Сепаратогенез как общий механизм расслоения Земли на физические различные оболочки за счет вращения Земли и действия гравитационного и электромагнитного полей предлагается впервые. Его частью является широко известная гравитационная дифференциация, которая, хотя и не учитывает эффект вращения Земли, считается чуть ли не единственным механизмом не только расслоения Земли на

оболочки, но и ответственной за все процессы как внутри, так и на поверхности Земли.

Наконец, вновь предлагаемым механизмом является и ротогенез как результат активного взаимодействия с различной скоростью вращающихся оболочек Земли, хотя о «проскальзывании» оболочек друг относительно друга неоднократно упоминалось в литературе [5—7]. О более быстром вращении мантии по сравнению с литосферой как основной причине изменений в земной коре говорил в начале века П. Н. Чирвинский [8]; существование образующегося за счет этого внутри верхней мантии направленного на восток так называемого главного потока (mainstream) предполагали Т. Нельсон и П. Темпл [9].

Таким образом, сущность предлагаемого подхода к динамике формирования земной коры вообще и островных дуг в частности состоит: 1) в отказе от попыток объяснить все многообразие особенностей состава и строения земной коры и островных дуг каким-то одним механизмом; 2) в установлении общей ротационной природы всех четырех основных механизмов, определяющих динамику Земли и составляющих ее оболочки; 3) в установлении основного энергетического источника динамики Земли вообще и земной коры в частности не внутри Земли, а вне ее — в энергетическом потенциале внешних гравитационных и электромагнитных полей.

Обычно предлагаемые модели принято подкреплять математическими расчетами. Такие расчеты можно было бы сделать и привести для всех четырех механизмов и предлагаемой динамической модели. Однако многие исходные параметры, используемые в большинстве расчетов в науках о Земле (температура, давление, вязкость и т. д.), даже будучи взятыми из современного физического состояния Земли, оказываются настолько приблизительными, что приводимые расчеты мало что подкрепляют, а полученные на этих расчетах выводы не убеждают. При введении в расчеты такого параметра как геологическое время их достоверность становится минимальной.

Такое положение вполне оправдывает другой подход к оценке гипотез: их достоверность определяется количеством хорошо объясняемых ими данных или фактов. Чем больше накопленных на сегодня данных или фактов объясняет предлагаемая гипотеза, тем достовернее, приемлемее является она на тот или иной момент. Это доказывает история любой науки и геологии в частности. Достаточно вспомнить последовательную смену владевших умами геологов гипотез (плутонизм, непунизм, контракция, теория геосинклиналей, плитттектоника). Вероятно, на смену сегодняшнему увлечению плитттектоникой придет новая гипотеза,

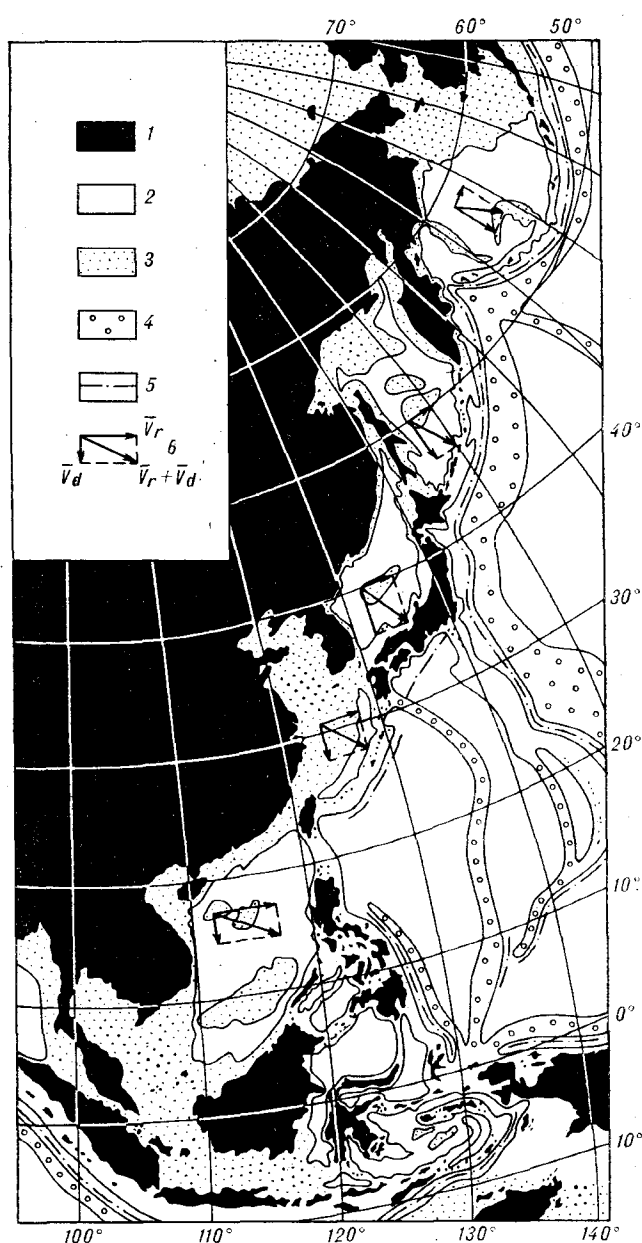


Рис. 2. Схема основных структурно-геоморфологических элементов зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану с векторными диаграммами напряжений.

1 — суша; 2 — глубоководные части Тихого океана и окраинных морей; 3 — шельф и погруженные подводные возвышенности в окраинных морях; 4 — краевые подводные валы; 5 — оси глубоководных желобов; 6 — векторные диаграммы напряжений: \bar{V}_r — вектор ротогенеза, \bar{V}_d — вектор дрейфогенеза, $\bar{V}_r + \bar{V}_d$ — результирующий вектор ротогенеза и дрейфогенеза.

лучше объясняющая накопленные сейчас факты. Таковой, по нашему убеждению, явится ротационная модель Земли. Даже в предлагаемом варианте она лучше, чем какая-либо другая (включая и плейттектонику), объясняет имеющиеся на сегодня данные по составу, строению, форме и т. д. Земли, земной коры и островных дуг в частности.

Единой моделью развития объясняется сходство основных структурно-геоморфологических элементов, входящих в зону перехода от Азиатского материка к Тихому океану. Наряду с общеизвестными необходимо обратить внимание на редко упоминаемые признаки сходства или подобия этих элементов (рис. 2).

1. Наличие во всех глубоководных котловинах окраинных морей погруженных, неправильно-изометричных, изредка удлинненно-изогнутых подводных возвышенностей (хребты Бауэrsa и Ширшова в Беринговом море, возвышенности Океанологии и Академии наук в Охотском море, банка Ямато в Японском море и т. д.). Исключение составляет Восточно-Китайское море, но там в отличие от остальных окраинных морей плохо выражена и глубоководная котловина. Местоположение и конфигурация этих подводных возвышенностей указывают на то, что они скорее всего являются сохранившимися после деструкции фрагментами Азиатского материка при раскрытии глубоководных котловин окраинных морей.

2. Поразительно однообразная форма сочленения островных дуг между собой и с Азиатским материком. Все дуги своими северными концами через полуострова или тесно связанные с шельфом острова «жестко» скреплены с Северо-Американским или Азиатским континентами, а более «свободные» южные концы островных дуг как будто слегка приподняты и привязаны к одному из островов соседней, южнее расположенной дуги, образуя своеобразную гирлянду, состоящую из подвешенных к материку, дугообразно изогнутых, провисающих на южных концах цепочек островов.

3. Однотипный характер сочленения островных дуг между собой и со смежными материками в отдельных случаях приводит к появлению одинаковых (почти подобных) по конфигурации береговых форм (Корейский и Индокитайский полуострова). Сходство выражается и в их простирации, и в однотипной слабой изогнутости, и в большей изрезанности юго-западных берегов по сравнению с северо-восточными, и во взаимоотношении со смежными глубоководными котловинами окраинных морей. Кстати, и глубоководные части (глубже 200 м) Южно-Китайского и Японского окраинных морей отличаются наибольшим сходством очертаний. Сходство очертаний вообще и береговых очертаний в частности, несмотря на кажущуюся легковесность аргументации, факт весьма немаловажный. Вспомним хотя бы сходство береговых очертаний Африки и Южной Америки, послужившее отправным моментом всего мобилистского направления в динамических моделях Земли.

Таким образом, основные напряжения в земной коре генерируются двумя механизмами: ротогенезом в широтном направлении (вектор

напряжений направлен с запада на восток) и дрейфогенезом в меридиональном направлении (вектор напряжений ориентирован от полюсов к экватору). Действием суммарного вектора хорошо объясняются все основные особенности формы, состава и строения Сахалино-Японской островной дуги [2]. Если такая система напряжений хорошо объясняет особенности одной островной дуги, то так же хорошо она должна объяснять и особенности других островных дуг, тем самым подтверждая единство их природы и достоверность предлагаемой динамической модели. Исходя из того, что вектор

роотогенеза минимален на полюсах и максимален на экваторе, а вектор дрейфогенеза минимален на полюсах и экваторе и максимален на 40-х широтах, нами построены векторные схемы для каждой островной дуги в отдельности. Как видно из рис. 2, результирующий вектор напряжений ориентирован перпендикулярно каждой из соответствующих островных дуг, подтверждая тем самым единство природы всех островных дуг, реальность воссоздаваемой динамической схемы и предлагаемой динамической модели.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мельников О. А. Динамическая модель земной коры и ее вероятный механизм // Восточно-азиатские островные системы (тектоника и вулканизм).— Южно-Сахалинск, 1978.
2. Мельников О. А. О динамике островных дуг на примере особенностей строения Сахалино-Японской островной дуги // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 6.
3. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов.— М.: Недра, 1976.
4. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли.— М.: Недра, 1983.
5. Пейве А. В. Разломы и тектонические движения // Геотектоника.— 1967.— № 5.

6. Радкевич Е. А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса.— М.: Наука, 1977.
7. Смирнов А. М. Положение региона в Тихоокеанском подвижном поясе // Глубинное строение и особенности металлогении юга Дальнего Востока.— М.: Наука, 1984.
8. Чирвинский П. Н. Перемещение полюсов как основная причина изменения климатов в третичный и четвертичный периоды и главная причина такого перемещения // Ежегодник по геологии и минералогии России.— 1913.— Т. XV, вып. 2—3.
9. Nelson T. H., Temple P. G. Mainstream mantle convection: a geologic analysis of plate motion // Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.— 1972.— N 56.

ИМГиГ ДВО АН СССР, Новоалександровск

Поступила в редакцию 7 апреля 1986 г.

ДИСКУССИЯ

П. Н. Кропоткин. Рассматривая главным образом черты сходства в морфологических особенностях островных дуг западной части Тихого океана, О. А. Мельников делает весьма общие выводы о геодинамическом механизме, действующем в земной коре. По его мнению, «...основные напряжения в земной коре генерируются двумя механизмами — ротогенезом в широтном направлении и дрейфогенезом в меридиональном направлении». Ротогенез он считает результатом более быстрого вращения внутренних оболочек Земли относительно внешних. Однако наблюдаемый западный дрейф магнитного поля Земли свидетельствует, напротив, о более быстром вращении внешней оболочки земной коры, смещающейся на восток по отношению к магнитному ядру Земли.

Вообще попытка связать формирование островных дуг и задуговых бассейнов с векторами напряжений неудачна, поскольку ряд островных дуг (Алеутская, Зондская, Критская в Средиземном море) ориентирован по отношению к меридианам и параллелям совершенно иначе, нежели дуги северо-запада Тихого океана (см. обзор «Проблемы геодинамики» в кн. «Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР, 1980»; Геотектоника, 1987, № 1, с. 3—24; статью Г. Кимура, К. Тамаки в журнале «Тектоника», 1986, т. 5, № 3, с. 389—401). Недоверие автора к тектонике плит выглядит довольно странно, поскольку геодезические измерения с использованием спутников и лазерной техники сейчас подтвердили взаимные перемещения материков со скоростью 2—5 см в год (см. обзоры в «Сайентифик Американ» и др., 1986—1987 гг.). Никаких расчетов, подтверждающих построения автора, в статье не приводится.

О. А. Мельников. Западный дрейф магнитного поля Земли, если он в действительности имеет место, может объясняться прежде всего уменьшением электрической проводимости мантии и земной коры, а не разницей в скоростях вращения оболочек, будь

то с ускорением или замедлением. Ухудшение проводимости связано скорее всего с разубоживанием ее проводящими элементами, железом в частности, переходящим из мантии в ядро за счет спаратогенеза мантии.

Что касается неудачной, по мнению оппонента, попытки связать формирование островных дуг и задуговых бассейнов с векторами напряжений, поскольку ряд островных дуг — Алеутская, Зондская и Критская в Средиземном море — ориентирован по отношению к меридианам и параллелям совершенно иначе, нежели дуги северо-запада Тихого океана, то рис. 2 в статье (с наложенными на географическую сетку векторными диаграммами напряжений) как раз и служит подтверждением успешности такой попытки для Зондской и особенно Алеутской островных дуг. Критская дуга в данной статье не рассматривается, но и здесь нет серьезных оснований ожидать резкого несоответствия векторной диаграммы напряжений географическому положению этой дуги.

Для рецензента удивительно недоверие автора статьи к тектонике плит, однако инструментальные данные подтвердили взаимные перемещения материков со скоростями 2—5 см в год.

В своей статье я не уделял особого внимания критике плиттектоники, а предложил новую динамическую модель земной коры, которая, на мой взгляд, лучше, чем тектоника плит или какая-либо другая гипотеза, объясняет основные особенности состава и строения земной коры, включая и взаимные перемещения материков с указанными скоростями.

Отсутствие же расчетов объясняется недостаточной достоверностью многих исходных данных по вязкости, температуре, давлению и т. д. внутри Земли, произвольной экстраполяцией этих данных на прошлое Земли и невысокой в связи с этим убедительностью полученных по расчетам выводов, о чем сказано в статье. Обсчету предлагаемой новой динамической модели автор намеревается посвятить специальную работу.

Л. Л. Ваньян, Б. А. Окулесский, Н. А. Пальшин, В. Ю. Семенов

ОКЕАНСКАЯ АСТЕНОСФЕРА ВБЛИЗИ ГАВАЙСКИХ ОСТРОВОВ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ АНАЛИЗА МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ТЕНЗОРА

В работе анализируются первичные данные морского донного зондирования, выполненного Ж. Фио (США) в Тихом океане. Спектральный анализ с вращением системы исходных координат позволил получить значения минимальных и максимальных кри-

вых глубинного зондирования. Результаты численного моделирования показали, что расхождение между этими кривыми можно объяснить латеральной неоднородностью (Гавайские острова). Дополнительный вклад, возможно, вносит анизотропия астеносферы.

В 1977 г. геофизиками Скриппсовского океанографического института США были выполнены электромагнитные исследования на дне Тихого океана к северо-востоку от Гавайских островов. Около 20 дней на глубине порядка 5 км измерялись пять компонент электромагнитного поля и велась цифровая запись наблюдений с интервалом 1/16 часа. Интерпретация эффективных кривых импеданса позволила Ж. Фио [5] сделать вывод о высокой электропроводности океанской астеносферы. Первые материалы этих исследований были присланы автором в СССР, и в настоящей работе они анализируются с целью изучения компонент магнитотеллурического тензора и степени их искаженности латеральными неоднородностями.

Для определения компонент тензора импеданса обычно используются линейные связи вида

$$\begin{aligned} E_x &= Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y, \\ E_y &= Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y. \end{aligned} \quad (1)$$

Здесь E и H — образы Фурье компонент наблюдаемого электрического и магнитного полей, Z — основные и дополнительные импедансы. Решение каждого из уравнений (1) с двумя неизвестными является задачей статистической и, как показано многими авторами [1, 6], импедансы могут быть найдены через спектральные плотности исследуемых компонент поля. Например, из уравнения (1) могут быть написаны следующие соотношения:

$$\begin{aligned} \langle E_x^* E_x \rangle &= Z_{xx} \langle E_x^* H_x \rangle + Z_{xy} \langle E_x^* H_y \rangle, \\ \langle H_x^* E_x \rangle &= Z_{xx} \langle H_x^* H_x \rangle + Z_{xy} \langle H_x^* H_y \rangle, \\ \langle H_y^* E_x \rangle &= Z_{xx} \langle H_y^* H_x \rangle + Z_{xy} \langle H_y^* H_y \rangle, \end{aligned} \quad (2)$$

где $H^*(\omega)$ — образ Фурье, комплексно сопряженный с $H(\omega)$ и т. д. Символ $\langle \dots \rangle$ обозначает

усреднение либо по независимым реализациям, либо по группе близлежащих частот, а все выражение в таких скобках означает оценку спектральной или взаимной спектральной плотности. В настоящих исследованиях был принят способ усреднения по частотам. Поскольку импедансы могут быть вычислены по любой паре соотношений из (2), их оценки могут не совпадать между собой [8].

Из трех возможных оценок для каждого импеданса одна является минимальной и одна максимальной, между которыми лежит истинное значение импеданса [3]. Мерой различия этих оценок является частная когерентность между соответствующими компонентами электромагнитного поля, которая используется как критерий достоверности получаемого результата [7]. Нами использованы здесь среднегеометрические значения импедансов из оценок их экстремальных значений. Импедансы считались удовлетворительно определенными лишь при значении квадрата когерентности (Co^2), больше 0,64 (т. е. корреляция более 0,8). Достоверительные интервалы построены в соответствии с теорией случайных процессов [3].

Определение импедансов по линиям измерений (азимуты 0 и 90°) показало хорошую согласованность в величинах основных импедансов с зондированием в этом же районе Тихого океана, выполненным по методике с разнесенной установкой [4]. Однако дополнительные импедансы почти во всем диапазоне периодов от 40 мин до 16 ч (большие периоды отфильтровывались перед анализом) определялись крайне неустойчиво ($Co^2 < 0,2$). Вероятно, последнее можно интерпретировать как близость к нулю величин этих импедансов, что может быть строго доказано только в предположении, что некоррелированные шумы сосредоточены в ком-

понентах электрического, а не магнитного поля. В пользу справедливости такой гипотезы говорит тот факт, что грубые оценки на некоторых частотах (при повышении Co^2 до 0,5) дают оценку дополнительного импеданса в несколько раз меньшую, чем основного. Кроме того, результаты математического моделирования показывают, что дополнительные импедансы должны быть здесь меньше основных более чем на порядок. Таким образом, отсутствие корреляции при определении дополнительных импедансов в целом указывает на отсутствие резких неоднородностей среды, в которой связи (1) могут быть упрощены до связей лишь между ортогональными компонентами поля.

Известно, что построение полярных диаграмм кажущихся сопротивлений традиционной методикой требует информации о дополнительных импедансах по линиям измерений. В рассматриваемом зондировании такая информация полностью определяется справедливостью гипотезы о распределении некоррелированных шумов между E и H компонентами поля. Исключить влияние априорных представлений о полях возможно способом предварительного пересчета самого наблюдаемого поля в повернутую систему координат с последующей обработкой этих данных по описанной выше схеме [3]. Достоверность такой методики, как впрочем и традиционной, определяется лишь справедливостью пересчета полей вообще в неоднородных средах. Примеры полярных диаграмм основного импеданса приведены на рис. 1.

Для проверки расчеты проведены по схеме вычисления импедансных связей (1) — левые части полярных диаграмм модулей и фаз — и по аналогичной схеме адмитансных связей — правые части этих диаграмм. Сходимость обоих результатов с точностью не хуже 10% позволяет надеяться, что полученные кривые будут достаточно надежны для интерпретации.

Результаты анализа для двух ортогональных направлений, отвечающих минимальным (приблизительно меридиональное направление) и максимальным (субширотное направление) значениям кажущихся сопротивлений среды, представлены в таблице.

Важнейшей особенностью донных кривых кажущегося сопротивления является их резкое отличие от средних данных по континенту. В качестве типичного континентального кажущегося сопротивления в длиннопериодном диапазоне были использованы данные по Восточно-Европейской платформе и Туранской плите [2], полученные вдали от резких неоднородностей осадочного чехла. При этом использовалась продольная компонента тензора сопротивления. Использованные значения хорошо со-

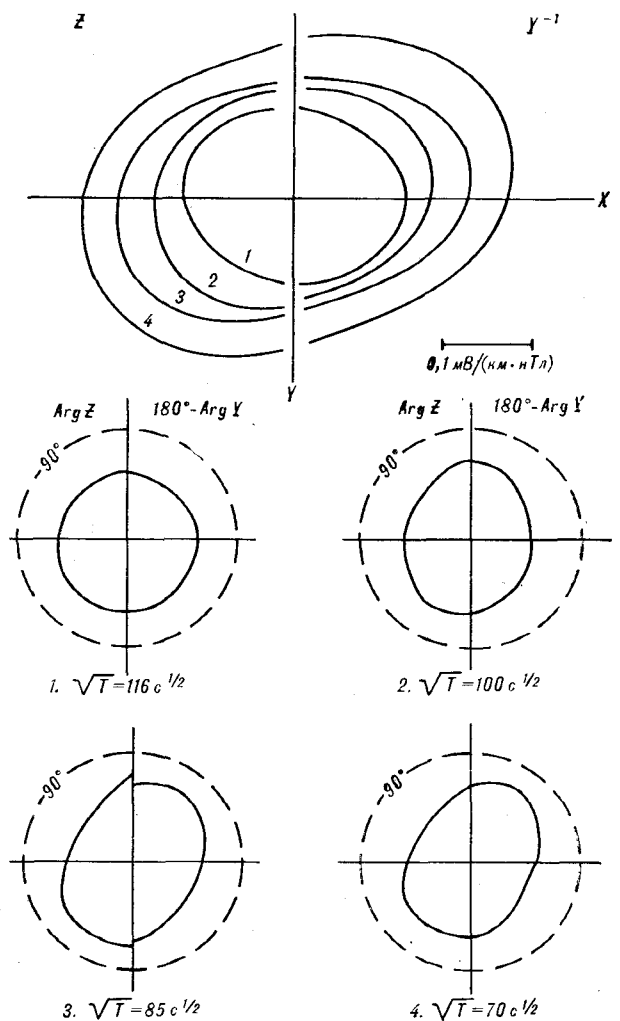


Рис. 1. Полярные диаграммы модулей и аргументов основного импеданса Z (левые части) и они же, вычисленные по адмитансам Y (правые части).

гласуются с глобальным кажущимся сопротивлением, построенным с помощью сети магнитных обсерваторий [2]. Полоса редуцированных к подошве осадочного чехла типичных значений кажущегося сопротивления показана на рис. 2.

Океанские кривые кажущегося сопротивления в диапазоне периодов короче 8 ч гораздо ниже типичных значений кажущегося сопротивления для континентов. Для периодов около 1 ч различие достигает пяти раз, а при периодах свыше 8 ч донные и континентальные кривые сближаются. Это позволяет сделать вывод о повышенной проводимости океанского разреза по сравнению с континентальным в некотором интервале глубин.

Поскольку этот вывод имеет большое принципиальное значение, необходимо рассмотреть факторы, которые могут создать ложное пред-

Значения импедансов

T, с	Число степеней свободы	Азимут 90±108° (EW)					Азимут 0±18° (NS)				
		Co²	$\frac{ Z_{xy} , \text{ мВ}}{\text{км} \cdot \text{нТ}}$	$\frac{\pm \delta Z , \text{ мВ}}{\text{км} \cdot \text{нТ}}$	Arg Z _{xy} , град	±δ Arg, град	Co²	$\frac{ Z_{xy} , \text{ мВ}}{\text{км} \cdot \text{нТ}}$	$\frac{\pm \delta Z , \text{ мВ}}{\text{км} \cdot \text{нТ}}$	Arg Z _{xy} , град	±δ Arg, град
220²	62	0,70	0,065	0,009	48	8	0,34	—	—	—	—
200²	62	0,79	0,082	0,010	49	7	0,39	—	—	—	—
181²	62	0,84	0,085	0,009	50	6	0,52	0,081	0,015	52	10
160²	62	0,82	0,094	0,010	60	6	0,77	0,095	0,011	53	7
140²	62	0,76	0,108	0,014	66	7	0,77	0,100	0,012	63	7
120²	62	0,81	0,126	0,014	57	7	0,75	0,106	0,014	58	8
110²	82	0,81	0,131	0,009	63	4	0,84	0,118	0,012	60	6
100²	82	0,86	0,151	0,012	59	5	0,78	0,124	0,012	62	6
90²	82	0,83	0,161	0,015	60	5	0,79	0,125	0,013	64	6
80²	82	0,81	0,190	0,022	58	7	0,83	0,149	0,008	67	3
70²	82	0,83	0,228	0,018	55	5	0,87	0,188	0,009	65	3
60²	82	0,63	0,270	0,030	61	7	0,72	0,223	0,031	57	8
50²	62	0,69	0,370	0,053	61	8	0,78	0,300	0,035	62	7
45²	62	0,55	0,450	0,090	54	12	0,56	0,375	0,100	71	11

Примечание. В таблице указаны модули импедансов (Z), их аргументы (argZ) с доверительными интервалами (±δ) при доверительной вероятности 90%, значения функции когерентности, при которой они получены (Co²), а также число степеней свободы при анализе, характеризующее гладкость спектров по частотам [3] в зависимости от периода (T).

ставление об электропроводности верхней мантии. Наибольшее искажающее влияние оказывает неоднородность слоя морской воды, поскольку ее электропроводность примерно в 100 раз превышает типичную электропроводность пород астеносферы.

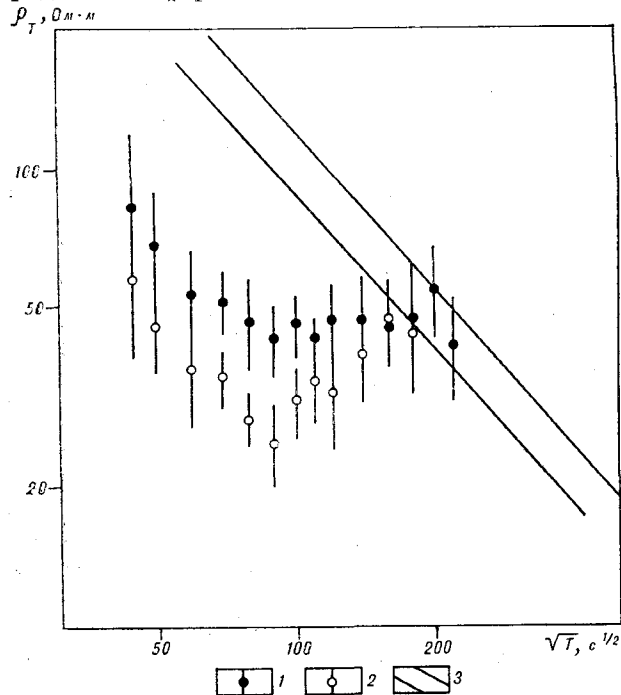


Рис. 2. Сравнение кажущихся сопротивлений континентальных и океанических зондирований.

1, 2 — значения модуля ρ_T соответственно в субширотном и субмеридиональном направлениях, 3 — полоса редуцированных к подошве осадочного чехла типичных значений кажущегося сопротивления на континенте.

Самая резкая неоднородность в рассматриваемом регионе — высокоомная цепь Гавайских островов. Для упрощенного численного моделирования эта цепь была аппроксимирована прямоугольником с полной проводимостью $S = 1500$ См при фоновой проводимости 15000 См, соответствующей водному слою мощностью 5 км. В интересующем нас длиннопериодном диапазоне неоднородный верхний слой можно заменить плоскостью с переменной проводимостью. Для расчета электромагнитного поля на дневной поверхности была использована программа Вайдельта — Васье. С помощью специально разработанного алгоритма компоненты электромагнитного поля пересчитывались на дно Тихого океана.

Основные выводы из упрощенного численного моделирования сводятся к следующему: 1. Расчетные величины модулей дополнительных импедансов меньше основных не менее чем на порядок. 2. Субширотная (максимальная) компонента тензора кажущегося сопротивления, параллельная цепи Гавайских островов, практически не подвержена их искажающему воздействию. К этому же выводу на основе анализа особенностей кривой ρ_{max} в пункте, расположенном на 200 км ближе к островам, пришли авторы работы [4]. 3. Субмеридиональное (минимальное) кажущееся сопротивление искажено значительно сильнее (до 40% по модулю). Это согласуется с выводами упомянутой работы [4].

Таким образом, основной причиной расхождения кривых кажущегося сопротивления является высокоомная цепь Гавайских островов.

Не исключено, что некоторый дополнительный вклад вносит анизотропия астеносферного слоя в горизонтальных направлениях. Используя субширотную компоненту кажущегося сопротивления, оценим электрические характеристики океанской верхней мантии с помощью приемов, разработанных на одномерных моделях. Основным параметром, определяемым наиболее однозначно, является полная проводи-

мость S . Ее оценка составляет примерно $6 \cdot 10^3$ См. С помощью трансформации Ниблетта определяется второй устойчивый параметр разреза — глубина центра проводящей зоны, которая близка к 120 км. Таким образом, мы имеем дело с астеносферной зоной частичного плавления.

Авторы благодарят Ж. Фию (США), любезно приславшего материалы своих наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безрук И. А., Бердичевский М. Н. и др. Применение теории случайных процессов к анализу магнитотеллурического поля // Разведочная геофизика.— 1964.— № 39.
2. Вальян Л. Л., Дебабов А. С., Юдин М. Н. Интерпретация данных магнитотеллурических зондирований неоднородных сред.— М.: Недра, 1984.
3. Семенов В. Ю. Обработка данных магнитотеллурического зондирования.— М.: Недра, 1985.
4. Chave A. D., Von Herzen R. P., Cox C. S. Electromagnetic inductions fields in the deep ocean north-east of Hawaii: implications for the mantle conductivity

- and source fields // Geophys. J. Roy. Astron. Soc.— 1981.— V. 66.
5. Filloux J. H. Ocean-floor magnetotelluric sounding over North Central Pacific // Nature.— 1977.— V. 269.
6. Fischer G. Magnetotelluric observational techniques on land // Geophysical Surveys.— 1982.— N 4.
7. Reddy I. K., Rankin D. Coherence functions for magnetotelluric analysis // Geophysics.— 1974.— V. 39, N 3.
8. Sims W. S., Bostick F. X., Smith H. W. The estimations of magnetotelluric impedance tensor elements from measured data // Ibid.— 1971.— V. 36, N 5.

Межведомственный геофизический комитет
Москва

Поступила в редакцию
8 июля 1986 г.

УДК 551.24 + 550.83(5—012)

Ю. Ф. Мальшев, Д. Ф. Семенов

ОФИОЛИТЫ В ГЛУБИННОЙ СТРУКТУРЕ ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

Особенности размещения офиолитовых зон (ОЗ), их структурно-вещественные характеристики согласуются с геофизическими характеристиками глубинных недр (слоев, блоков литосферы). Выявленные закономерности могут быть использованы как для прогноза новых ОЗ, так и для выяснения особенностей глу-

На континентальной периферии Восточной Азии широко распространены тела офиолитов, образующие, по современным данным, достаточно протяженные линейные зоны в десятки, сотни и даже тысячи километров. Поскольку офиолиты считаются индикаторами состава глубинных слоев земной коры и верхов, мантии, рассмотрение особенностей их размещения в глубинной структуре региона представляется целесообразным. Актуальность этого вопроса подтверждается и тем, что к настоящему времени советскими и китайскими геофизиками выполнен ряд сводок по глубинному строению восточной окраины Азии [5, 17, 18], а геологами этих и других стран опубликованы крупные сводные работы, затрагивающие офиолитовую проблему в регионе [6, 8, 9, 12, 14, 23, 25].

Важно остановиться на двух сторонах вопроса: а) рассмотреть положение офиолитовых зон в глубинной структуре региона и сопоставить их структурно-вещественные характеристики с геофизическими характеристиками глубинных недр (слоев, блоков литосферы); б) использовать выявленные закономерности для прогноза как офиолитовых зон, так и особенностей глубинного строения. Можно ожидать, что в совокупности эти исследования дадут новую информацию о тектонической эволюции восточно-азиатской континентальной окраины.

В геологической литературе [6, 7, 12, 13, 19, 21] существует несколько десятков определенных терминов «офиолиты», «офиолитовая формация», «офиолитовый комплекс» и других. Не вдаваясь в подробности анализа этих определений, отметим некоторые тенденции в изменении содержания понятий, имеющие принципиальное значение. Первая тенденция наметилась давно [10], а в последнее время она приобрела новых сторонников [13, 21]. Суть

бинного строения земной коры и верхней мантии региона. Среди возможных механизмов формирования ОЗ предпочтение отдано механизму выталкивания геологических тел на поверхность, которому могут сопутствовать глубинный магматический диапиризм и рифтогенез.

ее состоит в исключении из первоначальной триады Штейнмана кремнистых сланцев. По мнению Ю. А. Косыгина и Д. Ф. Семенова [13], основанием к этому является отличие структуры и состава магматических и осадочных формаций. Ограничение офиолитов магматическими породами, по представлениям А. Книппера с соавторами [21], целесообразно из-за наличия тектонических контактов осадочных пород с офиолитами. Другая тенденция — не рассматривать офиолиты только как элементы океанической коры — проявлена слабее. Так считают авторы коллективной монографии «Вулканические пояса Востока Азии» [6], выделившие четыре типа офиолитовых поясов, сформированных как на океанической, так и на континентальной коре. Третья тенденция касается механизма становления офиолитов и является наиболее дискуссионной. Широко распространенное мнение, трактующее образование офиолитовых тел путем срыва с океанического дна при спрединге срединных хребтов, плохо увязывается с новыми сейсмическими данными авторов [15]. Выделенные ими транскоровые геофизические аномалии, расположенные в разных тектонических ситуациях (на щите, на платформе, в переходной области континент — океан, на островной дуге), хорошо объясняются с позиций глубинного магматического диапиризма ультрабазитового типа.

Под офиолитами мы понимаем ассоциацию близких по возрасту и структурному положению гипербазитов, габброидов и базальтов. При этом главным и постоянным членом ассоциации являются гипербазиты, определяющие облик и тип офиолитов. Базальты присутствуют не всегда.

Офиолиты в пределах восточно-азиатской континентальной окраины слагают обычно не-

большие (первые десятки км² в плане) тела. Редко они образуют массивы площадью в первые сотни км² (Куюльский и Усть-Бельский Корякского нагорья). Офиолитовые тела концентрируются в зонах шириной от первых километров до 50—70 км и протяженностью от нескольких десятков до сотен и тысяч километров, которые мы называем офиолитовыми зонами (ОЗ).

Структура ОЗ дискретна: участки, обогащенные офиолитами, перемежаются с участками слабого их распространения. Однако они всегда сопровождаются повышенной дислоцированностью и раздробленностью геологических образований. В процессе все более детальных исследований таких зон обнаруживаются новые тела офиолитов. Кроме того, в ОЗ несомненно имеются офиолиты на гипсометрических уровнях, еще не вскрытых эрозией, что подтверждается геофизическими данными и бурением.

В ОЗ отмечаются три типа офиолитовых ассоциаций, различающихся в основном составом гипербазитов. В первом из них, наиболее широко развитом типе (Мало-Ануйская, Алучинская, Хатырская, Восточно-Камчатская, Куюльская, Шмидтовская, Набильская, Западно-Сихотэ-Алинская, Чженхэ-Цзянская ОЗ) они представлены преимущественно дунит-гарцбургитовой формацией. Эта формация чаще всего сложена альпинотипными телами; некоторые массивы (Куюльский, Левенштерновский) обладают элементами расслоенности. Из гипербазитов, кроме дунитов и гарцбургитов, в подчиненном количестве присутствуют ортопироксениты; богатых кальцием пород (верлиты) нет, иногда встречаются лерцолиты. Из габброидов имеются габбро-нориты и нориты. Химический состав гипербазитов и габброидов характеризуется более высокой, по сравнению с другими типами ОЗ, магнизиальностью. Близкие по возрасту эффузивные породы представлены спилитами, диабазами, толеитовыми базальтами и андезитобазальтами [6, 9, 24]. В этих зонах офиолиты могут быть отнесены к магниевому типу.

Значительно отличаются по составу и структуре офиолиты Центрально-Сихотэ-Алинской ОЗ. По данным авторов [10, 11], гипербазиты этой зоны представлены оливинит-верлитовой формацией. Преобладают оливиниты, верлиты и диаллагиты, характеризующиеся высокой известковистостью. Поэтому эту зону мы относим к кальциевому типу. Дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, вебстериты имеют подчиненное значение. С гипербазитами ассоциируют габбро и диабазы. Все плутонические породы зоны железозонны и титанозонны. Из рудных минералов широко распространены ильменит и титаномagnetит. Эффузивные породы вмещающих осадочно-вулканогенных толщ (диа-

базы, меймечиты, трахибазальты) обладают повышенной щелочностью.

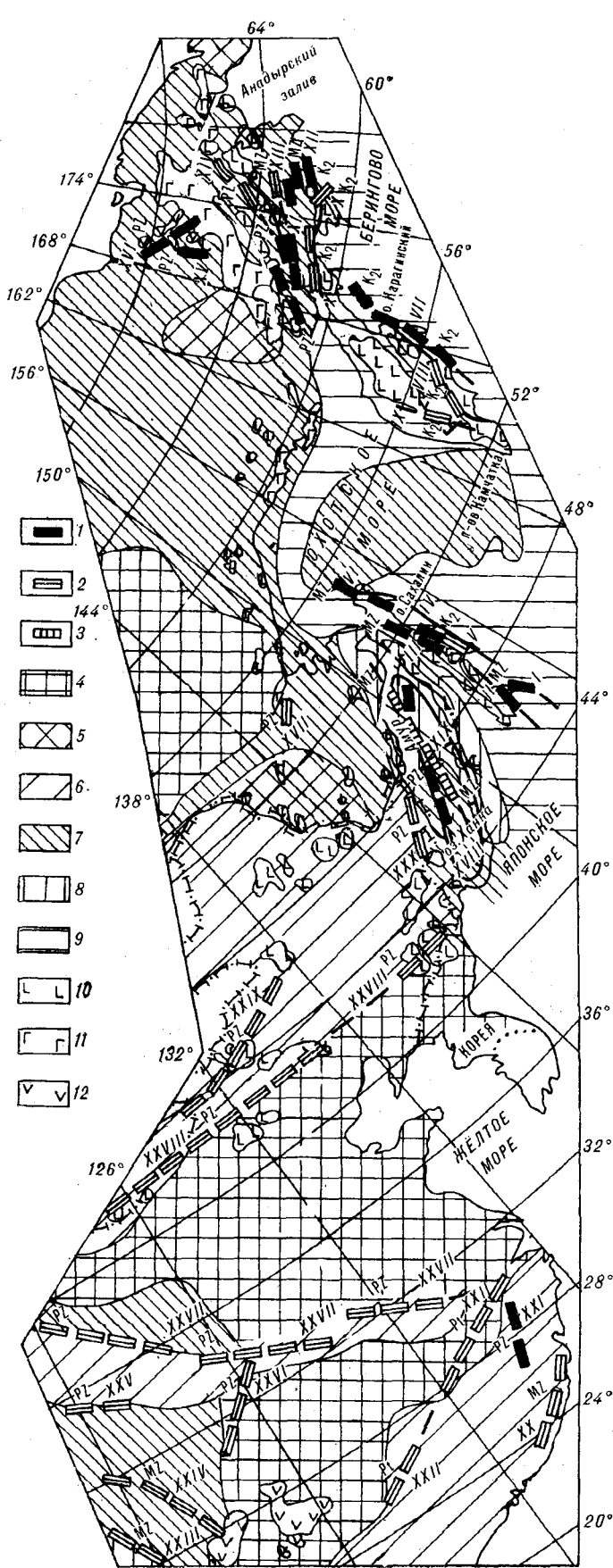
Все остальные ОЗ имеют как бы промежуточные состав и структуру. К ним относятся Пекульнейская, Вывенско-Ватынская, Валагинско-Кумрочская, Восточно-Сахалинская, Циньлинская, Иньшанская ОЗ. Гипербазиты в них представлены дунитами, гарцбургитами, лерцолитами, верлитами, ортопироксенитами, клинопироксенитами и вебстеритами. Из габброидов преобладают габбро-нориты и габбро. Присутствуют кварцевые диориты, монцониты, иногда гранитоиды. Ассоциирующие с плутоническими образованиями эффузивы характеризуются широким спектром пород (спилиты, диабазы, меймечиты, толеитовые и щелочные оливинитовые базальты, андезитобазальты и трахиандезитобазальты, дациты, трахидациты и др.). Эти ОЗ мы относим к кальций-магниевому типу.

В некоторых ОЗ (Майницкая, Куюльская, Валагинско-Кумрочская) пространственно сближены разновозрастные офиолитовые ассоциации магниевого и кальций-магниевого типов. В частности, в Майницкой ОЗ, по данным В. А. Попеко [16], сопряжены средне-позднепалеозойская и позднеюрско-раннемеловая офиолитовые ассоциации разного состава. На схеме размещения ОЗ (рис. 1) такие зоны изображены по преобладающему типу.

ОЗ обычно являются прерывистыми и часто разветвляются. Так, Майницкая и Пекульнейская ОЗ представляют собой как бы ответвления Куюльской ОЗ. На Сахалине соединяются Набильская и Нивхско-Лангерийская, Сокольская и Водопадненская ОЗ.

Возраст офиолитовых тел внутри ОЗ часто колеблется в широких пределах. Для метаморфизованных гипербазитов (нижние члены офиолитовых ассоциаций) приводятся [8, 9] датировки, указывающие на протерозойский или даже архейский возраст. В тех же ОЗ возраст базальтов и комагматичных им габброидов соответствует возрасту вмещающих их эвгеосинклинальных образований. На рис. 1, 2 возраст ОЗ датирован по наиболее молодым членам офиолитовых ассоциаций. Даже при таком упрощении наблюдается отчетливая разница в возрасте офиолитов на севере восточно-азиатской континентальной окраины (в пределах территории СССР), где преобладают офиолиты мезозойского и реже палеозойского возраста, и на юге (на территории Китая), где распространены главным образом палеозойские офиолиты и реже мезозойские и даже протерозойские. В какой-то мере это согласуется с возрастом складчатого основания континентальной окраины, более древнем в ее южной половине.

Характерно практическое отсутствие в пределах окраины Восточной Азии кайнозойских



офиолитов. Они установлены на современных островных дугах: в северной части о. Сулавеси и на северо-востоке о. Калимантан [14, 20], на Тайване, Лусоне, Миндоро [22, 23]. Большинство выходов офиолитов на островных дугах приурочено к поднятиям, но ими также сложен фундамент кайнозойских впадин (трог Илокас островной дуги Лусон). Наряду с кайнозойскими офиолитами на Тайване, Лусоне и Миндоро широко распространены меловые офиолиты (Ангатские, Сьерра Мадре). Офиолиты, датирующиеся кайнозоем, как правило, сильно изменены и раздроблены (иногда до меланжа) [22], а покрывающие их осадки и вулканиты имеют с ними тектонические контакты. Примером сложных отношений офиолитов островных дуг может служить Лусонский блок. Он представляет собой агрегат фрагментов коры разного возраста и тектонической природы, спаянных в нижнем олигоцене (верхнеэоценовые Замбальские офиолиты, маастрихтские Ангатские, меловые Сьерра Мадре). Предполагается [23], что Замбальские, Тайваньские и Миндорские (Амнейские) офиолиты были обдуцированы на континентальную окраину Южно-Китайского моря (затопленный сейчас континент) в среднем миоцене. На континенте новые тела кайнозойских офиолитов могут быть обнаружены в рифтогенных зонах и континентальных впадинах. Так, они участвуют в структуре магматических диапировых ловушек нефти во впадинах Восточного Китая [24]. Повидимому, на территории восточно-азиатской окраины офиолиты могут располагаться и на более глубинных литосферных уровнях, так как в кайнозое и позднем мелу была сформирована гипергенная оболочка значительной мощности, что и затруднило перемещение вверх тяжелых габбро-гипербазитовых тел. В то же время кайнозойские базальтовые серии представлены на окраине континента достаточно широко. На рис. 1 поля меловых и кайнозойских вулканитов основного и средне-

Рис. 1. Схема размещения офиолитовых зон восточно-азиатской континентальной окраины.

Офиолитовые зоны (ОЗ) с гипербазамидами формаций: 1 — дунит-гардбургитовой; 2 — пироксенит-дунит-перидотитовой; 3 — оливинит-верлигитовой; 4 — докембрийские кратоны; 5 — срединные массивы; 6—9 — области складчатости; 6 — палеозойской, 7 — ранне-среднемезозойской, 8 — позднемеловой, 9 — кайнозойской; 10—12 — базитовые вулканиты, не включенные в офиолиты; 10 — кайнозойские, 11 — мезозойские, 12 — палеозойские; ОЗ: I — Водопадная, II — Сокольская, III — Набильская, IV — Нивхско-Лангерийская, V — Восточно-Сахалинская, VI — Шмидтовская, VII — Восточно-Камчатская, VIII — Валагинско-Пуморская, IX — Средне-Камчатская, X — Вывенско-Батынская, XI — Кулюльская, XII — Хатырская, XIII — Корянская, XIV — Пенульнейская, XV — Алучинская, XVI — Мало-Аюйская, XVII — Удекая, XVIII — Западно-Сихотэ-Алинская, XIX — Центрально-Сихотэ-Алинская, XX — Чанло-Нанаоская, XXI — Чжанха-Цзянская, XXII — Цзяньская, XXIII — Северо-Тибетско-Западно-Юаньская, XXIV — Генециле-Ялайская, XXV — Южно-Цайдамская, XXVI — Мотбенлинская, XXVII — Циньлинская, XXVIII — Иньшаньская, XXIX — Сулунь-Хигенская, XXX — Наданьхада-Бикинская.

го состава, которые не являются членами офиолитовых ассоциаций, показаны особыми знаками. Чаще всего это наземные вулканиды, развитые по краям ОЗ на некотором расстоянии от габбро-гипербазитовых тел.

Сопоставление размещения офиолитовых зон с особенностями глубинного строения континентальной окраины Восточной Азии (см. рис. 1, 2) показывает преимущественное расположение их на стыке крупных блоков земной коры, характеризующихся контрастными физическими свойствами (плотностными, магнитными, скоростными). В тектоническом отношении это крупные шовные зоны, которые часто совпадают со сравнительно узкими, по отношению к размерам разделяемых ими геоблоков, эвгеосинклинальными системами (Циньлинская, Монголо-Охотская, Южно-Анжуйская). Они могут располагаться на стыке докембрийских кратонов (Сино-Корейского и Янцзыйского — Циньлинская ОЗ), между кратонами и складчатыми областями (Иньшанская, Удская ОЗ), на границе эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных систем (Пекулейнская, Шмидтовская, Сокольская ОЗ), между срединными массивами и эвгеосинклинальными системами (Западно-Сихотэ-Алинская, Срединно-Камчатская ОЗ). Офиолитовые зоны, возможно связанные с палеорифтами, распространены также внутри складчатых систем (Нивско-Лангерийская, Кулюльская ОЗ). Таким образом, ОЗ обычно разграничивают тектонически разнородные блоки.

Наиболее яркой геофизической особенностью восточно-азиатской окраины является трансрегиональная Пограничная гравитационная ступень, которая может рассматриваться в качестве западной глубинной геофизической границы зоны сочленения континент — океан [4, 17]. Она, по-видимому, отмечает границу фронта воздействия океанской литосферы на континентальную литосферу восточно-азиатской окраины. Из рис. 1, 2 следует, что большинство ОЗ располагается к востоку от Пограничной ступени, т. е. в пределах восточно-азиатской континентальной окраины. Исключения составляют ОЗ палео-Тетиса, которые в отличие от ОЗ нео-Тетиса, поворачивающих в своей восточной части на юг, конформно структурам Гималаев, прослеживаются на восток в том же субширотном направлении (Циньлинская и Иньшанская ОЗ). Если возраст офио-

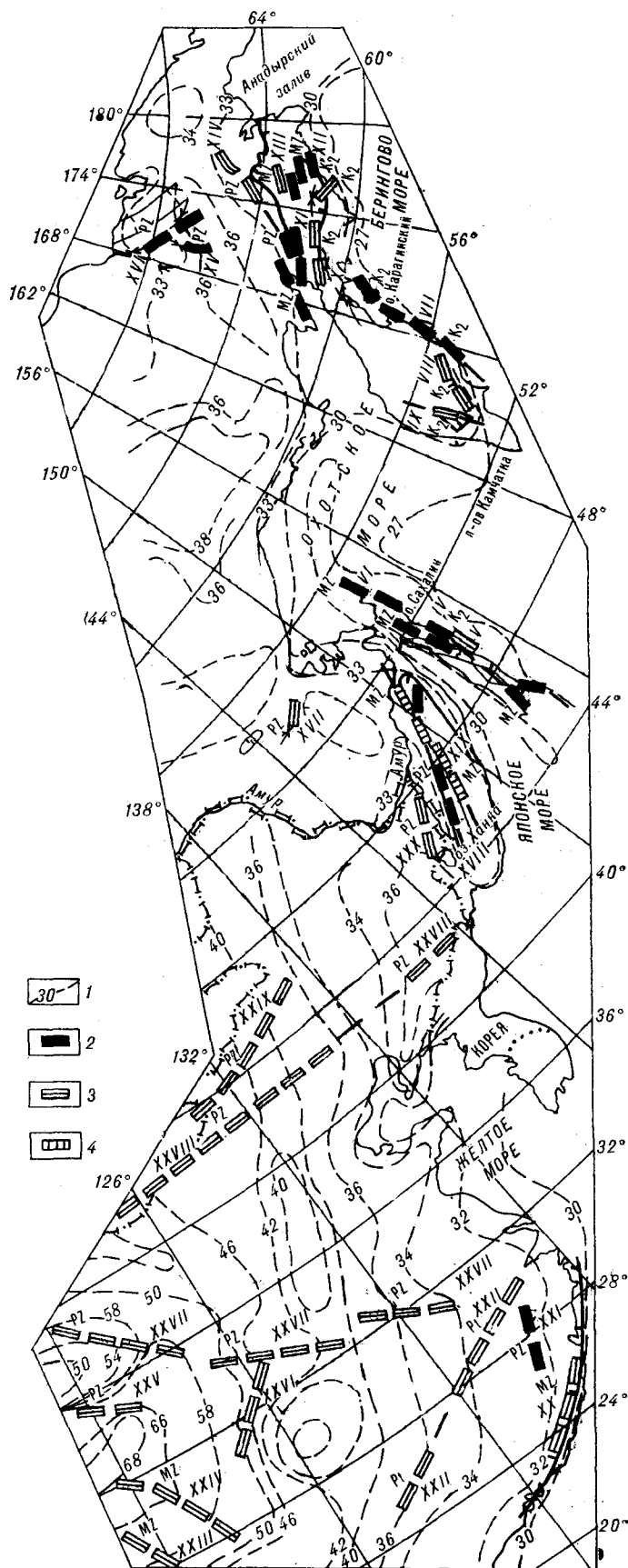


Рис. 2. Схема элементов глубинной структуры восточно-азиатской континентальной окраины с положением офиолитовых зон.

1 — мощность земной коры в км; 2—4 — офиолитовые зоны (см. рис. 1).

литов нео-Тетиса с запада от Лигурии на восток до Гималаев отчетливо меняется от юры до позднего мела, то у офиолитов палео-Тетиса такой тенденции не наблюдается. В северной половине рассматриваемого региона (см. рис. 1, 2) к западу от Пограничной ступени ОЗ редки (Алущинская, Мало-Аньюйская, Удская). Так же как и офиолиты палео-Тетиса, они занимают резко дискордантное положение по отношению к Пограничной ступени, соответствуя эвгеосинклинальным системам — Южно-Аньюйской и Монголо-Охотской. Подобным образом размещается в Монголо-Охотской системе цепочка пиканских базитов, похожая по своему тектоническому положению на ОЗ.

На рис. 2 распределение ОЗ совмещено с изменениями мощности земной коры региона, рассчитанной для территории СССР [8] по корреляции данных ГСЗ и гравиметрии, а для территории Китая [18] путем решения трехмерной гравитационной обратной задачи. Анализ этой схемы не усматривает какого-либо отчетливого совпадения ОЗ с аномальным положением поверхности М (понижением или подъемом). Они, как правило, располагаются на ограниченных блоках с разной мощностью земной коры.

Большое значение для прогнозирования состава глубинных зон коры и верхов мантии имеет состав офиолитов, которыми могут быть сложены эти глубинные горизонты. Согласно исследованиям физических свойств офиолитов, выполненных М. В. Ванояном [3] на образцах офиолитов Армении и коллекциях образцов других районов СССР, закономерному повышению плотности от 3,23 до 3,32 г/см³ в ряду дунит — гарцбургит — лерцолит — верлит отвечает понижение скорости продольных волн от 7,9 до 7,6 км/с при пористости 0,5%. В то же время для серпентинизированных пород в ряду дунит — гарцбургит — верлит — пироксенит плотность увеличивается от 2,67 до 2,90 г/см³. Степень серпентинизации в этом ряду изменяется обратно пропорционально изменению плотности. Исходя из этих закономерностей, можно объяснить расхождение между скоростными характеристиками низов коры территории Приамурья (Северный Сихотэ-Алинь) и Приморья (Южный Сихотэ-Алинь, Ханкайский массив). В Приморье скорость продольных волн нижней коры составляет 6,6—6,8 км/с, здесь гипербазиты представлены оливинит-верлитовой формацией, а в Приамурье скорость низов коры повышена до 7,0—7,4 км/с, там распространены преимущественно альпийские гипербазиты. Таким образом, широкое развитие в Приморье гипербазитов и базитов, обладающих повышенной плотностью, не противоречит скоростным разрезам низов коры этого района, т. е. состав низов коры и верхов мантии может являться одной из причин отно-

сительно низких значений скорости продольных волн.

Отражение ОЗ в аномальных гравитационных и магнитных полях неодинаковое. На мелкомасштабных картах большинство ОЗ приходится на гравитационные ступени и контакты магнитных блоков разной интенсивности, совпадающие с глубинными разломами. Многие из них отмечаются также цепочками четких локальных гравитационных максимумов (Шмидтовская, Восточно-Сахалинская, Пекульнейская, Мало-Аньюйская, Алущинская, Кулюльская, Восточно-Камчатская, Вывенско-Ватынская). И только часть из них сопровождается узкими полосовыми положительными аномалиями магнитного поля (Вывенско-Ватынская) или цепочками интенсивных магнитных максимумов (Шмидтовская, Восточно-Сахалинская, Пекульнейская, Восточно-Камчатская). При этом удается уточнить положение ОЗ и проследить их на глубине под покровами вулканитов (Вывенско-Ватынская, Восточно-Камчатская ОЗ). Ориентировка блоков с офиолитами, полосчатость офиолитовых тел, параллельное смещение геофизических аномалий относительно офиолитовых тел показывают, что часть ОЗ наклонена внутрь континента (Западно-Сихотэ-Алинская, Кулюльская ОЗ), а часть — в сторону океана (Вывенско-Ватынская, Восточно-Камчатская).

Несовпадение отдельных офиолитовых тел с локальными гравитационными максимумами или отсутствие таковых на карте связано с их небольшими размерами, со значительной дислоцированностью или с особенностями глубинной геометрии этих тел. Отражение офиолитовых тел в магнитных полях неоднозначное. Уверенно выделяются в магнитном поле Шмидтовская и Восточно-Камчатская ОЗ, сложенные альпийскими офиолитами, наиболее серпентинизированными по сравнению с ОЗ второго и третьего типов. В то же время крупный Кулюльский массив в магнитном поле отчетливо не выражен. И наоборот, Усть-Бельский массив с гипербазитами пироксенит-дунит-перидотовой формации регистрируется четкой интенсивной магнитной аномалией. Возможно, для магнитных характеристик офиолитов большее значение имеет не только степень серпентинизации гипербазитов, но и тип серпентина. Для пород с антигоритовым типом серпентинизации магнитная восприимчивость выше чем для пород с лизардитовым типом [3]. Распределение по площади восточно-азиатской окраины офиолитов с разным типом серпентинизации не изучено, что затрудняет их диагностику по магнитному полю. Следует отметить также, что для более точной геофизической характеристики офиолитовых тел и отдельных ОЗ желательно использование материалов

крупномасштабных геофизических съемок, которые в настоящей работе не рассматривались.

Наряду с традиционными методами изучения глубинного строения земной коры (ГСЗ, гравиметрия, магнитометрия) специально для изучения офиолитовых зон сейчас привлекаются методы МОВЗ и геотермии, которые в комплексе с указанными методами дают принципиально новую информацию о глубинном строении коры и верхней мантии под офиолитами, позволяющую высказать более обоснованные суждения о механизме формирования офиолитовых тел и выведения их на поверхность. Примером такого подхода могут служить работы авторов [2, 15], в которых с помощью методики статистической фильтрации сейсмических данных выделены скопления областей повышенной генерации волн обмена в коре и мантии, контролирующие структуры глубинного магматического диапиризма с ультрабазитами. Они могут сопровождаться высокими значениями геотермического градиента и плотности теплового потока, региональными минимумами силы тяжести и локальными гравитационными максимумами. Областям молодого или унаследованного глубинного диапиризма может соответствовать весь набор указанных признаков. Для древних диапиров часть признаков реконструируется. К сожалению, исследования такого рода офиолитовых зон в рассматриваемом регионе не проводились. Наблюдениями МОВЗ охвачены лишь поля кайнозойских базальтов [4, 4], которые отмечаются участками возбужденной коры и мантии, совпадающими с сейсмическими волноводами.

К нетрадиционным методам исследования глубинной структуры литосферы можно отнести также выполненные нами ранее [17] построения, основанные на совместном анализе специализированных карт плотности верхнего слоя земной коры и тектонического рельефа в изолиниях и гравиметрических карт. Эти исследования привели к установлению зон инверсии плотности и механизма выталкивания геологических тел [17], связанного с этими зонами. В результате вдоль шовных зон типа

Центрально-Сихотэ-Алинской наблюдается множество геологических тел разного состава, отличающихся контрастной плотностью (гранитоиды, офиолиты, роговики и т. д.). Эффект выталкивания геологических тел в этой зоне может сопровождаться в Центрально-Сихотэ-Алинском разломе наличием области глубинного разуплотнения в земной коре, обнаруженной при гравитационном моделировании расчетами Л. И. Брянского. Подобные глубинные неоднородности возможны и под другими ОЗ.

Рассмотренные в настоящей работе вопросы, связанные с проблемой офиолитов восточно-азиатской континентальной окраины, касались главным образом выделения ОЗ, их типизации, тектонического положения и положения в глубинной структуре региона, прогноза ОЗ и прогноза по ним глубинного строения. Проведенные исследования этих вопросов позволяют сделать следующие выводы.

1. ОЗ разграничивают блоки с разным глубинным строением и разнородные структурные элементы земной коры.

2. Структурно-вещественные и физические (плотностные, волновые) характеристики, отражающие состав низов коры и верхней мантии, коррелируются с особенностями глубинного сейсмического разреза этих горизонтов.

3. Обнаружение новых ОЗ на территории Восточной Азии более вероятно к востоку от трансрегиональной Пограничной гравитационной ступени, где они предпочтительно могут располагаться вдоль границ геоблоков, кайнозойских рифтогенных зон, региональных гравитационных ступеней, узких линейных зон положительных гравитационных и реже магнитных аномалий.

4. Особенности размещения ОЗ в структуре земной коры региона указывают на возможное широкое распространение механизма выталкивания офиолитовых тел на поверхность, связанного с коллизией геоблоков. Этому механизму могут сопутствовать глубинный магматический диапиризм и рифтогенез. Не исключены иные типы механизма формирования ОЗ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брянский Л. И., Бормотов В. А. Гравитационная модель глубинного строения Комсомольского рудного района // Тихоокеан. геология.— 1986.— № 1.
2. Бовенко В. Г., Оровецкий Ю. П., Щербакова Б. Е. Глубинный магматический диапиризм острова Куба и его конструктивное значение. I // Геофиз. журн.— 1985.— Т. 7, № 5.
3. Ваноян М. В. Петрофизическая характеристика гипербазитов Присеванского офиолитового пояса Армении: Автореф. канд. дис. ...— Л.: Горный институт, 1986.
4. Варнаевский В. Г., Малышев Ю. Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеан. геология.— 1986.— № 3.
5. Ващиллов Ю. Я. Блоково-слоистая модель земной коры и верхней мантии.— М.: Наука, 1984.
6. Вулканические пояса Востока Азии. Геология и металлогения/А. Д. Щеглов.— М.: Наука, 1984.
7. Геологические формации. Терминологический справочник. Т. 1.— М.: Недра, 1982.
8. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. Восток СССР/Л. И. Красный и В. К. Путинцев.— Л.: Недра, 1984.
9. Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Т. 2. Магматизм и тектоника/Л. И. Красный.— Л.: Недра, 1978.

10. Зимин С. С. Парагенезы офиолитов и верхняя мантия.— М.: Наука, 1973.
11. Зимин С. С., Грановский А. Г., Юсим Э. И. Парагенезы офиолитов, палеомантия и металлогения.— М.: Наука, 1983.
12. Колман Р. Г. Офиолиты.— М.: Мир, 1979.
13. Косыгин Ю. А., Семенов Д. Ф. Офиолиты и концепция первичной океанической коры // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 4.
14. Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Материалы по сравнительной тектонике. Т. 2.— М.: Мир, 1977.
15. Оровецкий Ю. П., Бовенко В. Г., Щербакова Б. Е. Глубинный магматический диапиризм острова Куба и его конструктивное значение. 2 // Геофиз. журн.— 1986.— Т. 8, № 2.
16. Попеко В. А. Корякская офиолитовая провинция: петрологическая и геохимическая структура офиолитов // Офиолиты восточной окраины Азии.— Хабаровск: ЦНТИ, 1986.
17. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока.— М.: Наука, 1984.
18. Фэн Жуй. Мощность коры и распределение плотностей верхней мантии на территории Китая по

- результатам решения трехмерной обратной задачи гравиметрии.— (кит.) // *Asta seismologica Sinica*.— 1985.— Т. 7, № 2.
19. *Geological nomenclature* // Boston, London: Royal Geol. and Mining society of the Netherlands, 1930.
20. *Hutchinson C. S. Ophiolite in Southeast Asia* // *Bull. Geol. Soc. Amer.*— 1975.— V. 86, N 6.
21. *Knipper A., Ricou L., Dercourt S. Ophiolites as indicators of the geodynamic evolution of the Tethyan ocean* // *Tectonophysics*.— 1986. V. 123, N 1—4.
22. *Mitchell A. H. G. Ophiolite and associated rocks in four settings: relationships to subduction and collision* // *Ibid.*— V. 125, N 1—3.
23. *Stephan J. F., Blanchet R., Rangin C. et al. Geodynamic evolution of the Taiwan — Lozron — Mindoro belt since the Late Eocene* // *Ibid.*
24. *Wang Xie — Pei, Fei, Zhang Sia — Hua. Cenozoic diapiric traps in Eastern China* // *A. A. P. G. bulletin*.— 1985.— V. 69, N 12.
25. *Zhang Zh. M., Lion J. G., Coleman R. G. An outline of the plate tectonics of China* // *Geol. Soc. Amer. Bull.*— 1984.— V. 95, N 3.

ИТиг ДВО АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
9 января 1987 г.

ДИСКУССИЯ

В работе Ю. Ф. Малышева и Д. Ф. Семенова рассмотрены главным образом вопросы выделения, типизации, тектонической позиции офиолитовых зон и их места в глубинной структуре региона, а также прогноза офиолитовых зон и на основе этого и глубинного строения литосферы.

С типизацией и прогнозом офиолитовых зон, а также с оценкой их значения для предсказания глубинного строения литосферы авторы в основном справились. В то же время в работе имеется ряд выводов, которые не могут быть полностью приняты.

Соглашаясь, например, с рациональным пониманием содержания термина «офиолит», авторы буквально в следующем же предложении в работе отходят от него, рассматривая под этим термином только массивы гипербазитов. Но последние являются лишь частью офиолитового комплекса, к тому же не самой распространенной, и судить по их присутствию о масштабах проявления офиолитов по меньшей мере рискованно. Поэтому-то офиолитовые зоны у авторов оказываются часто узкими и прерывистыми, а не такими, как в действительности, с обширными проявлениями вулканитов офиолитовых комплексов. Среди последних нередки ультраосновные лавы — коматиты, что также нужно бы учитывать при анализе офиолитовых зон. Надо учитывать и то, что офиолитовые зоны, представленные только гиперба-

зитами, это не нормальные зоны офиолитов. Гипербазиты в них, как правило, имеют характер протрузий из офиолитовой зоны, находящейся под ними в фундаменте.

В связи с указанными выше недочетами в понимании конкретных офиолитовых зон находится и интерпретация авторами гравитационной ступени на восточной окраине Азиатского континента. К северу от р. Амур ее положение, по нашему мнению, обусловлено наличием последовательно наложенных один на другой офиолитовых поясов нижнего, среднего палеозоя и позднего ($J_3 - K_1$) мезозоя. Сложнее трактовать природу гравитационной ступени к югу от широты Кореи в области распространения докембрия. Но и здесь возможны другие решения (можно предполагать наличие ультраосновных лав в докембрии Юго-Восточного Китая, базификацию континентальной коры и т. д.). Нельзя согласиться с авторами и по вопросу о формировании офиолитовых зон. Главным, по их мнению, является механизм выталкивания геологических тел. Применительно к образованию триады офиолитов в земной коре есть только один способ — магматический. Все остальные способы (выталкивание и т. п.), строго говоря, имеют отношение не к формированию офиолитовых зон, а к их трансформации и перераспределению в земной коре в результате более поздних тектонических процессов, что необходимо учитывать при их изучении.

ИТиг ДВО АН СССР

С. С. Зимин

М. И. Гнидаш, В. Т. Съедин, А. В. Можеровский, И. Н. Якушева

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ФОСФОРА В БАЗАЛЬТАХ ЯПОНСКОГО МОРЯ

В статье развиваются представления об эндогенном источнике фосфора и о связи фосфатообразования с вулканическими процессами. Изучен характер распределения фосфора для трех типов базальтов Японского моря, и статистическими методами парагенетического анализа выделены геохимические ассоциации фосфора для каждого типа. Установлен ряд статистических зависимостей, отражающих поведение фосфора в магматическом и постмагматическом процессах.

В настоящее время среди исследователей не достигнуто единство во взглядах на генезис фосфоритов. Существующие представления могут быть разделены на две основные группы — биохемогенно-осадочного и вулканогенно-гидротермального происхождения. Особую роль в этой проблеме занимает вопрос об источнике фосфора. В предлагаемой статье развиваются представления об эндогенной природе этого элемента и о связи фосфатообразования с вулканическими процессами. Эти вопросы неоднократно освещались в литературе [3, 6, 23, 27]. А. Е. Ферсман на примере плутонов Кольского полуострова показал, что «...фосфор идет в основные породы и избегает кислотных фаций, с другой стороны, он идет в сторону летучих компонентов, которые между тем идут по преимуществу с кислыми остаточными магмами гранитного типа» [23, с. 106]. Н. Г. Бродская отметила, что подобные условия могут сложиться, когда эволюция базальтовой магмы сопровождается интенсивным накоплением щелочей. Сочетание высокой щелочности с высокой основностью — одно из необходимых условий для накопления фосфора в расплаве и его отделения. В связи с этим названный автор особо подчеркивает приуроченность фосфоритов и фосфатизированных отложений к комплексам щелочных базальтоидов и субщелочных основных и средних пород. Подобные комплексы формируются большей частью в геосинклинальных областях, но в силу специфики образования пород повышенной щелочности локализуются в зонах сопряжения с более жесткими структурами (срединные массивы, древние выступы, краевые шовные зоны геосинклиналей). Главная роль в процессе создания фосфорного оруденения отводится позд-

При щелочном магматизме в Японском море фосфор мог концентрироваться в расплаве на поздней стадии развития магматического очага, при окраинноморском (субщелочном) — он выносился в процессе сопутствующей гидротермальной деятельности. Показано, что окраинно-морской тип наиболее перспективен как источник фосфора при формировании промышленных месторождений фосфоритов в Японском море.

невулканическим автометасоматическим и поствулканическим эксгаляционным и гидротермальным процессам [3].

В ряде публикаций приводятся факты непосредственного наблюдения природного гидротермального процесса, сопровождающегося выпадением фосфорных соединений в химический осадок [4, 6, 8]. В последние годы этот список был дополнен сообщением Л. А. Комковой о том, что Дзэндзурские термальные источники Камчатки также выносят фосфор, при этом образуются осадки, содержащие до 13% P_2O_5 [9]. А. С. Михайлов подсчитал, что количество фосфора в крупнейшем месторождении Фосфория (США) в несколько раз превышает его запасы в водах современного океана. Он пришел к выводу, что за поставку фосфора в морской бассейн отвечает эндогенный фактор [16].

Многочисленные находки в Японском море фосфоритов, часто совместно с вулканогенными породами, позволили предположить существование связи фосфатообразования с кайнозойским эффузивным магматизмом. Процессы, приводившие к фосфатонакоплению, если они связаны с определенным типом магматизма, должны отразиться на минералогическом и химическом составе этих пород, т. е. сформировать свои геохимические и минералогические ассоциации. Изучение таких ассоциаций, на наш взгляд, является перспективным подходом к решению проблемы связи фосфатообразования с подводным вулканизмом. В предлагаемой статье с этих позиций рассмотрены кайнозойские базальты Японского моря.

В задачу работы входило: 1 — выяснить, зависит ли содержание фосфора в базальтах от принадлежности пород к тому или иному фор-

Формационно-геохимические типы кайнозойских базальтоидов Японского моря

Компонент	Тип I		Тип II			Тип III					Тип IV					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	n															
	2/8	22/10	16/9	6/2	2	29/75	14/28	9/8	2/2	4/7	4/2	7/9	2/6	1/1	1/1	8/11
SiO ₂	48,99	51,02	58,29	64,99	70,25	48,40	57,03	60,03	64,80	69,51	43,52	44,51	46,48	47,80	51,40	59,59
TiO ₂	1,37	0,94	0,90	0,53	0,38	1,67	1,03	0,80	0,21	0,15	2,64	3,31	2,91	2,50	1,80	0,45
Al ₂ O ₃	16,30	18,63	17,79	16,16	15,51	18,41	17,64	17,34	13,37	13,29	14,34	16,82	17,00	18,35	19,62	19,15
Fe ₂ O ₃	2,28	4,64	4,00	1,46	1,42	5,26	4,50	4,42	1,89	1,28	4,63	5,43	6,37	7,11	6,67	3,05
FeO	8,76	4,30	3,17	3,94	1,67	3,29	2,37	1,49	1,63	1,12	6,94	5,41	3,45	4,92	2,03	0,73
MnO	0,16	0,12	0,12	0,09	0,09	0,16	0,12	0,08	0,29	0,10	0,15	0,16	0,16	0,21	0,16	0,12
MgO	7,50	4,38	2,42	1,37	0,88	5,10	1,55	0,66	0,76	0,48	10,79	5,90	6,48	3,27	2,71	0,81
CaO	9,65	9,13	5,75	3,38	0,38	10,34	5,05	2,73	1,37	1,32	10,46	8,95	8,19	6,83	4,20	1,72
Na ₂ O	2,68	3,23	3,94	3,84	3,68	2,87	4,64	5,56	4,18	3,89	2,42	3,34	4,08	3,62	3,84	5,69
K ₂ O	0,57	0,84	1,82	2,85	3,41	1,18	3,24	5,10	4,32	4,67	1,20	2,91	3,25	4,02	4,80	6,33
Co	80	28	20	14	—	26	6	4	3	2	84	23	34	12	8	2
Ni	286	28	18	13	—	67	10	8	5	3	208	56	93	30	10	5
Cr	320	43	31	12	—	282	14	8	3	1	370	80	149	50	23	5
V	212	171	118	105	—	226	44	28	10	12	260	173	167	120	70	10
Zr	91	161	175	205	—	154	261	362	455	340	165	264	333	400	500	660
Rb	—	8	—	—	—	23	50	104	93	—	28	47	22	—	—	—
г	—	699	—	—	—	420	460	180	34	—	917	1040	914	—	—	—

Примечание. Тип I — континентальный толлит; тип II — островодужные вулканы: 2 — базальт, 3 — андезит, 4 — дацит, 5 — липарит; тип III — окраинно-морские вулканы: 6 — оливин-плагноклазовый базальт, 7 — щелочной трахиадезит, 8 — щелочной трахит, 9 — трахиадит, 10 — трахилипарит; тип IV — щелочные разновидности вулканитов, развитых на континентальных рифтах: 11 — пикритобазальт, 12 — пироксен-оливиновый базальт, 13 — оливиновый базальт, 14 — амфиболовый базальт, 15 — лейтобазальт, 16 — щелочной трахит. n — количество проб (в числителе — по петрогенным элементам, в знаменателе — по микроэлементам). Окислы — вес. %, элементы — г/т.

мационно-геохимическому типу; 2 — с помощью статистических методов парагенетического анализа выделить геохимические ассоциации фосфора в различных типах базальтов и подтвердить их минералогически; 3 — сравнить петрологические особенности базальтоидов Японского моря с особенностями, характерными для пород щелочных и субщелочных комплексов, к которым приурочены рудопроявления фосфоритов; 4 — выяснить роль вулканического процесса в выносе фосфора и возможность его участия в процессе образования фосфоритов Японского моря.

В основу работы положены результаты 63 силикатных анализов базальтов, выполненных в ДВГИ и ТОИ ДВО АН СССР, и (частично) литературные данные. Статистически материалы обработаны по программе «Геохимия» в Информационно-вычислительном центре ИГО Приморгеология.

В основу классификации кайнозойских базальтоидов Японского моря положен структурно-геохимический принцип. Разделение пород на типы выполнено с учетом химических особенностей пород и минералов, характера эволюции базальтовой магмы, связи вулканитов с различными типами геоструктур и подтверждено статистически при разграничении совокупности базальтов по алгоритму Д. А. Родионова [18]. Выделяется четыре формационно-

геохимических типа базальтоидов: I — континентальные толлиты, II — островодужные базальты и их дифференциаты, III — щелочные базальты типа вулканитов, развитых на кон-

Таблица 2

Содержание P₂O₅ в базальтах Японского моря, вес. %

Островодужные базальты		Щелочные базальты		Окраинно-морские толлиты			
Номер пробы	P ₂ O ₅	Номер пробы	P ₂ O ₅	Номер пробы	P ₂ O ₅	Номер пробы	P ₂ O ₅
3031 *	0,09	936-в	0,58	1224	0,29	2050-б	0,89
37	0,10	936-1а	0,60	1225-б	0,70	931-1	0,56
3039	0,11	936-а	0,74	77132	0,25	1621	1,04
2634	0,12	936-е-2	0,74	2068-б	0,71	7751	0,61
36	0,13	1212	0,75	7778-3	0,40	1226-б	1,05
17-2	0,14	936-е	0,92	1618	0,71	7749-а	0,67
2633	0,14	1212-в	0,92	1784	0,32	1149-3	1,10
3037	0,15	936	0,94	1226-в	0,77	77132-б	0,69
2633-б	0,16	936-2	0,94	77117-5	0,31	1317-2	1,25
1458-1	0,17	1212-д	0,97	1147-а	0,77	2054	0,69
1472-2	0,18	936-е-3	1,00	7734-1	0,78	2405	1,72
1926-б	0,19	1212-г	1,02	77133-1	0,39	1226-г	0,69
1434-8	0,20	1212-а	1,05	1621-1	0,81		
1427	0,24			2099-1	0,45		
1450	0,27			2068	0,83		
1427-а	0,30			1226-а	0,49		
1796-2	0,31			2070	0,87		
1824-1	0,39			7752-1а	0,49		

* Первые девять анализов взяты из работы [7].

тинентальных рифтах, IV — окраинно-морские толеиты и их дифференциаты (табл. 1). Подробное описание этих типов приводится в работах [21, 22].

Изучение кайнозойских базальтов Японского моря показало, что содержание в них фосфора варьирует в широких пределах — от 0,09 до 1,72% P_2O_5 . Породы различных геохимических типов характеризуются разными концентрациями этого компонента (табл. 2). Для обоснования вывода о различном характере поведения фосфора в трех типах базальтов Японского моря проверялись статистические гипотезы об однородности объектов по величине среднего содержания P_2O_5 с использованием непараметрического критерия Вилкоксона [2], а также среднего и дисперсии по методике Д. А. Родионова [20]. Континентальные толеиты ввиду малочисленности выборки (две пробы) статистически не изучались. Выделить однородные группы среди трех исследуемых объектов оказалось статистически невозможно. Каждый из них характеризуется специфичес-

кими значениями средних содержаний фосфора и степенью рассеяния этих содержаний вокруг среднего. Поэтому геохимические ассоциации фосфора выделены методами корреляционного анализа [5, 19] для каждого типа отдельно.

ОСТРОВОДУЖНЫЕ БАЗАЛТЫ И ИХ ДИФФЕРЕНЦИАТЫ

Вулканы островодужного типа развиты на крупных подводных возвышенностях (Ямато, Японо-Сахалинский бордерленд). Они формировались со среднего эоцена по поздний миоцен. По содержанию кремнезема породы образуют эволюционный ряд от базальтов до липаритов (см. табл. 1). Их эволюционный тренд полностью располагается в поле пород нормальной щелочности (рис. 1). На протяжении всего ряда они пересыщены кремнеземом по отношению к щелочам и характеризуются при-

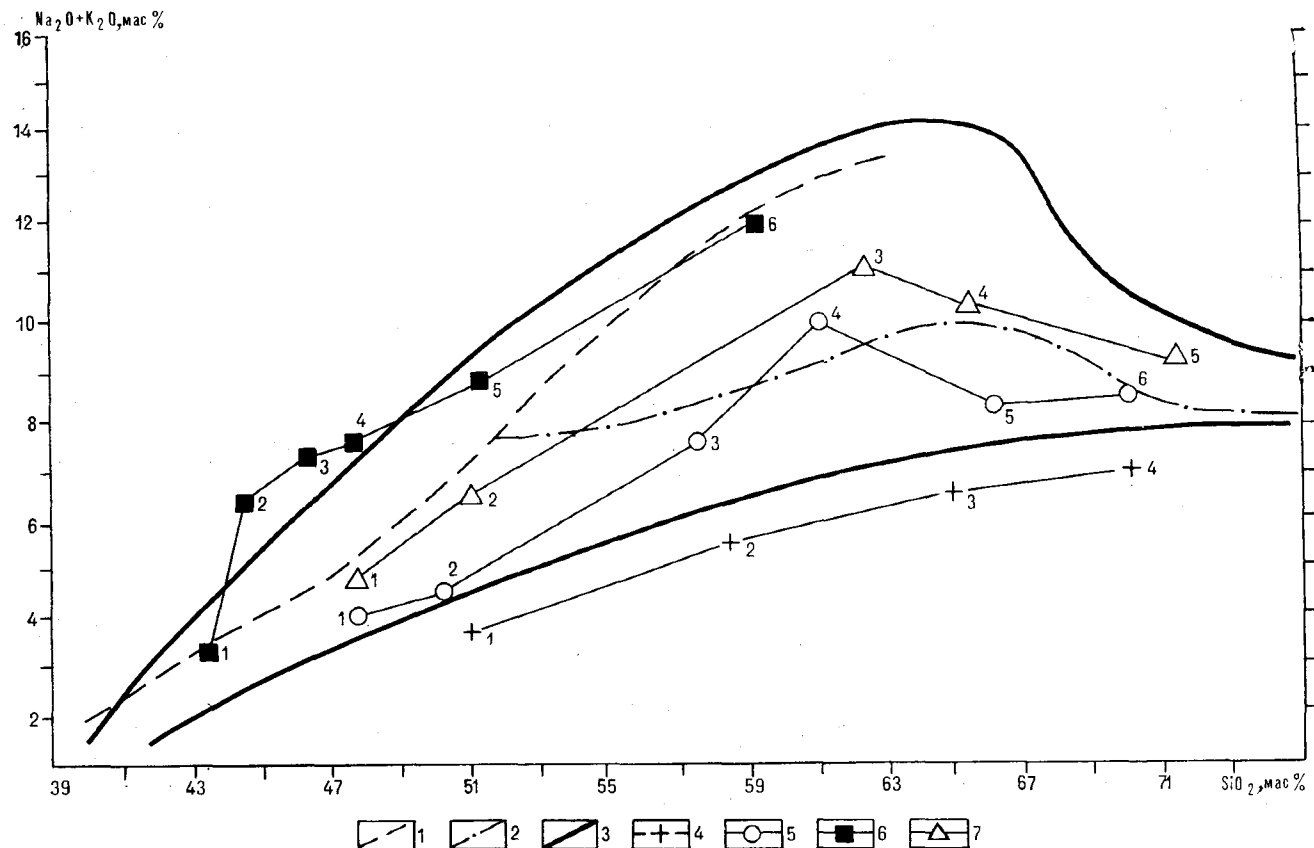


Рис. 1. Диаграмма эволюции составов базальтоидов Японского моря.

1 — нижняя граница распространения пород, содержащих фельдшпатоиды; 2 — нижняя граница распространения безфельдшпатоидных щелочных пород; 3 — граница распространения субщелочных пород; 4—7 — эволюционные тренды базальтоидов Японского моря: 4 — островодужного типа (1 — базальт, 2 — андезит, 3 — дацит, 4 — липарит), 5 — окраинно-морского типа (1 — оливинный базальт, 2 — ферробазальт, 3 — трахиандезит, 4 — трахит, 5 — трахидацит, 6 — трахилипарит), 6, 7 — щелочные базальтоиды типа вулканитов, развитых на континентальных рифтах: 6 — Цусимской котловины (1 — пикрито-базальт, 2 — пироксен-оливинный базальт, 3 — оливинный базальт, 4 — амфиболовый базальт, 5 — лейкобазальт, 6 — трахит), 7 — о. Дого [28] (1 — оливинный базальт, 2 — муджирит, 3 — трахит, 4 — трахидацит, 5 — трахилипарит).

Матрица коэффициентов парной корреляции элементов в базальтах островодужного типа (праводиагональная часть таблицы) и оценка их значимости

Окисел	P ₂ O ₅	TiO ₂	SiO ₂	K ₂ O	MnO	Fe ₂ O ₃	CaO	FeO	MgO	Al ₂ O ₃	П. п. п.	Na ₂ O
P ₂ O ₅	1	0,64	0,42	0,29	-0,05	-0,20	-0,22	0,16	0,13	0,08	-0,46	-0,19
TiO ₂	1	1	0,16	0,16	-0,11	-0,20	-0,25	0,17	0,22	-0,02	0,02	0,35
SiO ₂	0	0	1	0,60	0,42	0,25	-0,76	-0,35	-0,61	-0,05	-0,21	0,18
K ₂ O	0	0	1	1	0,65	0,52	-0,78	-0,48	-0,05	-0,38	0,25	-0,01
MnO	0	0	0	1	1	0,46	-0,52	-0,51	-0,20	-0,32	0,30	-0,05
Fe ₂ O ₃	0	0	0	1	0	1	-0,65	-0,80	-0,35	-0,03	0,37	0,14
CaO	0	0	-1	-1	-1	-1	1	0,62	0,37	0,12	-0,11	-0,30
FeO	0	0	0	-1	-1	-1	1	1	0,36	0,12	-0,33	-0,29
MgO	0	0	-1	0	0	0	0	0	1	-0,42	0,16	-0,13
Al ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	-0,52	-0,05
П. п. п.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	-1	1	-0,15
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1

Примечание. 1 — присваивалась значимым связям с уровнем значимости 5%. Допустимое значение коэффициента корреляции $r_{кр} = 0,47$ при уровне значимости $q = 0,05$ и 16 степенях свободы.

существом нормативного кварца, роль которого возрастает от базальтов к липаритам. С общих позиций, изложенных в работе [3], такие особенности эволюции базальтовых расплавов не способствуют накоплению в них фосфора. Основные члены ряда — базальты — обычно плотные микропорфировые, для них характер-

но преобладание лейкократовых минералов-вкрапленников и постоянное присутствие микрофенокритов титаномagnetита. Среди темноцветных минералов обычны пироксены, реже встречаются оливины, амфиболы и биотит. Вторичные минералы в базальтах представлены слабокристаллизованным диоктаэдричес-

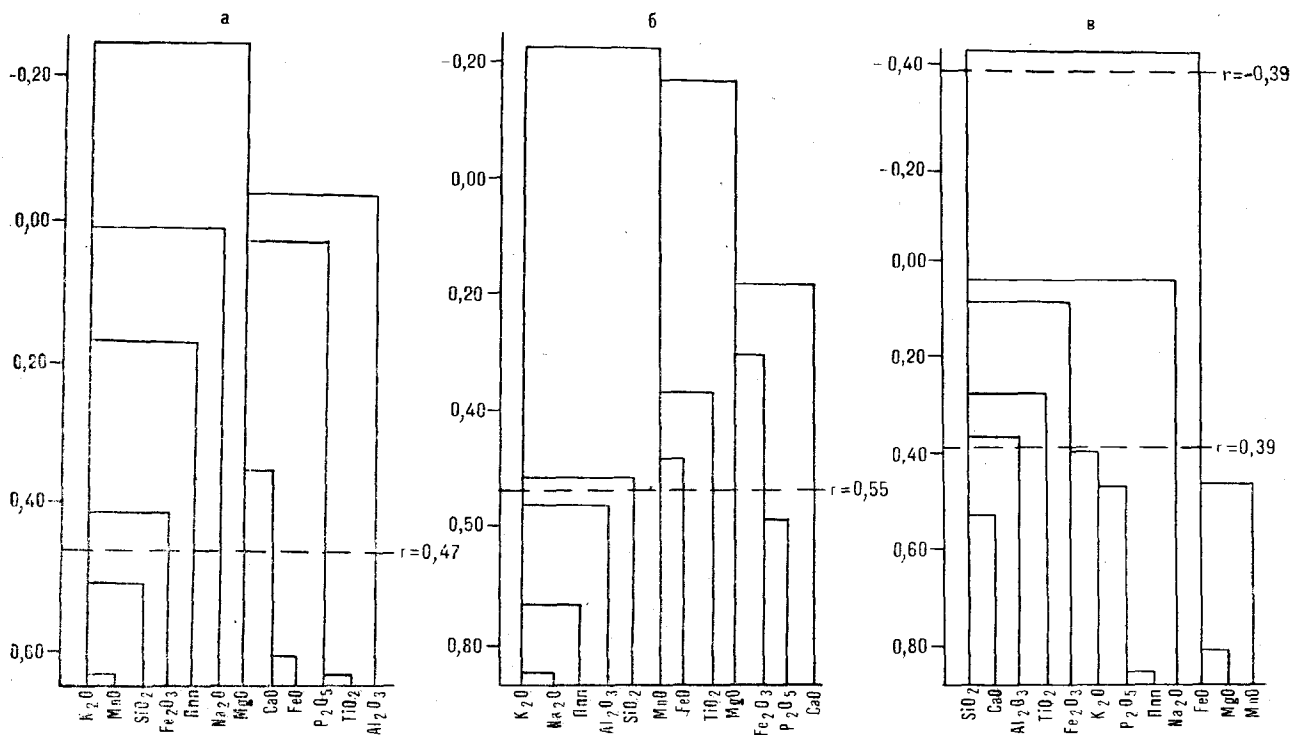


Рис. 2. Дендрограммы геохимических ассоциаций главных окислов в базальтах Японского моря:

а — островодужные базальты, б — щелочные базальты, в — окраинно-морские габбро. Штриховой линией показана критическая величина коэффициента корреляции при уровне значимости $q = 0,05$.

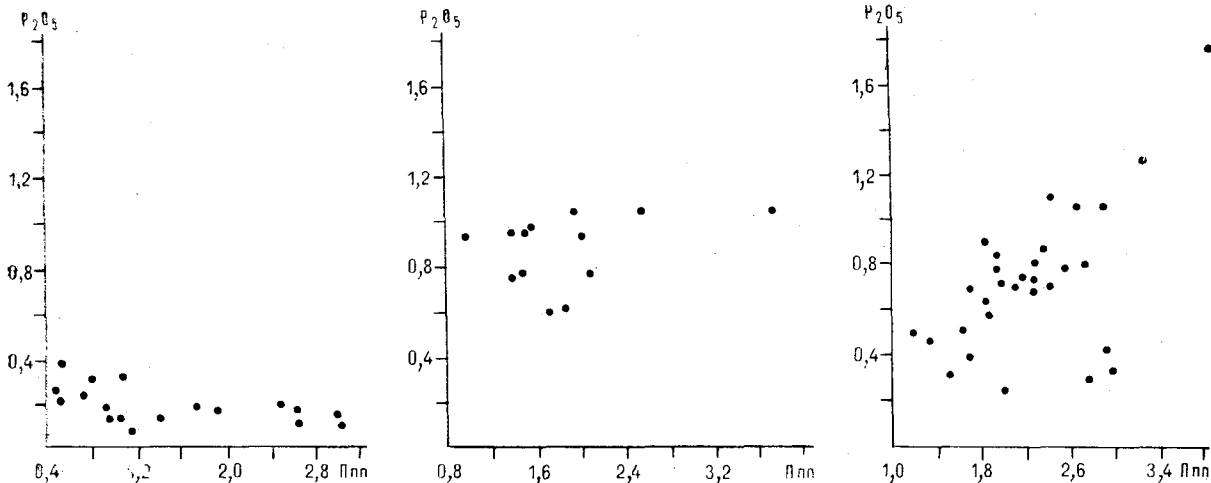


Рис. 3. Зависимость содержаний P_2O_5 от потерь при прокаливании (вес. %) в базальтах Японского моря. а — островодужные базальты, б — щелочные базальты, в — окраинно-морские толеиты.

ким смектитом и смешанослойными образованиями типа смектит — гидрослюда.

Выборка для статистических исследований включает 18 анализов базальтов этого типа. Содержание P_2O_5 в них варьирует от 0,09 до 0,40% при среднем значении 0,19% и дисперсии 0,01. Такое содержание P_2O_5 характерно для базальтов островных дуг [13]. Фосфор дает значимую положительную связь с TiO_2 и отрицательно коррелирует с п. п. п. — потерями при прокаливании (на пределе уровня значимости, табл. 3). На дендрограмме (рис. 2, а) он образует парагенетическую ассоциацию с титаном. Наличие слабой отрицательной связи с п. п. п., которые характеризуют степень измененности породы, указывает на то, что вторичные процессы не приводили к увеличению содержания фосфора в этих породах, а, возможно, оказывали влияние на его вынос (рис. 3, а). Подобные связи фосфора свидетельствуют о его «первичности», т. е. о кристаллизации акцессорного апатита из магматического расплава совместно с титаномagnetитом. В небольшом количестве микрокристаллы апатита обнаружены в протолочках. Таким образом, изложенный материал указывает на то, что особенности эволюции исходной базальтовой магмы этого типа не благоприятны для накопления фосфора в расплаве. Островодужные базальты характеризуются наименьшим среди трех изученных типов пород Японского моря содержанием P_2O_5 , концентратом которого является акцессорный апатит. Гидротермальные и другие процессы, связанные с этим типом магматизма, к концентрации фосфора не приводили. Повидимому, значительных рудопроявлений фосфоритов, ассоциированных с этими породами, ожидать не следует.

ЩЕЛОЧНЫЕ БАЗАЛЬТЫ

Щелочные базальтоиды слагают редкие мелкие вулканические постройки в юго-западной части Японского моря как в пределах блоков древней складчатой коры, так и в глубоководных районах Цусимской котловины. Время их излияния плиоцен — антропоген. Вулканисты этого типа образуют эволюционный ряд пород от щелочных оливиновых базальтов до трахилипаритов. При увеличении доли кремнезема вначале наблюдается интенсивное накопление щелочей (до 12—14%) в трахитах, а затем — падение общей щелочности (до 8—9%) в трахидацитах и трахилипаритах, т. е. проявляется пантеллеритовая тенденция (см. рис. 4). Основные и средние разности недонасыщены кремнеземом и характеризуются нормативным нефелином. Самые поздние дифференциаты кварц-нормативны, однако для них свойственны высокая агнаитность (обычно более 1) и присутствие щелочных пироксенов и амфиболов. Особенностью базальтоидов является высокий уровень титана (TiO_2 до 3,5%) и щелочей (K_2O до 5%), а также преобладание калия над натрием в некоторых основных и во всех кислых разностях. Эти особенности указывают на четко выраженную щелочную тенденцию эволюции производной базальтовой магмы и в целом, как это показано в работе [3], являются благоприятными для накопления фосфора в расплаве. Базальты этого типа представлены низкопористыми порфиоровыми (часто крупнопорфиоровыми) плагиоклаз-оливиновыми и плагиоклаз-оливин-пироксеновыми разностями. Для них характерно преобладание меланократовых минералов-вкрапленников и присутствие титаномagnetита. Вторичные глинистые минералы

Матрица коэффициентов парной корреляции элементов в щелочных базальтах (праводиAGONальная часть таблицы) и оценка их значимости

Оксид	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. п.	MgO	FeO	MnO	TiO ₂	CaO
P ₂ O ₅	1	0,58	0,14	-0,39	0,34	0,38	0,14	0,15	-0,64	-0,41	0,20	0,36
Fe ₂ O ₃	1	1	0,15	-0,44	0,06	-0,11	-0,37	0,46	-0,78	-0,18	-0,17	0,08
SiO ₂	0	0	1	0,47	0,78	0,49	0,41	-0,60	-0,53	-0,07	-0,24	-0,41
Al ₂ O ₃	0	0	0	1	0,53	0,50	0,66	-0,93	-0,08	-0,26	-0,38	-0,06
Na ₂ O	0	0	1	0	1	0,88	0,66	-0,69	-0,61	-0,56	-0,43	0,18
K ₂ O	0	0	0	0	1	1	0,80	-0,69	-0,45	-0,72	-0,20	0,28
П. п. п.	0	0	0	0	1	1	1	-0,85	-0,19	-0,33	0,01	0,13
MgO	0	0	-1	-1	-1	-1	-1	1	0,15	0,28	0,20	0,05
FeO	-1	-1	0	0	-1	0	0	0	1	0,50	0,35	-0,22
MnO	0	0	0	0	-1	-1	0	0	0	1	0,47	-0,46
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	-0,19
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1

Примечание. 1 — присваивалась значимым связям с уровнем значимости 5%. Допустимое значение коэффициент корреляции $r_{hp} = 0,55$ при уровне значимости $q = 0,05$ и при 11 степенях свободы.

в щелочных базальтах представлены смектитом и смешанослойной фазой типа смектит — гидрослюда. В шлифах кристаллы апатита отмечаются крайне редко.

Статистически обработана выборка, состоящая из 13 анализов щелочных базальтов. Содержание P₂O₅ в них варьирует от 0,58 до 1,05% при среднем значении 0,86% и дисперсии 0,035. Высокие содержания фосфора в целом характерны для щелочных базальтов [13, 14]. На дендрограмме (см. рис. 2, б) фосфор образовал одну парагенетическую ассоциацию с окисным железом. Такое его положение определяется тем, что он показывает две значимые связи: положительную с Fe₂O₃ и отрицательную с FeO (табл. 4). Вместе с тем P₂O₅ не дает значимой связи с п. п. п. График зависимости P₂O₅ от п. п. п. представляет собой практически изометричное поле (см. рис. 3, б), что не позволяет интерпретировать процесс накопления фосфора как результат вторичных изменений. Известно, что переход железа из двухвалентного в трехвалентное состояние имеет место также в расплаве при повышении давления кислорода. По мнению К. У. Бернэма [1], этот процесс идет параллельно с окислением глубинных водородсодержащих флюидов, в состав которых входит фосфор. При увеличении количества воды в расплаве (как результат окисления водорода) растворимость этого элемента повышается. Такого рода процессы не противоречат наблюдаемым связям фосфора и, по-видимому, определили его вхождение в одну парагенетическую ассоциацию с окисным железом. Здесь выполнялись условия, благоприятные для накопления фосфора — сочетание «меланократовости магматического расплава и летучести» [23, с. 106], т. е. об-

разывался магматический расплав, «...богатый Fe³⁺, Ti, щелочами и летучими компонентами F, Cl, CO₂, P» [3, с. 178]. Вероятно, дефицит кальция в магматическом расплаве не позволил фосфору сконцентрироваться в апатите, и формировалась железофосфатная фаза.

Как показано в работе [3], фосфорное оруденение, связанное с щелочным базальтоидным магматизмом, приурочено к поздневулканическому этапу и обусловлено аутометасоматическими процессами. Подобные процессы могли иметь место и при формировании щелочных базальтоидов Японского моря. Несмотря на указанные благоприятные условия, ожидать здесь значительных рудопроявлений фосфоритов в связи с этими вулканами, по-видимому, не следует. Вулканизм этого типа носил кратковременный (плиоцен-антропоген) и локальный (немногочисленные вулканические постройки) характер. Процессы, приводившие к накоплению этого элемента, в таких условиях образовать значительных рудопроявлений, видимо, не могли. Фосфориты совместно с щелочными базальтоидами были подняты лишь на одной вулканической постройке в северо-западной части возвышенности Оки.

ОКРАИННО-МОРСКИЕ ТОЛЕИТЫ И ИХ ДИФФЕРЕНЦИАТЫ

Окраинно-морские толеиты и их дифференциаты слагают вулканические горы в глубоководных котловинах Центральной и Хонсю, а также формируют наложенные вулканические постройки в краевых частях некоторых крупных возвышенностей с субконтинентальным типом земной коры. Время их излияния — с верхнего палеоцена по плиоцен (плейсто-

цен?). По содержанию кремнезема они образуют эволюционный ряд пород от базальтов до трахилипаритов. При этом увеличение доли кремнезема вначале сопровождается интенсивным ростом щелочей от 3—4% в базальтах (K_2O 0,6—1,2%) до 10—11% в трахитах (K_2O 4—5%), а затем наблюдается падение общей щелочности (до 8—9%) в трахидацитах и трахилипаритах (проявляется пантеллеритовая тенденция), т. е. эволюция исходной толеит-базальтовой магмы на заключительном этапе развития магматического очага характеризуется щелочной спецификой. На классификационной диаграмме кремнезем — щелочи (см. рис. 1) тренд дифференциации вулканитов этого типа располагается в поле субщелочных пород. Такие особенности эволюции и характер дифференциации базальтовой магмы благоприятствуют накоплению фосфора в расплавах и могут определять его вынос в поствулканическую стадию [3].

Основные члены этого эволюционного ряда (окраинно-морские толеиты) представлены высокопористыми порфировыми, реже афировыми, разностями, часто со стекловатой коркой закалывания. Для них характерны оливин-плагиоклазовый парагенезис минералов-вкрапленников с резко подчиненным количеством хромистого клинопироксена, алюмо- и хромшпинели, а также отсутствие магнетита. Комплексное изучение вторичных минералов в окраинно-морских толеитах показало, что они представлены диоктаэдрическим железистым смектитом, смешанослойными образованиями типа гидрослюда — смектит, гидрослюдой и филлипситом. При этом гидрослюда и филлипсит тяготеют к периферической части образцов.

Выборка по окраинно-морским толеитам составила 30 проб. Содержание пятиоксида фосфора в них колеблется от 0,25 до 1,75% при среднем 0,70%. Такое содержание этого компонента не характерно для неизмененных толеитовых базальтов [13]. По сравнению с щелочными и островодужными они характеризуются максимальной дисперсией, которая равна 0,99. При предварительном изучении материала было обращено внимание на существующую тесную связь содержания фосфора в базальтах этого типа с п. п. п., которые характеризуют степень измененности породы (см. рис. 3, в). При этом выделились четыре пробы, которые не обнаружили подобной зависимости (77132, 1224, 1784, 7778/3). С ростом п. п. п. содержание P_2O_5 в них не изменяется. На них, по-видимому, повлияли процессы вторичных изменений иного характера, не приводившие к накоплению фосфора. Поэтому указанные пробы были исключены из данной выборки.

На дендрограмме (см. рис. 2, в) выделились три основные парагенетические ассоциации

петрогенных окислов: 1 — P_2O_5 , п. п. п., K_2O , Fe_2O_3 (группа фосфора), 2 — CaO , Al_2O_3 , SiO_2 ; 3 — FeO , MgO , MnO . «Ядром» геохимической ассоциации фосфора является связь P_2O_5 с п. п. п. Коэффициент парной корреляции между этими признаками равен 0,89. K_2O коррелирует с данной группой на уровне 0,53. Далее присоединяется Fe_2O_3 , которая по отношению к этим трем окислам также показывает значимую положительную связь ($r = 0,43$). Ассоциация CaO , Al_2O_3 , SiO_2 , по-видимому, отражает присутствие в породе плагиоклазов. Входящие в нее окись алюминия и окись кальция положительно коррелируют со всеми членами группы фосфора (табл. 5). Вероятно, процессы, определившие формирование парагенетической ассоциации P_2O_5 , п. п. п., K_2O , Fe_2O_3 , своим влиянием затронули и эти элементы. Все члены группы фосфора резко антагонистичны по отношению к ассоциации MgO , FeO , MnO (см. табл. 5, рис. 2, в), которая, по-видимому, отражает процесс кристаллизационной дифференциации в исходном магматическом расплаве. Na_2O и TiO_2 ведут себя по отношению к группе фосфора индифферентно.

Проведенный статистический анализ материала по окраинно-морским толеитам позволяет говорить, что эти породы подверглись процессу вторичных изменений, который привел к накоплению в них фосфора. Вхождение P_2O_5 в одну геохимическую ассоциацию с п. п. п., K_2O , Fe_2O_3 , ставит вопрос о возможном присутствии фосфатов в составе вторичных минералов. При изучении на сканирующем электронном микроскопе слоистых силикатов, выполняющих поры в туфе базальтов, поднятого совместно с окраинно-морскими толеитами, были обнаружены микрожилки, сложенные кристалликами фторкарбонатапатита. С помощью рентгеновского микроанализатора в их составе установлены P, Ca, F (рис. 4). Этот снимок дает наглядное минералогическое выражение ассоциации P_2O_5 , п. п. п., K_2O , Fe_2O_3 , которая объясняется вхождением фосфатов в ассоциацию вторичных минералов наряду с калиевыми железистыми слоистыми силикатами. Фосфаты в ряду вторичных минералообразований, очевидно, были последними.

Процесс вторичных изменений базальтов, при котором выносятся MgO и FeO и накапливаются в составе слоистых силикатов K_2O , Fe_2O_3 , H_2O^+ (п. п. п.), P_2O_5 , отмечается в литературе [10, 15, 17, 24, 26]. Одни авторы связывают его с гальмиролизом и диагенезом, другие — с поствулканической деятельностью. Поскольку для океанических толеитов он проявлен слабо (содержания P_2O_5 составляют первые десятки доли процента), то как возможный рудоконцентрирующий процесс в связи с образованием фосфоритов он не рассматривался.

Матрица коэффициентов парной корреляции элементов в базальтах окраинно-морского типа (праводиагональная часть таблицы) и оценка их значимости

Окисел	P ₂ O ₅	П. п. п.	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Al ₂ O ₃	CaO	SiO ₂	TiO ₂	Na ₂ O	FeO	MgO	MnO
P ₂ O ₅	1	0,89	0,45	0,59	0,40	0,36	0,01	0,11	0,02	-0,67	-0,64	-0,53
П. п. п.	1	1	0,47	0,43	0,26	0,26	-0,05	0,05	0,03	-0,61	-0,51	-0,51
Fe ₂ O ₃	1	1	1	0,39	0,07	0,13	-0,15	0,03	-0,03	-0,58	-0,37	-0,44
K ₂ O	1	1	1	1	0,36	0,17	0,08	-0,03	0,33	-0,47	-0,57	-0,28
Al ₂ O ₃	1	0	0	0	1	0,56	0,24	0,28	-0,03	-0,60	-0,67	-0,40
CaO	0	0	0	0	1	1	0,57	0,20	-0,26	-0,96	-0,69	-0,24
SiO ₂	0	0	0	0	0	1	1	0,49	0,42	-0,44	-0,64	-0,04
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	1	1	0,27	-0,34	-0,48	0,08
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0	1	0	1	-0,09	-0,31	-0,02
FeO	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	0	0	1	0,86	0,59
MgO	-1	-1	0	-1	0	-1	-1	-1	0	1	1	0,41
MnO	-1	-1	-1	0	-1	0	0	0	0	1	1	1

Примечание. 1 — присваивалась значимым связям с уровнем значимости 5%. Допустимое значение коэффициента корреляции $r_{kr} = 0,39$.

Исследования, проведенные с целью уточнения характера процесса, приводившего к накоплению фосфора в окраинно-морских толеитах, показали следующее: 1 — фосфор входит в состав «наложенной» ассоциации только в окраинно-морских толеитах, его нет в подобных ассоциациях в щелочных и островодужных базальтах; 2 — в пределах каждой отдельно взятой вулканической постройки, сложенной окраинно-морскими толеитами, распределение фосфора имеет пятнисто-неравномерный характер: встречаются образцы сильно изменен-

ные с высоким содержанием фосфора и слабо измененные с низким его содержанием, а также образцы, в которых процесс вторичных изменений не приводил к накоплению фосфора; 3 — в состав вторичных минералов входят диоктаэдрический железистый смектит, смешанослойные образования типа гидрослюда — смектит, гидрослюда и филлипсит; 4 — в пределах образцов распределение вторичных минералов зонально: смектит и смешанослойная фаза — в центральной части образца, а гидрослюда, цеолиты — в краевой. Такой характер процессов вторичных изменений нельзя объяснить воздействием иловых и природных вод, поскольку в этих условиях изменения были бы повсеместны, равномерны и незональны. Состав вторичных минералов также свидетельствует в пользу наложенного низкотемпературного (до 100°C) гидротермального процесса. Экспериментальные работы И. В. Холодкевича [25] показали, что при гидротермальной переработке толеитовых базальтов в них образуются вторичные глинистые минералы, смектит и смешанослойная фаза. Этот процесс сопровождается накоплением K₂O, Fe₂O₃, H₂O⁺. По И. В. Холодкевичу, фосфора нет в этой ассоциации, что вполне понятно, так как эксперименты проводились в дистиллированной и модельной морской воде. Последнее служит подтверждением того, что для накопления фосфора необходим его привнос из эндогенного источника.

Итак, по особенностям взаимоотношения щелочей и кремнезема вулканисты окраинно-морского типа могут быть отнесены к комплексам субщелочных пород. К подобным образованиям в некоторых регионах приурочены крупные рудопроявления фосфоритов, формирование которых связано с постмагматической гидротермальной деятельностью [3]. Завершающий этап

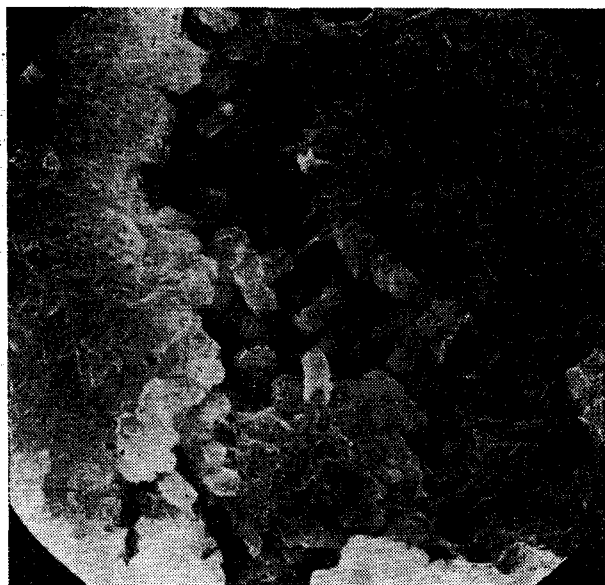


Рис. 4. Микрожилка фосфата в калиевом железистом силикате, выполняющем поры в туфе окраинно-морского толеита. Сканирующий электронный микроскоп, $\times 3000$, вулкан Ченпова, ст. 1307 (коллекция М. И. Липкиной).

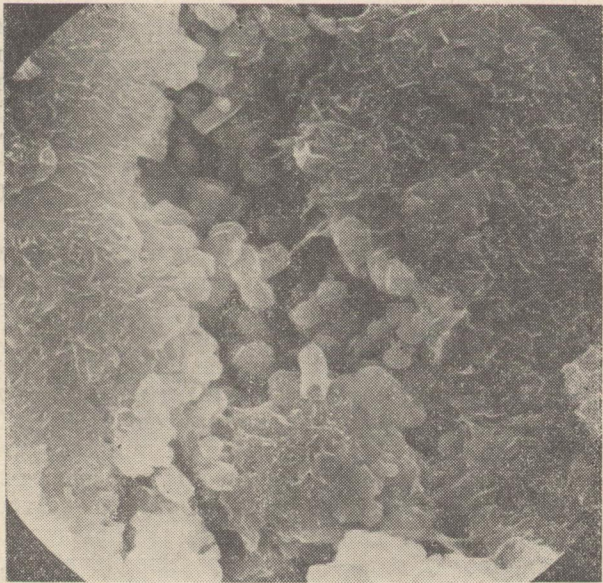


Рис. 4. Микрожилка фосфата в калиевом железистом силикате, выполняющем поры в туфе окраинно-морского толеита. Сканирующий электронный микроскоп, $\times 3000$, вулкан Ченцова, ст. 1307 (коллекция М. И. Липкиной).

магматизма окраинно-морского типа в Японском море следует относить к периоду от среднего миоцена до плиоцена. С этим же периодом времени логично связывать наиболее интенсивное развитие поствулканических процессов. Как показали проведенные исследования, эти процессы выносили фосфор и, следовательно, могли привести к образованию значительных скоплений фосфоритов.

В Японском море изучено 17 вулканических построек, сложенных окраинно-морскими базальтоидами. 13 из них находятся в глубоководных котловинах Центральная и Хонсю, остальные четыре представляют собой наложенные постройки в краевых частях жестких блоков сиалической коры (возвышенности Восточно-Корейская, Ямато, хребты Хакусан и Окусири). Наиболее крупное фосфатопоявление в Японском море приурочено к постройке на Восточно-Корейской возвышенности (вулкан Ченцова [11]). Фосфориты также известны в районе наложенной постройки на хр. Ямато. В глубоководных котловинах они подняты только на одной станции. На приуроченность фосфоритов и фосфатизированных отложений к жестким, относительно стабильным структурам морского дна указывалось Н. Г. Бродской [3]. Для Японского моря прогноз с позиций вулканогенно-гидротермальной гипотезы сделан М. И. Липкиной. Приуроченность фосфоритов к краевым частям тектонически стабильных структур она объясняет связью с разломами глубокого заложения, оконтуривающими сиалические блоки [11, 12].

Вероятно, наиболее перспективными участками на поиски фосфоритов в Японском море следует считать районы проявления вулканизма окраинно-морского типа в краевых частях жестких блоков сиалической коры.

1. Базальты трех изученных типов Японского моря отличаются по средним содержаниям фосфора и их дисперсиям.

2. Геохимические ассоциации фосфора в щелочных и островодужных базальтах имеют первично-магматическое происхождение. В окраинно-морских толеитах ассоциация фосфора сформировалась в процессе постмагматической гидротермальной деятельности.

3. Рудоконцентрирующие условия имели место при формировании щелочных и окраинно-морских (субщелочных) базальтоидов: для первых в расплаве на поздней стадии развития магматического очага, для вторых — на поствулканическом этапе.

4. Окраинно-морской тип базальтоидного магматизма наиболее перспективен как источник фосфора при формировании промышленных месторождений. Такие структурно-тектонические условия, когда субщелочной и щелочной вулканизм (для Японского моря магматизм окраинно-морского типа) проявляется в пределах жестких блоков сиалической коры, следует считать в целом благоприятными для образования значительных рудопроявлений фосфоритов (пример — вулкан Ченцова). Не исключено также, что фосфор, поступавший в морскую воду в составе гидротерм, может мигрировать и отлагаться вдали от источника, как это показано в работах [6, 27]. Вероятно, в Японском море последнее имело место, когда магматизм окраинно-морского типа проявлялся в пределах глубоководных котловин.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют об определяющей роли эндогенного источника при образовании фосфоритов Японского моря.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бернэм К. У. Значение летучих // Эволюция изверженных пород.— М.: Мир, 1983.
2. Браунли К. А. Статистическая теория и методология в науке и технике.— М.: Наука, 1977.
3. Бродская Н. Г. Роль вулканизма в образовании фосфоритов.— М.: Наука, 1974 (Тр. ГИН.— Вып. 258).
4. Ван-Беммелен. Геология Индонезии.— М.: ИЛ, 1957.
5. Девис Дж. Статистика и анализ геологических данных.— М.: Мир, 1977.
6. Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков.— М.: Недра, 1965.
7. Ерохов В. Ф., Жидкова Л. С. и др. Геологическое строение о-ва Манероп (Японское море) // Геология и геофизика.— 1971.— № 1.
8. Зеленов К. К. Некоторые особенности подводного вулканизма Бану-Вуху (Индонезия) // Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые.— М.: Наука, 1965.
9. Комцова Л. А. Вулканогенные образования фосфоритов // Вулканология и сейсмология.— 1983.— № 2.
10. Коссовская А. Г., Симанович И. М. и др. Минеральные преобразования пород океанической коры и проблема ее начальной континентализации // Минеральные преобразования пород океанического субстрата.— М.: Наука, 1981.
11. Липкина М. И., Школьник Э. Л. Фосфориты с подводного вулкана Ченцова Японского моря // Докл. АН СССР.— 1980.— Т. 254, № 4.
12. Липкина М. И. Об условиях формирования фосфоритовых формаций в Японском море // Стратиграфия, литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана: Тезисы докл. Т. II.— М., 1984.
13. Лутц В. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма.— М.: Недра, 1980.
14. Магматические горные породы. Щелочные породы.— М.: Наука, 1984.
15. Метьюз Д. Х. Измененные базальты банки Суоллоу и Западных подводных гор в северо-восточной части Атлантического океана // Петрология извер-

женных и метаморфических пород дна океана.— М.: Мир, 1973.

16. Михайлов А. С. Процессы физико-химического осаждения фосфатов при образовании фосфоритов // Условий образования геосинклинальных фосфоритов.— М.: Наука, 1973.
17. Перцев Н. Н., Русинов В. Л. Гидротермальные изменения базальтов Бермудского поднятия по материалам бурения скважин 417, 418 «Гломара Челленджера» // Минеральные преобразования пород океанического субстрата.— М.: Наука, 1981.
18. Родионов Д. А. Статистические решения в геологии.— М.: Недра, 1981.
19. Смирнов Б. И. Статистические методы выделения ассоциаций химических элементов и минералов // Обзор Мат. методы исслед. в геологии.— М.: ВИЭМС, 1975.
20. Статистические методы при геохимических поисках месторождений.— М.: ИМГРЭ, 1973.
21. Съедин В. Т. Кайнозойский базальтоидный магматизм Японского и Филиппинского окраинных морей: Автореф. канд. дис. ...— Владивосток, 1986.
22. Съедин В. Т., Леликов Е. П. Геохимические типы кайнозойских базальтоидов и вопросы происхождения Японского моря // Вулканизм и связанные с ним процессы. Вып. 2: Тезисы докл. VI Всесоюз.

вулканологического совещ.— Петропавловск-Камчатский, 1985.

23. Ферман А. Е. Избранные труды. Т. 5.— М.: Изд-во АН СССР, 1959.
24. Харин Г. С., Шевченко Н. Я. Минеральные преобразования вещества в базальтах при гальмиролизе и диагенезе (на примере базальтов ложа Норвежско-Гренландского бассейна) // Минеральные преобразования пород океанического субстрата.— М.: Наука, 1981.
25. Холодкевич И. В. Вторичные изменения океанических базальтов по экспериментальным и природным данным: Автореф. канд. дис. ...— Владивосток, 1981.
26. Цезовский Ю. Г., Градусов Б. П. и др. О гидротермальном преобразовании гялобазальтов из глубоководных желобов Марианского и Яп // Минеральные преобразования пород океанического субстрата.— М.: Наука, 1981.
27. Шарский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей // Совещание по осадочным породам. Вып. 2.— М.: Изд-во АН СССР, 1955.
28. Uchimizu M. Geology and Petrology of alkaly rocks from Dogo, Oki Islands // Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. 2.— 1966.— V. 16, part 1.

ТОИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
24 июля 1986 г.

УДК 551.35(265.5)

А. А. Рязанцев, Ю. П. Шестера, А. Е. Шлезингер

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ КОМПЛЕКСА БОКОВОГО НАРАЩИВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ШЕЛЬФА ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

Профили НСП позволили раскрыть строение среднеплейстоценовых тел комплекса бокового наращивания шельфа Южного Приморья. Они быстро выклиниваются по падению и восстанию. Скорость их образования достигает 20—30 м в 1000 лет. Рассматриваемые тела формируются при низком уровне моря, когда на шельф за счет активизации эрозионных

сейсмостратиграфические исследования, которые начиная с середины 70-х гг. начали широко применяться при изучении осадочных бассейнов, привели к открытию комплекса бокового (латерального) наращивания [1, 3, 6]. В его строении отмечаются быстро выклинивающиеся тела (до километров или первых десятков километров), которые выделяются как проградации или проградационные кливоформы [6]. Утонение этих тел по падению получило название подошвенного прилегания, а по восстановлению — кровельного прилегания. Мощность слагающих комплекс бокового наращивания тел измеряется от метров до десятков и первых сотен метров. Часто они имеют сигмоидальную форму. Отложения комплекса бокового наращивания образуются при очень быстром осадконакоплении (лавинная седиментация), достигающем десятков метров в тысячелетие. Они чаще ориентированы параллельно береговой линии бассейна и приурочены к склонам (палеосклонам) котловин (палеокотловин), представляющих седиментационные ловушки. В морских и океанических бассейнах (палеобассейнах) они связаны с верхней частью континентального склона (палеосклона). Отложения комплекса бокового наращивания представляют аванделты рек. Вероятно, близкими к ним по генезису являются подводные конусы выноса. Однако в отличие от тел бокового наращивания конусы выноса ориентированы перпендикулярно береговой линии и бровке континентального склона. По-видимому, первые из них возникали при хорошо выраженном шельфе и несколько более относительно высоком уровне моря. Вторые, напротив, создавались при отсутствии шельфа или его незначительной ши-

рине и относительно низком уровне моря [6]. В первом случае выносимый реками терригенный материал, попадая на шельф, рассеивался на нем, а затем уже выносился к склону. Во втором случае устье реки находилось вблизи склона, и осадки переносились линейным потоком в глубь бассейна. Тела комплекса бокового наращивания образуют полосы, длина которых достигает многих сотен или первые тысячи километров при ширине в десятки или (реже) первые сотни километров. На территории Западно-Сибирской плиты их поперечник измеряется 1000 км. Тела комплекса бокового наращивания приурочены к определенным возрастным уровням. Они занимают обычно незначительную часть периферии глубоководных океанических и морских бассейнов. В эпиконтинентальных платформенных бассейнах ими часто сложено данное возрастное подразделение. Например, на территории Западно-Сибирской плиты ачимская свита неокома почти целиком состоит из сигмоидальных тел комплекса бокового наращивания.

Отложения комплекса бокового наращивания еще относительно плохо изучены. Многие параметры строения и механизма образования не выяснены, в частности, из-за недостаточности комплексирования сейсмостратиграфических и геологических данных. В этом отношении четвертичные отложения шельфа Южного Приморья представляют удачный объект, изучение которого позволит расширить знания о строении и механизме образования тел комплекса бокового наращивания. Силами Морской геолого-разведочной экспедиции ПГО Приморгеология четвертичные отложения шельфа Южного Приморья хорошо изучены высо-

3*

кочастотным непрерывным сейсмоакустическим профилированием (НСП), позволяющим оперировать с трех-четырёхметровыми слоями. До изобаты — 50 м проведен значительный объем картировочного бурения глубиной до 50—55 м, а до изобаты — 90 м глубиной до 5 м, позволившего осуществить детальные биостратиграфические, радиоуглеродные и литологические исследования.

В строении четвертичных отложений шельфа Южного Приморья принимают участие преимущественно морские терригенные фации нижнего, среднего и верхнего плейстоцена и голоцена общей мощностью до 100—150 м [2, 4, 5]. Одновозрастные континентальные образования, имеющие существенно меньшие мощности, распространены в прибрежной части шельфа и сопряженных участках суши. Тела комплекса бокового наращивания встречаются в самых верхах ниже- и среднеплейстоценовых образований в зырянском горизонте и в низах сартанского горизонта верхнеплейстоценовых отложений. Наибольшую мощность, площадь распространения и лучшую изученность имеют среднеплейстоценовые тела комплекса бокового наращивания, рассматриваемые в настоящей статье. Они распространены вдоль бровки шельфа и участвуют в строении погребенной эрозионной котловины залива Восток.

Отложения среднего плейстоцена имеют мощность от 10—15 м во внутренней части шельфа и до 30—40 м во внешней его части. Они повсеместно с перерывом и несогласием ложатся на образования нижнего плейстоцена и в свою очередь с перерывом и несогласием перекрываются отложениями верхнего плейстоцена с элементами среза их кровельных слоев. На глубинах 40—50 м фиксируется прибрежное налегание среднеплейстоценовых отложений или переход морских фаций в континентальные.

В заливе Восток между изобатами 30—65 м обнаружена погребенная меридиональная эрозионная котловина. Она устанавливается по профилям НСП обрывом осей синфазности в подстилающих и покрывающих отложениях среднего плейстоцена. Длина котловины достигает 15 км при ширине до 7,5 км (рис. 1). Она прорезает отложения среднего плейстоцена и затрагивает верхи нижнего плейстоцена. Котловина захоронена отложениями верхней части разреза среднего плейстоцена. Ее восточный борт, особенно на юге, относительно крутой, его наклон достигает первых градусов. Западный борт более пологий (меньше градуса). Максимальная относительная высота вреза 20—25 м, а абсолютная гипсометрия дна изменяется от —(90—100) м на севере до 115 м на юге. В районе 65-мет-

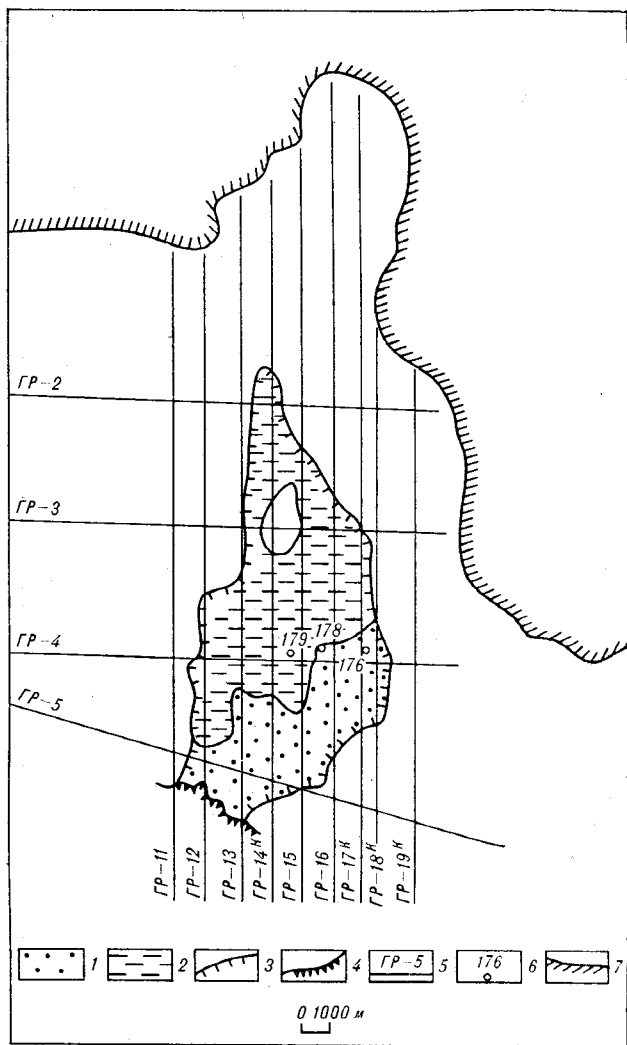


Рис. 1. Площадь распространения среднеплейстоценовых тел комплекса бокового наращивания залива Восток.

1 — комплекс бокового наращивания; 2 — латеральный комплекс заполнения; 3 — контур эрозионной котловины; 4 — береговая линия моря конца среднего плейстоцена; 5 — используемые профили НСП (жирной линией выделен участок, показанный на рис. 2); 6 — использованные буровые скважины, 7 — береговая линия моря.

ровой изобаты погребенная эрозионная котловина затухает и вливается в одновозрастную погребенную морскую бассейн.

Южную и юго-восточную части среднеплейстоценовой эрозионной котловины залива Восток выполняют тела комплекса бокового наращивания (7×3 км). Они выделяются по наклонным осям синфазности в интервале до 25—35 м, расположенным между пологозападающими отражающими границами. Устанавливаются участки более крутых (до 2°) наклонов, для которых характерна тонкая гофрировка. Они разделяются участками менее крутых (0,4° и меньше) наклонов с более динамически выраженными отраже-

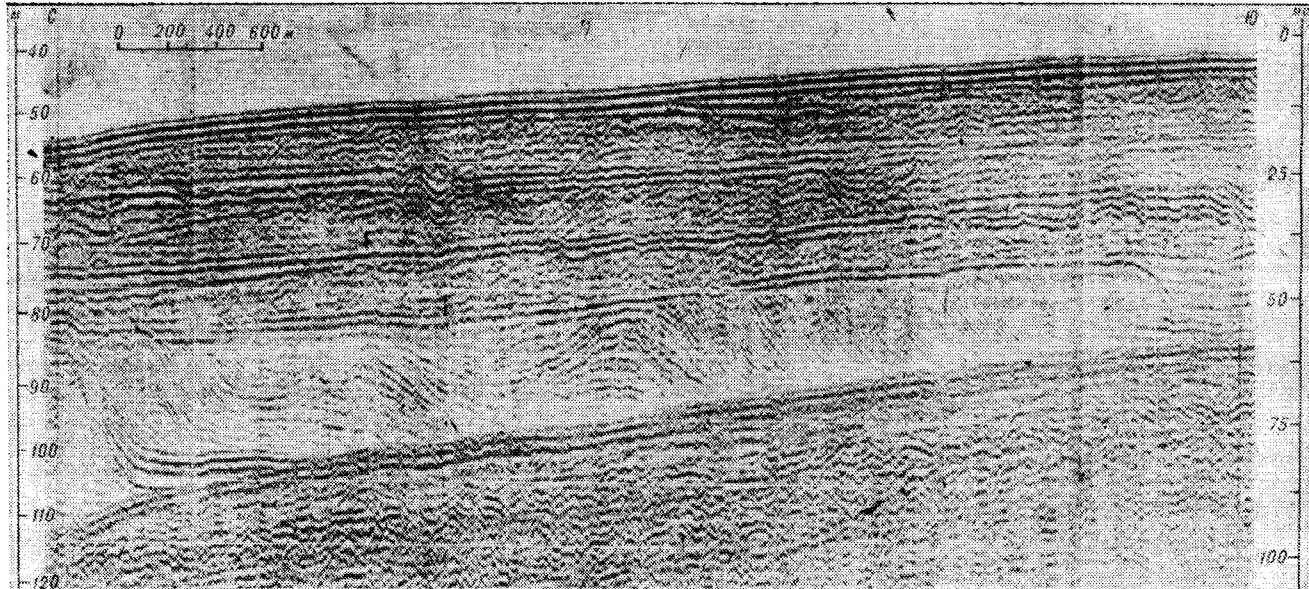


Рис. 2. Фрагмент профиля НСП 14^к, иллюстрирующий в меридиональном сечении строение среднеплейстоценовых тел комплекса бокового наращивания и комплекса латерального заполнения эрозионной котловины залива Восток.

ниями. По падению наблюдается их выполаживание и схождение с образованием подошвенного прилегания. В кровле оси синфазности обоих участков подрезаются пологолежащими отражающими границами. Крутые гофрированные отражения подходят либо к подстилающим слоям подошвенного прилегания, либо непосредственно ко дну эрозионной котловины. По профилю НСП 14^к (рис. 2) комплекс бокового наращивания начинается с участка относительно пологих наклонов (1500 м по сечению профиля), крутых наклонов (600 м), пологих наклонов (750 м) и вновь крутых (500 м) с общим погружением на север. По субширотным профилям 5 и 4 слои имеют наклоны к западу. Следовательно, истинное погружение ориентировано в северо-западном направлении. Только по профилям 5 (рис. 3) и 12 фиксируются на расстоянии около 1500 м соответственно наклоны к востоку и югу. Общая суммарная мощность тел комплекса бокового наращивания составляет 25—30 м.

Значительно меньших размеров ((2 × 1) км²) участок распространения тел бокового наращивания обнаружен в северной части эрозионной котловины. В нем слои наклонены к северо-востоку и юго-востоку. Наклонные отражения фиксируются в интервале 8 м. Общая их суммарная мощность составляет первые метры. Тела комплекса бокового наращивания северного участка отвечают самому верхнему телу комплекса бокового наращивания юга.

За пределами распространения тел комплекса бокового наращивания эрозионная котловина выполнена слоями комплекса латерального заполнения, мощность которого достигает 15—20 м. На бортах они образуют обратные клиноформы [7], где утоняются до первых метров и выходят за пределы разрешающей способности НСП. К фронтальной поверхности тела комплекса бокового наращивания слои комплекса латерального заполнения испытывают прислонение.

Тело комплекса бокового наращивания с относительно крутыми гофрированными отражениями было пройдено близ своей фронтальной части скв. 178 в интервале 28,9—43,4 м. Оно сложено песком мелкозернистым (до 30% среднезернистым), темно-серым, уплотненным полимиктовым с галькой осадочных пород. В интервале 43,4—49,9 м пройден алевропелит зеленовато-серый с редким растительным детритом плохой сохранности, с прослоями песка серого мелкозернистого, отвечающий, по видимому, зоне подошвенного прилегания слоев тела с более пологими отражениями. В забое скважины встречена редкая примесь мелкого и среднего гравия, состоящего из угловатых выветрелых зерен.

Тело комплекса бокового наращивания с более пологими отражениями было пройдено скв. 175 в интервале 26,0—49,2 м. Оно представлено песком серым, разномзернистым, рыхлым, полимиктовым с прослоями алевритов. В интервале 41,7—48,5 м был пройден торф бурый плотный. На глубине 49,2 м скважина

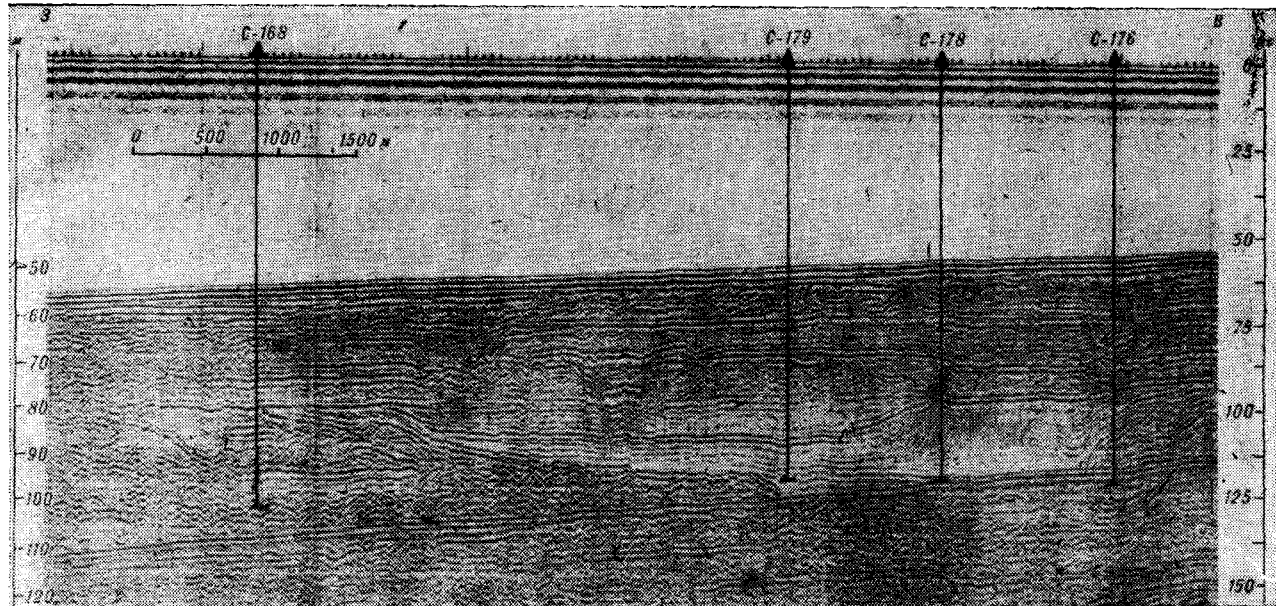


Рис. 3. Фрагмент профиля НСП 4^а (ГР = 4^а), иллюстрирующий в широтном сечении строение среднеплейстоценовых тел комплекса бокового наращивания залива Восток и положение буровых скважин. С-176 — скважины и их номера.

вошла в аргиллиты черные сланцеватые тонкоплитчатые верхней перми.

Латеральный комплекс заполнения был пройден скв. 179 в интервале 29,7—50,5 м. Он состоит из алевроита темно-серого, уплотненного с прослоями серого и темно-серого песка. Встречены раковины пелеципод. На глубине 47 м вскрыты гравийные и валунино-галечные породы, слагающие основание погребенной эрозионной котловины.

Второй уровень относительно более молодых среднеплейстоценовых тел комплекса бокового наращивания приурочен к району бровки шельфа. На временных разрезах они выделяются прозрачной сейсмической записью среди слоистых покрывающих и подстилающих отложений (рис. 4). Фрагментарно намечаются отдельные наклонные отражения (до 1,5—2°), выходящие по падению. По восстанию они срезаются пологолежащими границами. По динамике отраженных волн выделяется до трех тел, сменяющих друг друга по латерали. Особенности сейсмической записи позволяют считать, что они сложены преимущественно песками, а разделяющие их динамически выраженные отражения — алевроито-глинистым материалом. Тела комплекса бокового наращивания района бровки шельфа прослежены на расстоянии, превышающем 200 км при суммарном поперечнике до 8—10 км. Их кровля понижается с севера на юг от —(150—160) до —(200—210) м. Максимальная величина по вертикали достигает

40—50 м. Суммарная мощность оценивается в 60—70 м.

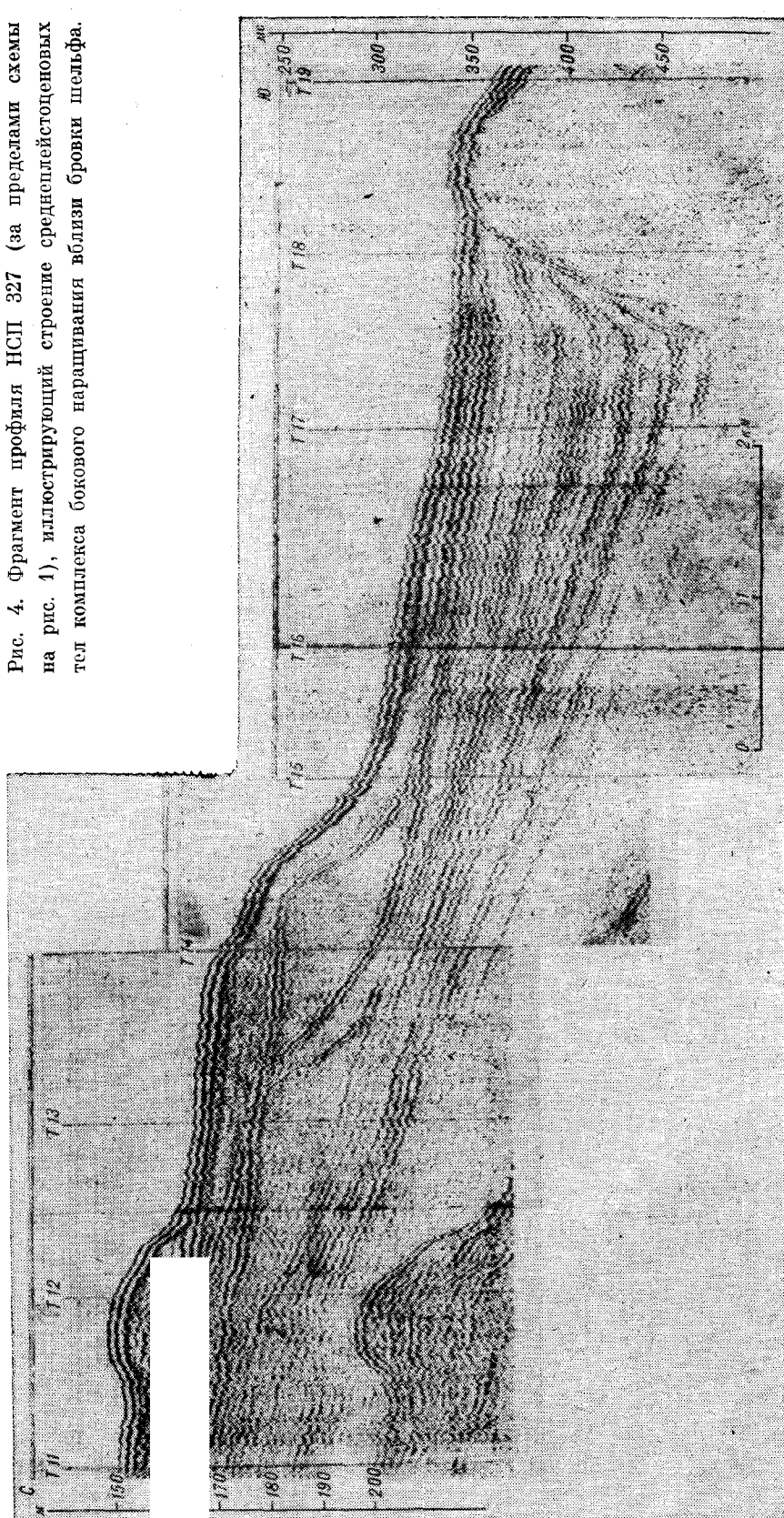
Среднеплейстоценовые тела комплекса бокового наращивания формировались при низком уровне моря —(160—170 м). Об этом свидетельствуют рассмотренная выше эрозионная котловина, возникшая в наземных условиях, перерыв на границе среднего и верхнего плейстоцена и срезание кровельных слоев среднего плейстоцена с последующей позднеплейстоценовой трансгрессией. Конец среднего плейстоцена был временем интенсивного сноса в море терригенного обломочного материала. На шельфе происходило его смешение и он в относительно равных количествах поступал к бровке шельфа за счет волновых процессов, гравитации и частично, возможно, течений. На это указывает выдержанность по простиранию тел комплекса бокового наращивания. Они отсутствуют только на площади активных конседиментационных прогибов, например, в пределах Киевской мульды. За бровкой шельфа верхняя часть континентального склона представляла собой седиментационную ловушку для поступающего материала. Она заполняласьдвигающимися от бровки шельфа осадками. Последние вели себя как сыпучие тела. Каждая поступающая порция осадков занимала определенную незначительную полосу континентального склона. Затем ее перекрывала следующая порция. Создавался аккумулятивный уступ, стремительно продвигающийся вниз по поверхности первич-

ного континентального склона. Песчаные тела формировали аккумулятивный шельф за счет захоронения осадками верхней части первичного тектонического среднеплейстоценового континентального склона. Во время нехватки песчаного материала образовались алевроито-глинистые пачки, по-видимому, при меньшей скорости седиментации, разделившие по латерали песчаные тела.

При отступлении уровня моря в конце среднего плейстоцена до отметок —115 м была заложена эрозионная котловина залива Восток. Ее южная периферия начала заполняться телами комплекса бокового наращивания. Основной объем терригенного материала поступал с востока. Юго-запад-северо-восточное простирание борта котловины предопределило рост тел и наклон их слоев к северо-западу. Значительно меньшие количества терригенного материала поступали с запада. Они привели на относительно небольшой площади к росту тел и наклону их слоев к юго-востоку. За счет осадков, поступающих с запада, возникли тела комплекса бокового наращивания северной части эрозионной котловины.

Значительная по площади северная часть эрозионной котловины лишена тел комплекса бокового наращивания. Вероятно, на время их формирования она либо входила в состав суши, либо побережье залива Восток конца среднего плейстоцена практически было лишено речной сети. Основным поставщиком терригенного обломочного материала для тел комплекса бокового наращивания эрозионной котловины залива Восток служила речная сеть, расположенная восточнее. Выносимый ею материал на шельфе равномерно распределялся параллельно береговой линии, а затем сносился в сторону его бровки. При своем движении он достиг южной части эрозионной котловины залива Восток.

Рис. 4. Фрагмент профиля НСП 327 (за пределами схемы на рис. 1), иллюстрирующий строение среднеплейстоценовых тел комплекса бокового наращивания вблизи бровки шельфа.



Последняя явилась седиментационной ловушкой, и в ней начали формироваться тела бокового наращивания, растущие преимущественно с юго-востока на северо-запад. Только на крайнем юге эрозионной котловины, в зоне ее сопряжения с морским бассейном, тела комплекса бокового наращивания, напротив, продвигались с северо-запада на юго-восток, а затем, возможно, и на юг. В образовании тел комплекса бокового наращивания эрозионной котловины залива Восток, как и для района бровки шельфа, чередовались периоды формирования песчаных тел с крутонаклонными слоями и алевроитово-глинистых тел с более пологонаклоненными слоями.

В строении четвертичного осадочного чехла шельфа Южного Приморья выделяются на нескольких возрастных уровнях тела комплекса бокового наращивания с наклонными отражениями, распрощающиеся среди пологих, почти горизонтальных границ. Последние связаны с нормальным разрезом, возрастные уровни которого изменяются по вертикали. В телах комплекса бокового наращивания, напротив, возрастные уровни изменяются по латерали.

Формирование тел комплекса бокового наращивания происходит при очень быстрой лавинной седиментации. На шельфе Южного Приморья их возрастные аналоги в горизонтально-слоистом разрезе на профилях НСП

не улавливаются, уходя за пределы ее разрешаемой способности, т. е. меньше первых метров. Следовательно, скорость накопления осадков при формировании комплекса бокового наращивания почти в 20 раз выше скорости морской шельфовой седиментации и измеряется 4,0—6,0 м за 1000 лет при времени, не превышающем 10 000 лет.

Тела комплекса бокового наращивания создаются при низких гипсометрических уровнях моря и относительно холодном климате. Именно тогда понижается базис эрозии и на сопряженной суше активизируется эрозия. Последняя приводит к выносу речной сетью на шельф аномального количества терригенного обломочного материала, достаточно для лавинной седиментации. Шельф собирает его из отдельных артерий, а волновые процессы перераспределяют по площади. Чем шире его фронт, тем равномернее он распределяется по отношению простирания береговой линии и близкими порциями сносится в сторону седиментационных ловушек, где и начинается лавинная седиментация, создающая мощные тела комплекса бокового наращивания. Повышение уровня моря, потепление климата способствуют ослаблению эрозионных процессов, что вызывает изменение седиментации тел комплекса бокового наращивания до полного ее прекращения.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Гладенков Ю. Б., Кунин Н. Я., Шлезингер А. Е.* Сейсмостратиграфия и ее развитие в Советском Союзе (основные направления и перспективы) // Изв. АН СССР. Сер. геология.— 1984.— № 4.
2. *Заузулков В. Ф., Несмелова Н. М. и др.* Ритмичное строение рыхлого осадочного чехла шельфа Южного Приморья // Тез. докл. XI Конгресса ИНКВА, т. III.— М., 1982.
3. *Кунин Н. Я., Кучерук Е. В.* Сейсмостратиграфия в решении проблем поиска и разведки месторождений нефти и газа // Итоги науки и техники. ВИНТИ. Месторожд. горюч. полезн. ископаемых.— 1984.— Вып. 13.
4. *Мечетин А. В., Рязанцев А. А.* О позднечетвертичной морской трансгрессии в Юго-Восточном Приморье // Геология и геоморфология шельфа окраинных морей.— Владивосток, 1979.
5. *Рязанцев А. А., Мечетин А. В. и др.* Стратиграфия четвертичных отложений шельфа северо-западного сектора Японского моря // Тез. докл. XI Конгресса ИНКВА.— М., 1982.
6. *Сейсмическая стратиграфия.* Ч. 1, 2.— М.: Мир, 1982.
7. *Шимкус К. М., Шлезингер А. Е.* Клиноформы осадочного чехла по данным сейсморазведки // Литол. и полезн. ископаемые.— 1984.— № 1.

УДК 551.78 + 550.4(571.63)

А. К. Седых

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ПРИБРЕЖНО-МОРСКОГО ПАЛЕОГЕНА ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

По данным изучения химического состава глинистой составляющей золы углей и глинистых фракций вмещающих пород ряда месторождений эоцен-среднемиоценовой угленосной формации Приморья предварительно установлена область распространения морских условий осадконакопления в палеогене.

ВВЕДЕНИЕ

Осадочные палеогеновые и неогеновые отложения, широко распространенные в Приморье, выполняют многочисленные впадины и мулдьы Ханкайского срединного массива и прилегающих к нему территорий. На юге Приморья, в границах так называемого Хасанского блока [3], а также в крайних восточных районах в пределах Приморского вулканического пояса рассматриваемые отложения установлены в отдельных вулканотектонических депрессиях сложного строения.

Преобладающая часть разреза палеоген-неогеновых отложений представлена угленосной формацией, в составе которой устойчиво и на значительном расстоянии коррелируются три толщи: нижняя угленосная эоцен-олигоценовая, средняя монотонная глинистая олигоценовая и верхняя угленосная ранне-среднемиоценовая. Выше с угловым и стратиграфическим несогласием как на угленосных отложениях, так и непосредственно на фундаменте залегают верхнемиоценовые и плиоценовые вулканогенно-осадочные толщи и образования платобазальтовой формации. Мощность отложений угленосной эоцен-среднемиоценовой формации в наиболее глубокой Нижне-Бикинской впадине превышает 1,5 км (см. рисунок), а верхнемиоценовых — плиоценовых базальтов в центральных частях Борисовского и Шкотовского плато — более 500 м.

Фациальный состав палео- и неогеновых осадочных отложений Приморья континентальный с преобладанием фаций русел рек, пойм, пойменных озер и болот различной проточности, в меньшей степени — крупных озер и прибрежного озерного мелководья.

Определены наиболее перспективные площади поисков морского палеогена в континентальной части Южного Приморья, что имеет большое значение для межрегиональной корреляции и совершенствования стратиграфической схемы палеогена Дальнего Востока.

В 1941 г. В. З. Скороходом было высказано предположение о наличии среди олигоценовых отложений надеждинской свиты Угловской впадины Южного Приморья лагунных фаций. Это предположение обосновывалось находкой в глинистых породах отпечатка солоноватоводного моллюска [10]. Однако, кроме упоминания о такой находке, никаких дополнительных фактов не приводилось. Последующие собранные и изученные моллюски из отложений Угловской и других кайнозойских впадин Приморья были определены как пресноводные [6].

Таким образом, каких-либо прямых доказательств возможности нахождения в континентальной части Приморья прибрежно-морских отложений палео- или неогенового возраста пока нет. Уже стало традиционным предполагать высокое стояние суши в этот период, когда выше уровня моря были выведены значительные площади примыкающего к Приморью Японского моря [2].

В то же время морские палео- и неогеновые отложения с богатой фауной достаточно хорошо изучены не только на п-ове Камчатке, о. Сахалине, Курильских и Японских островах [4]. Они установлены и на непосредственном продолжении береговой линии Азиатского континента как к северу (бассейн р. Кухтуй у г. Охотска, Нижнехатырский прогиб и Анадырская впадина на Северо-Востоке СССР [4, 9]), так и к югу от Приморья (Кильчжу-Менчхонская впадина в Северной Корее, отдельные депрессии Юго-Восточного Китая, Ханойская впадина в Северном Вьетнаме [4, 12 и др.]).

По данным драгирования установлено широкое распространение неогеновых морских отложений на дне Японского моря, из-под которых в виде редких фрагментов просматривают-

дое значение для межрегиональной стратиграфической корреляции палеоген-неогеновых отложений.

В качестве первого шага в этом направлении предпринята попытка использования некоторых геохимических критериев для установления возможного влияния морских условий на процессы осадконакопления кайнозойских угленосных впадин Приморья. За основу взяты Угловская и Шкотовская впадины, расположенные на непосредственном продолжении Амурского и Уссурийского морских заливов в глубь материка, как наиболее перспективные объекты для поиска (см. рисунок).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗОЛЫ УГЛЕЙ

Известно, что глинистые минералы содержат информацию о физико-химических условиях, существовавших во время их образования в осадочных бассейнах. В составе угленосной эоцен-среднемиоценовой формации Приморья глинистые породы слагают до 60% разреза. Наиболее широко они распространены в средней олигоценовой толще, выделенной в Южном Приморье в надеждынскую свиту, а также в почве и кровле угольных пластов и в самих угольных пластах, определяя преобладающую часть минерального состава золы углей. Возникнув в условиях повышенной динамики водной среды, глинистые породы не испытали значительных постседиментационных преобразований. По степени литификации они и сейчас находятся в стадии диагенеза.

Существует множество методов восстановления условий осадконакопления по глинистым минералам пород и золы углей. При этом наибольшей достоверностью для определения солёности водной среды обладают процентные отношения содержания некоторых окислов и связанных с ними литофильных элементов. Например, отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, по данным И. С. Грамберга и Н. С. Спира [7], увеличивается с ростом континентальности отложений. Увеличение отношения $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{CaO})$ [там же] указывает на рост солёности, при этом для нормальных морских условий или при прямом влиянии моря этот показатель должен быть более 0,33. Г. Л. Стадников [11] предложил для определения солёности водоемов два обменных коэффициента: $\Sigma\text{Na}/\Sigma\text{Ca}$ (для пресных вод < 1 , для опресненных от 1 до 10 и для морских близок к 10) и $\Sigma\text{Ca}/\Sigma\text{Mg}$ (для пресных вод > 1 , для морских < 1). Кроме этого, Н. С. Спиро и К. С. Бонч-Осмоловская [7] отмечают общее закономерное увеличение содержания CaO в направлении опресненных бассейнов и рост содержания щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) в морских и лагунных обстановках. При использовании

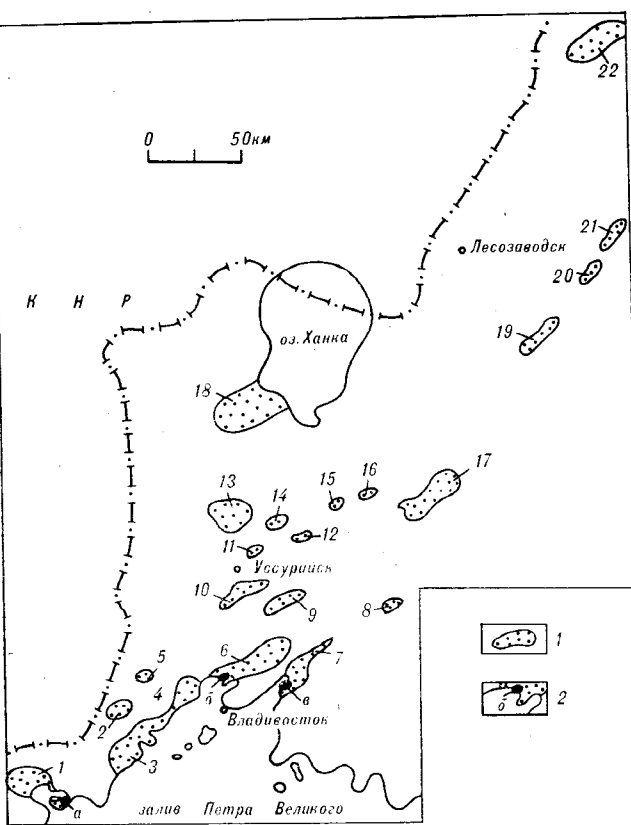


Схема расположения кайнозойских угленосных впадин и мульд Юго-Западного Приморья.

1 — кайнозойские угленосные впадины и мульды: 1 — Краскинская (Хасанское месторождение), 2 — Нарвская, 3 — Поиминская, 4 — Николаевская, 5 — Амбинская, 6 — Угловская (Тавричанское и Артемовское месторождения), 7 — Шкотовская (Шкотовское месторождение), 8 — Смольнинская, 9 — Бонивуровская, 10 — Глуховская, 11 — Раковская (Раковское месторождение), 12 — Ивановская, 13 — Галенковская (Павловское месторождение, западные районы), 14 — Южная, Восточная, Северная, Лузановская и др. (Павловское месторождение, восточные районы), 15 — Вассиановская, 16 — Ретиховская (Ретиховское месторождение), 17 — Арсеньевская, 18 — Жариковская, 19 — Крыловская, 20 — Малиновская, 21 — Ореховская, 22 — Нижне-Бикинская (Бикинское месторождение); 2 — участки первоочередного поиска прибрежно-морских палеогеновых отложений: а — восточные районы п-ова Краббе (Краскинская впадина), б — вершина Амурского залива (Угловская впадина), в — вершина Уссурийского залива (Шкотовская впадина).

ся морские глинистые отложения эоцен-олигоценового возраста на одном из участков материкового склона залива Петра Великого и на северном обрамлении Центральной котловины Японского моря [1].

Таким образом, исключать прибрежные районы Южного Приморья, особенно глубоко проникающие внутрь континента заливы древне-тектонического заложения, из районов поисков палеоген-неогеновых отложений с морской фауной было бы ошибкой. Если же учесть при этом, что Приморье располагает крупными захоронениями как листовой, так и палинофлоры палео- и неогена, то находка здесь фаунистически охарактеризованных прибрежно-морских отложений могла бы иметь неогени-

Пределы значений геохимических показателей золы углей нижней угленосной толщи (P₂₋₃)

Наименование месторождений, участков, шахтных полей	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{MgO}}{\text{MgO}+\text{CaO}}$	$\frac{\text{Na}}{\text{Ca}}$	$\frac{\text{Ca}}{\text{Mg}}$	CaO (%)	Na ₂ O+K ₂ O (%)
Бикинское, участок № 4	2,06—2,25	0,21—0,3	0,1—0,2	2,2—2,8	4,5—7,3	2,6—2,8
Шкотовское, участок Смоляниновский	1,8—3,5	0,1—0,3	0,02—0,8	0,5 *—11,0	3,8—6,0	1,0—3,7
Артемовское, поле шахты 6-6 бис, поле шахты Амурской	1,53 *—2,69 1,68 *—2,83	0,1—0,6 * 0,5—1,0 *	0,35—0,7 2,2 *—6,0 *	0,8 *—11,0 0 *—1,1	0,7 *—5,9 0 *—2,9	3,1—7,92 3,18—9,45 *
Тавричанское, поля шахт Капитальной и № 5	1,48 *—2,44	0,3—1,0 *	3,0 *—12,0 *	0 *—2,5	0 *—1,12	3,93—14,32 *

* Геохимические показатели, указывающие на условия осадконакопления от переходных до морских.

результатов анализов золы углей нельзя не учитывать и процессы адсорбции растительной массой некоторых литофильных элементов из морской воды, что может в отдельных случаях повысить достоверность реконструируемых условий осадконакопления и торфообразования.

Были обработаны 1150 силикатных анализов золы углей основных пластов нижней и верхней угленосных толщ бурогоугольных месторождений Приморья, выполненные в период с 1973 по 1984 г. в Центральной химической лаборатории треста Дальвостуглеразведка под общим руководством П. И. Радчука. Пересчет процентного содержания окислов на процентное содержание отдельных элементов в золе углей осуществлялся с использованием поправочных коэффициентов.

Нижняя угленосная толща эоцен-олигоценного возраста была опробована в Нижне-Бикинской (участок № 4), Шкотовской (участок Смоляниновский) и Угловской (Тавричанское и Артемовское месторождения) впадинах (см. рисунок). В последней эта толща выделена в угловскую свиту.

Результаты геохимического исследования золы углей приведены в табл. 1. Их анализ показывает, что отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ в золе углей нижней угленосной толщи Нижне-Бикинской впадины колеблется от 2,06 до 2,25. В Шкотовской впадине этот показатель увеличивается в направлении с юга на север от 1,8 до 3,5 (участок Смоляниновский). В Угловской впадине установлены следующие колебания отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$: от 1,48 на Тавричанском бурогоугольном месторождении до 2,69 в северо-восточной части (поле шахты 6-6 бис).

Заслуживают внимания показатели отношения $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{CaO})$ в золе углей нижней угленосной толщи месторождений Угловской впадины, которые колеблются от 0,1 до 1,0, принимая максимальное значение в золе уголь-

ных пластов западных районов Артемовского месторождения (поле шахты Амурской) и на Тавричанском месторождении, где в отдельных пробах присутствие CaO не установлено. Если взять за точку отсчета влияния морских условий значение показателя 0,33 [7], то необходимо констатировать, что нижняя угленосная толща Угловской впадины (особенно ее западные районы) формировалась при непосредственном воздействии прибрежно-морских обстановок торфонакопления.

Представляют определенный интерес и обменные коэффициенты, предложенные Г. Л. Стадниковым [11] и подсчитанные для рассматриваемых месторождений. Отношение Na/Ca в золе углей Нижне-Бикинской впадины колеблется в пределах 0,1—0,2, что указывает на пресноводные условия осадконакопления. По участку Смоляниновскому Шкотовской впадины и полю шахты 6-6 бис Угловской впадины (Артемовское месторождение) этот показатель не превышает 0,8. Однако для западных районов Артемовского месторождения (поле шахты Амурской) и для Тавричанского месторождения Угловской впадины установлен самый высокий показатель отношения Na/Ca — от 2,2 до 12,0. Таким образом, для этого района впадины по полученным показателям можно предполагать не только условия опресненных лагун при формировании угленосных отложений (Na/Ca от 1 до 10), но в отдельных случаях и прямое влияние морских условий (Na/Ca близок к 10 и более).

Отношение Ca/Mg в золе углей из нижней угленосной толщи Нижне-Бикинской впадины колеблется от 2,2 до 2,8, что указывает на пресноводные условия осадконакопления. На участке Смоляниновском Шкотовской впадины это отношение варьирует от 0,5 до 11,0, что может означать эпизодическое влияние прибрежно-морских условий ($\text{Ca}/\text{Mg} \leq 1$). Для

Пределы значений геохимических показателей золы углей верхней угленосной толщи (N₁)

Наименование месторождений, участков	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{MgO}}{\text{MgO}+\text{CaO}}$	$\frac{\text{Na}}{\text{Ca}}$	$\frac{\text{Ca}}{\text{Mg}}$	CaO (%)	Na ₂ O+K ₂ O(%)
Бикинское участки № 1—4	1,9—2,3	0,15—0,3	0,16—0,58	1,2—6,6	4,6—18,8	1,3—4,1
Павловское, Раковское, Реттиховское	1,7—2,6	0,16—0,3	0,02—0,12	2,4—13,2	4,0—28,0	0,62—2,58
Шкотовское, участок Центральный	2,1—5,5	0,2—0,7 *	0,12—0,9	0,4*—7,0	3,5—25,8	1,72—4,76

* См. прим. к табл. 1,

западных районов Угловской впадины (Тавричанское месторождение) рассчитаны самые низкие показатели Ca/Mg в золе углей: от 0 до 2,5 при преобладании значений $\frac{\text{Ca}}{\text{Mg}} < 1$

(прибрежно-морские условия). Сходная картина наблюдается в западных районах Артемовского месторождения (поле шахты Амурской), и только в северо-восточных районах Угловской впадины (поле шахты 6-6 бис) отношение Ca/Mg достигает 11,0.

В золе углей нижней угленосной толщи Нижне-Бикинской, Шкотовской и Угловской впадин отмечается и общая закономерность увеличения содержания CaO в глубь континента и рост содержания щелочей в противоположном направлении (см. рисунок, табл. 1). Наиболее низкие содержания CaO (от 0 до 1,12%) отмечены для западных районов Угловской впадины (Тавричанское месторождение). Здесь же установлены наиболее высокие содержания (Na₂O + K₂O) в золе углей (до 14,32%).

Таким образом, результаты химических анализов золы углей из нижней угленосной толщи показывают, что в эоцен-олигоценное время, особенно на ранних этапах формирования угленосных отложений, западные районы Угловской впадины испытывали непосредственное воздействие прибрежно-морских и лагуновых условий осадконакопления. По-видимому, подобное воздействие испытывали и некоторые участки Шкотовской впадины, однако мы не располагаем достоверным материалом по ее юго-западным районам, непосредственно примыкающим к современному побережью Уссурийского залива.

Верхняя угленосная толща ранне-среднемиоценового возраста была опробована в Нижне-Бикинской (участки № 1—4) и Шкотовской (участок Центральный) впадинах, а также во всех мульдах Павловского, Раковского и Реттиховского бурогольных месторождений (см. рисунок). Рассчитанные показатели в целом указывают на континентальный характер осадконакопления в период формирования толщи (табл. 2).

ИССЛЕДОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ ФРАКЦИЙ
НА БОР И ГАЛЛИЙ

Метод определения фациальных условий бассейнов осадконакопления по содержанию малых элементов в глинистых фракциях пород был опробован при изучении мезо-, палео- и протерозойских отложений Западной Сибири. Бор и галлий в осадочных породах почти полностью находятся в глинистой части (за исключением турмалина, боратов и некоторых других акцессорных минералов), изоморфно замещая алюминий в тетраэдрах решетчатых глинистых минералов. По Е. П. Акульшиной, галлий поступает в глинистые минералы на континенте, а бор — в морском бассейне. Отношение их концентраций в гидрослюде характеризует степень влияния континента или моря. Отношение бора к галлию для пресноводных отложений не превышает 3,0, для переходных к прибрежно-морским — колеблется от 3,0 до 6,0 и для морских — составляет более 6,0 [5].

Метод использован нами для реконструкции условий образования рассмотренных выше толщ. Были опробованы разрезы Нижне-Бикинской, Шкотовской, Краскинской и Угловской угленосных впадин (см. рисунок). Отобранные глинистые породы подверглись отмучиванию с выделением глинистой фракции размером зерен менее 0,001 мм с целью исключения попадания в пробу акцессориев, содержащих бор или галлий. Отмучивание и выделение глинистой фракции было проведено в Центральной лаборатории треста Дальвостуглеразведка под руководством Г. Д. Шавши. Обработанные подобным образом пробы анализировались на содержание в них бора и галлия в лаборатории спектрохимических методов исследований Дальневосточного геологического института ДВО АН СССР Т. В. Сверкуновой. Были получены достоверные результаты по 73 пробам (табл. 3).

По 18 отобранным пробам из разреза угленосной формации Нижне-Бикинской впадины отношение бора к галлию колеблется от 0,91 до 2,08, что указывает на континентальные

Геохимические показатели исследования глинистых фракций угленосных отложений

Номер пробы	Наименование месторождений, участков, шахтных полей	Место отбора, глубина в м	В	
			Ga	
1	2	3	4	

Нижняя угленосная толща (P₂₋₃)

75	Бикинское, участок № 4	Скв. 100 бис, 120	1,24	
76	То же	» 197	1,19	
77	»	» 250	1,67	
80	»	Скв. 191-Р, 105	1,00	
81	»	» 220	1,21	
82	»	» 280	1,90	

Средняя глинистая толща (P₃)

68	Бикинское, участок № 2	Скв. 2094, 280	0,91	
72	То же	Скв. 2060, 285	2,08	
73	Бикинское, участок № 4	Скв. 100 бис, 24	1,04	
74	То же	» 50	1,53	
78	»	Скв. 191-Р, 20	1,08	
79	»	» 50	1,28	

Верхняя угленосная толща (N₁)

65	Бикинское, участок № 2	Скв. 2094, 20	1,33	
66	То же	» 80	1,53	
67	»	» 195	0,93	
69	»	Скв. 2060, 15	1,46	
70	»	» 100	1,50	
71	»	» 220	1,40	

Нижняя угленосная толща (P₂₋₃)

41	Шкотовское, участок Южный	Скв. 786, 504	4,17 *	
42	То же	» 560	2,86	
46	»	Скв. 1201, 416	2,54	
47	»	» 498	3,30 *	

Средняя глинистая толща (P₃)

38	Шкотовское, участок Южный	Скв. 786, 111	5,09 *	
39	То же	» 195	4,75 *	
40	»	» 223	6,50 *	
45	»	Скв. 1201, 344	2,86	

Верхняя угленосная толща (N₁)

43	Шкотовское, участок Южный	Скв. 1201, 91	4,00 *	
44	То же	» 190	3,29 *	
48	Шкотовское, участок Центральный	Скв. 1502, 115	2,18	
49	То же	» 195	2,44	
50	»	» 292	2,78	
51	»	» 325	2,76	
52	»	» 402	5,24 *	

Нижняя угленосная толща (угловская свита) (P_{2-3ug})

4	Артемовское, участок 14-15	Скв. 1516, 275	2,68	
5	То же	» 410	1,85	
6	»	» 522	0,43	
7	»	» 530	2,46	

1	2	3	4
8	Артемовское, участок 14-15	Скв. 1516, 630	3,47 *
24	Артемовское, шахта Приморская	Скв. 1303, 445	2,14
25	То же	» 550	1,38
26	»	» 559	2,18
15	Артемовское, участок Кневичанский	Скв. СТ-1, 765	2,88
16	То же	» 870	3,00 *
17	»	» 990	3,48 *
27	Артемовское, участок Заозерный	Скв. 2015, 20	2,50
28	То же	» 70	3,80 *
29	»	» 110	6,10 *

Средняя глинистая толща (надеждинская свита) (P_{3nd})

2	Артемовское, участок 14-15	Скв. 1516, 55	2,32
3	»	» 200	3,70 *
23	Артемовское, шахта Приморская	Скв. 1303, 295	3,00 *
10	Артемовское, участок Кневичанский	Скв. СТ-1, 225	3,10 *
11	То же	» 386	4,00 *
13	»	» 510	3,78 *
14	»	» 620	3,48 *

Верхняя угленосная толща (усть-давидовская свита) (N_{1ud})

9	Артемовское, участок Кневичанский	Скв. СТ-1, 140	2,65
---	-----------------------------------	----------------	------

Нижняя угленосная толща (угловская свита) (P_{2-3ug})

55	Тавричанское, п-ов Речной	Нижняя часть разреза	4,00 *
56	То же	Средняя часть разреза	3,62 *
31	Тавричанское, шахта Капштанская	Пласт Газовый	5,20 *
32	То же	Междупластие Газовый — Пожарный	4,62 *
33	»	Почва пласта Пожарного	4,12 *
34	»	Пласт Комсомольский	3,45 *
35	»	Пласт Слоистый-I	3,86 *
36	»	Пласт Слоистый-III	3,70 *
37	»	Кровля пласта Слоистого-III	3,64 *

Средняя глинистая толща (надеждинская свита) (P_{3nd})

57	Тавричанское, п-ов Речной	Нижняя часть разреза	2,10
58	То же	Средняя часть разреза	2,60
60	»	Верхняя часть разреза	2,51

Верхняя угленосная толща (усть-давидовская свита) (N_{1ud})

61	Тавричанское, п-ов Речной	Нижняя часть разреза	3,15 *
62	То же	Средняя часть разреза	2,52

1	2	3	4
63	Тавричанское, п-ов Речной	Верхняя часть разреза	3,03 *
64	То же	То же	3,03 *
<i>Нижняя угленосная толща (P₂₋₃)</i>			
53	Хасанское, шахта Хасанская	Почва пласта IV	3,50 *
<i>Средняя глинистая толща (P₃)</i>			
54	Хасанское, шахта Хасанская	50 м выше кровли пласта I	1,18

* См. прим. к табл. 1.

тить при этом, что нижние части разреза палеогеновых отложений были опробованы только в юго-западных районах впадины (участок № 4), а нижние горизонты центральных районов остались неизученными из-за большой глубины залегания (по геофизическим данным — более 1 км).

Полный разрез угленосных отложений был изучен в Шкотовской впадине. Получены результаты по 15 пробам (см. табл. 3). Нижняя угленосная толща опробована на участке Южном совместно с вышележащей глинистой толщей. Отмечен широкий диапазон значений отношения бора к галлию — от 2,54 до 6,5 (скв. 786 и 1201). Преобладают значения более 3,0, что указывает на влияние на процессы осадконакопления переходных прибрежно-морских условий в южных районах Шкотовской впадины.

К северу от участка Южного разрез изучался по керну скв. 1502 (участок Центральный). Здесь вскрыты отложения верхней угленосной толщи с переходными слоями к палеогену в основании. Отношение бора к галлию колеблется от 2,18 до 2,78, что указывает на континентальный характер осадконакопления, и только самая нижняя проба № 52, отобранная с глубины 402 м (скв. 1502), дала значение 5,24, указывающее на переходные к прибрежно-морским условия. Итак, можно предположить, что в эоцен-олигоценное время при формировании угленосных отложений в южных районах Шкотовской впадины влияние прибрежно-морских условий проявлялось неоднократно.

Разрез угленосной формации Угловской впадины изучен наиболее подробно на Артемовском и Тавричанском буроголовных месторождениях. Всего получены результаты по 38 пробам. В глинистых отложениях нижней угленосной толщи (угловская свита) Тавричанского месторождения отношение бора к галлию колеблется от 3,45 до 5,2 по всему разрезу (см. табл. 3), что указывает на переходные условия формирования угленосных отложений

от континентальных к прибрежно-морским. Наибольший показатель 5,2 характерен для нижних частей разреза угловской свиты (прослой аргиллитов среди углей пласта Газового). Для западных (участок 14-15, скв. 1516) и центральных частей (участок Кневичанский, скв. СТ-1) Артемовского месторождения в отложениях угловской свиты отношение бора к галлию колеблется от 0,43 до 3,48, при этом наиболее распространено значение около 3,0, что в целом отвечает условиям осадконакопления на континенте. Однако наиболее высокие показатели (3,47—3,48) характерны для основания угловской свиты, что также свидетельствует о близости к прибрежно-морским условиям. Очень интересные данные получены по северо-восточной оконечности Угловской впадины (участок Заозерный), где в самой нижней части отложений угловской свиты в аргиллитах отношение бора к галлию колеблется от 3,8 до 6,1, что может указывать на непосредственное влияние морских условий на формирование угленосных отложений.

Таким образом, если для западных районов Угловской впадины в раннеугловское время влияние прибрежно-морских условий на процессы осадконакопления можно связывать с воздействием моря через траверс Амурского залива, то для крайних северо-восточных районов впадины в то же время не исключается проникновение морских вод непосредственно через впадину Уссурийского залива. Вполне возможно, что в раннеугловское время нынешний п-ов Муравьева-Амурского в отдельные периоды мог представлять собой остров, а Амурский и Уссурийский заливы соединялись проливом через Угловскую впадину (см. рисунок).

Для отложений средней глинистой толщи (надеждинской свиты) Угловской впадины отмечается сохранение в глинистых породах величин отношения бора к галлию на значительной площади от 2,1 до 3,0, что указывает на континентальные условия осадконакопления, однако в центральных, наиболее глубоко погруженных участках распространения палеогеновых отложений (участок 14-15 и Кневичанский Артемовского месторождения) это отношение колеблется от 2,32 до 4,00, что указывает на смешанный характер осадконакопления.

Опробование разреза верхней угленосной толщи (усть-давыдовской свиты) Угловской впадины проводилось на п-ове Речном (Тавричанское месторождение), а также по керну опорной скв. СТ-1 (участок Кневичанский Артемовского месторождения). Отношение содержания в глинистой фракции бора к галлию колеблется от 2,65 до 3,15, что соответствует континентальным условиям осадконакопления с возможными очень слабыми эпизодическими ингрессиями моря.

Из угленосных отложений Краскинской впадины были отобраны две пробы в районе действующей шахты Хасанской (см. рисунок). В одной пробе из нижней части нижней угленосной толщи (почва пласта IV) отношение бора к галлию составило 3,5, что может указывать на переходные прибрежно-морские условия осадконакопления. Вторая проба отобрана из монотонной туфогенной глинистой толщи, коррелируемой с надеждинскими слоями Угловской впадины и залегающей в 50 м выше пласта I нижней угленосной толщи. В пробе $B/Ga = 1,18$, что может свидетельствовать о континентальном характере осадконакопления.

Подводя итог анализу результатов отношения содержания бора к галлию в глинистых породах угленосной эоцен-среднемиоценовой формации Приморья, необходимо отметить следующее. Прибрежно-морские условия формирования рассматриваемых угленосных отложений могли существовать в Южном Приморье в раннем палеогене. Наиболее перспективными для поиска горизонтов с морской фауной и микрофауной являются нижние части разреза нижней угленосной толщи (угловской свиты) юго-западных районов Угловской и Шкотовской впадин, восточных районов Краскинской впадины (см. рисунок). Эти выводы полностью соответствуют данным геохимических исследований золы углей обеих угленосных толщ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как отмечалось в начале статьи, переслаивание в разрезе отложений с морской фауной и флорой открывает большие возможности для межрегиональной корреляции. Такие разрезы встречаются редко и хорошо изучены только в Ниппоно-Алеутском регионе. Материковая часть советского Дальнего Востока нуждается в поисках новых точек с такими разрезами и детальном их изучении.

Проведенный комплекс геохимических исследований золы углей и отдельных горизонтов глинистых пород эоцен-среднемиоценовой угленосной формации Приморья показал, что основания для поисков таких отложений здесь имеются. Прежде всего, это район, примыкающий к вершине Амурского залива между полуостровами Речным и Де-Фриза, где в начале 50-х гг. проводились поисковые работы на уголь (участок Южный-2). В 3—3,5 км севернее береговой линии скв. 204, 214 и другими вскрыта монотонная глинистая толща, представленная темно-серыми алевролитами и аргиллитами, залегающими непосредственно на базальных конгломератах Угловской впадины. Мощность этой толщи 135—160 м. В северо-восточном направлении она замещается угленосными отложениями. Рассматриваемая глинистая толща подробно не изучалась и может представлять собой аналог надеждинской свиты самого низкого стратиграфического уровня. Достаточно хорошо известно, что в Угловской впадине взаимоотношение надеждинских и угловских слоев представляет собой условную границу, которая мигрирует во времени и пространстве, устойчиво понижаясь в юго-западном направлении [8].

Не менее перспективны для поиска морских органических остатков и разрезы палеогеновых отложений восточных районов Краскинской вулканотектонической впадины (п-ов Краббе). Здесь в 1982 г. в вершине бухты Мелководной нами в туфогенных песчаниках палеогена была обнаружена микрофауна плохой сохранности, предварительный просмотр которой проводился Т. В. Преображенской (ДВГИ ДВО АН СССР).

Третьим рекомендуемым районом поисков морских органических остатков среди палеогеновых отложений является юго-запад Шкотовской впадины, изученный пока наиболее слабо.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берсенева И. И., Деликов Е. П., Пушин И. К. Геологическое строение дна Японского моря // Геология Дальневосточной окраины Азии.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
2. Варнавский В. Г. Место юга Дальнего Востока в общем плане палеогенового и неогенового литогенеза Востока Евразийской глыбы // Вопросы литогенеза юга Дальнего Востока.— М.: Наука, 1977.
3. Геология СССР. Приморский край. Т. 32.— М.: Недра, 1969.
4. Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Стратиграфия и палеобиогеография. Т. 1.— Л.: Недра, 1978.
5. Глинистые минералы как показатели условий литогенеза.— Новосибирск: Наука, 1976 (Тр. ИГиГ СО АН СССР.— Вып. 223).
6. Попова С. М. Кайнозойская континентальная малакофауна юга Сибири и сопредельных территорий.— М.: Наука, 1981.
7. Сборник статей по геохимии осадочных пород.— Л.: Изд-во АН СССР, 1959 (Тр. НИИГА.— Т. 98).
8. Седых А. К. Геологическое строение Угловской угленосной впадины и история ее развития в палеогене: Автореф. канд. дис. ...— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976.
9. Серова М. Я., Волобуева В. И., Устинов Н. В. Палеоген Корякского нагорья (ионайская свита) // Ископаемая флора и фауна Дальнего Востока и вопросы стратиграфии фанерозоя.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
10. Скорород В. З. Основные черты геологического строения южной части советского Дальнего Востока.— Владивосток, 1941.
11. Стадников Г. Л. Глинистые породы.— М.: Изд-во АН СССР, 1957.
12. Устиновский Ю. Б., Хан Дон Сик и др. Стратиграфия и условия формирования кайнозойских отложений // Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и юга Приморья.— М.: Наука, 1966.

Поступила в редакцию 25 ноября 1986 г.

УДК 552.578.2.06.3

В. В. Иванов, О. В. Щербань, А. В. Гревцев,
С. В. Мордовина, Е. С. Санько, С. М. Соинская

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ПОРОД СЕВЕРО-ОХОТСКОГО БАССЕЙНА (по разрезу скважины Магаданская-1)

Традиционными битуминологическим и хроматографическим, а также нестандартным пиролитическим и термодистилляционным анализами охарактеризовано органическое вещество (ОВ) пород, вскрытых в юго-восточной части Северо-Охотского бассейна скважиной Магаданская-1. Количественно оценен углеводородный (УВ) потенциал ОВ и пород основного комплекса выполнения и складчатого основания, детально изучен состав битумоида и всего ряда УВ $C_{1}-C_{30}$, прослежено изменение с глубиной ряда па-

Бассейн расположен в северной части Охотского моря в пределах так называемого пассивного элемента активной континентальной окраины. Он, вероятно, относится к платформенному типу [4, 5] и заполнен в основном кайнозойскими отложениями, которые несогласно перекрывают разнородные структурные элементы — подводные продолжения Охотского массива, Кони-Тайгоносской складчатой системы, Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, а также иные тектонические зоны не до конца еще ясной природы, отдельные фрагменты которых обнажаются на дне центральных участков Охотского моря [2]. Мощность чехла достигает в отдельных прогибах 6—7 км. Отмечается выдержанность характера сейсмостратиграфических горизонтов на огромных расстояниях. Они образуют три толщи. Нижняя — грубослоистая и, по-видимому, существенно грубообломочная залегает в грабенах и наиболее погруженных частях бассейна, она может отвечать дейтероорогенному комплексу ($P_{1-2}?$). Средняя толщина относительно прозрачная и однородная в акустическом отношении и, судя по разрезам соседних районов суши, вероятно, сложена преимущественно глинистыми и (или) кремнисто-глинистыми образованиями ($P_2^3 - N_1?$). Вверху залегают молодые слоистые отложения, которые «выпескиваются» на борта бассейна и смежные поднятия. Они залегают полого.

Первые сведения о составе пород и их литолого-битуминологическая характеристика получены в результате бурения скважины Магаданская-1 в юго-восточной части бассейна (рис. 1).

раметров индивидуального состава низкокипящих и высокомолекулярных УВ, молекулярно-массового распределения последних, установлено положение в разрезе зон незрелого ОВ и генерации УВ. Отмечены и проанализированы некоторые особенности состава и преобразования ОВ в кремнисто-глинистых отложениях. Подчеркивается высокая информативность экспрессных пиролитического и термодистилляционных методов исследования ОВ в микронавесках пород.

В верхней части разреза (до отметки — 500 м) обособляется грубообломочная толща, состоящая из слабо сцементированных галечников, гравелитов, песчаников с линзами и прослоями диатомовых глин и диатомитов. Возраст пород по результатам диатомового анализа, выполненного в ИГО Сахалингеология и СахалинНИПИнефтегаз, определяется как среднеплиоценовый — четвертичный.

В интервале 500—2500 м залегают достаточно однородная толща тонкозернистых глинисто-кремнистых образований, среди которых идентифицируются: светлые диатомиты (распространены до глубины 900 м); опоки, более темные опоквидные аргиллиты (реже алевролиты), кремнистые аргиллиты и изредка туфогенно-кремнистые (более плотные) породы. В этой части разреза Н. А. Деревсковой и В. Н. Куликовым с соавторами [3] выделяются несколько литологических пачек, возраст



Рис. 1. Местоположение скв. Магаданская-1.

которых установлен по комплексам диатомей и фораминифер: диатомовая (интервал 500—900 м) — $N_1^3 - N_2^1$; пачка глинистых опок и опоквидных пород (интервал 900—1750 м) — N_1^{2-3} ; перекристаллизованных опок, кремнистых алевролитов и аргиллитов (интервал 1750—2500 м) — $P_3 - N_1^1$. В целом породы слабо дифференцированы по химическому составу и, судя по соотношениям основных компонентов ($CaCO_3 - 10-25\%$; $SiO_2 - 20-40\%$; глинистые алюмосиликаты — 40—60%), могут быть отнесены к типу карбонатно-кремнисто-глинистых. В рамках толщ методом ИК-спектрометрии отмечается направленное изменение форм кремнезема от аморфного опала к опалу СТ, α -кристобалиту и α -кварцу (рис. 2).

В интервале 2500—2940 м вскрыта толща более грубообломочных пород — среди черных и темно-серых кремнистых аргиллитов присутствуют пласты пестроцветных конгломератов, прослой мелкозернистых песчаников, алевролитов и тонкие линзы углей. Возраст толщ определяется как эоцен (?) — олигоценый. Она несогласно с корой выветривания перекрывает комплекс сильно вторично измененных витрокластических туфов андезитодацитов, содержащих прослой туффиитов, туфоалевролитов, туфопесчаников и туфоконогломератов. Эти образования могут рассматриваться в качестве складчатого основания бассейна.

Органогеохимическому исследованию были подвергнуты преимущественно тонкозернистые разности пород — диатомиты, опоквидные и кремнистые аргиллиты и алевролиты. Материалом для изучения служили пробы (10—30 г) отмытого шлама, отобранные из каждого 10-метрового интервала. Методы исследования органического вещества (ОВ) помимо традиционных битуминологических приемов — определение органического (некарбонатного) углерода ($C_{орг}$), выделение хлороформенного битумоида (ХБ), компонентный анализ последнего, капиллярная газожидкостная хроматография (ГЖХ) насыщенных углеводородов (УВ) — включали также специальный комплекс инструментальных методов, ориентированный на получение детальной информации из микронавесок пород. Этот аналитический комплекс включал: пиролитическое исследование пород по процедуре Rock = Eval = III [11]; термодистилляционное выделение из пород по методике [17] и анализ молекулярно-массового распределения обычно выпадающих из поля зрения исследователей легких УВ с числом атомов углерода менее 15 (УВ C_{1-15}), выделение и определение индивидуального состава низкокипящих УВ, выки-

пующих до 110°C (УВ $C_5 - C_7$) по методике [18].

Пироллиз пород осуществлялся на сконструированной приставке к хроматографу ЛХМ-8. Навеска промытой и раздробленной породы (около 70 мг) вводилась в печь, нагретую до 270°C. Выделившиеся из породы свободные и сорбированные УВ регистрировались в виде пика S_1^n (г УВ/т породы). После окончания десорбции УВ включался программированный нагрев пиролитической ячейки (скорость нагрева около 50°/мин) до конечной температуры 600°C. Количество пирогенных УВ, выделившихся в течение этой фазы анализа, отождествляется с УВ потенциалом породы S_2^n (кг УВ/т породы). В процессе пироллиза определялась температура максимума деструкции (T_{max}) ОВ, которая отражает степень катагенетической преобразованности [12]. Для ряда подвергнутых пироллизу образцов были выполнены определения $C_{орг}$, а значения S_1^n и S_2^n пересчитаны в мг УВ/г $C_{орг}$. Последний из этих параметров известен под названием «водородный индекс» (HI^n) [12].

Выделение из пород УВ C_{15-} (навеска около 250 мг) производилось в токе гелия при температуре 250°C. УВ улавливались криогенной (жидкий азот) ловушкой и затем анализировались на хроматографе «Биохром-1» с пламенно-ионизационным детектором. Разделение УВ проводилось в стальной колонке (2 м × 3 мм), заполненной Хезасорбом N—AW зернением 80—70 меш с 3% силиконового эластомера SE-30. В результате анализа рассчитывались: содержание в породе суммы УВ C_{15-} и содержания отдельных пятиатомных (по углероду) фракций C_5- , $C_6 - C_{10}$ и $C_{11} - C_{15}$.

Выделение низкокипящих УВ (навеска породы примерно 2 г) производилось методом исчерпывающей газовой экстракции гелием при температуре 90°C. Экстрагированные УВ освобождались от воды с помощью прокаленного хлористого кальция и концентрировались в ловушке при температуре жидкого азота. Затем уловленные УВ вводились в капиллярную колонку (нержавеющая сталь, 37 м × 0,32 мм), импрегнированную скваланом. Методика реализована на базе хроматографа «Биохром-1» с микродетектором по ионизации в пламени. Обсчет хроматограмм осуществлялся интегратором Hewlett Packard 3380A. Идентификация компонентов произведена в соответствии с руководством [1].

Анализ распределения n- и изо-алканов во фракции насыщенных УВ выполнен на хроматографе SIGMA 2В (Перкин-Эльмер) с капиллярной колонкой из плавленного кварца (25 м × 0,25 мм), покрытой метилсиликоном

ОВ-101. Обработка результатов анализа выполнена станцией хроматографических данных SIGMA 10В.

Для экстракции из пород ХБ вследствие недостаточности объема отдельных проб было произведено объединение литологически однородных образцов внутри приблизительно 100-метровых интервалов.

Степень катагенетической преобразованности пород осадочного чехла, определенная по отражательной способности витринита А. И. Уткиной (СахалинНИПИнефтегаз), а также по ряду признаков изменения состава высоко- и низкомолекулярных УВ, с глубиной возрастает от градации ПК₁ до начала градации МК₂ (2940 м). При переходе к отложениям фундамента (2940—3175 м) отмечается «скачок» катагенетической преобразованности, которая, однако, не выходит за пределы начала МК₂₋₃. Переход от прото- к мезокатагенезу приурочен к глубинам 2000—2400 м. Значение $T_{\text{макс}}$ возрастает с глубиной от 425—436 до 465—472°C на уровне забоя скважины, однако темпы увеличения $T_{\text{макс}}$ до глубины 1,8 км (зона протокатагенеза) ниже, чем в более глубоких горизонтах (см. рис. 2).

Содержание $C_{\text{нк}}$ в породах разреза изменяется от 0,16 до 2,23% (Me — 1,07%). Минимальные значения $C_{\text{нк}}$ (первые десятые доли процента) характерны для туфов и туфогенных аргиллитов, залегающих ниже отметки 2940 м. В преобладающих в разрезе органогенно-кремнисто-глинистых образованиях $C_{\text{нк}}$ изменяется в пределах 0,8—2,23% (Me — 1,10%). Распределение $C_{\text{нк}}$ по разрезу сква-

жины достаточно равномерное, хотя наблюдаются некоторое увеличение содержания $C_{\text{нк}}$ в интервале 0,5—1,5 км (см. рис. 2).

По данным пиролиза пород наибольшим потенциалом генерации УВ ($S_2^{\text{п}}$) обладают кремнистые аргиллиты, способные продуцировать до 2 кг УВ/т породы (Me — 1,09 кг УВ/т породы). Медианное значение $S_2^{\text{п}}$, пересчитанное на $C_{\text{нк}}$ (водородный индекс), составляет 94,5 мг УВ/г $C_{\text{нк}}$, что характерно для ОВ III типа по классификации Французского нефтяного института. Однако учитывая, что указанные значения получены не путем непосредственного замера пиролитических характеристик выделенного из породы концентрата нерастворимого ОВ, а также известное влияние минеральной среды, снижающее выход пирогенных УВ [14, 15], можно полагать, что водородный индекс собственно ОВ будет [8, 12, 13] в 2—4 раза выше, т. е. ОВ следует отнести к промежуточному (II—III) типу.

Значения УВ потенциала $S_2^{\text{п}}$ закономерно возрастают до глубин 1,7—2,0 км (конец градации ПК₃) и затем снижаются. Как ранее было показано [8, 12], рост значений $S_2^{\text{п}}$ глинистых пород с околоскарловым содержанием $C_{\text{нк}}$ определяется прежде всего наиболее существенным снижением с ростом степени протокатагенеза способности минеральной среды удерживать УВ пиролиза. Вторым фактором увеличения значений $S_2^{\text{п}}$ может быть деструкция асфальтово-смолистых компонентов битумоидов [20], содержание которых (табл. 1) также достигает максимальных значений на

Таблица 1

Химико-битуминологическая характеристика кремнисто-глинистых пород из скважины Магаданская-1

Интервал отбора, м	$C_{\text{нк}}$, %	ХБ, %	Компонентный состав ХБ, %					ГЖХ-анализ МН углеводородов			
			МН	НАр	ВС	СБС	Асф	Пр/н-С ₁₇	Ф/н-С ₁₈	Пр/Ф	СР1
610—690	0,80	0,109	7,5	3,2	16,5	54,7	18,1	2,5	1,4	1,7	2,2
740—790	0,75	0,053	19,0	22,4	14,0	35,8	8,7	3,0	0,95	2,6	1,8
840—890	1,00	0,077	11,8	6,2	9,0	52,6	20,4	1,9	0,8	3,1	1,8
940—990	1,05	0,042	12,2	11,9	13,0	56,1	6,9	1,1	0,9	1,6	2,75
1040—1090	1,36	0,044	21,6	7,8	12,7	49,5	8,5	1,7	1,1	2,0	2,35
1140—1190	1,15	0,066	9,9	11,8	17,4	47,7	13,1	2,4	1,75	1,6	1,75
1240—1290	1,15	0,061	10,3	6,0	14,6	55,2	13,0	2,3	1,35	2,0	2,3
1340—1390	1,30	0,097	7,4	8,4	12,1	61,0	11,1	2,15	2,0	1,4	2,2
1440—1490	1,50	0,135	11,1	3,5	10,6	47,6	27,3	2,2	1,75	1,6	1,75
1540—1590	1,40	0,122	11,3	14,0	17,3	44,7	12,7	3,6	1,4	2,5	2,15
1740—1790	1,25	0,107	8,4	4,3	21,0	56,5	9,8	1,65	1,5	1,4	1,7
1840—1890	1,20	0,071	19,6	5,7	9,5	41,2	24,0	2,5	1,6	1,75	1,15
1940—1990	1,20	0,074	16,4	8,1	9,2	41,7	24,7	2,5	1,4	2,0	1,25
2040—2140	0,98	0,151	30,8	14,7	11,4	32,0	11,1	1,5	1,05	1,6	1,6
2160—2240	1,06	0,157	26,2	10,9	10,9	32,9	19,1	1,5	1,05	1,6	1,45
2260—2360	1,02	0,184	31,4	17,9	13,7	25,7	11,4	1,45	1,0	1,65	1,5
2370—2460	0,90	0,159	34,7	17,7	12,2	26,1	9,3	1,15	0,75	1,8	1,05
2470—2560	1,10	0,198	35,8	15,6	12,1	24,0	12,4	1,1	0,6	2,3	1,2
2570—2630	1,15	0,197	29,4	15,2	13,0	23,0	19,4	1,4	0,6	2,4	1,2
2670—2740	0,63	0,146	34,9	16,2	10,9	26,1	12,0	0,75	0,55	1,7	1,2
2760—2890	0,76	0,139	41,1	20,8	10,6	17,6	9,9	0,85	0,5	1,8	1,1

Примечание. ВС — бензолные смолы, СБС — спиртобензолные смолы, Асф — асфальтены. Остальные аббревиатуры приведены в тексте.

глубинах 1,7—2,0 км. Снижение S_2^n при вступлении пород в зону мезокатагенеза означает, что началась интенсивная реализация УВ потенциала ОБ. Последняя фиксируется и непосредственно по начавшемуся с 1,7 км росту содержания свободных и сорбированных УВ

$$S_1^n \text{ и значений индекса продукции } IP = \frac{S_1^n}{S_1^n + S_2^n}$$

(см. рис. 2), которые увеличиваются от 6—29 г УВ/т породы и 1,2—7,0% на глубинах 1,6—1,7 км до 578 г УВ/т породы и 31% на глубине 2,9 км соответственно (см. рис. 2).

Несмотря на окологларковые содержания ОБ, породы в целом отличаются повышенной битуминозностью (0,042—0,198%, Ме — 0,114%), что также подтверждает вывод о высоком нефтематеринском потенциале ОБ. Изменение содержания ХБ и его компонентного состава с глубиной (см. табл. 1) подтверждает также и то, что процессы нефтегенерации наиболее интенсивно реализуются по достижении зоны мезокатагенеза (ниже 2,0 км). Здесь происходит существенное увеличение количества ХБ, содержания в них УВ и соответственно снижение доли смолисто-асфальтовых веществ. Среди УВ, как правило, преобладают насыщенные, величина отношения метаново-нафтенных (МН) УВ к нафтенно-ароматическим (НАр) колеблется в пределах 0,8—3,4 (Ме — 2,0%). Для смол характерно 2-3-кратное преобладание спиртобензольных.

Увеличение содержания ХБ носит двухэтапный характер, подобный отмечавшемуся ранее для кремнисто-глинистого миоценового комплекса Северного Сахалина [6, 9, 16]. Первый этап приурочен к глубинам 1,3—1,6 км, а второй — 2,0—2,7 км. Как следует из данных компонентного анализа (см. табл. 1), состав ХБ выделяемых этапов существенно отличен. В течение первого увеличение содержания ХБ определяется практически только за счет смолисто-асфальтовых компонентов. Основным продуктом преобразования ОБ на втором этапе выступают уже УВ. Сама по себе подобная последовательность образования растворимых компонентов ОБ известна [7, 22], однако столь выраженная дискретность ее проявления характерна, по-видимому, только для кремнисто-глинистых отложений.

По данным ГЖХ насыщенных УВ, основную роль в формировании состава ОБ играли низшие морские организмы. Коэффициент нечетности распределения высокомолекулярных

$$\text{н-алканов } CPI = \frac{2 \cdot \text{н-C}_{29}}{\text{н-C}_{30} + \text{н-C}_{28}} \text{ в наименее}$$

преобразованных образцах не превышает 2,75 (см. табл. 1), снижаясь с глубиной до значений 1,05—1,2. Максимум распределения н-ал-

канов C_{15+} битумоида, как правило, приходится на н- C_{16} — н- C_{18} . Для высокомолекулярной области C_{27+} характерно присутствие значительных количеств полициклических УВ стеранового и тритерпанового рядов. Состав ОБ кремнистых аргиллитов достаточно однороден, о чем свидетельствует специфический набор полициклов, выдержанный по всему вскрытому кайнозойскому разрезу. Величина отношения пристана (Пр) к фитану (Ф) колеблется в пределах 1,4—3,1 (Ме — 1,8) и не обнаруживает закономерного изменения с глубиной. Коэффициенты Пр/н- C_{17} и Ф/н- C_{18} незначительно возрастают до 1,4—1,6 км и затем снижаются, выходя на предельные значения на глубинах 2,5—2,7 км (см. табл. 1).

Для разреза, вскрытого скважиной Магаданская-1, выполнено систематическое определение содержания и молекулярно-массового распределения (ММР) легких УВ C_{15-} , отвечающих температурной фракции, выкипающей до 275°C (табл. 2). Суммарное содержание УВ C_{15-} колеблется по разрезу от 19,5 до

Таблица 2

Содержание УВ C_{15-} в кремнисто-глинистых породах из скважины Магаданская-1

Интервал отбора, м	Содержание, г УВ/т породы			
	УВ C_{15-}	C_1-C_5	C_6-C_{10}	$C_{11}-C_{15}$
570—580	37,3	2,7	27,8	6,8
700—710	44,3	14,3	25,8	4,2
800—810	40,9	9,7	29,5	1,7
900—910	37,1	6,3	30,0	0,8
1000—1010	31,5	4,0	22,8	4,7
1100—1110	82,6	27,4	43,7	11,5
1150—1160	21,8	5,3	15,6	0,9
1200—1210	19,4	4,0	12,0	3,4
1250—1260	22,1	5,0	15,8	1,3
1280—1290	52,5	6,2	30,9	15,4
1300—1310	73,1	4,1	33,8	35,2
1400—1410	22,8	5,2	14,8	2,8
1500—1510	25,2	2,6	14,2	8,4
1600—1610	24,1	2,5	13,2	8,4
1750—1716	29,3	2,5	14,9	11,9
1800—1810	44,2	2,9	15,8	25,5
1900—1910	45,1	2,8	15,7	26,6
2000—2010	45,6	9,5	16,0	20,1
2080—2090	79,7	2,8	13,9	63,0
2200—2210	131,8	3,4	14,0	114,4
2230—2240	203,1	5,5	31,1	166,5
2300—2310	156,7	2,6	16,0	138,1
2325 *	177,6	2,8	34,5	140,3
2400—2410	142,7	3,0	38,9	100,8
2420—2430	187,0	2,6	77,3	107,1
2500—2510	154,2	1,3	28,7	124,2
2520—2530	93,4	4,3	16,9	72,2
25,8—2590	138,6	5,4	22,9	110,3
2700—2710	208,2	1,2	11,3	195,7
2760—2770	526,6	0,8	11,8	514,0
2810—2820	245,1	4,0	53,1	188,0
2920—2930	304,9	2,1	29,1	273,7
2980—2990	183,9	0,8	60,7	122,4
3110—3120	385,6	1,8	24,8	359,0

* Образец керна,

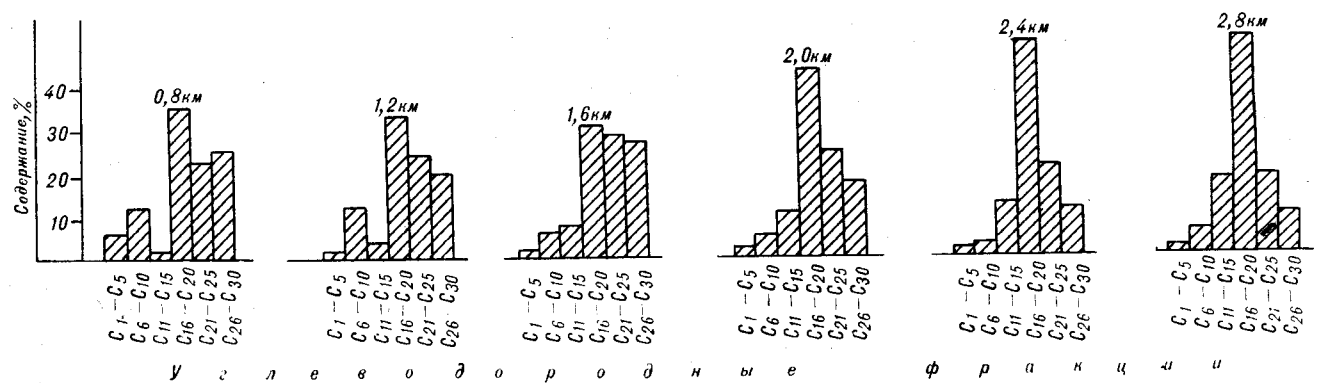


Рис. 3. Изменение молекулярно-массового распределения углеводородов $C_1 - C_{30}$ с глубиной в эоцен(?)-миоценовых отложениях из скв. Магаданская-1.

526,6 г УВ/т породы. До глубины 1,8 км их содержание практически не изменяется и затем начинает резко возрастать, достигая максимальных значений в низах разреза. Отличительной чертой кайнозойских отложений Северо-Охотского бассейна является, во-первых, высокое содержание УВ C_{15-} и, во-вторых, существенное преобладание в их составе наиболее тяжелой фракции $C_{11} - C_{15}$. Для сравнения можно указать, что среднее отношение фракций $C_6 - C_{10}/C_{11} - C_{15}$ составляет в Северо-Охотском бассейне 0,28; в Анадырском для неогеновых — 13,5 и для палеогеновых — 7,6; в Хатырском (для палеогеновых) — 4,9; в Западно-Камчатском для кавранской серии (неоген) — 17,5 и для воямпольской (в основном олигоцен) — 19,6.

Учитывая высокую однородность исследованной коллекции, имеющиеся материалы позволяют затронуть вопрос о соотношении процессов генерации легких и тяжелых УВ в катагенезе. Как видно из табл. 1 и 2, начало увеличения содержания в породах как УВ C_{15-} , так и УВ C_{15+} приурочено приблизительно к одним и тем же глубинам — 1,7—1,9 и до 2,9 км. Однако если рассмотреть изменение с глубиной величины отношения УВ C_{15-}/C_{15+} , то оказывается, что генерация УВ «открывается» преимущественным образованием тяжелых, что выражается в снижении упомянутого отношения в интервале 1,8—2,4 км от 0,30 до 0,15. Ниже отметки — 2,4 км на фоне продолжающегося увеличения абсолютных количеств как легких, так и тяжелых УВ отношение C_{15-}/C_{15+} возрастает, достигая на глубине 2,9 км значения 0,30, что отражает снижение темпов генерации УВ C_{15+} при сохранении и даже интенсификации темпов образования легких УВ C_{15-} .

Для рассматриваемого разреза предпринята также попытка более подробно проследить ММР всего набора УВ $C_1 - C_{30}$ с глубиной. Для этой цели были рассчитаны содержания

пятиатомных фракций на суммарную массу УВ $C_1 - C_{30}$. В расчетах принималось, что ММР УВ C_{15+} описывается распределением n-алканов. Результаты этих построений (рис. 3) детализируют вышеприведенные соображения. Исходное неравномерное распределение УВ на глубине 0,8 км в интервале 0,8—1,6 км начинает выравниваться за счет незначительного по масштабам образования наиболее тяжелых УВ $C_{21} - C_{30}$. Одновременно происходит и удаление из породы самых легких фракций $C_1 - C_{10}$ *. Последующее погружение характеризуется однонаправленным и постепенным смещением центра ММР в область все более низких масс. Эти фактические данные подтверждают результаты анализа изменения ММР генерируемых УВ с глубиной, которые были получены авторами [7] на основе экстраполяции тенденций изменения состава и ММР УВ битумоида.

Для серии образцов были выполнены определения индивидуального состава УВ $C_5 - C_7$. Для иллюстрации особенностей изменения состава низкокипящих УВ в табл. 3 представлены данные по составу фракции УВ C_7 . Последняя была выбрана исходя из ряда соображений. Во-первых, в ее состав входят УВ всех структурных типов — нормальные и изометановые, нафтены — циклопентаны и циклогексаны и ароматический УВ — толуол. Во-вторых, все изомеры обладают достаточно близким комплексом физико-химических свойств, что делает их подверженными процессам параавтохтонного перераспределения в приблизительно равной степени и позволяет проследить катагенетические превращения в

* Данные по индивидуальному составу УВ, выкипающих до 110°C, показывают, что помимо ароматических и незначительных количеств насыщенных УВ, присущих природным газам и нефтям, в незрелых породах (до 1,5 км) присутствует большое количество неидентифицированных компонентов — непредельных УВ и, возможно, летучих гетеросоединений.

Состав УВ С₇ рассеянного ОВ кремнисто-глинистых пород из скважины Магаданская-1

Интервал отбора, м	Содержание, % на фракцию				
	н-С ₇	Σи-С ₇	МЦГ	ΣЦП	Толуол
1500—1510	27,3	19,8	6,5	7,0	39,5
1600—1610	33,4	28,4	3,2	5,2	29,9
1750—1760	26,0	17,8	4,1	4,8	47,3
1800—1810	22,7	31,5	8,8	13,5	23,6
2000—2010	26,8	21,0	3,8	4,3	44,4
2010—2020	31,6	30,9	4,2	7,3	26,2
2040—2050	13,5	26,1	15,4	21,8	23,3
2060—2070	12,2	25,2	17,8	24,5	20,4
2090—2100	18,9	27,9	14,6	19,6	18,7
2150—2160	9,0	24,5	22,3	27,5	15,3
2160—2170	7,7	22,0	25,8	28,5	15,4
2260—2270	12,3	20,0	22,1	21,6	23,1
2300—2310	8,3	18,7	33,0	23,0	16,6
2400—2410	12,1	15,6	49,6	9,7	12,7
2440—2450	9,2	21,5	30,1	22,5	16,7
2570—2580	7,5	17,3	40,9	19,8	14,7
2660—2670	6,8	14,9	17,8	21,4	38,5
2830—2840	6,4	19,4	33,1	29,3	11,9
2980—2990	13,7	13,2	45,7	7,4	19,2
3170—3175	14,3	14,3	45,8	6,8	18,7

наиболее «чистом» виде. Наконец, изменение состава УВ фракции С₆ с глубиной происходит синфазно с наблюдаемыми изменениями состава во фракции С₇.

В эволюции состава низкокипящих УВ, как известно [21], выделяются четыре этапа (сверху вниз по разрезу): ароматический, нефтеный, парафиновый и деструктивный. Вскрытый скважиной Магаданская-1 разрез охватывает лишь два первых из них — ароматический (до 2,0—2,1 км) и нефтеный (2,1—2,9 км). Только при переходе к отложениям складчатого основания, где, как отмечалось, имеет место «катагенетическое» несогласие, видимо, фиксируется начало вступления в парафиновую зону. Каждая из этих зон, как видно из табл. 3, характеризуется достаточно контрастным составом УВ С₇.

Ароматической зоне, помимо высокого (23,7—47,3%) содержания толуола, присуще не менее высокое содержание н-гептана (22,7—33,4%). Метилциклогексан и сумма циклопентанов находятся в резко подчиненном количестве. Ниже отметки —2050 м происходит резкое уменьшение доли н-гептана и увеличение содержания нефтенов. Вплоть до глубины 2,84 км происходит постепенное снижение как нормальных, так и (в меньшей степени) изо-алканов, а также толуола при соответствующем возрастании содержания нефтеных изомеров. В породах складчатого основания, предположительно вступивших в парафиновую зону, отмечается почти двукратное увеличение содержания н-гептана и снижение его разветвленных изомеров, увеличение содержания толуола и незначительное

снижение суммы цикланов. Изменение соотношения циклопентанов и метилциклогексана внутри последних определяется, скорее всего, большим участием в составе ОВ этого комплекса арконовой составляющей.

Совокупность полученной геохимической информации позволяет выделить в изученном разрезе два основных комплекса. Первый включает отложения эоцен(?)—миоценового возраста и характеризуется достаточно высоким (для кайнозойских бассейнов Северо-Востока СССР) содержанием ОВ, благоприятного для нефтеобразования. Комплекс складчатого основания, представленный породами с туфогенной составляющей, отличается низкими содержаниями ОВ и значениями УВ потенциала.

В аспекте динамики нефтеобразования внутри основного комплекса выделяются две зоны. Первая охватывает верхнюю почти 2-километровую толщу (преобразованность ОВ в пределах градаций протокатагенеза) и является зоной незрелого ОВ. Ей свойственно низкое содержание УВ в ОВ ($\beta\text{C}_{\text{HK}}^{\text{УВ}}$ как правило, менее 2%); преобладание в составе ХБ асфальто-смолистых компонентов (см. табл. 1); низкое содержание легких УВ С₁₅₋, основную роль в составе которых играют низшие С₁₀₋, а в составе последних низка доля УВ нефтяного типа (насыщенных УВ). В распределении н-алканов С₁₅₊ доля самых тяжелых С₂₀₊ составляет более 50%, а нечетность распределения выражена наиболее сильно. Низкокипящим УВ присуще высокое содержание аренов и резко подчиненное — нефтенов. Для параметров пиролиза пород здесь характерны низкие темпы увеличения $T_{\text{макс}}$ (что указывает на незначительность процессов внутренней перестройки структуры ОВ) — малые и практически неизменные значения S_1^{II} и IP . Рост значений S_2^{II} определяется, с одной стороны, снижением удерживающей способности минеральной матрицы и повышением битуминозности, а с другой — еще не начавшейся реализацией УВ потенциала ОВ.

Вторая — нижняя (2,0—2,9 км) зона должна рассматриваться как зона интенсивного развития процессов генерации УВ. Здесь происходит резкое увеличение темпов возрастания $T_{\text{макс}}$ пиролитической деструкции ОВ, снижение значений S_2^{II} и сопряженное с ними увеличение S_1^{II} и IP , что указывает на развитие процессов активной реализации УВ потенциала. На это же указывает наиболее сильное возрастание в рассматриваемой зоне битуминозности пород и ОВ и, что особенно важно, увеличение в составе ХБ доли УВ (до 50—61%). В составе насыщенных УВ С₁₅₊ возрастает количество наиболее легких н-алканов С₁₆ — С₂₀, доля которых достигает 60—

65 % от суммы алканов битумоида, снижается нечетность распределения реликтовых алканов $C_{28} - C_{30}$ (в низах разреза значения CPI составляют 1,05—1,2). По снижению отношений $Pr/n-C_{17}$ и $\Phi/n-C_{18}$ можно предполагать усиление среди насыщенных УВ роли n -алканов. Начиная с 2,0 км, фиксируется и наиболее устойчивое возрастание количества легких УВ C_{15-} , а среди них особенно фракции $C_{11} - C_{15}$. Резкое изменение наблюдается и в индивидуальном составе низкокипящих УВ. На первое место здесь выходят нефтены, резко снижается содержание линейного изомера и постепенно — разветвленных и толуола.

Необходимо подчеркнуть, что выделяемый интервал 2,0—2,9 км охватывает, несомненно, лишь верхнюю часть зоны нефтеобразования. В данном случае еще не фиксируются нижние ветви (после максимумов) на кривых β^{XB} и β^{YB} , которые указывают на затухание собственно генерации и преобладание над ней эмиграционных процессов. По всей видимости, нижняя часть зоны нефтеобразования при данных термобарических условиях захватывает диапазон глубин от 3 до 4—5 км.

Таким образом, проведенное комплексное геохимическое изучение ОБ пород эоцен(?)—миоценовых отложений юго-восточной части Северо-Охотского бассейна позволило осветить несколько вопросов регионального, общетеоретического и методического характера.

Установлены основные параметры ОБ комплекса осадочного выполнения и складчатого основания бассейна. УВ потенциал образований фундамента крайне низок и, по-видимому, был реализован еще в доинверсионную фазу развития бассейна. Это позволяет исключить данный комплекс при оценке масштабов нефтеобразования в бассейне. Оligоцен-миоценовые кремнисто-глинистые отложения содержат самое высокое (по сравнению с другими кайнозойскими бассейнами Северо-Востока) количество ОБ. Последнее в свою очередь характеризуется самым высоким УВ потенциалом и должно классифицироваться как преимущественно нефтематеринское.

Изучение преобразования ОБ с глубиной позволяет выделить и наметить положение в разрезе зон незрелого (до 2,0 км) развития генерации УВ (2,0—2,9 км). При этом развитие генерации УВ различного ММР протекает в изученном разрезе в классической последо-

вательности «тяжелые — легкие», что не дает основания для выделения зоны образования так называемых «незрелых конденсатов», отмеченной в некоторых бассейнах, выполненных континентальными отложениями [10, 19].

Исследование особенностей преобразования ОБ по целенаправленно составленной коллекции литологически однородных пород подтвердило ранее отмечавшийся факт [6, 9, 12] двухэтапного характера генерации ХБ в кремнисто-глинистых отложениях и детализирует сущность явления. Как следует из табл. 1 и рис. 2, увеличение содержания ХБ, а в его составе асфальто-смолистых компонентов на первом этапе (1,0—1,5 км) пространственно совпадает с зоной перехода опала-СТ в α -кристобалит. Вряд ли мы выйдем за рамки вероятного, если свяжем увеличение содержания ХБ с разрушением аутигенных органоминеральных (ОБ — SiO_2) связей и переходом в растворимое состояние части ранее прочно связанных полярных соединений. В то же время, учитывая состав ХБ этого этапа, а также практическое отсутствие в породах легких УВ, вкладом УВ продуктов преобразования ОБ данного этапа можно пренебречь.

Важным в методическом отношении результатом можно считать положительный опыт использования дополнительных экспрессных методов изучения ОБ в незначительных по по объему навесках пород — пиролиза ОБ, термодистилляционного выделения и анализа ММР легких (C_{15-}) и индивидуального состава низкокипящих УВ. Помимо самостоятельного значения извлекаемой с их помощью информации для более всестороннего познания процесса нефтегазообразования, получаемые данные позволяют также решать широкий спектр задач практической органической геохимии — оценивать УВ потенциал (тип) ОБ, определять степень «зрелости» ОБ и масштабы генерации УВ; выделять положения в разрезе зоны нефтеобразования. Отмечаемое хорошее соответствие традиционных битуминологических параметров, с одной стороны, и дополнительных нестандартных — с другой, делает последние предпочтительными в комплексе геохимических методов исследования ОБ для целей практических геолого-поисковых и разведочных работ, значительно сократив объем трудоемких битуминологических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брянская Э. К., Оленина З. К., Петров А. А. Анализ прямогонных бензинов методом газожидкостной хроматографии с применением капиллярных колонок // Методы анализа органических соединений нефтей, их смесей и производных. — М.: Наука, 1969.

2. Геодекян А. А., Удинцев Г. Б., Баранов Б. В. и др. Коренные породы дна центральной части Охотского моря // Сов. геология. — 1976. — № 6.
3. Деревскова Н. А., Куликов Н. В. и др. Литологические комплексы центральной части Северо-Охотского рифа // II Тихоокеанская школа по мор-

- ской геологии и геофизике: Тез. докл.— Южно-Сахалинск, 1985.
4. Иванов В. В. Осадочные бассейны севера Тихоокеанского тектонического пояса. Статья 1 // Тихоокеан. геология.— 1983.— № 5.
 5. Иванов В. В. Осадочные бассейны севера Тихоокеанского тектонического пояса. Статья 2 // Там же.— № 6.
 6. Иванов В. В., Щербань О. В. Особенности нефтеобразования в различных седиментитах и их ассоциациях // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1981.— № 2.
 7. Иванов В. В., Щербань О. В. О стадийности и направленности развития главной фазы нефтеобразования // Успехи в развитии осадочно-миграционной теории нефтегазообразования.— М.: Наука, 1983.
 8. Иванов В. В., Щербань О. В. К разработке моделей нефтегазообразования в бассейнах различных типов // Эволюция нефтегазообразования в истории Земли.— М.: Наука, 1986.
 9. Ярошевич М. С., Кублов Э. Г. и др. Нефтегазогенерирующие толщи и условия реализации их потенциала в кайнозойском разрезе Северо-Сахалинского осадочно-породного бассейна // Нефтематеринские свиты и принципы их диагностики.— М.: Наука, 1979.
 10. Connan J., Cassou A. M. Properties of gases and petroleum liquids derived from terrestrial kerogen at various maturation levels // *Geochim. et Cosmochim. Acta.*— 1980.— V. 44, N 1.
 11. Espitalié J., Deroo G., Marquis F. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications (1-оere part) // *Rev. Inst. Fr. Petrole.*— 1985.— V. 40, N 5.
 12. Espitalié J., Deroo G., Marquis F. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications (2-éme part) // *Ibid.*— N 6.
 13. Espitalié J., Deroo G., Marquis F. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications (3-éme part) // *Ibid.* 1986.— V. 41, N 1.
 14. Espitalié J., Madec M., Tissot B. Role of mineral matrix in kerogen pyrolysis: influence on petroleum generation and migration // *AAPG Bull.*— 1980.— V. 64, N 1.
 15. Horsfield B., Douglas A. G. The influence of minerals on pyrolysis of kerogen // *Geochim. et Cosmochim. Acta.*— 1980.— V. 44.
 16. Ivanov V. V., Shcherban' O. V. Mineral matrix influence on the dynamics and products of the organic matter catagenetic transformation // *Org. Geochim.*— 1983.— V. 4, N 3/4.
 17. Saint — Paul C., Monin J.-C., Durand B. Méthode de caractérisation rapide des hydrocarbures de C₁ a C₃₅ contenus dans roches sédimentaires et dans les huiles // *Rev. Inst. Fr. Petrole.*— 1980.— V. 35.
 18. Schaefer R. G., Leythaeuser D., Weiner B. Single-step capillary GC method for extraction and analysis of sub-ppb quantities of hydrocarbons (C₂—C₈) from rock and crude oil samples and its applications in petroleum geochemistry // *J. Chromatogr.*— 1978.— V. 167.
 19. Snouidon L. R., Powell T. G. Immature oil and condensate modification of hydrocarbon generation model for terrestrial organic matter // *AAPG Bull.*— 1982.— V. 66, N 6.
 20. Tarafa M. E., Hunt M., Ericsson I. Effect of hydrocarbon volatility and adsorption on source-rock pyrolysis // *J. Geochem. Explor.*— 1983.— V. 18.
 21. Thompson K. F. M. Light hydrocarbons in subsurface sediments // *Geochim. et Cosmochim. Acta.*— 1975.— V. 43, N 5.
 22. Tissot B., Espitalié J. L'Evolution thermique de la matiere organique des sediments. Applications d'une simulation mathematique // *Rev. Inst. Fr. Petrole.*— 1975.— V. 30.

СВКНИИ ДВО АН СССР
Магадан

Поступила в редакцию
29 января 1987 г.

УДК 550.803 : 553.3.9

*В. Э. Кононов, Р. М. Макаров, В. М. Никифоров,
В. И. Ремизовский, Ю. Г. Слуднев*

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО САХАЛИНА В СВЕТЕ НОВЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

По результатам новых сеймостратиграфических и магнитотеллурических исследований и переинтерпретации геолого-геофизических работ показано, что Северо-Западный Сахалин по геофизическим критериям оценки разреза является перспективным в нефтегазоносном отношении. Потенциально продук-

тивны по литофациальным и геохимическим показателям среднемиоценовые и верхнепалеогеновые отложения. Перспективность более древних отложений проблематична. Общая площадь перспективного района более 1000 км².

Рассматриваемый район площадью около 2 тыс. км² охватывает западное побережье Северного Сахалина и акваторию Амурского лимана. Основным тектоническим элементом его является Амурский орогенный прогиб (Н. В. Куликов, 1981 г.), ограниченный с севера и юга Рыбновским и Погибинским поднятиями донеогенового основания, с запада — Энгизпальско-Музыминским региональным взбросом. Экстремальная часть прогиба приурочена к побережью острова. За счет блокового строения основания впадина разделена на три синклиналильные зоны (с севера на юг) — Чингайскую, Теньгинскую и Вагисскую (рис. 1) с максимальными мощностями неогеновых отложений порядка 4000—5000 м [3].

Несмотря на то, что Амурский прогиб рассматривается как элемент Северо-Сахалинского нефтегазоносного бассейна (Н. В. Куликов, 1981 г.), конкретные его перспективы оцениваются неопределенно. Основными причинами этому послужило то, что район расположен в граничной части седиментационного бассейна и представляет собой своеобразную структурно-фациальную зону, где кайнозойское осадконакопление осуществлялось в ареале энергичного влияния Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена и дельтовой системы праамура — праамгуни, характеризуется сложным переслаиванием и взаимозамещением прибрежно-морских, континентально-дельтовых и вулканогенных образований (рис. 2). Кроме этого, высокая тектоновулканическая активность района в кайнозое, сложность поля термогеодинамического воздействия способствовали развитию неоднородностей литофизических (а следовательно, нефтегазоаккумулятивных) характеристик однофациальных отложений. Все это

позволяет отнести Амурский прогиб к рангу бассейнов в основном инъективного осадконакопления [1]. Поэтому главной задачей геологоразведочных работ в районе является установление участков с благоприятным в нефтегазоносном отношении разрезом кайнозойских отложений.

В настоящее время в пределах западного побережья Северного Сахалина осуществлен комплекс региональных исследований, включающий в себя площадную профильную сейсморазведку МОВ ОГТ, площадную электроразведку методом МТЗ и небольшой объем глубокого бурения.

Сейсморазведка МОВ — ОГТ осуществлялась по серии региональных и связующих профилей, по схеме 24-кратного перекрытия, шаг между каналами 50 м, цифровая регистрация сигналов, возбуждение колебаний — взрывы в скважинах (профиль 1) и вибраторы СВ-5-150 (четыре-пять в группе). Обработка материалов выполнена в геофизической партии машинной обработки Охинской ГРЭ на ЭВМ ЕС-1052 по комплексу программ СЦС-3 Миннефтепрома СССР.

Геологическая интерпретация сейсмических разрезов выполнена по принципам сеймостратиграфических исследований [4]. При этом в первую очередь анализировались визуальные параметры волнового поля (протяженность границ и их взаимоотношения, динамика и, в определенной степени, частотная характеристика отражений).

По отражающим способностям разрез территории четко районирован. Восточная часть прогиба характеризуется практически полным отсутствием отражающих горизонтов (рис. 3, А — пк 160—190, 3, Б — пк 170—210, 3, В —

пк 570—590). Сглаженность акустически жестких свойств континентально-дельтовых, в достаточной степени литологически дифференцированных (скв. 1, Восточный Чингай) отложений на этих участках, по всей видимости, обусловлена их местной катагенетической изменчивостью. Образование литофизических неоднородностей обусловлено воздействием термодинамических факторов в зоне регионального разлома — восточной структурной границы впадины. Подобные особенности волнового поля типичны для крупных пликативно-дизъюнктивных дислокаций Северного Сахалина.

Кайнозойские отложения основной части рассматриваемой территории обладают существенной дифференцированностью по акустической жесткости (рис. 4). Отдельные его породослоевые подразделения характеризуются своеобразным динамическими особенностями сейсмической записи.

В разрезе неогеновых образований наибольшей амплитудной выразительностью и протяженностью границ обладают породы среднего возраста (вагисской свиты — аналога дагинской свиты Северо-Восточного Сахалина). Свита представлена неравномерным ритмичным чередованием песчаников (песков), глин и многочисленных прослоев бурых углей. По своей литолого-фациальной характеристике они относятся к прибрежно-континентальным образованиям.

В основании неогенового разреза залегает монотонная глинисто-кремнистая толща, в волновом поле отражающаяся как своеобразная «прозрачная» среда. Переход от преимущественно песчаных отложений к глубоководным глинистым относительно постепенный, что выражается на сейсмических разрезах последовательным затуханием интенсивности записи с глубиной. Мощность переходной зоны по площади изменяется от первых десятков до первых сотен метров.

Венчает разрез неогеновых отложений монотонная песчаная толща континентальных плиоцен-позднемиоценовых образований (теньгинская свита), в волновом поле отображающаяся в виде ассоциации переменного-амплитудных, слабонепрерывных отражений. Динамический раздел между теньгинским и вагисским сейсмофациальными комплексами отчетливый.

Палеогеновые отложения района четко подразделяются на два литофациальных (и литофизических) комплекса.

Основная часть разреза (ныйденская, таусменская, музминская толщи) представлена весьма разнообразным набором в различной степени сочетающихся терригенных и вулканогенных образований, мелководных аргиллитов, алевролитов, разномерных песчаников, ту-

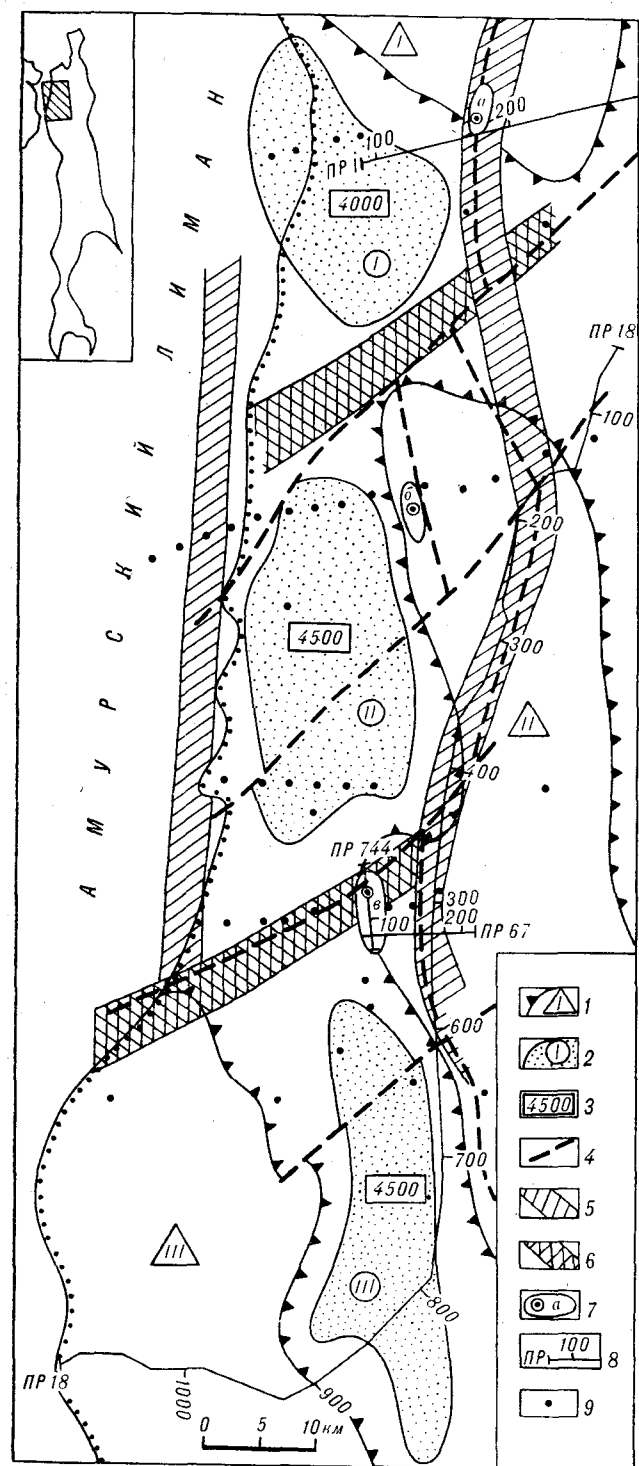


Рис. 1. Тектоническая схема Северо-Западного Сахалина.

1 — антиклинальные поднятия (I — Рыбновское, II — Энигальское, III — Поибинское); 2 — синклиналильные зоны (I — Чингайская, II — Теньгинская, III — Вагисская); 3 — максимальные мощности кайнозойских отложений; 4 — разрывы; 5, 6 — зоны субмеридиональных (5) и субширотных (6) разломов, по данным МТЗ; 7 — площади глубокого бурения (а — Восточно-Чингайская, б — Пыркинская, в — Ныйденская); 8 — профили МОВ — ОГТ; 9 — пункты МТЗ.

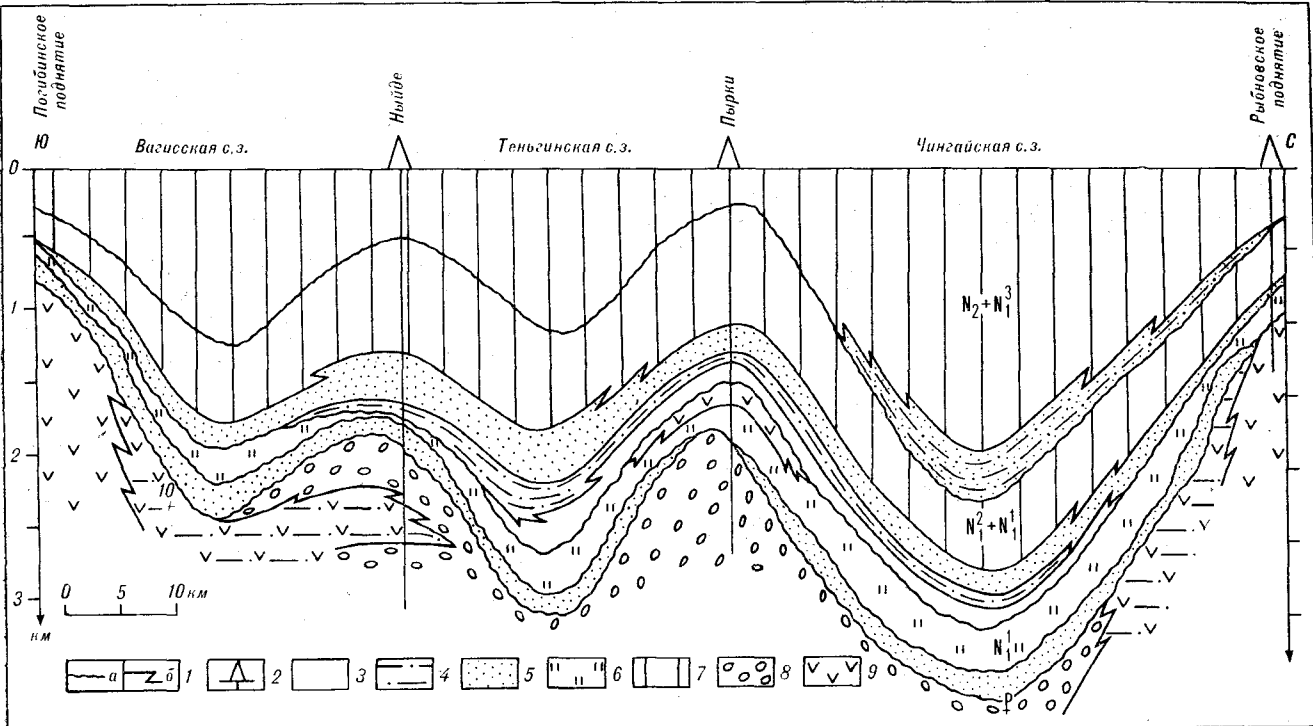


Рис. 2. Схематический разрез кайнозойских отложений Амурского прогиба (по Б. А. Сальникову и др., 1987 г.).

1 — геологические границы (а — стратиграфические, б — фациальные); 2 — скважины; 3—9 — литофациальные комплексы (3 — преимущественно глинистые морские, 4 — песчано-глинистые морские, 5 — преимущественно песчаные морские, 6 — кремнистые морские, 7 — глинисто-песчаные субконтинентальные, 8 — грубообломочные субконтинентальные, 9 — вулканогенные).

фов, туффитов, а также прослоев эффузивов андезитобазальтового состава. Общим для этого комплекса является относительно высокая литифицированность [5] и соответственно практическое отсутствие четких разделов для формирования отраженных волн.

Позднепалеогеновые отложения (мачигарский горизонт) резко выделяются по своей литофациальной и акустически жесткой характеристике. Эта толща, несогласно перекрывающая (в основном выполняющая эрозионные впадины) нижележащий комплекс, представлена чередованием аргиллитов, алевролитов и разнозернистых песчаников [5] и на сейсмических разрезах отображается пачкой динамически относительно выраженных отражающих горизонтов, что свидетельствует об их сравнительно невысокой литификации. Мощность мачигарской свиты достигает 400 м.

Структурный план палеогеновых отложений, характеризующийся развитием складчато-блоковых дислокаций и эрозионных форм, резко отличается от строения неогенового комплекса, где преимущественно развиты пологие, слабонарушенные анти- и синклинали складки (см. рис. 3).

Электроразведка методом МТЗ выполнялась в виде профильно-площадной съемки (см. рис. 1) полевой аппаратурой ПМТС конструкции ИФЗ

АН СССР и МТЛ-63 в диапазоне измерений 0,1—1000 с; обработка наблюдений осуществлена способом векторов поляризации с предварительным применением графического метода математической фильтрации (автор В. М. Никифоров).

По данным магнитотеллурических исследований, земная кора Северо-Западного Сахалина существенно отличается от земной коры центральной части острова. В ней четко прослеживаются линейные зоны электропроводности субширотной ориентировки, пронизывающие гранитный слой (глубина залегания верхней кромки 8—10 км), и субмеридионального направления, развитые в осадочном чехле (см. рис. 1). Характерной особенностью последних является высокая проводимость, обусловленная, вероятно, проницаемостью и флюидонасыщенностью. Продольные (Береговая и Энгизпальская) аномалии отображают региональные разломы в осадочном чехле, разделяющие бассейн по характеру дислоцированности и литофизическим особенностям кайнозойских отложений.

Осадочная мезокайнозойская толща (общей мощностью до 10 км) представлена тремя геoeлектрическими этажами (снизу — вверх):

1) анизотропнопроводящий комплекс (сопротивление 5—6 Ом·м, мощность до 4 км),

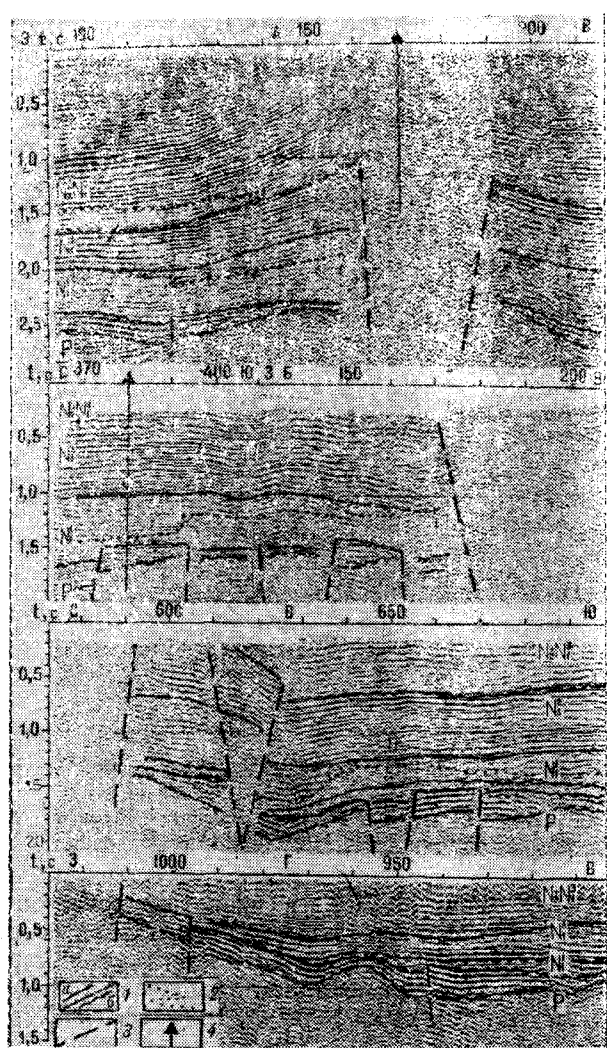


Рис. 3. Временные сейсмические разрезы по профилям 1 (А), 74-67 (Б), 18 (В, Г). 1 — геологические границы (а — согласные, б — несогласные); 2 — зоны литофациального замещения; 3 — разрыв; 4 — скважины.

сформированный, по-видимому, палеоген-верхнемеловыми трещиноватыми отложениями; генеральная ориентировка трещин — северо-восточная параллельна направлению основной разломной системы материковой части [2];

2) высокоомный (сопротивление более 50 Ом · м) слой, отображающий, вероятно, преимущественно эффузивные непроницаемые образования палеогенового возраста. Характерным является неповсеместное развитие этой пачки;

3) изотропнопроводящий комплекс, сформированный терригенными с поровым типом коллекторов неоген-позднепалеогеновыми отложениями.

В районе, ограниченном продольными разломами, изотропный слой делится на два горизонта. Нижний (проводящий) мощностью до

1,5 км и сопротивлением 5—7 Ом · м повсеместно прослеживается в районе и, видимо, соответствует раннемиоцен-позднепалеогеновым в определенной степени глинистым образованиям. Верхний горизонт высокого сопротивления (30—300 Ом · м) сформирован толщей субконтинентальных, преимущественно песчаных раннеплиоценовых и верхне-среднемиоценовых отложений.

В восточной части района (рис. 5) дифференциация разреза отсутствует, а среднее значение сопротивлений изотропной толщи превышает 15 Ом · м, что указывает на песчаный в целом ее состав.

Полученные данные позволяют выделить в пределах западного побережья Северного Сахалина район, рассматриваемый как благоприятный с точки зрения перспективного по геофизическим критериям разреза. В качестве потенциально-продуктивных по литофациальным и геохимическим показателям могут рассматриваться следующие толщи: а) комплекс перехода от субконтинентальных отложений вагисской свиты к глубоководным нижнемиоцено-

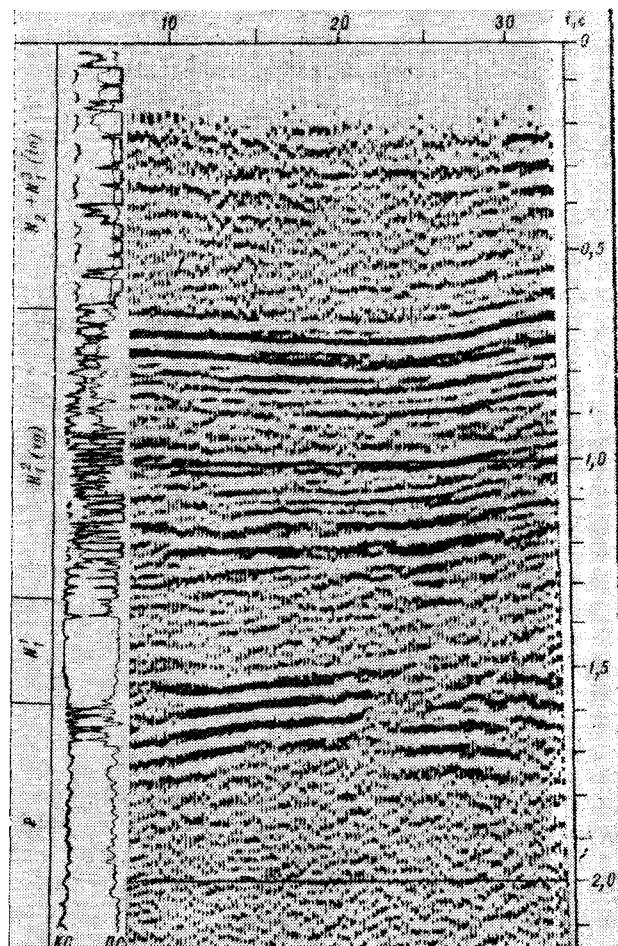


Рис. 4. Сейсмостратиграфический разрез Амурской зоны.

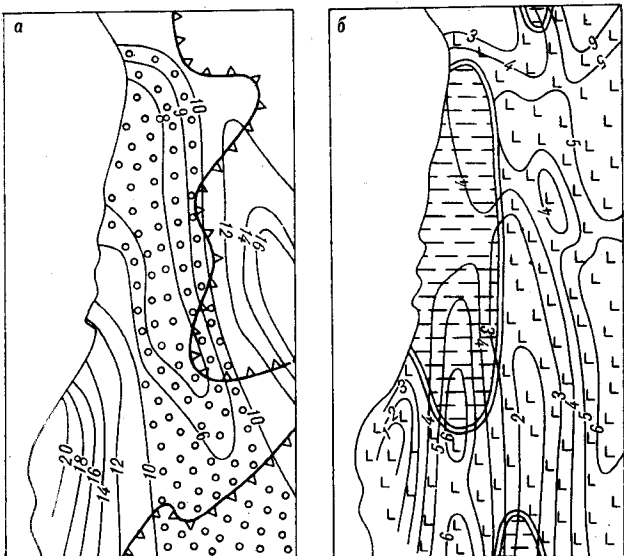


Рис. 5. Схема средних сопротивлений (а) и мощностей изотропно-проводящего комплекса осадочных отложений (б).

1 — изолинии средних сопротивлений (Ом·м) и мощностей (км); 2 — зона развития разреза, расчлененного на отдельные электрические горизонты; 3 — граница блоковой земной коры с различным типом проводимости; 4 — граница зон отсутствия вулканогенно-осадочного слоя в основании изотропной толщи; 5 — зона развития трещиноватых образований, подстилающих изотропную толщу; 6 — зона развития вулканогенно-осадочного основания изотропной толщи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамович Н. И., Груза В. В. и др. Современные идеи теоретической геологии. — Л.: Недра, 1984.
2. Гаврилов А. И., Никифоров В. М. и др. Возможности выявления зон трещиноватости мезозойско-кайнозойских отложений Северного Сахалина (по данным МТЗ) // Геология нефти и газа. — 1984. — № 11.
3. Гальцев-Безюк С. Д., Куликов Н. В., Терещенков А. А. Геоструктурные связи Амурского лимана с Нижним Приамурьем и Северо-Западным Сахалином // Новые данные по нефтегазовой геологии Са-

халина. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.

4. Кононов В. Э., Лопатиев Ю. В. и др. Использование принципов сейсмостратиграфии при нефтегазопоисковых исследованиях на Северном Сахалине // Тихоокеан. геология. — 1984. — № 5.

5. Мишаков Г. С., Ульянова Л. Д., Бругман Н. Я. Новые данные о стратиграфии северо-западного побережья Северного Сахалина // Нефтегазоносность и тектоника Сахалина. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976.

вым образованиям. К этой регрессивной пачке, представленной благоприятным сочетанием песчаных и глинистых разностей, приурочены промышленные скопления УВ Северо-Западного Сахалина (месторождения Березовское, Лангры). Основной тип ловушек — пластово-сводовые, частично тектонически-экранированные (см. рис. 3, В); в пределах, ограничивающих впадину Погибинского и Рыбновского поднятий, могут формироваться залежи стратиграфического типа над поверхностью несогласия (см. рис. 3, Г); б) глинисто-песчаные породы позднепалеогеновых (мачигарских) отложений. Ожидаемые скопления УВ приурочены к погребенным блокам, перекрытым непроницаемыми нижнемиоценовыми породами.

Определенные перспективы связываются с трещиноватыми отложениями палеогенового возраста на участках, где они перекрыты глубоководными раннемиоценовыми образованиями — благоприятными для формирования ловушек УВ массивного типа [2].

В целом плотности потенциальных ресурсов УВ северо-западного побережья острова оцениваются как минимальные для Северо-Сахалинского нефтегазоносного бассейна; здесь ожидается развитие небольших по запасам, в основном газовых, месторождений. Но, учитывая хорошую геолого-экономическую оценку района, расположенного в сфере действия магистрального газопровода Оха — Комсомольск, его освоение следует рассматривать как одно из первоочередных задач нефтегазопоисковых исследований.

В. С. Рождественский

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ПОЛУОСТРОВА ШМИДТА

(о. Сахалин)

На основании материалов, полученных при проведении крупномасштабной геологической съемки и тематических исследований, рассматриваются геологическое строение и тектоническое развитие п-ова Шмидта. Выделяются три позднемиоценовые структурно-формационные зоны: Западно-Шмидтовская, сложенная прибрежно-морскими и континентальными образованиями, с линзами эффузивов и туфов трахиандезитовой формации (палеовулканическая островная дуга), Елизаветинская, сложенная туфоген-

ным флишем (преддуговой прогиб), и Восточно-Шмидтовская, сложенная офиолитами (глубоководный палеожелоб). В олигоцен-миоцене сначала в континентальных условиях, а затем в условиях краевого моря накопилась мощная (до 3000 м) толща терригенных, вулканогенных и кремнистотерригенных образований. В плиоцен-четвертичное время произошло общее поднятие полуострова. Складчато-надвиговые движения позднего мела — раннего палеогена сменились кайнозойскими сдвиговыми движениями.

Вопрос о положении о. Сахалин в системе островных дуг северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса дискуSSIONЕН.

В свете идей тектоники плит восточная часть Сахалина рассматривается как аккреционный клин, образовавшийся в альб-сеномане и кампан-раннем палеогене в результате косо́й субдукции плиты Кула, двигавшейся на север и погружавшейся под материковую плиту Евразии [8]. В миоцене на месте Сахалина выделяется вулканическая островная дуга, служившая границей между Охотской микроплитой и плитой Евразии [4].

В свете геосинклинальной теории Сахалин до 60-х гг. рассматривался как позднемиоценовой — кайнозойский прогиб, заложенный на герцинском фундаменте. В центральной части острова выделялся палеозойский срединный массив [1, 18, 19]. Позднее Сахалин подразделяется на две мезозойские структурно-формационные зоны: Западную — миогеосинклинальную и Восточную — эвгеосинклинальную [7, 9, 14]. В настоящее время разрабатываются мобилистские модели геосинклинального развития Сахалина, учитывающие большое значение надвигов в формировании структуры острова [10, 11, 13]. В то же время Сахалин иногда рассматривается как часть мезозойско-кайнозойской Охотоморской платформы [22].

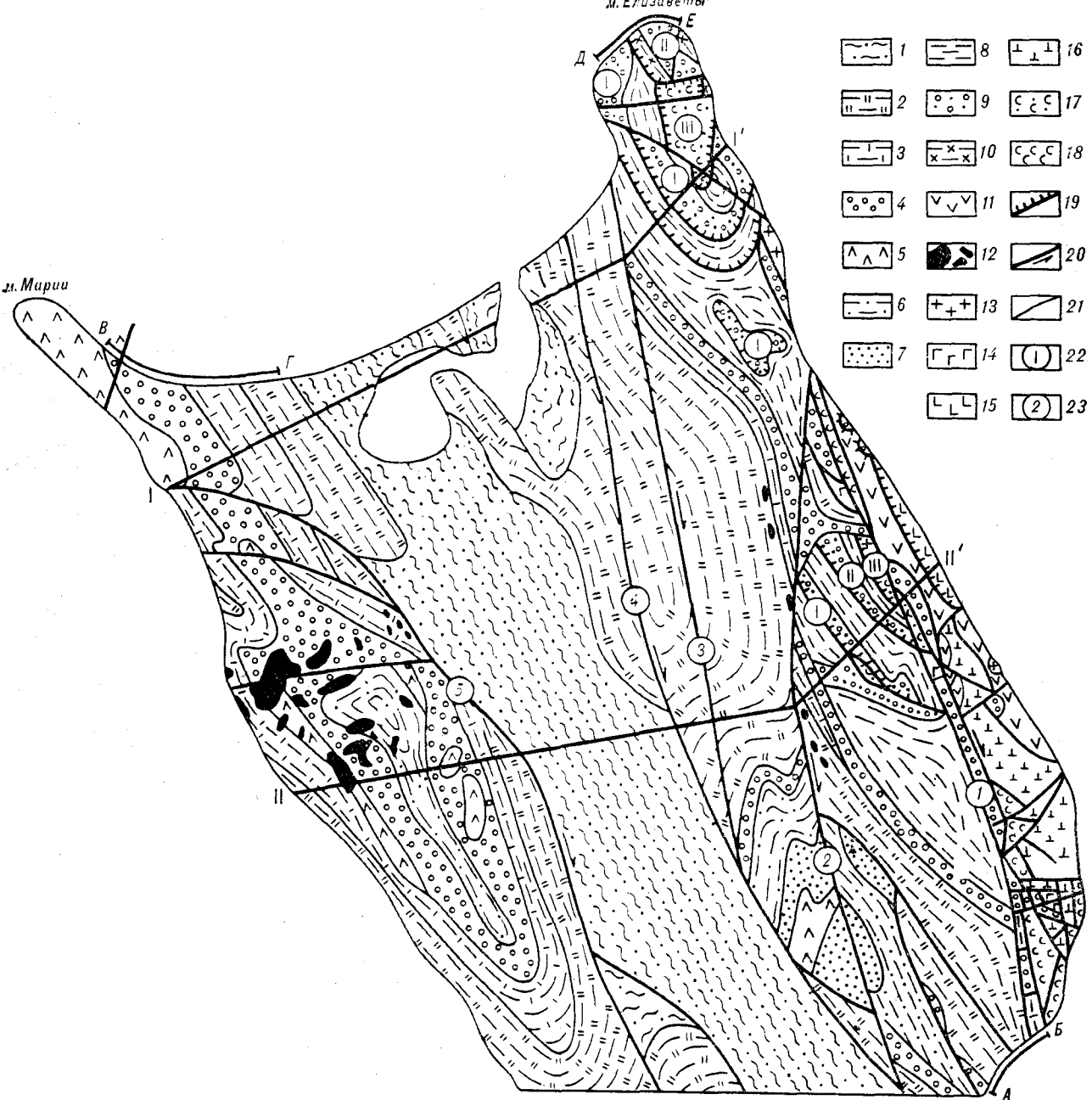
К сожалению, в некоторых перечисленных работах недостаточно учитываются материалы крупномасштабных геологических исследований, что, возможно, и приводит к крайне противоречивым выводам.

В настоящем сообщении рассматриваются геологическое строение и тектоническое развитие п-ова Шмидта. На примере этого небольшого, хорошо изученного района сделана попытка понять некоторые геологические особенности Сахалина в целом.

Первые данные о геологическом строении п-ова Шмидта были получены Н. Н. Тихоновичем в начале XX столетия [21]. В 30-е гг. геологические исследования на полуострове были продолжены Е. М. Смеховым, В. В. Ишерским, Н. С. Ерофеевым, О. И. Буниным, в 50—60-е гг. — А. А. Капицей, И. И. Ратновским, Г. С. Ведерниковым, В. П. Мыгаревым. Структура п-ова Шмидта в этот период исследований рассматривалась как линейно-складчатая или складчато-глыбовая, сформированная вертикальными движениями блоков земной коры. Выделялись три структурных этажа: мезозойский (по мнению некоторых авторов, палеозойский), верхнемиоценовой и кайнозойский, единые для всей площади полуострова.

В конце 60 — начале 70-х гг. на территории п-ова Шмидта автором настоящей статьи совместно с А. Н. Речкиным и В. Г. Красновым была проведена крупномасштабная геологическая съемка. Эти данные, а впоследствии тематические исследования автора и Ю. Н. Разница [10, 11] позволили выделить три мезозойские структурно-формационные зоны: Западно-Шмидтовскую, Елизаветинскую и Восточно-Шмидтовскую. На площади Елизаветинской и Восточно-Шмидтовской зон было установлено аллохтонное залегание мезозойских образований (рис. 1).

д. Мари



- | | | |
|----|----|----|
| 1 | 8 | 16 |
| 2 | 9 | 17 |
| 3 | 10 | 18 |
| 4 | 11 | 19 |
| 5 | 12 | 20 |
| 6 | 13 | 21 |
| 7 | 14 | 22 |
| 15 | 23 | |

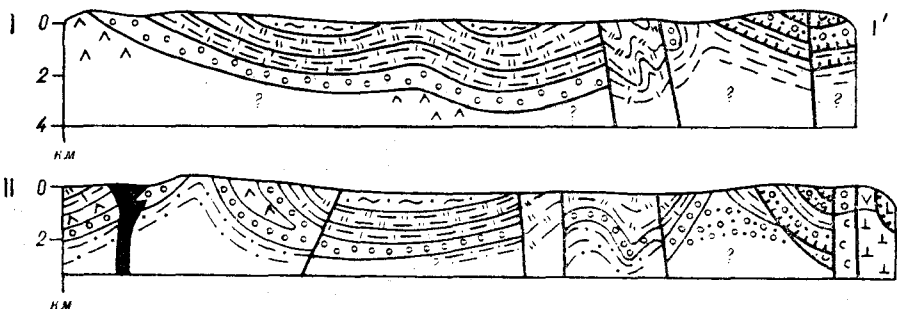


Рис. 1. Геологическая схема п-ова Шмидта.

1 — дчановская, 2 — пильская, 3 — тумская, 4 — мацгарская свиты; 5 — трахитовая формация; 6 — верхнеславянская, 7 — нижнеславянская подсвиты; 8 — верхнетоминская, 9 — нижнетоминская, 10 — тойская толщи; 11 — орлинская свита; 12 — эссекит-крианиты; 13 — плагиограниты; 14 — габбро; 15 — габбро-диабазы; 16 — серпентинизированные перидоты; 17 — серпентинитовый меланж; 18 — серпентиниты; 19 — надвиги; 20 — сдвиги и взбросо-сдвиги; 21 — стратиграфические границы; 22 — номера тектонических чешуй; 23 — номера сдвигов и взбросо-сдвигов. Основные сдвиги и взбросо-сдвиги: 1 — Лонгрийский, 2 — Хейтонский, 3 — Туинский, 4 — Куэгдинский, 5 — Западно-Шмидтовский. А — В, В — Г, Д — Е — разрезы верхнемеловых и палеоген-неогеновых отложений (см. рис. 3).

Осадочно-вулканогенные отложения, слагающие Восточно-Шмидтовскую зону, подразделяются нами на два структурных этажа: мезозойский и палеоген-неогеновый. Нижний структурный этаж сложен образованиями орлинской свиты. Свита представлена гналобазальтами, спилитами, диабазами, андизито-базальтовыми и андезитовыми порфиритами и их туфами, туфо- и лавобрекчиями с линзами, глыбовыми включениями и тонкими прослоями радиоляритов, яшм, окремненных известняков, кремнистых туфоалевролитов и песчаников. Эти образования сильно раздроблены, местами превращены в крупноглыбовую тектоническую брекчию, прослоены серпентинитами, серпентинитовым меланжем и подстилаются серпентинизированными гипербазитами.

По заключению А. И. Жамойды, в радиоляритах орлинской свиты наблюдаются формы радиолярий, сходные как с набильским комплексом радиолярий, характерным для орлинской свиты Восточно-Сахалинских гор (поздняя юра — ранний мел), так и с ракитинским (поздний мел) комплексом [2]. Г. С. Ведерников сопоставляет этот комплекс с валанжинским комплексом радиолярий Корякского нагорья. В настоящее время радиолярии, характерные для набильского комплекса, рассматриваются Л. И. Казинцовой как альб-сеноманские, а для ракитинского — как кампанские [5].

Следует отметить, что Ю. Н. Разницыным в пляжевых отложениях юго-восточного побережья полуострова были встречены глыбы мраморизованных известняков, видимо, из отложений орлинской свиты, содержащие остатки фауны брахиопод нижнего — среднего девона [10].

Большинство исследователей полагают, что вулканогенно-кремнистые образования орлинской свиты, прорванные интрузивными массивами базитов и гипербазитов, слагают ядерную часть Восточно-Шмидтовского антиклинория [2]. Некоторые авторы считают, что внедрение гипербазитов произошло вдоль вертикального глубинного разлома [20]. Ю. Н. Разницын устанавливает присутствие трех пологих, тонких (0,3—0,5 км) тектонических чешуй (гипербазитов и габбро, яшм и базальтов, габбро-диабазов), надвинутых в конце позднего мела со стороны Охотского моря на верхнемеловые туфогенно-терригенные отложения [10, 11].

Разделяя вывод Ю. Н. Разницына об аллохтонном залегании офиолитов, автор не может согласиться с представлениями о пологом залегании офиолитовых чешуй в юго-восточной

части п-ова Шмидта. Судя по элементам залегания полосчатости перидотитов, а также орлинской и мацигарской свит, Южно-Шмидтовский гипербазитовый массив внедрился в виде протрузии вдоль зоны Лонгрийского разлома. Внедрение гипербазитов вызвало появление своеобразной приразломной антиклинали с крутым (до вертикального) юго-западным и более пологим северо-восточным крыльями.

В эрозионных врезях гипербазитового массива (до 350 м) и в скважинах (до 400 м) основание покрова не вскрыто и глубина залегания автохтона, сложенного верхнемеловыми туфогенно-терригенными отложениями, остается неопределенной. По данным аэромагнитной и гравитационной съемок, Южно-Шмидтовский гипербазитовый массив рассматривается как вертикально залегающее тело, расширяющееся с глубиной [20].

Офиолитовая ассоциация Восточно-Шмидтовской зоны имеет псевдостратифицированное, грубослоистое строение. В основании офиолитового разреза залегают серпентинизированные перидотиты, пересеченные тонкими (до 0,5 м) жилами ортопироксенитов. Центральная часть Южно-Шмидтовского массива сложена гарцбургитами и дунитами, краевые части — гарцбургитами и лерцолитами. Вдоль разломов развиты серпентиниты.

В центральной части массива наблюдается чередование прерывистых линзовидных полос мощностью до 10—15 м серпентинизированных гарцбургитов и дунитов. К дунитам приурочены мелкие линзы хромитов. Параллельно расчлененности в перидотитах массива развита тонкая (0,02—0,3 м) полосчатость, обусловленная чередованием слоев, обогащенных оливином или ортопироксеном, реже хромитом. Тонкополосчатые перидотиты совместно с дайками диабазов иногда образуют сильно сжатые мелкие опрокинутые складки с размахом крыльев 1—5 м.

По петрохимическим особенностям [11, 16] гипербазиты массива сходны с так называемыми «метаморфическими перидотитами», залегающими в основании офиолитовых ассоциаций, сопоставляемых с разрезом океанической коры [6].

С гипербазитами по тектоническому контакту, выраженному зоной серпентинитов, пренипектолитовых и глаукофансодержащих альбитовых пород, соприкасается пластина (мощность до 600 м) шаровых спилитовых лав и кремнисто-вулканогенных образований с линзами известняков (орлинская свита). Пластина вторично изогнута и залегает в своде Восточно-Шмидтовской антиклинали. С пластиной шаровых лав и кремнистых пород соприкасается крутозалегающая пластина (видимая мощность до 900 м) габбро и габбро-диабазов,

прорванных дайками диабазов и плагиогранитов. По данным Ю. Н. Разницына [10, 11], абсолютный возраст плагиогранитов (калий-аргоновый метод) составляет 87,1 млн лет.

В зоне разлома, ограничивающего перидотитовый массив с запада, а иногда и в центральной части массива встречаются крупные (до 1,5 км в поперечнике), расширяющиеся на глубину блоки массивных габбро, габбро-диабазов, а также расслоенных габбро, диоритов, плагиогранитов, мелкие блоки и глыбы родингитов и амфиболитов.

Таким образом, офиолитовый комплекс полуострова содержит почти полный набор пород, характерный для альпинотипной офиолитовой ассоциации и сопоставляемый многими геологами с разрезом океанической коры и верхней мантии. Однако последовательность залегания слоев, установленная для альпинотипных офиолитов, нарушена, отсутствует слоистый кумулятивный комплекс дунитов — перидотитов — пироксенитов, слабо проявлен комплекс параллельных даек.

При проведении геологических съемок контакты габброидов и перидотитов, обычно представленные зонами родингитизации, а также перидотитов и кремнисто-вулканогенных образований орлинской свиты картировались как активные, интрузивные. Родингиты рассматривались в качестве высокотемпературных приконтактных образований. В настоящее время эти контакты многими геологами рассматриваются как тектонические [10, 11]. Перидотиты вдоль контактов всегда превращены в серпентиниты, а родингиты, видимо, возникли в результате кальциево-магниевого метасоматоза вдоль тектонических контактов габброидов и перидотитов при серпентинизации последних [6].

Однако соприкосновение габброидов в районе горы Левенштерна с ороговикованными туфалевролитами и аркозовыми песчаниками, отнесенными к орлинской свите, нарушает классическую картину строения офиолитовой ассоциации, наблюдаемую в типичных пластинах океанической коры, и может быть объяснено интрузивным внедрением габброидов. Если первичные контакты и были интрузивными, то в настоящее время они почти повсюду, за исключением ксенолита на горе Левенштерна, тектонические.

Присутствие глаукофан-альбитовых пород в меланже и вдоль тектонических контактов Южно-Шмидтовского гипербазитового массива с орлинской свитой указывает на формирование метаморфических пород подобных зон в условиях специфического метаморфизма высокого давления и низкой температуры, характерного для гипербазитовых поясов, маркирующих палеозоны Беньофа [6].

Внутренняя структура Восточно-Шмидтовской зоны очень сложна. Сетка разрывов настолько густа, что блок в целом можно охарактеризовать как гигантскую тектоническую брекцию офиолитов, слагающую ядро кайнозойской приразломной антиклинали, восточное крыло которой срезано разломом и погружено ниже уровня моря.

Остатки позднепалеоген-неогенового осадочного чехла, покрывавшего до сахалинской фазы тектогенеза всю площадь зоны, сохранились в отдельных узких (ширина 0,2—1 км) грабенах вдоль зоны Лонгрыйского разлома, а иногда выступают в виде мелких «тектонических окон» из-под плиоцен-четвертичных надвигов офиолитов вдоль западных и восточных склонов Восточно-Шмидтовского хребта.

По геофизическим данным, вдоль восточного побережья Сахалина протягивается обширный пояс положительных магнитных и гравитационных аномалий, обусловленных массивами базитов и гипербазитов. Южно-Шмидтовская магнитная аномалия является лишь небольшой частью крупной магнитной аномалии интенсивностью до 2000 гамм, протягивающейся от мыса Елизаветы в юго-восточном направлении на 250 км при ширине до 30 км. Далее на юго-восток, на протяжении около 800 км (до Южно-Охотской глубоководной впадины) протягивается пояс симметричных положительных магнитных и гравитационных аномалий, интенсивность которых в южном направлении постепенно уменьшается в связи с увеличением мощности толщи кайнозойских немагнитных осадков, перекрывающих офиолиты.

Судя по данным морских сейсмических исследований, подкрепленных материалами магнитной и гравитационной съемки и морского бурения, гипербазитовые массивы на шельфе Северо-Восточного Сахалина часто залегают в ядерных частях антиклиналей, сложенных в сводовой части палеоген-неогеновыми отложениями мощностью до 4000 м. Образование этих антиклиналей, как и на п-ове Шмидта, видимо, вызвано протрузивным внедрением гипербазитов вдоль зоны Восточно-Сахалинского глубинного разлома.

ЕЛИЗАВЕТИНСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА

Вдоль Лонгрыйского разлома Восточно-Шмидтовская зона соприкасается с Елизаветинской зоной, сложенной верхнемеловыми туфогенно-терригенными и терригенными отложениями. Контакты между верхнемеловыми отложениями и образованиями спилито-диабазо-яшмовой формации повсюду тектонические, поэтому об их стратиграфических взаимоотношениях трудно сделать какие-либо вполне определенные выводы. Предполагается, что верхнемеловые ту-

Фогенно-терригенные отложения залегают выше спилито-диабазо-яшмовой толщи, имеющей юрский — раннемеловой или раннемеловой возраст [2]. В пользу этого свидетельствует присутствие в туфогравелитах томинской свиты обломков офиолитов. Однако судя по возрасту микрофауны радиолярий из орлинской толщи, эти толщи примерно одновозрастны и первоначально отлагались в разных структурно-формационных зонах.

До проведения крупномасштабной геологической съемки на площади Елизаветинской зоны картировалась моноклираль с пологим восточным падением слоев, последовательно сложенная четырьмя верхнемеловыми толщами: тойской, нижнетоминской, среднетоминской и верхнетоминской [2, 12]. Недоучет сдваивания разреза по надвигам приводил к неоправданному усложнению стратиграфии. Выделялись две пары идентичных по литологическому составу толщ, содержащих весьма близкие фаунистические комплексы. Это тойская и среднетоминская толщи, представленные тонкослоистым (1—2 мм) ленточным и тонкофлюидным (1—10 см) переслаиванием аргиллитов и алевролитов с редкими тонкими (до 0,1—0,4 м) прослоями мелкозернистых песчаников, с фауной *Inoceramus uabei* Nag. et Mat., и нижне- и верхнетоминская толщи, сложенные толстослоистым ритмичным переслаиванием туфобрекчий, туфов среднего и основного состава, туфопесчаников, граувак, кремнистых алевролитов и аргиллитов, с фауной *Inoceramus concentricus* Park., *In. nipponicus* Nag. et Mat., *In. tenuis* Mant. [2].

При детальном изучении района вместо моноклинали закартирована очень сложная чешуйчато-надвиговая структура. Верхнемеловые отложения расчленяются нами на три толщи. Тойская толща сложена слабослоистыми и массивными алевролитами с многочисленными мергелистыми конкрециями и с редкими прослоями (мощностью до 20 м) мелкозернистых кремнистых песчаников. Толща охарактеризована фауной раннесеноманских иноцерамов *Inoceramus ex gr. crippsi* Mant., *In. cf. pictus neocaledonicus* Yeannet. Нижнетоминская толща представлена туфогенным флишем (верхний сеноман), а верхнетоминская сложена тонким ленточным переслаиванием аргиллитов, алевролитов и тонкозернистых песчаников. Возраст верхнетоминской толщи остается неясным. В ней отмечались находки сеноманских иноцерамов [2]. Однако на мысе Елизаветы, вблизи устья р. Порш, в аргиллитах этой толщи Н. Н. Тихоновичем [21] была обнаружена фауна *Helcion giganteus* Schmidt (кампан), а В. В. Ишерский и А. А. Каница сообщают о находках в аргиллито-алевролитовой толще радиально-ребристых кампанских

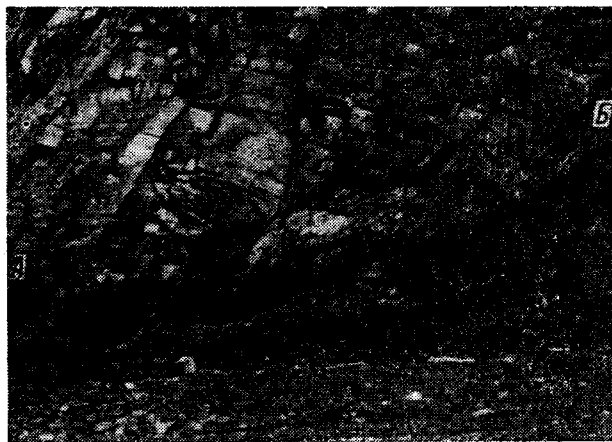


Рис. 2. Надвиг в лежащем крыле антиклинальной складки, сложенной отложениями верхнетоминской толщи. А—В — линия надвига.

иноцерамов *Inoceramus cf. balticus* Böhm, *In. cf. shicotensis* (Inai).

В западной части зоны в районе мыса Елизаветы слои верхнетоминской толщи смяты в пакеты опрокинутых в северо-западном направлении и лежащих складок с многочисленными пологими надвигами в подвернутых крыльях антиклиналей (рис. 2). Видимая мощность этих отложений не превышает 300 м. Залегающая выше чешуя I сложена отложениями нижнетоминской толщи (видимая мощность около 900 м), залегающими моноклиально. Выше согласно залегают отложения верхнетоминской толщи (видимая мощность 300 м). В основании следующей чешуи II залегают песчано-алевролитовые отложения тойской толщи, смятые в мелкие, опрокинутые на юго-запад складки с размахом крыльев в 40—60 м. Их согласно перекрывают отложения нижнетоминской толщи, сложенные в опрокинутую на юго-запад синклинальную складку (рис. 3, разрез Д—Е).

Чешуи I и II перекрываются пластиной мощностью не более 0,3—0,4 км, сложенной расчлененными серпентинитами с включениями крупных блоков и мелких глыб серпентинизированных перидотитов, плагиогранитов, ридинитов, амфиболитов, глаукофановых сланцев и различных пород спилито-диабазо-яшмовой толщи. Положительная магнитная аномалия интенсивностью до 1000 гамм, обусловленная покровом офиолитов, в отличие от аномалий, связанных с линейными протрузиями гипербазитов типа Южно-Шмидтовской, имеет изометричную форму и окаймляется магнитным минимумом. По данным крупномасштабной аэромагнитной съемки, проведенной в 1969 г. Э. Н. Марковцом, мощность полого залегающей пластины магнитных пород не превышает первых сотен метров. Гравитационная

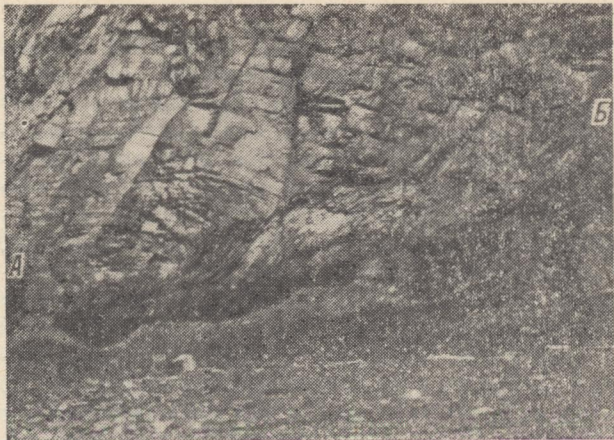


Рис. 2. Надвиг в лежащем крыле антиклинальной складки, сложенной отложениями верхнетоминской толщи. А — Б — линия надвига.

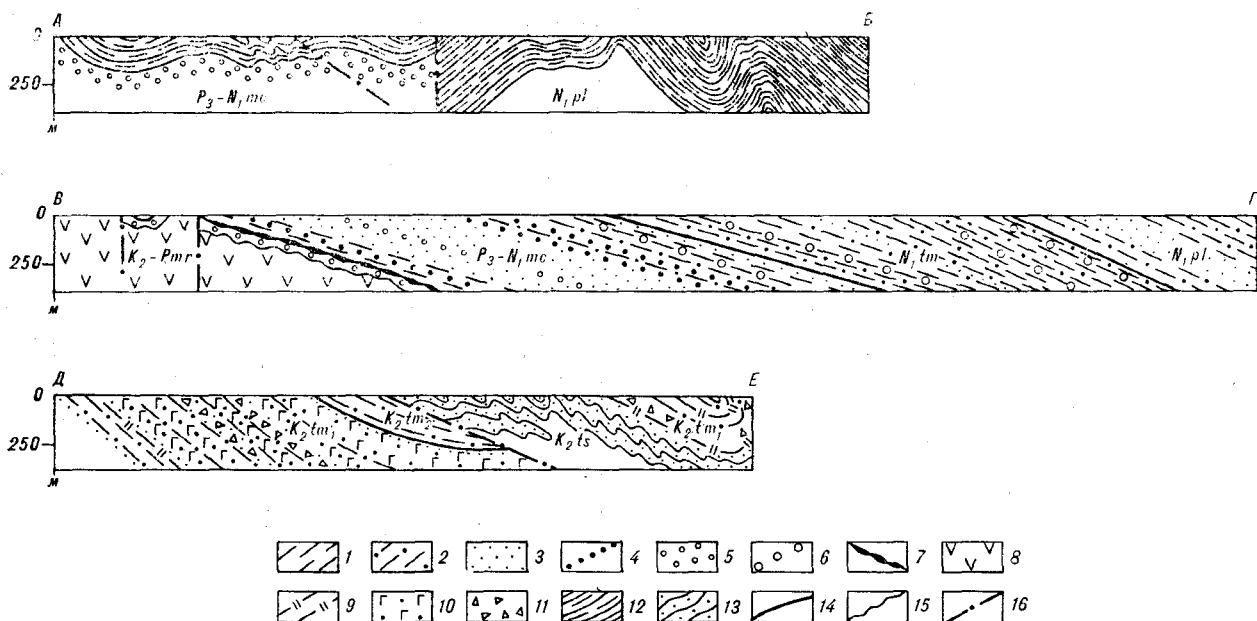


Рис. 3. Литолого-стратиграфические разрезы верхнемеловых и палеоген-неогеновых отложений.

1 — аргиллиты, кремнистые опоконидные аргиллиты, глинистые сланцы; 2 — алевролиты, опоконидные кремнистые алевролиты; 3 — песчаники, 4 — гравелиты; 5 — конгломераты; 6 — мергелистые и известково-кремнистые конкреции; 7 — каменные угли и углистые аргиллиты; 8 — базальтовые, андезитобазальтовые и андезитовые порфириты; 9 — яшмовые кремнистые породы; 10 — туфо-песчаники и туфы основного и среднего состава; 11 — туфобрекчии основного и среднего состава; 12 — переслаивание опоконидных кремнистых аргиллитов и алевролитов с редкими прослоями песчаников; 13 — алевролиты с прослоями песчаников; 14 — согласные стратиграфические границы; 15 — несогласные стратиграфические границы; 16 — разрывы. Свиты: N₁pl — пильская, N₁tm — тумская, P₃-N₁mc — машигарская, K₂-P_{mr} — марийская. Толщи: K₂tm₂ — верхнетоминская, K₂tm₁ — нижнетоминская, K₂ts — тойская.

аномалия в связи с небольшой мощностью покрова отсутствует.

Хейтонским правосторонним сдвигом восточная часть Елизаветинской зоны смещена в южном направлении на 5,5 км (см. рис. 1). Восточнее сдвига выделяются три надвиговые чешуи, видимо представляющие собой юго-восточное продолжение чешуй мыса Елизаветы.

На крупномасштабной аэромагнитной карте надвиги намечаются цепочками положительных магнитных аномалий, отражающих, по-видимому, влияние погребенных под меловыми отложениями приразломных полос серпентинитового меланжа. Одна из наиболее интенсивных аномалий соответствует выходу на поверхность небольшой линзы меланжа, приуроченной к основанию нижней надвиговой пластины (см. рис. 1).

Позднемеловые надвиговые чешуи, слагающие Елизаветинскую зону, в кайнозойское время были прорваны дайками тералитов и эссекситов и смяты в синформные и антиформные брахискладки, входящие в состав Восточно-Шмидтовской антиклинальной зоны, крылья которой сложены палеоген-неогеновыми отложениями, залегающими с резким структурным несогласием на офиолитах и верхнемеловых терригенных отложениях.

Тектоническое строение Елизаветинской зоны очень сложное, и предложенная автором интерпретация структуры и стратиграфическо-

го разреза, возможно, не является окончательной.

ЗАПАДНО-ШМИДТОВСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА

Западно-Шмидтовская зона отделена от Елизаветинской узкой (шириной от 2,5 до 5 км) полосой складчатых палеоген-неогеновых отложений. В пределах этой полосы палеоген-неогеновые отложения смяты в узкие, сильно сжатые складки с общим наклоном осевых плоскостей на северо-восток. Вдоль контакта с верхнемеловыми отложениями третичные отложения нередко имеют опрокинутое залегание. В подвернутых крыльях опрокинутых антиклиналей иногда отмечаются небольшие надвиги с движением горных масс в юго-западном направлении (см. рис. 1, 3).

На площади Западно-Шмидтовской зоны нижний структурный этаж сложен породами славянской и марийской свит. Структурные планы (простираения слоев) верхнемеловых и третичных отложений почти совпадают, однако третичные отложения обычно имеют более пологое залегание.

В основании разреза залегают отложения славянской свиты, подразделяемые на две под-свиты, нижняя подсвита сложена полимиктовыми песчаниками, гравелитами, алевролитами с линзами кремнистых пород, рифогенных из-

вестняков и известковистых туфопесчаников, верхняя — полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с углистыми прослоями и обильными включениями углефицированных растительных остатков, имеющих, по заключению В. А. Вахромеева, сенонский (коньяк — ранний кампан) возраст [2]. В районе Трехбратского горного массива наблюдаются силлы, дайки и экструзивные тела трахитов, пироксеновых сиенитов, альбитофиров, дацитов, трахиандезитов и трахиандезитобазальтов.

Марийская толща сложена андезитовыми, базальтовыми и андезитобазальтовыми порфиридами, трахиандезитами и трахиандезитобазальтами, липарито- и андезитодацитами, туфами и туфобрекчиями. В процессе образования толщи основной вулканизм сменился средним и кислым. Северо-западное окончание мыса Марии представляет собой экструзивно-жерловое тело, сложенное кварцевыми трахиандезитами, андезитодацитами и липаритодацитами.

Покровы и туфы трахиандезитов, трахипаритодацитов, трахибазальтов и трахиандезитобазальтов отмечаются также в нижней части мачигарской свиты и на контакте мачигарской и тумской свит в сводовой части и крыльях Эспенбергской антиклинали.

Вулканыты всех трех толщ (славянской, марийской и мачигарской) обладают сходным петрографическим составом и обнаруживают большое петрохимическое сходство с вулканидами учирской свиты (кампан) Восточно-Сахалинских гор [16]. Все эти эффузивно-туфовые толщи отнесены нами к трахиандезитовой формации островодужного вулканизма [16], что дает основание выделять вдоль восточного побережья Сахалина позднемерловую островную дугу. Содержание окиси титана в вулканидах этих толщ по сравнению с эвгеосинклипальными вулканидами остринской, ракутинской и орлинской толщ является резко пониженным (в 4—5 раз) при одинаковом содержании окиси калия [16]. Специфичность вулканизма (повышенная щелочность) позволяет предполагать наложение позднемерловой островной дуги на консолидированную континентальную кору.

В окремненных туфоалевролитах марийской свиты обнаружены позднемерзозойские радиолярии. Абсолютный возраст (калий-аргоновый метод) трахиандезитов этой свиты 99 млн лет, а кварцевых трахиандезитов экструзивно-жерловой фации — 52 млн лет. Этому возрасту близок абсолютный возраст трахиандезитовых покровов в крыльях Эспенбергской антиклинали — 50 млн лет [2]. Значительно позднее произошло внедрение даек, силлов и небольших массивов кринанитов, эссекситов и тералитов, образующих купольно-кольцевую структуру в районе г. Эспенберга. По геологическим данным (прорывают отложения пильской свиты),

они являются послесреднемиоценовыми. Пояс подобных даек плиоценового возраста протягивается вдоль западного побережья Сахалина [2]. Обычно на Сахалине подобные породы называют щелочными габброидами, но, видимо, более правомерно относить их к интрузивной фации формации щелочных оливиновых базальтов (трахибазальтов) континентов. Краевые части кринанитовых штоков иногда сложены трахиандезитодацитами.

КАЙНОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

В позднем мелу — раннем палеогене по-ов Шмидта был поднят выше уровня моря и пенепленизирован. В позднем палеогене осадконакопление возобновилось и продолжалось до позднего миоцена. За этот период вначале в континентальных, а затем в прибрежно-морских, морских и лагунных условиях образовалась мощная (до 3000 м) толща терригенных, кремнистых и кремнисто-терригенных отложений, образующих единый трансгрессивно-регрессивный цикл осадконакопления. В основании цикла залегают континентальные и прибрежно-морские отложения мачигарской свиты, которые сменяются прибрежно-морскими и морскими отложениями тумской и пильской свит. Регрессивную часть цикла составляют лагуновые отложения диановской свиты.

В основании мачигарской свиты отмечается либо угленосная пачка (западная часть полуострова), либо пачка базальных конгломератов (восточная часть полуострова). Н. Н. Тихоновичем [21], а затем И. И. Ратновским [12] в угленосной пачке были собраны эоценовые растительные остатки. Тем не менее предпочтение отдавалось фауне моллюсков, собранной в вышележащей песчаной пачке, и возраст свиты определяется как раннемиоценовый [2, 12]. В последнее время возраст свиты определяется как олигоценый [3].

Состав гальки в базальных конгломератах мачигарской свиты меняется в зависимости от состава подстилающих отложений. В западной части полуострова в основании свиты отмечается пласт конгломерато-брекчий мощностью 1—3 м, содержащий угловатые обломки эффузивов и туфов, песчаников и алевролитов марийской и славянской свит. Базальные конгломераты Восточно-Шмидтовской зоны сложены галькой габброидов, перидотитов, яшм и других пород офиолитовой ассоциации, а Елизаветинской — алевролитами, туфопесчаниками и туфами тойской и томинской свит.

Базально-конгломератовая и угленосная пачки мощностью 50—60 м каждая сменяются переслаиванием прибрежно-морских песчаников и туфопесчаников с конгломератами-ракушеч-

никами и песчанистыми алевролитами. Общая мощность свиты 600—650 м.

Выше согласно на большей части площади с постепенным переходом залегает тумская свита мощностью до 700 м (нижний миоцен), сложенная опоковидными кремнистыми алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников. В районе Эспенбергского горного массива в средней части мачигарской свиты и на ее контакте с тумской свитой отмечаются линзы вулканитов трахиандезитовой формации. В этом районе в основании тумской свиты залегает базальный конгломерат, сложенный галькой подстилающих свиту эффузивов с незначительной примесью гальки метаморфических сланцев, гранитоидов и песчано-алевролитовых пород славянской свиты.

Отложения тумской свиты сменяются аналогичными по составу, но более тонкозернистыми и кремнистыми образованиями пильской свиты, мощность которой изменяется от 700 до 1500 м (средний миоцен). В основании пильской свиты отмечаются пласты глауконитовых песчаников и желваковых фосфоритов. Для верхней части мачигарской, тумской и пильской свит характерно присутствие большого количества мергелистых, известково-кремнистых и песчано-известковых конкреций до 2—3 м в поперечнике, встречаются также крупные глыбы гранитов, гранитов-гнейсов, метаморфических сланцев, видимо, принесенные плавающими льдами с материка. В юго-западной части полуострова пильская свита содержит многочисленные прослои мощностью от 10 до 40 м средне- и крупнозернистых песчаников, к которым приурочены нефтепроявления.

Отложения мачигарской, тумской и пильской свит на большей части площади полуострова залегают согласно и характеризуются довольно выдержанной мощностью. Резкое уменьшение мощности всех трех свит наблюдается по данным бурения в западном крыле Трехбратской антиклинали и, видимо, связано с существованием конседиментационного поднятия. Последнее, вероятно, располагалось и в юго-восточной части полуострова, где пильская свита залегает непосредственно на отложениях мачигарской свиты.

В основании диановской свиты (верхний миоцен), сложенной диатомитами, диатомовыми аргиллитами и глинами, залегает мощная (до 250 м) пачка известковых песчаников с линзами гравелитов-ракушечников. Песчаники залегают с размывом и содержат гальку как меловых пород, так и опоковидных алевролитов пильской свиты.

Южнее п-ова Шмидта, на Охинском перешейке, пильская свита перекрывается толщей верхнемиоцен-плиоценовых песчано-глинистых отложений. На п-ове Шмидта плиоценовые от-

ложения отсутствуют. В плиоцен-раннеплейстоценовое время происходило поднятие территории полуострова и формирование постседиментационных складок и разрывов (сахалинская фаза тектогенеза).

В соседних прогибах Северного Сахалина и впадины Дерюгина накопилась мощная (до 3—4 тыс. м) плиоцен-четвертичная моласовая толща. В этот период были сформированы три антиклинальные (Западно-Шмидтовская, Куэгда-Трехбратская и Восточно-Шмидтовская) и две разделяющие их синклинали (Диановская и Лонгрийско-Валовская) зоны (см. рис. 1). В пределах Западно-Шмидтовской антиклинальной зоны третичные отложения слагают пологие (15—25°) крылья кулисообразно расположенных Марийской и Эспенбергской антиклиналей. Крутые и опрокинутые залегания слоев иногда наблюдаются в зоне Западно-Шмидтовского разлома. В Диановской синклинали зоне слои залегают очень полого (5—10°). Куэгдинская антиклиналь имеет простое, почти симметричное строение. Ее южное продолжение (Трехбратская антиклиналь) сильно нарушено разрывами. Сохранилось лишь северное периклинальное замыкание этой складки. Интенсивность складчатости резко увеличивается при приближении к Восточно-Шмидтовскому хребту (см. рис. 1, 3).

РОЛЬ СДВИГОВ В ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУРЫ П-ОВА ШМИДТА

Сложная система складок и надвигов п-ова Шмидта, имеющая в общем северо-западное простирание, рассечена крутопадающими, почти вертикальными разломами сдвигового и взбросо-сдвигового типа. Эти разломы хорошо выражены в рельефе либо в виде прямолинейных тектонических уступов, либо в виде микрохребетиков (валов) высотой до 2—3 м, сопровождаемых ложбинами (рис. 4). Амплитуда разрывного горизонтального смещения отчетливо устанавливается по Хейтонскому сдвигу, вдоль которого наблюдается правосдвиговое смещение контакта верхнемеловых и третичных отложений на 5,5 км. На такое же расстояние смещен разорванный сдвигом пояс даек неогеновых эссексит-крианитов (см. рис. 1).

Формирование складчатых структур п-ова Шмидта в период сахалинской фазы тектогенеза в значительной степени определялось сдвиговыми движениями [15, 17]. Полуостров, видимо, возник в узле пересечения сдвигов субмеридионального и взбросо-сдвигов северо-западного простирания. Приразломные складки либо ориентированы под острым углом (15—



Рис. 4. Фотоснимок Хейстонского сдвига в районе Трехбратского горного массива. Хорошо виден прямолинейный валик, маркирующий выход разлома на поверхность земли. А — Б — линия сдвига.

30°) к простиранию субмеридиональных разломов (складки волочения), либо располагаются вдоль разломов, имеющих северо-западное простирание (см. рис. 1) Вероятно, они связаны с протрузивным внедрением глинисто-сланцевых диазиров или серпентинитов и серпентинизированных перидотитов в зонах сжатия сдвигов. На заключительных стадиях деформации субмеридиональные сдвиги были трансформированы в крутопадающие взбросы, вдоль которых и в настоящее время происходит поднятие Восточного и Западного хребтов и прогибание разделяющей их депрессии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, на п-ове Шмидта наблюдается сочетание трех надвинутых друг на друга поздне меловых структурно-формационных зон: Западно-Шмидтовской, Елизаветинской и Восточно-Шмидтовской. Западно-Шмидтовскую зону, сложенную прибрежно-морскими и континентальными песчаниками и алевролитами с линзами рифогенных известняков, эффузивов и туфов трахиандезитовой формации, видимо, можно рассматривать как поздне меловую островную дугу, заложённую на континентальном основании [16]. Елизаветинскую зону, сложенную туфогенным флишем, можно рассматривать как преддуговой прогиб, а Восточно-Шмидтовский офиолитовый пояс отмечает положение глубоководного желоба. Все эти зоны находят продолжение на площади Северного Сахалина (рис. 5) [16].

Поздне меловые осадочные, вулканогенные и осадочно-вулканогенные толщи п-ова Шмидта, несмотря на очень сильную перемятость и нарушенность, имеют стратифицированное,

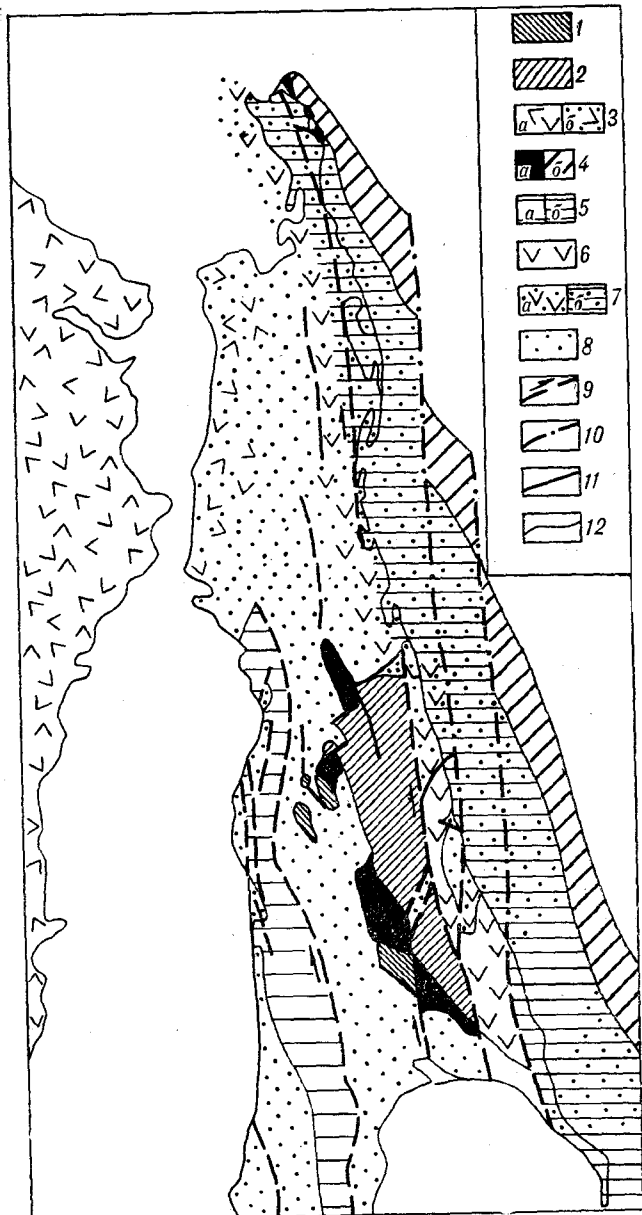


Рис. 5. Структурно-формационные зоны Северного Сахалина.

1 — позднепалеозойско-мезозойские отложения; 2 — юрские — нижнемеловые отложения; 3 — образования Сихотэ-Алинского мел-палеогенового вулканического пояса: а — выходящие на поверхность, б — перекрытые неогеновыми терригенными отложениями; 4 — офиолитовые пояса (палеозоны Веньофа): а — на суше, б — предполагаемые по геофизическим данным под водой и осадочными отложениями; 5 — верхнемеловые терригенные и туфогенно-терригенные отложения: а — Западно-Сахалинский прогиб типа краевого моря, б — Восточно-Сахалинский преддуговой прогиб; 6 — верхнемеловые вулканогенные отложения (палеовулканическая островная дуга Восточного Сахалина); 7 — верхнемеловые отложения Восточного Сахалина, перекрытые кайнозойскими образованиями: а — вулканогенные (палеовулканическая островная дуга), б — терригенно-туфогенные (преддуговой прогиб); 8 — кайнозойские отложения; 9 — глубинные разломы (сдвиги); 10 — предполагаемое продолжение разломов в акватории Охотского моря; 11 — поперечные разломы; 12 — стратиграфические границы.



Рис. 4. Фотоснимок Хейстонского сдвига в районе Трехбратского горного массива. Хорошо виден прямолинейный валик, маркирующий выход разлома на поверхность земли. А — Б — линия сдвига.

слоистое строение. Структурно-формационные зоны преддугового прогиба и глубоководного палеожелоба, видимо, были раздавлены и надвинуты одна на другую в результате столкновения в позднем мелу — раннем палеогене Са-

халинской островной дуги с Охотоморским срединным массивом. Возникшие в это время складчато-надвиговые структуры в дальнейшем были переработаны кайнозойскими сдвиговыми движениями.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Алексейчик С. Н., Гальцев-Безюк С. Д. и др.* Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина.— М.: Гостоптехиздат, 1963 (Тр. ВНИГРИ.— Вып. 217).
2. *Геология СССР. Остров Сахалин.* Т. 33, ч. 1.— М.: Недра, 1970.
3. *Гладенков Ю. Б.* Морской верхний кайнозой северных районов.— М.: Наука, 1978 (Тр. ГИН АН СССР.— Вып. 313).
4. *Зонешайн П. П., Савостин Л. А.* Введение в геодинамику.— М.: Недра, 1979.
5. *Казинцова Л. И.* Новые данные о возрасте кремнистых толщ Восточно-Сахалинских гор по радиояриям // Тез. докл. IX Всесоюзного микропалеонтологического совещания.— Ухта, 1983.
6. *Колман Р. Г.* Офиолиты.— М.: Мир, 1979.
7. *Меланхолина Е. Н.* Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе.— М.: Наука, 1973.
8. *Парфенов Л. М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойд северо-востока Азии.— Новосибирск: Наука, 1984.
9. *Пушаровский Ю. М.* О тектонике Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1964.— № 12.
10. *Разницын Ю. Н.* Сравнительная тектоника гипер-базитовых поясов п-ова Шмидта (Сахалин), Папуа (Новая Гвинея) и Сабах (Калимантан) // Геотектоника.— 1975.— № 2.
11. *Разницын Ю. Н.* Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана.— М.: Наука, 1982.
12. *Ратновский И. И.* Геологическое строение полуост-

- рова Шмидта на Сахалине.— Л.: Гостоптехиздат, 1960.
13. *Рихтер А. В., Брагин Н. Ю.* Строение и возраст вулканогенно-кремнистых отложений о. Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1984.— № 12.
 14. *Рождественский В. С.* О тектонике и перспективах рудоносности Сахалина // Геология и геофизика.— 1966.— № 3.
 15. *Рождественский В. С.* Сдвиги в Восточном хребте полуострова Шмидта на Сахалине.— Там же.— 1972.— № 10.
 14. *Рождественский В. С., Речкин А. Н.* Эволюция офиолитового магматизма Сахалина // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 2.
 17. *Рождественский В. С.* О влиянии сдвигов на формирование структуры острова Сахалина // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1984.— № 9.
 18. *Рудич Е. М.* Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.
 19. *Смехов Е. М.* Геологическое строение острова Сахалин и его нефтегазоносность.— Л.; М.: Гостоптехиздат, 1953.
 20. *Сычев П. М.* Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий.— М.: Наука, 1966.
 21. *Тихонович Н. Н.* Полуостров Шмидта.— Петроград, 1914 (Тр. Геол. ком. Нов. сер.— Вып. 82).
 22. *Тютрин И. П., Дуничев В. М.* Тектоника и нефтегазоносность северо-западной части Тихоокеанского пояса.— М.: Недра, 1985.

ИМГиГ ДВО АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
16 июня 1986 г.

ДИСКУССИЯ

Считаю недостаточно аргументированным выделение В. С. Рождественским на п-ове Шмидта позднемеловой островной дуги. Среди верхнемеловых и олигоценовых вулканитов полуострова преобладают щелочные породы (трахиандезиты, трахидациты, трахиандезитобазальты). Эффузивы славянской свиты залегают среди мощных осадочных толщ флишоподного строения. Вулканиты мацгарской свиты отделены от верхнемеловых образований значительным перерывом во времени. Все это противоречит отнесению всего комплекса вулканитов Западно-Шмидтовской структурно-формационной зоны (от славянской сви-

ты верхнего мела до мацгарской свиты олигоцена) к островодужным.

Кроме того, островодужные комплексы должны быть сопряжены с комплексами тылового и фронтального прогибов. С моей точки зрения, нет оснований для выделения таких прогибов позднемелового возраста западнее и восточнее п-ова Шмидта (в рассматриваемой статье В. С. Рождественский доказательств их существования не приводит). В частности, западнее п-ова Шмидта в сеноне располагался окраинно-континентальный вулканогенный пояс.

Вместе с тем считаю, что представленные В. С. Рождественским материалы достойны внимания и заслуживают опубликования.

ИТиГ ДВО АН СССР
Хабаровск

Д. Ф. Семенов

Е. Д. Богданова, Н. Ф. Василенко, С. М. Сапрыгин

СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАЙОНЕ р. ПИЛЬТУН
(Северный Сахалин)

В статье изложены первые, полученные инструментальными методами данные о современных горизонтальных движениях в зоне Восточно-Эхабинского разлома, являющегося составным звеном Северо-Сахалинского глубинного разлома. В рамках тензорного представления результатов для периода 1983—1984 гг. рассмотрены несколько вариантов деформирования

зоны этого разлома и выделены наиболее реальные модели.

За последние 50 лет по разлому происходит левосторонний сдвиг со средней скоростью 3 мм/год, сопровождаемый сжатием зоны разлома (4 мм/год) и опусканием восточного крыла относительно западного со скоростью 13 мм/год.

Северо- и Центральнo-Сахалинский глубинные разломы являются основными геологическими структурами острова (см. врезку рис. 1) и понимание их тектонического режима весьма важно для целого ряда общих и приклад-

ных задач. В настоящее время утвердилось представление, что эти разломы являются сдвигами, но их кинематика трактуется неоднозначно.

Северо-Сахалинский глубинный разлом выделен В. С. Рождественским [10], который относит к его зоне Туинский, Хейтонский и Лонгрийский правые сдвиги на полуострове Шмидта, Восточно-Эхабинский и Пильтунский разломы в Северо-Сахалинской низменности, Центральный и Прибрежный сдвиги в Восточно-Сахалинских горах. Перечисленные разломы образуют на восточном побережье острова единую зону протяженностью 500 км и шириной до 10 км, где развиты интенсивная приразломная складчатость и складки волочения, сопряженные разрывы и трещины, которые выражены в рельефе тектоническими уступами, рывинами и валами, протягиваясь на многие десятки и сотни километров. Изучение тектонических особенностей указанной зоны привело В. С. Рождественского к мнению, что она представляет собой коровый правосторонний сдвиг. Ю. Н. Гололобов [5] также считает этот глубинный разлом сдвигом, но, используя практически те же геологические данные, представляет его кинематику более сложной: Восточно-Эхабинский разлом в рассматриваемой зоне является левосторонним сдвигом, а продолжающий его к югу Пильтунский имеет правостороннюю компоненту смещения.

Авторы настоящей статьи полагают, что основная причина имеющего место противоречия заключена в ограниченном характере геологических данных, ибо изучение таких сложных структур требует широкого привлечения данных сейсмологии, геодезии и других наук о Земле. На примере Центральнo-Сахалинского глубинного разлома они показали [11], что для оценки его тектонического режима (куда вхо-

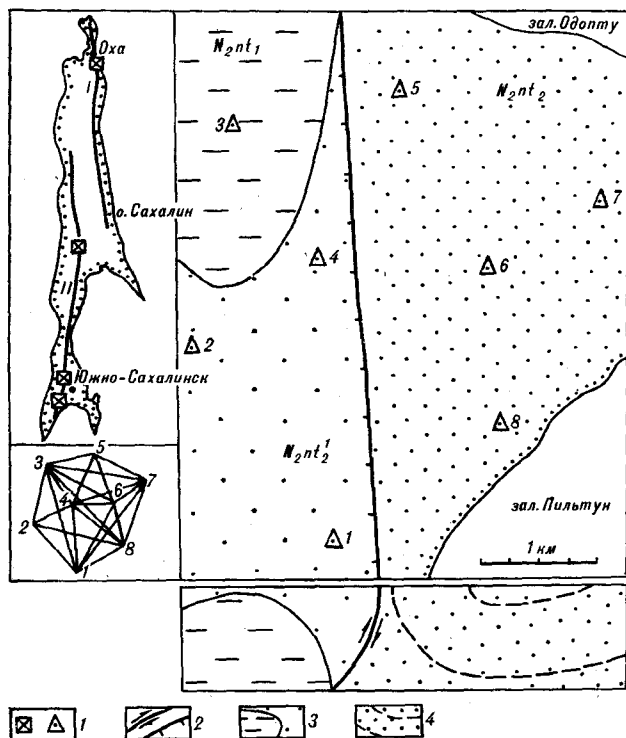


Рис. 1. Геологическая схема Пильтунского ГДП.

1 — геодинамический полигон (слева) и пункт плановой сети (справа); 2 — зона Восточно-Эхабинского разлома в плане (слева) и с компонентами смещения в вертикальной плоскости (справа); 3 — согласное залегание среднеплиоценовых (вверху) и нижнеплиоценовых (внизу) отложений; 4 — верхнеплиоценовые отложения и условные границы в них. На врезках расположение геодинамических полигонов на Северо-(I) и Центральнo-(II)-Сахалинском глубинных разломах, схема видимостей в плановой сети и схематический геологический разрез района ГДП.

дит определение направления и скорости перемещения деформации (вдоль разлома) необходима более строгая реконструкция особенностей поля напряжений в недрах, чем это делается в многочисленных геологических публикациях. Выяснилось, что инструментально определенные скорости движений земной коры за последние 10—15 лет можно распространить и на плиоценовое время, когда, по геологическим данным [10], начались горизонтальные подвижки на глубинных разломах острова: отношение скоростей современных горизонтальных и вертикальных движений соответствует отношению масштабов их проявления с плиоцена. Наконец, кинематика горизонтальных движений на Центрально-Сахалинском глубинном разломе является сложной — установлены право- и левосторонние подвижки в различные периоды инструментальных наблюдений, но их величина и последовательность оказались связанными с конкретными геологическими явлениями (землетрясениями, проявлениями грязевого вулканизма) и нашли свое удовлетворительное объяснение в модели распространяющегося через литосферу деформационного фронта, которую предложил Дж. Райс [9].

Изучение современных движений земной коры на северо-востоке Сахалина геодезическими методами начато в 1983 г. созданием Пильтунского геодинимического полигона (ГДП). Полигон расположен в западной части перешейка между заливами Пильтун и Одопту и включает часть зоны Восточно-Эхабинского разлома длиной около 4 км (см. рис. 1). Разлом на полигоне картируется в виде ступени в рельефе высотой порядка 50—60 м, отделяющей Восточно-Эхабинскую холмистую гряду от прибрежной низменности, и представляет собой целую зону нарушений мощностью в несколько десятков метров, где наблюдаются сильно трещиноватые и перемятые породы с милонитами и тектонической брекчией. Зона разлома круто наклонена к западу: вблизи поверхности углы падения пород достигают 80° , а с глубиной выколаживаются до 50° (см. врезку на рис. 1). Вертикальная амплитуда разлома в районе ГДП порядка 1000 м.

Пункты 1—4 построенной плановой сети располагаются в пределах Восточно-Эхабинской холмистой гряды, пункты 5—8 — в зоне прибрежной низменности на перешейке между заливами Пильтун и Одопту. Пункты 2, 3, 5—7 непосредственно включены в профиль повторного высокоточного нивелирования. Высоты остальных отметок получены методом одновременного двухстороннего тригонометрического нивелирования. Средние квадратические ошибки уравниваемых высотных отметок не превышают 4,0 мм. Точность полученной высотной основы вполне удовлетворяет целям редуциро-

вания измеренных сторон на поверхности относимости и изучения вертикальных движений пунктов плановой сети.

Измерение плановой сети выполнялось в 1983 и 1984 г. методом трилатерации с использованием светодальномера СГ-3. Измерялись все 23 стороны полигона (см. врезку рис. 1). Применяемые методика наблюдений и способы снижения ошибок метеорологического происхождения описаны в работах [3, 4]. Ошибки измеренных сторон (считая их равноточными) по результатам уравнивания соответственно равны 1,5 и 5,8 мм*. В пределах этой точности полученные результаты пригодны к интерпретации.

Анализ горизонтальных деформаций Пильтунского ГДП выполнен в двух вариантах: в векторном виде с выделением на полигоне стабильных пунктов и в рамках тензорного представления результатов повторных геодезических измерений. Недостатки первого и достоинства последнего способов достаточно подробно обсуждались в [6, 8]. С помощью тензоров второго ранга получены основные инвариантные (не зависящие от выбора стабильных пунктов) компоненты деформации: ориентация φ и главные значения деформаций ϵ_1 и ϵ_2 , максимальный сдвиг γ_m и дилатация Q . На их основе рассмотрены следующие модели деформирования:

a — однородная — характер деформирования ГДП находится из предположения однородности его деформирования в целом [6, 8];

b — модель с пассивным разломом — линия разлома разделяет полигон на два однородно деформируемых блока с различными реологическими свойствами, но смещения по ней не происходит [8];

в — модель с активным разломом — то же, что и в предыдущем случае, но по линии разлома происходит смещение его крыльев [8];

г — модель с активным разломом без деформирования его крыльев,

С целью выбора наиболее адекватной модели деформирования Пильтунского ГДП за период 1983—1984 гг. выполнено сравнение названных моделей. Критерием выбора могут служить оценка точности параметра деформаций и соотношение величин деформаций и их ошибок. Параметры деформирования и оценка точности получены методом наименьших квадратов с использованием программ машинной обработки, составленных Н. В. Наумовым. Ему же принадлежит идея рассмотрения последней модели.

* Ухудшение точности в 1984 г. связано с паразитной и старением конденсаторов Керра приемопередатчика СГ-3, что было выяснено после выполнения наблюдений.

Смещения подвижных пунктов Пильтунского ГДП за 1983—1984 гг. относительно исходных пунктов 1, 2, 4

Пункт	Величина смещения, мм	Азимут смещения, град
3	$23,6 \pm 5,5$	42 ± 11
5	$10,1 \pm 6,0$	148 ± 39
6	$19,5 \pm 5,0$	137 ± 12
7	$30,1 \pm 7,5$	144 ± 9
8	$2,6 \pm 4,5$	29 ± 180

Для получения векторной схемы смещений пунктов Пильтунского ГДП на западном крыле Восточно-Эхабинского разлома выявлены стабильные пункты 1, 2, 4, которые за период 1983—1984 гг. имеют минимальные относительные движения, не превышающие 4,2 мм. Схема векторов смещений подвижных пунктов, вычисленных по разностям измеренных сторон, приведена на рис. 2 (табл. 1). В целом смещение подвижных пунктов, расположенных на восточном крыле изучаемого разлома, имеет характер правостороннего сдвига (~ 13 мм) относительно западного крыла с небольшим растяжением (~ 7 мм) в зоне разлома.

Параметры деформирования в моделях *a*—*г*, определенные по измеренным сторонам, приведены в табл. 2. Для них дополнительно выполнена проверка устойчивости полученных решений в зависимости от вычислений по измеренным или уравненным элементам [2]. По-

лученная разница в компонентах деформаций находится в пределах 0,8 средней квадратической ошибки определения параметров (по измеренным элементам). Исключение составляет модель *г*, где смещение изменяется по величине от 5,2 до 16,7 мм, а по направлению — от 102 до 168° , что является следствием большой дисперсии результатов наблюдений 1984 г.

В рассматриваемый период район Пильтунского ГДП деформируется в целом неоднородно. Модель *a* (см. рис. 2) малодостоверна, максимальные величины деформаций не превышают двух ошибок их определения. Учитывая неустойчивость решения, относительно модели *г* можно говорить только о потенциальной возможности правостороннего сдвига с растяжением в зоне разлома, что согласуется с векторной схемой смещений пунктов и характером деформирования в однородной модели.

Деформации крыльев в моделях *б* и *в* с пассивным и активным разломом практически одинаковы, однако ошибки определения компонент деформаций для модели *в* несколько больше, а вектор относительного смещения крыльев разлома не только не достоверен, но и противоречит векторной схеме смещений пунктов и модели *г*. В модели *б* (см. рис. 2) оба крыла Восточно-Эхабинского разлома находятся в состоянии сжатие — растяжение. Абсолютные значения главных компонент деформации ϵ_1 и ϵ_2 практически одинаковы как для западного, так и для восточного крыла, однако их ориентация существенно различна: на западном крыле разлома направление компоненты ϵ_2 субширотное, на восточном — субмеридиональное. В обоих случаях интенсивность формоизменения (γ_m) существенно преобладает над дилатацией, причем восточное крыло разлома деформируется более интенсивно.

Таким образом, в период 1983—1984 гг. для зоны Восточно-Эхабинского разлома наиболее реальной моделью деформирования можно считать модель *б* с пассивным разломом. Однако не следует отрицать и возможность правостороннего смещения с растяжением в зоне разлома.

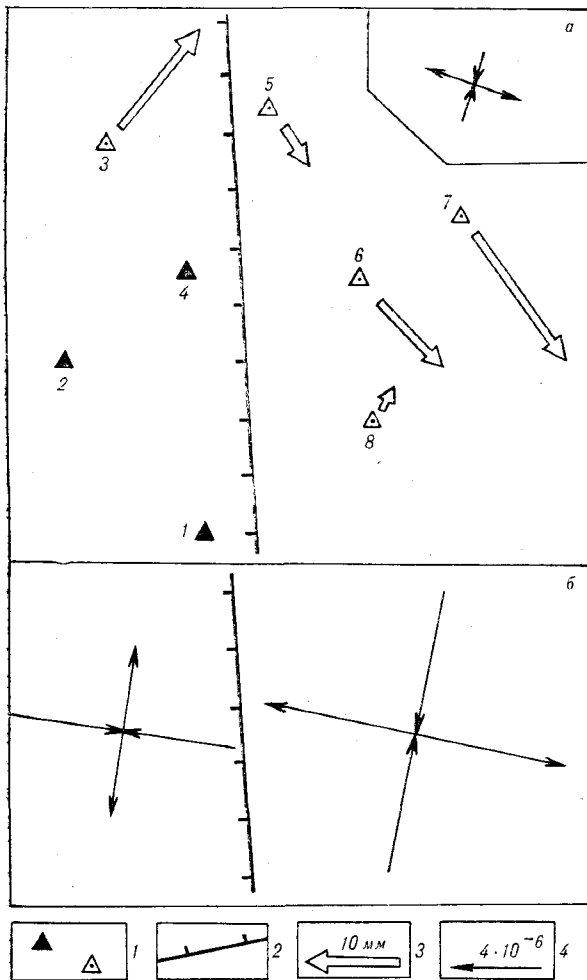


Рис. 2. Схема деформаций Пильтунского ГДП за 1983—1984 гг.

1 — стабильные (слева) и подвижные (справа) пункты плановой сети; 2 — зона Восточно-Эхабинского разлома; 3 — масштаб вектора смещения; 4 — масштаб осей главных деформаций (полнение моделей *a*, *б* см. в тексте).

Деформации поверхности Пильтунского ГДП за период 1983—1984 гг. ($n \cdot 10^{-6}$)

Поверхность	Параметр деформации	Модель			
		a	b	c	d
Западное крыло Восточно-Эхабинского разлома	ε_1	$3,3 \pm 2,1$	$6,4 \pm 2,7$	$5,5 \pm 3,0$	
	ε_2	$-2,3 \pm 2,2$	$-8,8 \pm 4,0$	$-4,8 \pm 5,3$	
	γ_m	$5,7 \pm 3,5$	$15,2 \pm 5,6$	$10,3 \pm 7,1$	
	Q	$1,0 \pm 2,6$	$-2,4 \pm 3,8$	$0,8 \pm 4,8$	
	Φ_{ε_1}	113 ± 18	8 ± 9	10 ± 14	
Восточное крыло того же разлома	ε_1		$11,1 \pm 2,9$	$13,9 \pm 3,7$	
	ε_2		$-9,7 \pm 2,6$	$-10,1 \pm 2,8$	
	γ_m		$20,8 \pm 4,5$	$24,0 \pm 5,4$	
	Q		$1,4 \pm 3,0$	$3,8 \pm 3,8$	
	Φ_{ε_1}		101 ± 6	101 ± 6	
	$n(\text{мм})$			$8,6 \pm 7,4$	$5,2 \pm 6,9$
	α°			300 ± 41	188 ± 47

Примечание. n — смещения восточного крыла разлома относительно западного; α — направление смещения. Остальные усл. обозн. см. в тексте. Модель a относится ко всей поверхности полигона.

Центры 1, 2, 4 и 8 плановой сети Пильтунского ГДП располагаются в непосредственной близости от пунктов, где выполнялись геодезические наблюдения около 50 лет назад (1932 г.). Исходя из класса точности этих работ ошибки измерения углов априорно можно оценить величиной порядка 5"; ошибки определения высот могут достигать 10—15 см. На указанных пунктах были измерены необходимые элементы редукции между старыми и новыми знаками. Точность плановой привязки не хуже ± 3 мм для максимальных расстояний до 80 м. Точность высотной привязки ± 1 мм.

Предварительный анализ показывает, что минимальное деформирование за период 1932—1938 гг. испытывает треугольник 1—2—4 (западное крыло Восточно-Эхабинского разлома). Самые значительные изменения углов и превышений связаны с пунктом 8, расположенным на восточном крыле разлома. Пренебрегая возможными деформациями в треугольнике 1—2—4 и весьма малыми ошибками наблюдений 1983 г., можно оценить точность геодезических измерений 1932 г. величиной 8" для углов и 12 см для высот пунктов.

Для выбора масштаба на период 1932 г. рассмотрены наиболее реальные варианты сохранения площади и среднего масштаба сторон треугольника 1—2—4. При вычислении параметров деформирования оба варианта оказались практически одинаковыми (в пределах 0,3 средней квадратической ошибки определения компонент деформации и 0,6 — ошибки вектора смещения).

Параметры относительного смещения крыльев Восточно-Эхабинского разлома за 1932—1983 гг.

Тип смещения	Величина смещения, см
Плановое смещение пункта 8 относительно пунктов 1, 2, 4	$25,4 \pm 3,1$
Азимут смещения	$304 \pm 8,0$
Сжатие (вкост разлома)	$-20,2 \pm 2,3$
Сдвиг левосторонний (по направлению разлома)	$15,4 \pm 3,9$
Вертикальное смещение пункта 8 относительно пунктов 1, 2, 4	-66 ± 9

Отдельно следует остановиться на вопросе устойчивости старых знаков. Специальное обследование показало, что центры 1, 2, 4 заложены в песчаных грунтах с прослоями или обломками слабосцементированных песчаников. Условия закладки и устойчивость этих знаков следует признать вполне удовлетворительными.

В наиболее неблагоприятных условиях находится пункт 8, где могут проявляться выпучивающие усилия грунтов. Однако изменение его высоты (табл. 3), а также согласованность горизонтальных и вертикальных смещений, о чем будет сказано ниже, позволяют считать центр 8 устойчивым, а его смещения — свободными от влияния неблагоприятных грунтовых условий.

Относительное смещение крыльев и деформации в зоне Восточно-Эхабинского разлома за период порядка 50 лет показаны на рис. 3 и приведены в табл. 3. Все параметры определены при условии сохранения площади треугольника 1—2—4. Ошибки параметров деформирования в треугольниках 1—2—4 и 1—4—8

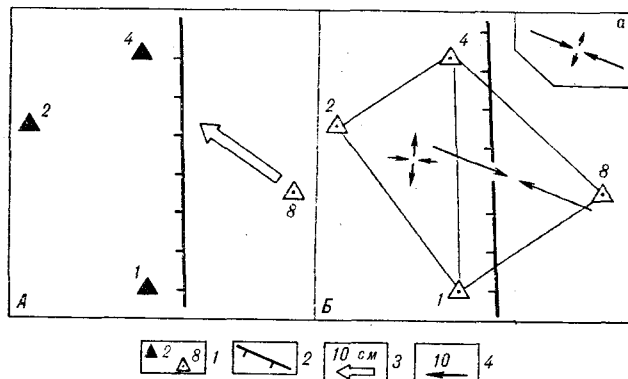


Рис. 3. Смещения (А) и деформации (В) в зоне Восточно-Эхабинского разлома за период 1932—1983 гг. (на врезке приведена модель однородного деформирования a). Усл. обозн. см. на рис. 2.

имеют порядок $(4-5) \cdot 10^{-5}$, поэтому деформации в первой фигуре недостоверны (см. рис. 3, Б). Ориентация преобладающей деформации сжатия непосредственно в зоне разлома (треугольник 1-4-8) субширотная. Ее величина $(-15 \cdot 10^{-5})$ находится в пределах общепринятой критической точки деформации в окрестности разрыва, равной $(1-2) \cdot 10^{-4}$ [1]. Это свидетельствует о современной активности Восточно-Эхабинского разлома и наличии смещений по нему. По этой же причине модель однородного деформирования (см. врезку на рис. 3, Б) малодостоверна: максимальная величина преобладающего субширотного сжатия $(-7,4 \cdot 10^{-5})$ сравнима с двумя ошибками его определения.

За последние 50 лет в зоне Восточно-Эхабинского разлома происходит левосторонний сдвиг со средней скоростью 3,0 мм/год, сопровождаемый значительным субширотным сжатием (4,0 мм/год) в зоне разлома. Скорость опускания восточного крыла относительно западного составляет 13 мм/год, что со-

гласуется с картой современных вертикальных движений о. Сахалин [7], по величинам полученной относительной скорости опускания больше в 3-5 раз. Учитывая величину субширотного сжатия и относительного вертикального движения крыльев, смещение (по геодезическим данным) происходило по плоскости, падающей к западу под углом 73° . Это находится в хорошем соответствии с геологическими данными (см. начало статьи), т. е. смещение происходило по зоне Восточно-Эхабинского взбросовдвиг.

В заключение необходимо отметить справедливость точки зрения Ю. Н. Гололобова [5] о кинематическом стиле Восточно-Эхабинского разлома, которую подтвердил анализ геодезических данных за последние 50 лет. Однако характер движений во времени, по-видимому, неоднороден: в отдельные периоды, как в 1983-1984 гг., смещений по разлому может не происходить, либо возможны проявления правосторонних подвижек с растяжением в зоне разлома.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асада Т., Исигаси К. и др. Методы прогноза землетрясений. Их применение в Японии.— М.: Недра, 1984.
2. Богданова Е. Д. Результаты анализа повторных геодезических измерений на геодинимических полигонах Сахалина за 1982-1984 гг. // XIV конференция молодых ученых и специалистов ИМГиГ ДВНЦ АН СССР (тез. докл.).— Южно-Сахалинск, 1985.
3. Василенко Н. Ф. Определение средней по трассе температуры при выполнении светодальномерных измерений на геодинимических полигонах // Современные движения земной коры на геодинимических полигонах // Тез. докл. IX Междудементального совещания по изучению современных движений на геодинимических полигонах (28.09-2.10.1981 г.).— Петропавловск-Камчатский, 1981.
4. Василенко Н. Ф., Прилепин М. Т. Изучение современных движений земной коры методом светодальномерной трилатерации // Там же.
5. Гололобов Ю. Н. Роль сдвигов в формировании структуры Северного Сахалина // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1981.— № 11.
6. Есиков Н. П. Тектонофизические аспекты анализа современных движений земной поверхности.— Новосибирск: Наука, 1978.
7. Карта современных вертикальных движений земной коры о. Сахалин масштаба 1:2 500 000.— М.: ГУГК СССР, 1981.
8. Кучай В. К., Захаров В. К. Геодезическая основа для изучения современной динамики Земли // Геология и геофизика.— 1984.— № 5.
9. Райс Дж. Механика очага землетрясения.— М.: Мир, 1982.
10. Рождественский В. С. Сдвиги Северо-Восточного Сахалина // Геотектоника.— 1975.— № 2.
11. Сапрыгин С. М., Василенко Н. Ф. О механизме современных движений в литосфере Сахалина // Физические свойства вещества и процессы в недрах Земли.— М.: Наука, 1986.

ИМГиГ ДВО АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
4 июня 1986 г.

УДК 553.45 : 551.243(571.63)

В. В. Середин, Н. П. Митрофанов

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРОЕНИЕ КАВАЛЕРОВСКОГО ОЛОВОРУДНОГО РАЙОНА

Структурно-металлогенический анализ, основанный на комплексном изучении разномасштабных и разнотипных элементов орогенной синрудной тектоники, выявил новые закономерности в тектонической позиции и внутреннем строении Кавалеровского рудного района. Установлена приуроченность района к ядру Южно-Сихотэ-Алинского сводового поднятия. Показано размещение его в секториальном блоке надвнутривязного типа. Определены границы района, вычленимого в виде трапециевидной площади на юге блока, где сгруппированы скрытые гранитоидные массивы. Намечены закономерности размещения оруденения

в районе. Выделены: рудные узлы над кровлями скрытых плутонов; рудные зоны, отождествляемые с зонами тектонических нарушений, пересекающие узлы в северо-восточном и меридиональном направлениях; рудные поля, локализованные в очагово-купольных структурах, имеющих радиально-концентрическое строение в плане и веерообразное в разрезе. Уточнение тектонической позиции Кавалеровского рудного района, определение структурных условий рудолокализации может способствовать эффективности поисково-разведочных работ.

Кавалеровский рудный район, расположенный в складчатых мезозоидах южного Сихотэ-Алиня, является старейшим поставщиком олова Дальнего Востока. Геологическое строение и месторождения района хорошо изучены и неоднократно освещались в литературе [3—6]. Это позволяет не останавливаться на подробной характеристике рудных объектов, магматических комплексов, складчатого основания и других общих особенностях района и сконцентрировать все внимание на закономерностях структурного контроля оруденения.

ции мезозоид [12]; складчатые северо-северо-восточные левосторонние сдвиги и сопряженные с ними северо-западные зоны растяжения [16]; поперечные к складчатым структурам тектонически ослабленные зоны, трактуемые как активизированные в рудоносный этап разломы кристаллического фундамента [4, 5, 12, 17]. В последнем случае приоритет чаще отдавался широтным [5, 17] или северо-западным [3] ослабленным зонам, хотя некоторые исследователи подчеркивали важное металлогеническое значение крупных систем нарушений всех направлений ортогональной и диагональной сети [4].

ПРОБЛЕМА СТРУКТУРНОГО КОНТРОЛЯ ОЛОВОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ КАВАЛЕРОВСКОГО РАЙОНА (состояние и пути решения)

Данная проблема имеет два относительно самостоятельных, но одинаково важных аспекта. Первый касается закономерностей структурной позиции рудного района, второй — тектонического контроля рудных узлов и полей, расположенных в его пределах.

Главное внимание исследователей Кавалеровского района традиционно концентрировалось на решении вопросов, связанных с его внутренним строением, т. е. на втором аспекте указанной проблемы. В качестве структур, определяющих закономерности локализации оловянного оруденения в пределах района, рассматривались тектонические элементы различного типа и возраста: складчатые дислока-

Обилие моделей тектонического контроля рудных полей и узлов резко контрастирует с ограниченностью информации о закономерностях структурной позиции самого рудного района. Его характеристика в этом отношении, как правило, ограничивается указанием на размещение района в двух различных структурно-фациальных зонах мезозоид и в секущей их широтной трансрегиональной зоне нарушений [4, 17]. Такой характеристики, очевидно, недостаточно для понимания тектонической специфики площади рудного района, так как в данном случае для объяснения повышенной рудоносности сравнительно небольшой территории привлекаются гораздо более крупные структуры. В результате в большинстве работ Кавалеровский рудный район описывается обычно как территориальная единица, имеющая больше экономико-географическое, чем структурно-металлогеническое значение. Прямое след-

стве подобного подхода — серьезные расхождения в мнениях о границах, конфигурации и площади района, т. е. по вопросам, важным не только в научном, но и в практическом отношении.

Краткий анализ представлений о структурном контроле оловорудной минерализации Кавалеровского района показывает, что оба аспекта данной проблемы требуют дальнейшей разработки. Ниже сделана попытка осветить закономерности размещения оловорудной минерализации на принципиально новой структурной основе. Предварительно необходимо оговорить содержание понятия «рудный район», трактуемое часто в очень широком смысле, а также сформулировать основные принципы, определившие методику проведения структурно-металлогенического анализа.

Как известно, «рудный район» — это не только и не столько географическое и промышленно-экономическое понятие, сколько самостоятельный металлогенический таксон, используемый в большинстве классификаций рудоносных площадей [10, 17, 18]. Характерный признак рудного района — наличие сближенной группы промышленных, часто однотипных месторождений. Кроме того, его площадь изобилует проявлениями рудных концентраций главного и сопутствующих металлов, а также гипогенными и гипергенными ореолами рассеяния, что позволяет рассматривать рудный район как своего рода гигантскую геохимическую аномалию.

Во многих работах показана тесная корреляция высокой рудоносности со специфическим характером магматизма, проявленного на площади рудных районов. Меньше внимания обычно уделяется выявлению их структурного своеобразия. Между тем если рассматривать рудный район как металлогенический таксон, то следует признать, что ему, как и другим классификационным единицам (поясам, зонам, узлам), должна быть присуща закономерная связь с определенными тектоническими структурами [10]. Такая связь, как подчеркивал А. Д. Щеглов, имеет силу геологического закона, действующего независимо от масштаба (ранга) изучаемого объекта [19]. Итак, приходим к определению рудного района как рудоносной территории среднего масштаба изометричной или субизометричной конфигурации, которая наряду с промышленными месторождениями характеризуется повышенным геохимическим фоном ведущего и сопутствующих металлов, а также отличается специфическим магматизмом и своеобразным тектоническим строением и (или) развитием.

При проведении структурно-металлогенического анализа прежде всего необходимо определить тип и возраст тектонических структур,

которые могут играть главную роль в выяснении закономерностей размещения рудной минерализации. Как показывает опыт, и, в частности, пример Кавалеровского района, в этом отношении всегда существует определенная степень свободы, так как в строении земной коры обычно имеют место разновозрастные и разнотипные структуры, сформированные в течении неодинаковых по характеру и полям напряжений тектонических циклов. Поэтому при выборе структурной основы мы руководствовались определенными принципами, вытекающими из теоретических и логических предпосылок. Сформулированные ниже в отношении рудных районов, они носят достаточно общий характер и, по-видимому, применимы также при анализе структурной позиции рудоносных площадей других таксономических рангов.

1. Принцип приоритета синрудной тектоники. Заключается в концентрации основного внимания при структурно-металлогеническом анализе на тектонических структурах, возникших и (или) активно развивающихся в период формирования эндогенного оруденения. Основывается на известном положении, указывающем, что рудогенез должен рассматриваться в тесной исторической взаимосвязи с другими компонентами (структурообразованием, магматизмом, метаморфизмом и т. д.) единого процесса эволюции земной коры [2].

2. Принцип структурной индивидуальности. Прямо вытекает из принятого определения понятия «рудный район». Предусматривает специфические особенности тектонического строения и развития площади рудного района, которые резко отличают его от окружающих территорий. Структурная индивидуальность района может определяться не только его особым тектоническим устройством, но и своеобразием позиции в общей структуре региона.

3. Принцип сопоставимости. Подразумевает строгое соответствие между геометрическими параметрами (формой, размерами) анализируемых металлогенических и структурных единиц. Широко используется в структурно-металлогенических классификациях, однако при конкретных исследованиях часто нарушается.

Сформулированные принципы определяли основные направления и масштаб проведения структурно-металлогенического анализа. Главное внимание уделялось орогенным структурам Сихотэ-Алиня, так как формирование оловянного оруденения Кавалеровского района происходило синхронно интенсивным орогеническим движениям позднемелового — раннекайнозойского возраста. В это время наряду с образованием специфического ряда тектономагматических структур отмечается активизация многих разломов, заложившихся в более ранние этапы развития региона. Такие структурные

элементы также учитывались при металлогенических построениях. Масштаб исследований и тип анализируемых структур менялись в зависимости от решения того или иного аспекта проблемы тектонического контроля оруденения Кавалеровского района.

ПОЛОЖЕНИЕ РАЙОНА В ОРОГЕННОЙ СТРУКТУРЕ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Тектонические условия орогенного этапа определялись дифференцированным воздыманием консолидированной складчатой области, сопровождавшимся интенсивным интрузивным и эффузивным магматизмом. Последний особенно активно проявлялся на восточном фланге орогена, где в зоне сочленения контрастно развивающихся литосферных блоков сформировался Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс. Сихотэ-Алинский ороген долгое время описывался как единое глыбовое поднятие. В последнее десятилетие это представление было пересмотрено, и ороген стал рассматриваться как линейная цепь изометричных и овальных сводовых структур, достигающих в поперечнике 150—250 км [8, 9, 12 и др.] Данные гравиметрии и закономерности размещения орогенных магматических образований указывают на формирование сводовых поднятий в связи со становлением обширных гранитоидных криптобатолитов. Расчеты [14] и материалы ГСЗ [5] позволили сделать вывод о разуплотнении под сводами не только верхней части, но и всей толщи земной коры, а также значительных объемов верхней мантии. Последнее может свидетельствовать о том, что гранитизация и соответственно сводообразование, возможно, стимулировались мощным притоком тепла и глубинных флюидов из мантии.

Сводовые структуры Сихотэ-Алинского орогена заметно отличаются друг от друга характером внутреннего строения и развития, особенностями магматизма и рудоносности, что во многом определяет свойственную для данного региона поперечную тектономагматическую и металлогеническую зональность [11]. Эти отличия, вероятно, обусловлены индивидуальным стилем формирования и эволюции, отвечающих сводам глубинных и коровых магматических очагов.

Неодинакова и рудная продуктивность сводовых поднятий, также определенным образом коррелирующая с типом их строения и развития. В оловоносной части орогена по этому показателю резко выделяется Южно-Сихотэ-Алинский свод, который контролирует сближенную группу рудоносных площадей, включающую наряду с Кавалеровским, Краснореченский и Дальнегорский рудные районы, а

также серию самостоятельных оловянных и полиметаллических узлов и полей. Данная структура заметно отличается от остальных звеньев сводовой цепи Сихотэ-Алиня проявлением орогенного магматизма преимущественно в эффузивной форме, более кислым его составом при повышенной калиевой щелочности, небольшим эрозийным срезом и близповерхностным уровнем становления криптобатолитов. Перечень индивидуальных особенностей Южно-Сихотэ-Алинского сводового поднятия можно было бы продолжить, однако для нас принципиальное значение в данном случае имеет только тот факт, что Кавалеровский рудный район оказался приуроченным к крупной (160 × 110 км) орогенной структуре, отличающейся особым характером строения и общей повышенной рудоносностью.

Следующий шаг анализа — выяснение закономерностей локализации рудного района в сводовом поднятии — начнем кратким описанием внутренней структуры свода. При этом будем опираться на результаты комплексного изучения геолого-геоморфологических и геофизических данных, поскольку только такой методический подход позволяет осуществлять структурное районирование континентальных поднятий [11].

Южно-Сихотэ-Алинский свод имеет форму правильного овала, вытянутого в северо-северо-восточном направлении согласно ориентировке основных структурно-формационных зон Сихотэ-Алинской геосинклинали. Свод наложен на разновозрастные дислоцированные толщи и характеризуется концентрически-зональным строением. Он состоит из трех основных структурных элементов — ядра и обрамляющих его промежуточной и периферической зон (рис. 1). Ядро свода слагают геосинклинально-складчатые толщи, прорванные многочисленными малыми интрузиями и дайками, и мощные вулканические образования, залегающие в обширных вулканотектонических депрессиях (см. рис. 1, а). Осадочные породы подверглись в орогенный этап интенсивной метасоматической проработке, в процессе которой сформировалась зональная колонка региональных метасоматитов [13]. В ядре значительно большим распространением, чем в других зонах структуры, пользуются биотититы и пропициты — метасоматиты нижнего и низов верхнего ярусом. Судя по геофизическим данным, ядро отличается также повышенной концентрацией неглубоко залегающих крупных интрузий кислого состава. Одни из них вскрыты буровыми скважинами, другие подтверждаются косвенными геологическими признаками (поля роговиков, высокотемпературная оловорудная минерализация, ксенолиты гранитов в дайках и эруптивных брекчиях и др.).

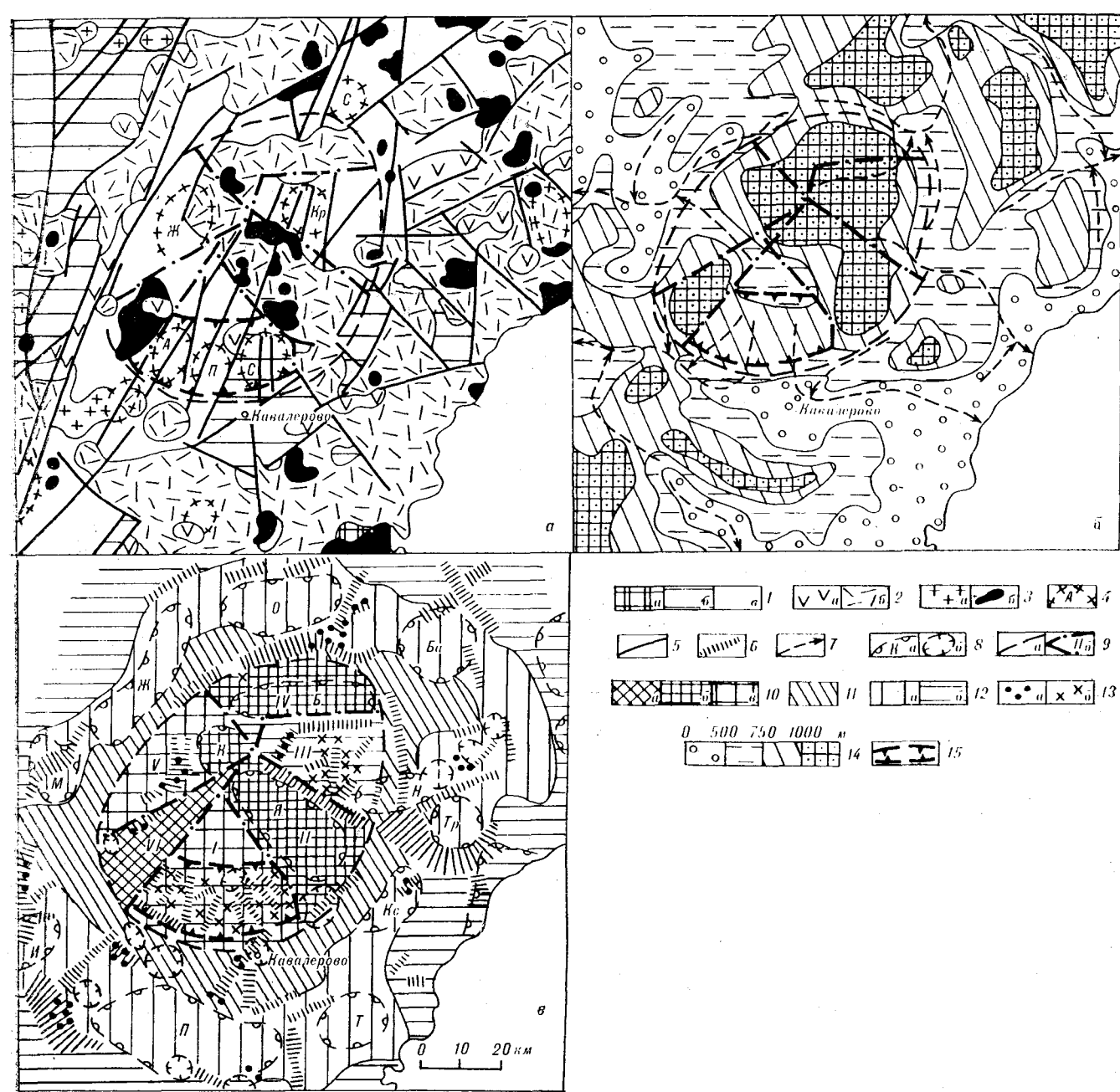


Рис. 1. Южно-Сихотэ-Алинское сводовое поднятие.

Схемы: геологического строения (а), современной морфологии (б), внутренней структуры с элементами олюновости (с). 1 — разновозрастные геосинклинально-складчатые толщи: а — С — Р, б — Т — К₁, в — К₂; 2 — орогенные эффузивно-экструзивные образования: а — андезито-базальтового состава, б — липарито-дацитового состава; 3 — интрузии гранитоидов: а — раннемеловые, б — позднемеловые — палеогеновые; 4 — крупные скрытые плутоны гранитоидов, выделенные по геофизическим данным: А — Арсеневский, П — Партизанский, С — Силинский, Ж — Журавлевский, Кр — Красноярский, О — Октябрьский; 5 — разломы; 6 — дайновые пояса; 7 — основные направления стока; 8 — границы вулканоструктур: а — крупных кальдер и вулканотектониче-

ских впадин (О — Ороченская, Ж — Журавлевская, М — Мало-Попереченская, П — Павловская, Т — Туманная, К — Кисинская, Тр — Триключевская, Ба — Базовская, Б — Березовская, Я — Якутинская, К — Караванная, И — Изюбринная), б — прочих кальдер; 9 — границы: а — ядро, б — секториальных блоков в ядре свода (I — Кавалеровский, II — Якутинский, III — Красноярский, IV — Березовский, V — Журавлевский, VI — Мондонитовый); 10 — 12 — структуры зоны свода: 10 — ядро с блоками, сложенными преимущественно интрузивными (а), вулканическими (б) и осадочными (с) породами, 11 — промежуточная зона, 12 — периферическая зона: а — внутренняя, б — внешняя подзоны; 13 — участки развития оловорудной минерализации: а — второстепенные, б — главные; 14 — гипсометрическая шкала; 15 — граница Кавалеровского рудного района.

Для многих интрузивных и вулканических пород ядра весьма характерна повышенная щелочность при заметном преобладании калия над натрием [1, 8]. Эта особенность прослеживается в различных по составу магматических образованиях, что определило широкое развитие здесь монцонитоидов, граносиенитов, габбро-сиенитов, трахиандезитов и трахилпаритов. За пределами ядра подобные породы распространены в целом значительно меньше.

В геоморфологическом отношении ядро — это наиболее приподнятая часть структуры (см. рис. 1, б). Оно обрамлено дугowymi и расчленено радиальными речными долинами. В аномальном гравитационном поле (в редукции Буге) ему отвечает самая глубокая часть регионального минимума. На схеме районирования трансформированного поля силы тяжести видно, что здесь резко преобладают отрицательные остаточные аномалии, интенсивность которых варьирует в широких пределах.

Ядерная часть структуры обрамляется зоной, сложенной главным образом осадочными толщами. Магматические образования развиты здесь спорадически и представлены свитами даек и небольшими кальдерами. В рельефе эта зона занимает пониженное положение и отклоняется поднятое ядро от имеющей дифференцированное строение периферии. Однако наиболее отчетливо данная зона, названная по своему положению промежуточной, проявлена в гравитационном поле, где она выделяется в виде полосы остаточных положительных аномалий, обрамляющих ядерный гравитационный минимум.

Следующий структурный элемент свода отвечает практически замкнутому овалу вулканических полей. По геолого-геофизическим признакам периферическая зона состоит из двух подзон — внутренней и внешней. Первая представляет собой совокупность крупных вулканотектонических депрессий, выполненных главным образом игнимбритами и туфами липаритов. В гравитационном поле она выражена как пояс остаточных отрицательных аномалий, интенсивность которых обычно заметно уступает аномалиям, расположенным в ядре свода. Внешняя подзона характеризуется положительным уровнем остаточных аномалий. Среди эффузивов здесь более широко представлены породы среднего и умеренного кислого состава. Кроме того, значительную площадь внешней подзоны занимают выступы складчатого основания.

Рассмотренные структурные элементы отличаются не только типом своего строения, но и металлогенической специализацией, а также продуктивностью рудных объектов. Ядро свода отвечает одному из раздувов Водораздельной

металлогенической подзоны, вмещающей касситерит-силикатно-сульфидные месторождения Сихотэ-Алиня, которая, как показала Е. А. Радкевич [3], имеет четковидную конфигурацию. Два других раздува Водораздельной подзоны контролируются ядрами соседних сводовых поднятий.

В ядре Южно-Сихотэ-Алинского свода сконцентрированы оловорудные районы и узлы (Кавалеровский, Краснореченский, Высокогорский, Дальненский, Дорожный). В промежуточной зоне оловоносность заметно снижается, и здесь на первый план выходят полиметаллическое, ртутное, медно-порфировое и некоторые другие типы эндогенного оруденения. В периферической зоне продуктивность рудных объектов еще более снижается. В ее внутренней подзоне известны небольшие изолированные оловополиметаллические рудные объекты (Кисинское, Черемуховое и др.); внешняя подзона характеризуется медно-полиметаллической и медно-молибденовой специализацией. Таким образом, основные особенности строения Южно-Сихотэ-Алинского сводового поднятия определяют концентрическую металлогеническую зональность, проявленную в смене типа профилирующего оруденения от центра к периферии свода и в уменьшении в этом же направлении масштабов рудных объектов и рудоносных площадей.

Концентрическая структурно-металлогеническая зональность свода, вероятно, может быть связана с аналогичной зональностью в строении криптобатолита. Расчеты показывают, что глубина залегания подошвы гранитов в центре свода равна 10—12 км, а на его периферии — 3—5 км. [9]. Следовательно, как и большинство плутонов такого типа, криптобатолит в целом имеет линзовидную в разрезе форму, осложненную, по-видимому, выступами и прогибами кровли. Выступы фиксируются вулканотектоническими депрессиями и прогибами плутонами гранитоидов, прогибы отвечают блокам, характеризующимся редуцированным проявлением на поверхности кислого магматизма.

С этих позиций ядро свода отвечает центральному раздуву криптобатолита, фиксирующему область максимальной активности интрателлурических флюидов. Судя по данным ГСЗ [5] и расчетам [14], разуплотнением в районе ядра охвачена практически вся толща коры до глубины 30 км. Это может указывать на существование здесь в период сводообразования многоярусной системы магматических очагов, которую венчает крупный близповерхностный криптобатолит кислого состава. Промежуточная зона свода, вероятно, соответствует приядерной полосе погружения кровли при общем сокращении мощности верхнекорового очага, что

создавало благоприятные условия для проникновения к поверхности глубинных магматических расплавов. Внутренняя подзона периферической зоны совпадает с новым подъемом кровли криптобатолита при общем его утоньшении, внешняя — во многом похожа на промежуточную зону. Периферический выступ верхнекорового магматического очага фиксируется поясом вулканических и экструзивных образований и контролируется концентрической зоной краевых разломов свода.

Ядро свода имеет секториальное блоковое строение (см. рис. 1, *в*). В нем выделяются блоки трех типов: депрессионный вулканотектонический (II, IV), горстовый интрузивный (VI) и относительно стабильный надинтрузивный (I, III, V). Структуры первых двух типов соответствуют выступам криптобатолита, последнего — прогибам его кровли, осложненной скрытыми куполами.

Касситерит-силикатно-сульфидная минерализация Южного Сихотэ-Алиня обычно локализуется на удалении от кровли гранитных массивов. Соответственно повышенная оловоносность наблюдается только в блоках ядра, которые отвечают прогибам кровли криптобатолита, а в их пределах — над скрытыми гранитными куполами. В вулканотектонических депрессиях минерализация, очевидно, была распылена в процессе игнибритообразования, сопровождавшегося мощным выделением летучих из кислых флюидонасыщенных магм. В интрузивном блоке известны небольшие проявления грейзенового типа, а более продуктивные проявления хлоритового и турмалинового типов, вероятно, уничтожены эрозией.

Сравнительный анализ надинтрузивных блоков ядра показывает, что их рудоносность прямо коррелирует с уровнем эрозионного среза и глубиной залегания скрытых плутонов. Кавалеровский секториальный блок [1] отличается от остальных структур такого же типа не только повышенной рудоносностью, но и наименьшим эрозионным срезом при наибольшей (согласно расчетам В. П. Макарова) средней глубине залегания кровли гранитных массивов. Меньшая эродированность Кавалеровского блока устанавливается по комплексу геологических (локальное развитие биотититов, остатки покровов раннекайнозойских базальтов и др.) и минералого-геохимических признаков [6].

Данная специфика Кавалеровского блока проявлена в современном рельефе и аномальном поле силы тяжести (см. рис. 1, *б*). Морфологически это относительно пониженный сектор в ядре свода, причем, судя по небольшому уровню среза, такая выраженность в рельефе связана с меньшей интенсивностью его воздымания по сравнению с другими блоками ядра. На схеме районирования остаточных

аномалий блок выделяется в виде сектора с нехарактерным для ядра повышенным уровнем поля. Подобная картина может, по мнению Ю. В. и Э. М. Размахниных [13], объясняться слабой эродированностью биотититов, обладающих повышенной плотностью и слагающих здесь значительные объемы верхней части коры.

В южной части блока, находящегося в сфере влияния широтной зоны разломов [17], по геолого-геофизическим данным выделяются [4] три скрытых гранитоидных плутона: Арсеньевский, Партизанский и Силинский (см. рис. 1, *а*). Эта часть ограничивается радиальными Березовской (на западе) и Дорожно-Мирненской (на востоке) и дугowymi Ивановско-Денисовской (на севере) и Новогорско-Точилинской (на юге) зонами разломов и повышенной трещиноватости. Первая радиальная зона определяет границу Березовского массива и сопровождается роом даек, вторая ограничивает Якутинскую вулканотектоническую впадину. Обе зоны проявлены в рельефе и геофизических полях. Дуговые зоны выражены менее отчетливо и документируются по комплексу признаков. Ивановско-Денисовская зона ограничивает Угловскую кальдеру, занимающую центр секториального блока, и контролирует цепочку субвулканических тел. Новогорско-Точилинская в западной своей части выступает как зона повышенной проницаемости, вмещающая цепь малых интрузий и даек, а в восточной — играет роль барьера для дайковых поясов, отходящих от Угловской кальдеры. На этой трапециевидной площади группируются месторождения олова. Поэтому ее и предлагается рассматривать как собственно Кавалеровский рудный район. Располагаясь над скрытыми плутонами, район отличается несколько большими абсолютными отметками рельефа, чем остальная площадь блока (см. рис. 1, *б*), а также относительно пониженным уровнем поля силы тяжести (см. рис. 1). Примечателен он и интенсивной тектонической нарушенностью (см. рис. 1, *в*). За пределами района наряду с резким снижением интенсивности оловяного оруденения происходит смена типа геохимического фона, которая выражается в появлении ореолов рассеяния золота и ртути — своеобразных маркеров границ оловоносных площадей Дальнего Востока.

Таким образом, при данной структурной «привязке» Кавалеровский рудный район отчетливо обособляется в геолого-геоморфологическом, геофизическом и геохимическом отношениях от окружающей территории. Это позволяет достаточно точно определить границы и конфигурацию района, причем в этом случае его площадь (450 км²) оказывается почти в три раза (1450 км²) меньше той, которая предполагалась ранее [4].

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ
СТРУКТУРНОГО КОНТРОЛЯ
ОЛОВОРУДНЫХ УЗЛОВ, ЗОН И ПОЛЕЙ**

В Кавалеровском, как и в других рудных районах, можно выделить рудоносные площади низшего ранга — узлы, зоны и поля. Все они контролируются сопоставимыми с ними по размерам и форме структурами.

Рудные узлы отвечают крупным надынтрузивным куполам, сформированным над гранитоидными плутонами. В соответствии с этим на территории района выделяются три самостоятельных пространственно сближенных узла (рис. 2): Западный (рудные поля 1—6), Центральный (вмещающий Дубровско-верхнее рудное поле) и Восточный (рудные поля 8—12).

По особенностям размещения оруденения узлы подразделяются на два типа: ядерный, с сосредоточением месторождений в центральной части надынтрузивного купола (Центральный узел) и периферический, с локализацией минерализации в его краевой части (Западный и Восточный узлы). Тип рудного узла определяется, вероятно, в основном морфологией кровли скрытых плутонов. Так, судя по данным

сейсмического профилирования, под Центральным узлом гранитный массив имеет грибообразную форму. Под Западным и Восточным узлами, как показывают расчеты В. П. Макарова, центральные части плутонов располагаются на значительно большей глубине от поверхности, чем их краевые участки, что свидетельствует о чашеобразной морфологии интрузий. Различия в топографии кровли скрытых интрузий фиксируются также по комплексу геолого-геоморфологических признаков (метасоматическая зональность, гипсометрия современного рельефа и др.).

Рудоносные зоны района, которые выделяются по линейной конфигурации цепочек рудных полей и ореолов рассеяния, контролируются дизъюнктивными нарушениями самых разнообразных ориентировок. Последнее, вероятно, и предопределило существование неодинаковых мнений о преобладающем направлении рудоносных разломов. В последние годы в качестве главных рудоносных линейных структур района выделяются две системы северо-восточных разломов, а также зона меридиональных нарушений [4, 5]. Эти структуры шириной 4—6 км состоят из серии сближенных параллельных разломов и зон трещиноватости, выделяемых по комплексу геолого-геофизических и геоморфологических признаков. Они прослеживаются далеко за пределы района и, судя по данным регионального анализа, могут рассматриваться как внутренние дислокации Южно-Сихотэ-Алинского свода (см. рис. 1).

Арсеньевская радиальная зона (азимут 30—35°) пересекает Западный рудный узел, проявлена в виде двух параллельных зон повышенной трещиноватости, залеченных дайками и малыми интрузиями.

Осевая зона (азимут 20—25°) проходит вдоль оси Южно-Сихотэ-Алинского свода и относится к категории нарушений, характерных для овальных поднятий. Имеет линзовидную конфигурацию и переменную мощность — 8—10 км в центре свода и 2—4 км у его периклинальных замыканий, где намечается расщепление зоны на серию веерообразно расходящихся разрывов. Состоит из серии параллельных протяженных разломов (Фурмановский, Партизанский и др.), заложившихся в геосинклинальный и активизированных в орогенный этапы. Контролирует все месторождения Центрального узла.

Хрустальненская радиальная зона прослеживается несколькими ветвями меридионального направления через Восточный узел. Она также относится к активизированным структурам геосинклинального заложения. Трассируется роями даек, разломами и зонами трещиноватости. Контролирует большую часть месторождений Восточного узла.

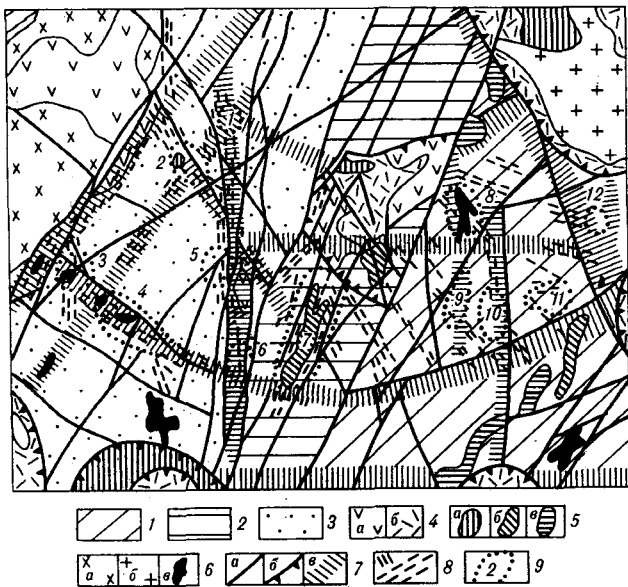


Рис. 2. Геолого-структурная схема Кавалеровского рудного района.

1—3 — геосинклинальный структурный этап ($J_3 - K_1$): 1 — вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения (поздняя юра — валанжин), 2 — флишиодные толщи (валанжин — баррем), 3 — отложения нижней молассы (апт — альб), 4 — орогенный структурный этап ($K_2 - P$), вулканогенные толщи: а — среднего и основного, кислого состава; 5 — экструзии ($K_2 - P$): а — липаритов, б — дацитов, в — андезитов; 6 — интрузивные породы ($K_2 - P$): а — монзонитоиды Березовского массива, б — гранит-порфиры массива горы Мир, в — малые интрузии гранитов, гранодиоритов, монзонитоидов; 7 — разрывные нарушения: а — разломы, б — кальдерные сбросы, в — зоны повышенной трещиноватости; 8 — дайковые пояса; 9 — рудные поля: 1 — Ивановское, 2 — Арсеньевское, 3 — Барсучье, 4 — Новогорское, 5 — Скрыгное, 6 — Перевальное, 7 — Партизанское, 8 — Темногорское, 9 — Левитское, 10 — Хрустальненское, 11 — Силинское, 12 — Мирнинское.

Кроме радиальных зон на локализацию ору-денения оказывают влияние западный отрезок дуговой Новогорско-Точилинской зоны и Ивановская меридиональная зона, определяющие наряду с Арсеньевской границы Западного рудного узла.

Изложенное свидетельствует о том, что рудоносные системы выступали в роли подводящих каналов как для магматических растворов, так и для гидротермальных растворов. Разрывы радиально-концентрической системы формировались в процессе сводообразования в условиях растяжения, что, вероятно, и определило их проницаемость и повышенную рудоносность. При сводообразовании наряду с заложением собственной системы нарушений происходило неравномерное подновление отрезков разломов древнего заложения ортогональной и диагональных систем, которые «вписывались» в структуру сводового поднятия. Масштаб и тип минерализации в рудоносных зонах нарушений не постоянны, а меняются в зависимости от специализации зон свода и общей продуктивности блоков, которые они пересекают.

Рудные поля Кавалеровского района, как правило, тяготеют к местам пересечения разломов и зон повышенной трещиноватости и контролируются локальными очагово-купольными структурами. Ранее было показано, что структуры такого типа широко развиты в Кавалеровском рудном районе [7, 15]. Они формируются над локальными выступами крупных скрытых плутонов и имеют изометричную и овальную конфигурацию. Здесь мы охарактеризуем Партизанскую и Арсеньевскую купольные структуры, вмещающие наиболее интересные рудные поля района.

Партизанский купол (рис. 3, а), выделенный одним из авторов при дешифрировании радиолокационных снимков [15], имеет резко удлиненную форму и ориентирован в север-северо-восточном направлении согласно простиранию осевой зоны разломов свода. Располагается над апикальной частью одноименного плутона, вскрытого скважинами на глубинах 900—1400 м. Контролирует Дубровское жильное месторождение, залегающее вблизи центральной части купола, и ряд оловоносных штоков (Верхнее, Перевальное), тяготеющих к его периферии. Сложен купол биотитизированными дислоцированными осадками, прорванными многочисленными дайками и крупной линейной экстрюзией дацитов. Сформированные при росте купола, разломы залечены дайками и рудными телами и в совокупности образуют веерообразную в разрезе систему (профиль В—Г). В западной части купола разломы падают на восток, причем по мере приближения к его оси углы падения увеличиваются вплоть до вертикальных в центре

структуры. Противоположная тенденция изменения углов падения намечается у разломов восточной половины купола (Промежуточный, Вершинный). Следует отметить, что для некоторых из них (Левопартизанский, Магнито-разведочный) по данным картирования поверхности определены восточные углы падения. Материалы сейсмического профилирования, показывающие, что на восточном фланге купола развиты падающие на запад взбросо-надвиги, противоречат этим данным. Можно предположить, что наблюдаемые на поверхности обратные углы падения ряда разломов обусловлены поверхностными гравитационными смещениями блоков осадочных пород.

Арсеньевский купол (см. рис. 3, б) расположен в узле пересечения одноименной радиальной структуры с крупной зоной нарушений северо-западного простирания. В его центре располагается Арсеньевское месторождение олова. Магматическая, метасоматическая и рудная зональность купольной структуры детально описаны Б. И. Шершаковым [4]. Структура сложена терригенными толщами раннемелового возраста, смятыми в складки северо-восточного простирания. В процессе куполообразования осадочные породы были прорваны многочисленными дайками и экстрюзиями и подверглись интенсивной гидротермальной проработке. В результате сформировалось наложенное на биотитовый купол воронкообразное тело кварц-серицитовых метасоматитов, вмещающее рудные тела. Эта гидротермальная воронка, вероятно, «насажена» на скрытое штокообразное тело гранитов, обломки которого фиксируются в эруптивных брекчиях, оно же служит центром конусовидного пучка даек и рудных тел. Как видно на профиле А—Б, построенном по данным подземных и буровых работ, северо-западные рудные тела Арсеньевского месторождения имеют следующие углы падения (с ЮЗ на СВ): Февральское — 50° (СВ), Безымянное — 60° (СВ), Южное — 65° (СВ), Индукционное — 70° (СВ), Фельзитовое I — 90°, Фельзитовое II — 85° (ЮЗ), Сульфидное — 75—80° (ЮЗ). На глубоких горизонтах намечается увеличение крутизны падения. Схождение этих тел определяется на уровне 1200—1400 м от поверхности. Широтные рудные тела (Турмалиновое, Старушка и др.), расположенные на севере месторождения, круто падают на юг. Рудное тело Восточное, вскрытое на юго-востоке, круто падает на северо-запад, к центру структуры. Следовательно, формирование купола обусловило становление конусовидной системы разрывов, определяющих особенности локализации даек и рудных тел месторождения.

Аналогичное строение, по-видимому, характерно и для других очагово-купольных струк-

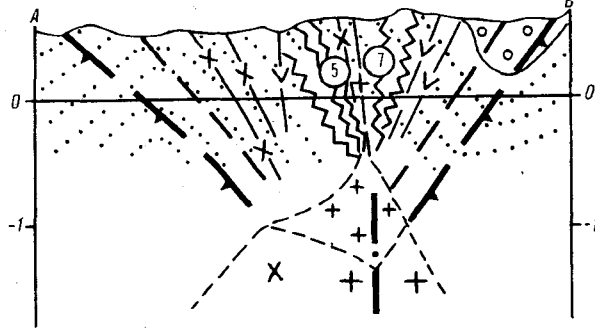
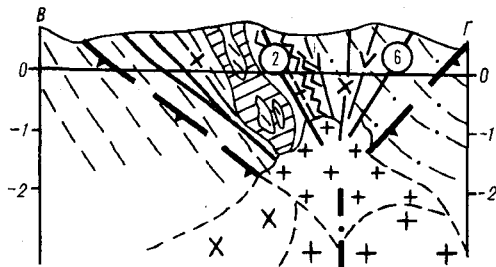
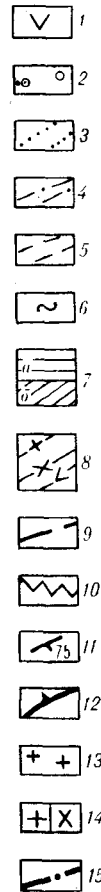
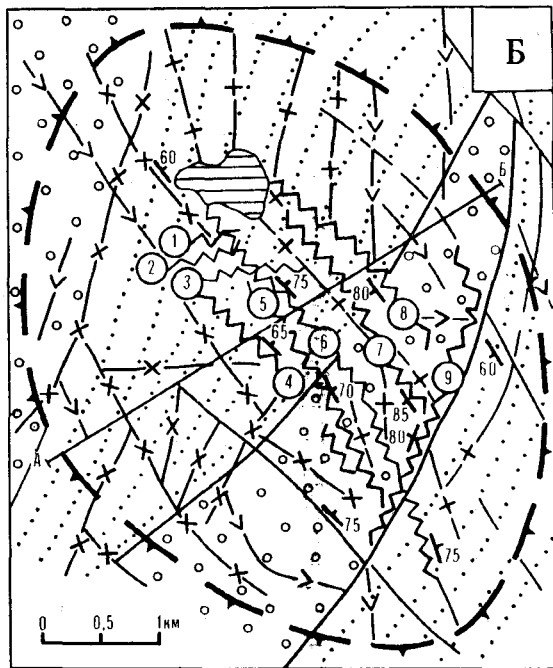
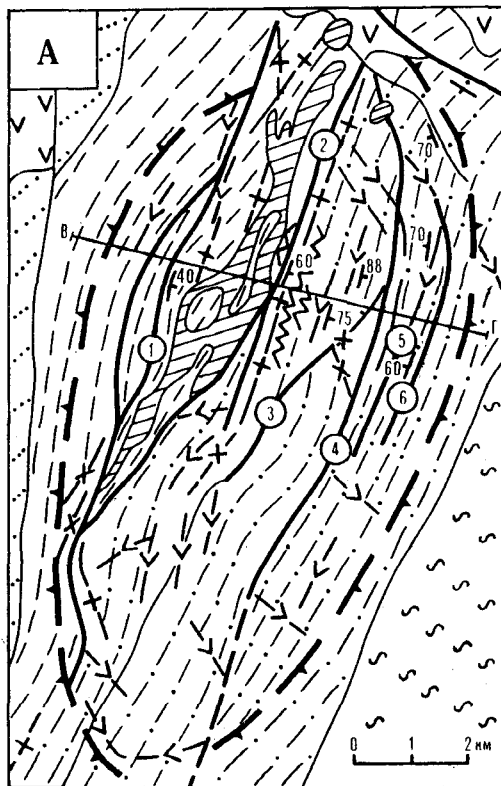


Рис. 3. Структурные схемы и разрезы Партизанской (А) и Арсеньевской (Б) купольных структур.

1 — андезиты и базальты (K_2); 2—5 — терригенные породы (K_1): 2 — альб, 3 — ант — альб, 4 — готерив — баррем, 5 — валанжиз; 6 — вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения ($J_3 - K_1$); 7, 8 — магматические образования (K_2): 7 — экструзии кислого (а) и умеренно кислого (б) составов, 8 — дайки фельзитов, дацитов, порфиров; 9 — разрывы и их наименования (цифры на схеме А): 1 — Оловянный, 2 — Дубровский, 3 — Лево-Партизанский, 4 — Магниторазведочный, 5 — Вершинный, 6 — Промежуточный; 10 — рудные тела и их наименования (цифры на схеме В): 1 — Широтное, 2 — Старушка, 3 — Турмалиновое, 4 — Пятое, 5 — Южное, 6 — Индукционное, 7 — Фельзитовое, 8 — Сульфидное, 9 — Восточное; 11 — элементы залегания разломов; 12 — границы куполов; 13—15 — обозначения на разрезах: 13 — аплитовидные граниты, 14 — граниты и гранодиориты, 15 — оси рудоконтролирующих зон нарушений.

тур Кавалеровского района, контролирующих рудные поля. В этой связи при проведении поисково-разведочных работ необходимо учитывать установленные закономерности размещения рудных жил в конусообразных трещинных структурах и возможную локализацию оловоносных штокверков на периферии куполов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Структурно-металлогенический анализ, основанный на комплексном изучении разномасштабных и разнотипных элементов орогенной

синрудной тектоники, выявил новые закономерности в тектонической позиции и внутреннем строении Кавалеровского оловорудного района.

Во-первых, установлена приуроченность района к ядру Южно-Сихотэ-Алинского сводового поднятия. Во-вторых, показано размещение его в секториальном блоке надынтузивного типа. В-третьих, определены графики района, выделяемого в виде трапециевидной площади на юге блока, где сосредоточены скрытые гранитоидные плутоны. В-четвертых, намечены закономерности размещения оруденения в районе, выражающиеся в локализации рудных

узлов над кровлями плутонов, приуроченности рудных зон радиальным зонам тектонических нарушений, пересекающим узлы в северо-восточном и меридиональном направлениях, и размещении рудных полей в очагово-купольных структурах, имеющих радиально-концентрическое строение в плане и веерообразное в разрезе.

Уточнение тектонической позиции Кавалеровского рудного района, определение структурных условий рудолокализации в его пределах будет способствовать повышению эффективности планирования и проведения поисковых и разведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баскина В. А. Магматические аномалии и проявление первичных очаговых структур в Сихотэ-Алине // Актуальные вопросы современной петрографии.— М.: Наука, 1974.
2. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи.— М.: Гостеолтехиздат, 1955.
3. Вулканические пояса Востока Азии.— М.: Наука, 1984.
4. Геология, минералогия и геохимия Кавалеровского района.— М.: Наука, 1980.
5. Глубинное строение и особенности металлогении Юга Дальнего Востока.— М.: Наука, 1984.
6. Зональность и глубинность оловянного оруденения.— М.: Наука, 1980.
7. Карта вулканотектонических структур прибрежно-материковой части Дальнего Востока СССР/Шило Н. А., Косыгин Ю. А.— М.: ГУГК, 1982.
8. Кравцов В. С., Середин В. В. и др. Орогенные структуры Приморья, методы их выявления и металлогеническое значение // Эндогенные рудные месторождения.— М.: Наука, 1980.
9. Кулинич Р. Г. Особенности глубинного строения и эндогенная рудоносность мезозойской южной части Сихотэ-Алиня // Мезозойский тектогенез.— Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1971.
10. Макеев Б. В. Оловорудный район как металлогеническая категория и объект прогнозных исследований // Геолого-геофизические аспекты изучения и оценки оловорудных районов Востока СССР.— М., 1984.
11. Металлогения скрытых линеаментов и концентрических структур.— М.: Недра, 1984.
12. Радкевич Е. А., Томсон И. Н., Лобанова Г. М. // Геология и металлогения типовых рудных районов Приморья.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.
13. Размахнин Ю. П., Размахнина Э. М. О дуговых разломах Приморья и их металлогеническом значении // Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама.— Новосибирск: Наука, 1975.
14. Рейнлиб Э. Л., Романовский Н. П. Интрузивно-купольные структуры Сихотэ-Алиня // Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
15. Селиверстов В. А., Середин В. В. и др. Рудоносные орогенные структуры Кавалеровского района и методы их изучения // Рудоносные орогенные структуры.— М.: Наука, 1981.
16. Уткин В. П. Геодинамические условия тектономагматической активизации Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 6.
17. Фаворская М. А., Томсон И. Н. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения // Сов. геология.— 1968.— № 10.
18. Шаталов Е. Т. Основные принципы генетической классификации рудоносных площадей // Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов.— М.: Недра, 1965.
19. Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа.— М.: Недра, 1976.

УДК 553.064.32(—925.19)

А. А. Захаров, М. В. Зуев

СКАРНЫ ОХОТСКОГО МАССИВА И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

В статье приводится краткая характеристика главных разновидностей скарнов: магнезиальных, известковых и аномальных известковых. Охарактеризованы гидротермально-метасоматические процессы, паложённые на скарны и вызвавшие их преобра-

Первые находки скарнов на Охотском срединном массиве сделаны в 40-х гг. К концу 70-х гг. в процессе поисково-картировочных работ выявлено около десятка точек с находками скарнов и скарноидов, иногда содержащих убогую железорудную и полиметаллическую минерализацию. Из-за слабой изученности общие перспективы скарнового типа оруденения оставались неясными, хотя по региональным предпосылкам некоторые исследователи относили Охотский массив к перспективным на скарновое вольфрамовое оруденение [3].

Кристаллический фундамент Охотского срединного массива обнажается в двух выступах — Кухтуйском и Юровском. Остальная часть массива перекрыта чехлом мощностью в среднем 2—4 км (по геофизическим данным). Фундамент сложен архейскими (4100—3300 млн лет) метаморфическими породами гранулитовой фации [6]. Чехол представлен протерозойско-среднепалеозойскими карбонатно-терригенными и мезозойскими терригенными, терригенно-вулканогенными и вулканогенными породами.

Магматические образования представлены ортопородами основного и среднего состава, слагающими на две трети архейский разрез, а также мигматитами. Вулканыты в образованиях чехла известны в небольшом количестве в верхнедевонских, каменноугольных и пермских отложениях. Комагматичные им интрузии представлены штоками и дайками габбро, габбро-диоритов, кварцевых диоритов, диоритов, граносиенитов, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и лампрофиров [2]. В мезозое и начале палеогена Охотский массив претерпел интенсивную активизацию, связанную с формированием вулканитов Охотско-Чукотского вулканического пояса и комагматичных им интрузий, выделяемых в пределах Охотского массива в охотский и ульбейский комплексы, относящиеся соответственно к дио-

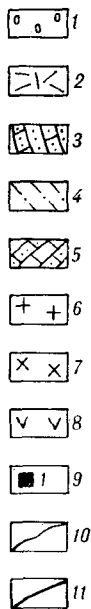
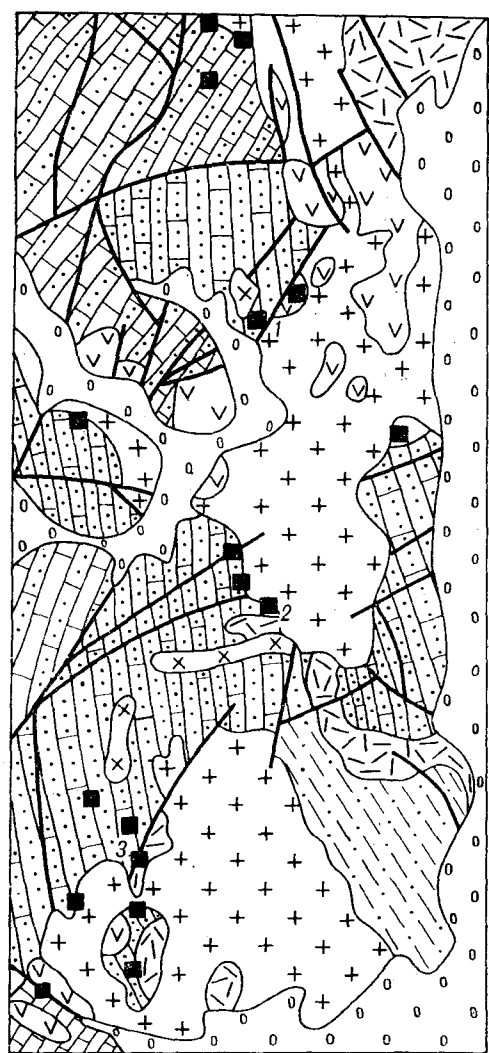
зирования. Рассмотрены условия локализации и размещения скарнов вблизи интрузий гранитов, описана рудная минерализация, выявленная в скарнах и вмещающих их породах. Особенности рудной зональности показаны на примере одного рудопроявления.

рит-гранодиоритовой и гранит-лейкогранитовой формациям [8]. Со становлением этих интрузивов связано формирование скарнов и скарноидов, причем большая часть их связана с интрузиями ульбейского комплекса.

Охотский магматический комплекс, сформировавшийся по разным данным [2, 5, 9] в 2—4 фазы, сложен гранодиоритами при подчиненном развитии гранитов, диоритов и габбро. Ульбейский комплекс сложен лейкогранитами, субщелочными гранитами, лейкократовыми граносиенитами, гранит-порффирами, реже сиенитами. По возрасту он сопоставляется с омсукчанским комплексом Яно-Колымской складчатой области. По данным крупномасштабных съемочных работ, в ульбейском комплексе дополнительно выделены ранние интрузивные фазы, сложенные породами среднего и основного состава повышенной щелочности (монцитоидами и сиенитоидами), что увеличивает количество выделяемых фаз до 4—5. По нашим данным, в завершающую фазу внедрились штоки и дайки моношпатовых (гиперсольвус) субщелочных гранитов и граносиенитов, переходящих в кварцевые сиениты.

Формирование Охотско-Чукотского вулканогенного пояса завершается отложением палеогеновых вулканитов повышенной основности (базальты, трахибазальты, андезитобазальты и их туфы) с комагматичными им интрузиями диабазов, долеритов, диоритов (штоки и дайки), рвущими граниты ульбейского комплекса.

По петрохимическим характеристикам, мезозойские гранитоиды относятся к известково-щелочному ряду [10]. Магматические образования ульбейского комплекса имеют повышенную по сравнению со средними типами гранитоидов по Дэли и охотского комплекса калиевую щелочность, что позволяет отнести их к монцитонитоидному, а образования охотского — к известково-щелочному подтипам производных андезитовых магм [11]. По классификации Л. В. Таусога [12], они соответственно



ше изучены в бассейне р. Левой Юровки на участке $4 \times 1 \text{ км}^2$ вокруг двух штоков — Скарнового и Верхнескарнового (площадью 0,03 и $0,5 \text{ км}^2$), сложенных мелкозернистыми порфировидными гранитами и гранит-порфирами. В местах насыщения ксенолитами они переходят в гранодиорит-порфиры.

На Кухтуйском выступе наибольшее количество скарнов отмечено в западной экзоконтактовой зоне Правоульбейского массива гранитов и лейкогранитов (рис. 1), расположенного в восточном обрамлении Кухтуйского выступа. Массив приурочен к западному крылу меридионального Ульбейского регионального разлома (на рис. 1 совпадает с восточной рамкой), вдоль которого он вытянут на 40 км при ширине 3—10 км. Южная часть массива проресом кровли шириной 2—3 км отделена от остальной части. По 5-фазной схеме расчленения ульбейского комплекса формирование Правоульбейского массива произошло в четвертую фазу, в которой, в свою очередь, установлено трехстадийное внедрение магмы. В первую стадию (главную интрузивную фазу) сформировались биотитовые, роговообманково-биотитовые граниты, лейкограниты и аляскиты (табл. 1). В следующую стадию (фазу дополнительных интрузий) внедрились мелкие штоки и дайки мелкозернистых порфировидных гранитов и гранит-порфиров. В третью стадию внедрились маломощные дайки аплитовидных гранитов и аплитов (дайки I этапа), рвущие на рудопроявлении Аида магнетит-хондритовые скарны. В пределах массива имеются также дайки моноспатовых гастингсит-биотитовых аляскитов и лейкогранитов, аналогичные породам последней (пятой) фазы ульбейского комплекса.

По химическому составу границы Правоульбейского массива (табл. 2) отличаются повышенной щелочностью и лейкократовостью и по петрохимическим характеристикам относятся к рудопродуктивным гранитам на месторождении молибден-вольфрамовой рудной формации [1]. Последнее подтверждается и высоким содержанием в них молибдена (табл. 3).

Скарны вблизи Правоульбейского массива развиваются по ороговикованным породам как в непосредственном контакте с гранитами, вторяя форму контакта, так и в 300—800 м от контакта в виде согласных и секущих залежей. Вмещающие роговики по парагенезисам мпнералов относятся к пироксен-, амфибол- и мусковит-роговиковым фациям, которые образуют нечетко выраженную зональность при удалении от массивов, причем роговики мусковит-роговиковой фации слагают внешние зоны. Размещение скарнов в экзоконтактовой зоне контролируется формой контактов массива, мелкими тектоническими нарушениями и зо-

Рис. 1. Геологическая схема расположения участков развития скарнов вблизи средней и южной части Правоульбейского массива.

1 — четвертичные отложения (аллювий, морены); 2 — андезиты, липариты, дациты, андезито-базальты и их туфы (девон, триас); 3 — карбонатно-терригенные отложения девона и перми (песчаники, алевролиты, сланцы, углистые сланцы, доломиты, известняки, мергели); 4 — терригенные отложения карбона и перми (гравелиты, песчаники, алевролиты, сланцы, углистые сланцы, конгломераты); 5 — карбонатно-терригенные отложения верхнего протерозоя (песчаники, алевролиты, сланцы, конгломераты, гравелиты, доломиты, известняки); 6 — мелко-среднезернистые граниты, лейкограниты, субщелочные граниты, порфировидные граниты, гранит-порфиры (ульбейский комплекс); 7 — гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры (охотский комплекс); 8 — габбро, габбро-диориты, диориты, диоритовые порфиры (охотский комплекс); 9 — участки развития скарнов, в том числе упомянутые в тексте рудопроявления; 1 — Амандычан, 2 — Аида, 3 — Сибеганское; 10 — геологические границы; 11 — тектонические нарушения.

относятся к гранитоидам латитового и андезитового рядов.

Скарны развиты главным образом в пределах Кухтуйского и Юровского выступов фундамента и их обрамления, тяготея к разрезам архейских, протерозойских и палеозойских толщ с карбонатными и карбонатсодержащими породами. На Юровском выступе скарны луч-

Минеральный состав гранитов Правоульбейского, Скарнового и Верхнескарнового массивов (об. %)

Массив, фаза, порода	Кварц	Калишпат	Плагиоклаз	Биотит	Амфибол	Примечание
<i>Правоульбейский массив</i>						
Стадия I (среднее)	30—35	40—45	20—25	1—4	0—2	В контаминированных разновидностях плагиоклаза до 45%, биотита до 5—6%, амфибола до 10%, кварца 20—25%, редко пироксен (<1%). Вторичные: альбит, мусковит, серицит, хлорит, редко кальцит, эпидот, сосюрит. Акцессорные: циркон, циртолит, ортит, магнетит, гематит, флюорит, апатит, ильменит, сфен, лейкоксен, турмалин, касситерит, ксенотим, гранат, пирит, галенит, сфалерит, молибденит, брукит, арсенопирит
Стадия II, граниты порфириовидные	25—40	30—40	20—30	1		Вторичные: хлорит, кальцит, серицит. Акцессорные: циркон, циртолит, ортит, магнетит, гематит, апатит, сфен, турмалин, пирит, марказит
Стадия III, аплитовидные граниты	35—40	40—45	15—20	Мусковит 0,5—1		Акцессорные: циркон, циртолит, магнетит, флюорит, пирит
Субщелочные моношпатовые граниты (дайки)	30—35	65—70		1	0,5—1	Акцессорные: магнетит, ксенотим, пирит
<i>Скарновый и Верхнескарновый штоки</i>						
Порфириовидные граниты и гранит-порфиры	25—30	20—25	40—45	5—7		Количество вкрапленников 50—60% (плагиоклаза — 70%, кварца — 30—35%, биотита до 5%). Вкрапленники кварца содержат включения основной массы, а по периферии — каемки скелетного строения
Гранодиорит-порфир	~20	15—20	40—45		10—15	Иногда гиперстен до 2%. Вторичные: хлорит, эпидот до 20—25%

нами трещиноватости, контактами напластования переслаивающихся терригенных и карбонатных пород. По морфологии наблюдаются скарновые тела согласные с напластованием пород, секущие и сложной формы. Например, на рудопроявлении Анмандыкан (рис. 2) согласные (стратиформные) залежи скарнов развиваются биметасоматически в кровле и подошве горизонта мраморов мощностью до 300 м, в контакте с ороговикованными песча-

никами и алевролитами. Мощность скарновых тел варьирует от первых сантиметров (прожилки, обычно ответвления от крупных тел) до 40 м (в раздувах до 80—100 м). Протяженность от первых метров до 600—800 м. В современном эрозионном срезе и по данным бурения, по вертикали скарны прослеживаются от 70—80 м до 300 м и более как в виде мощных сплошных, так и цепочек мелких линзовидных тел. По своей природе скарны

Таблица 2

Химический состав гранитов Правоульбейского массива (вес. %)

Порода	Оксиды														
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	П. п. п.	P ₂ O ₅	H ₂ O	CO ₂
Субщелочные граниты главной интрузивной фазы (13)*	73,71	0,19	13,15	0,74	1,61	0,05	0,69	0,72	4,35	4,38	Сл.	0,23	0,05	0,25	0,23
Субщелочные граниты фазы дополнительных интрузий (3)	74,58	0,16	13,29	0,55	1,58	0,03	0,31	1,02	4,18	4,20	Сл.	0,32	0,01	0,34	0,40
Аплиты и аплитовидные граниты (2)	76,82	0,09	11,01	0,66	1,01	0,04	0,46	0,25	4,04	4,71	0,03	0,32	0,02	0,31	0,04
Субщелочные моношпатовые граниты даек (2)	76,95	0,06	12,13	0,39	1,18	0,02	0,30	0,48	4,12	4,30	Сл.	0,24	Н/о	0,23	0,43

* В скобках — количество анализов. Аналитик В. П. Степанова.

Содержание элементов-примесей в гранитоидах Правоульбейского, Скарнового и Верхнескарнового массивов (в г/т)*

Массив, порода	Количество проб	Pb	Sr	Rb	Sn	Mo	Cu
<i>Скарновый шток</i>							
Мелкозернистые порфири- видный гранит и гранодиорит- порфир	2	$\frac{12^{**}}{7-16}$	$\frac{517}{472-561}$	$\frac{57}{55-58}$	$\frac{8}{3-13}$	—	—
<i>Верхнескарновый шток</i>							
Мелкозернистые порфири- видные граниты	3	$\frac{12}{10-13}$	$\frac{218}{198-238}$	$\frac{52}{50-53}$	13	—	—
<i>Правоульбейский массив</i>							
Граниты и лейкограниты (главная интрузивная фаза)	26	$\frac{16,4}{9-26}$	$\frac{96}{6-278}$	$\frac{121}{87-168}$	$\frac{5,4}{1,1-19}$	$\frac{2,3}{1,3-4}$	$\frac{9,1^{***}(13)}{1-13}$
Гранит (фаза дополнитель- ный интрузий)	2	26	136	108	—	3,3	5,1
Аплит	1	15	36	142	—	—	4,6
Среднее по массиву		16,2	95,5	120	5,4	2,3	8,3
Субщелочные моношпато- вые граниты (дайки)	2	23	6	146	—	2,6	—

* Данные количественного спектрального и рентгеноспектрального анализов. Аналитики В. М. Самышкина, Г. В. Курченко.

** Числитель — среднеарифметическое, знаменатель — пределы колебаний.

*** В скобках количество анализов.

биметасоматически-инфильтрационные и инфильтрационные. Биметасоматический характер скарнов отчетливо проявлен на указанном рудопроявлении Анмандыкан. Здесь согласная (стратиформная) залежь в кровле пласта мраморов имеет отчетливое двухзонное строение. Зона, прилегающая к песчаникам, сложена скарнами (эндоскарны) существенно пироксен-гранатового, а зона, прилегающая к мраморам — пироксенового составов. Таким образом, обе зоны скарнов сформировались путем встречной миграции главных элементов, в частности кальция и магния, из мраморов, а кремнезема — из песчаников в условиях инфильтрации растворов вдоль контакта. В подстилающих мраморах отмечаются инфильтрационные прожилки и жилы мощностью до 20—30 см тремолитизированных пироксеновых скарнов, которые как бы продолжают наращивать в сторону мраморов зону пироксеновых скарнов.

По составу на Охотском массиве, согласно классификации В. А. Жарикова и Л. И. Шабынина [7, 13], выделяются магнезиальные скарны магматической и постмагматической стадий формирования и известковые скарны. Участками наблюдаются скарноиды, иногда развивающиеся по меловым эффузивам среднего — основного состава. Наибольшее развитие получили известковые и апомagneзиальные известковые скарны. Магнезиальные скарны магматической стадии встречаются редко вследствие последующих постмагматических преобразований и состоят из шпинели, форстерита и фассаита. В прилегающих кальцифирах и мраморах развивается периклаз, обычно

нацело замещенный характерными псевдоморфозами брусита. Более распространенные постмагматические магнезиальные скарны сложены минералами гумитовой группы (хондрит, клиногумит), форстеритом, пироксеном, кальцитом, магнетитом, тремолитом, куммингтонитом (грюнерит), зеленой роговой обманкой, реже шпинелью, лювигитом, пирротинном, флогопитом. Для взаимоотношений клиногумита и форстерита характерны гомоосевые каемки первого на втором. Для известковых скарнов характерны гроссуляр, андрадит, пироксен, волластонит, иногда везувиан, магнетит. В регрессивную стадию в них развивается клиноцоизит, эпидот, актинолит, тремолит, магнетит, пирит, реже биотит. Почти во всех разновидностях скарнов в количестве от единичных зерен до 40—50% присутствует кальцит.

Известковые скарны содержат 10—32% окиси кальция, а окиси магния около 10% и менее. В магнезиальных скарнах эти соотношения обратные.

На скарны часто наложены гидротермально-метасоматические процессы: грейзенизации, окварцевания, пропицитизации, сульфидизации и другие. Грейзенизация обычно проявлена слабо и наиболее развита в скарнах, связанных с Правоульбейским массивом гранитов. При этом в разных скарновых полях интенсивность грейзенизации и других процессов разная. На вольфрам-молибденовом Сибеганском рудопроявлении развитие мусковита или фуксита отмечается редко, местами развита турмалинизация, которой предшествует развитие лювигита. Флюорит наблюдается в акцес-

вмещающих породах часто наблюдаются кварц-серицитовые и серицитовые замещения. В завершающую стадию развиваются хлорит, серпентин, брусит, прожилки кальцита.

На вольфрамовом рудопроявлении Аида (молибден имеет подчиненное развитие) окварцевание развито слабо и часто устанавливается лишь в шлифах. Грейзенизация здесь больше проявлена в виде флюоритизации. Количество флюорита в скарнах изменяется от долей процента до 5%, редко до 15—20%. Обогащенные флюоритом скарны иногда содержат повышенное (0,4%) содержание олова. Мусковит развит незначительно, но серицитовые и кварц-серицитовые замещения в терригенных породах распространены шире, чем на предыдущем рудопроявлении. В завершающую стадию в скарнах и кальцифирах интенсивно развиваются серпентин, эпидот, хлорит, брусит, карбонат. Сульфидизация проявлена преимущественно в удалении от контактовых залежей скарнов на 300—1000 м. На данном рудопроявлении широко развит молибдошеелит в клиногумит-хондродитовых и клиногумит-пироксеновых скарнах. Причем крупные (до 2,0 мм) зерна молибдошеелита иногда содержат по периферии редкие зерна хондродита или клиногумита. Нередко отчетливо устанавливается переход краевых частей таких зерен молибдошеелита в пленки, развивающиеся по контактам зерен хондродита. С другой стороны, часто отмечаются мелкие (сотые и первые десятые доли миллиметра) округло-овальные включения зерен молибдошеелита в центральных частях зерен хондродита или клиногумита. Этот факт указывает на довольно раннее начало выделения молибдошеелита. Низкие максимальные содержания вольфрама (0,2—0,5%) и незначительные размеры тел минерализованных клиногумит-хондродитовых скарнов указывают на то, что в данную стадию не формируется крупных скоплений вольфрама, а вольфрамовая минерализация данного типа представляет лишь минералогический интерес. Последующая флюоритизация скарнов приводит к корродированию молибдошеелита вплоть до образования скелетных зерен.

Наибольшая интенсивность грейзенизации в скарнах и вмещающих их породах установлена на молибден-вольфрамовом рудопроявлении Анмандыкан. Здесь она проявляется в виде окварцевания и мусковитового замещения (до образования почти мономинеральных слюдитов). Флюорит, топаз и турмалин в акцессорных количествах обнаруживаются в отдельных пробах.

Окварцевание на рудопроявлении прожилковое и метасоматическое. Кроме раннего грейзенового кварца устанавливается поздний кварц нескольких генераций. Наиболее поздний сахаровидный кварц образует жилы и

прожилки с сульфидами с повышенным содержанием золота, серебра, меди, а также вольфрама, молибдена, сурьмы и ряда других элементов. В кварце часто наблюдаются мелкие жеоды и пустотки со щетками горного хрусталя.

Мусковит бесцветный, а в слюдитах зеленоватый. В местах интенсивной тремолитизации (крупно- и гигантозернистые радиально-лучистые агрегаты) пироксеновых скарнов появляется иногда крупнолистоватый зеленый фуксит. Молибдошеелит в таких участках перекристаллизовывается и замещается каемками шеелита.

Сульфидизация развивается позднее и далеко выходит за пределы скарновых тел во вмещающие кальцифиры, мрамора и роговики, приурочиваясь к зонам дробления и трещиноватости. Почти одновременно с сульфидизацией развиваются эпидотизация, серицитизация, хлоритизация.

В магнезиальных скарнах, кальцифирах и доломитовых мраморах развивается серпентин, часто совместно с бруситом и хлоритом.

В скарнах и вмещающих породах Юровского выступа преобладают окварцевание и пропилитизация (хлорит, эпидот, клиноцоизит, кварц, карбонат, серицит), а магнезиальные скарны, кальцифиры и мраморы серпентинизированы и хлоритизированы. Брусит отмечается редко. Местами развиты гумбеитизация (калишпат, карбонат, кварц), а также биотит-кварцевые замещения. Одновременно с пропилитизацией развивается и сульфидизация, сопровождающаяся полиметаллической и медной (халькопиритовой и золотой) минерализацией. В общем случае образованные по скарнам и вмещающим их породам гидротермально-метасоматические породы (в том числе и пропилиты) можно разделить на эпидотсодержащие и безэпидотовые. Последние разделяются на серпентинсодержащие и без серпентина. В редких случаях отмечаются метасоматиты с ассоциацией эпидота и серпентина в присутствии хлорита. Рассеянные магнетит и пирит отмечены в большинстве пород.

По парагенезисам минералов известковые скарны Охотского массива соответствуют четырем из пяти выделенных В. А. Жариковым [7] фаций: пироксен-гранат-волластонитовая фация (550—750°C), пироксен-гранатовая (безволластонитовая, 500—550°C), гранат-эпидотовая (450—500°C) и пироксен-эпидотовая (350—400°C). Не установлены лишь наиболее высокотемпературные парагенезисы волластонита с плагиоклазом. Большинство известковых скарнов относятся к фации нормальной щелочности, и лишь в отдельных случаях отмечается повышение калиевой щелочности, выражающейся в калишпатизации скарнов, причем калишпат развивается позднее граната,

эпидота, клиноцоизита и зеленой роговой обманки.

По данным поисково-картировочных работ, скарноиды по эффузивам среднего — основного состава выявлены в глубоко эродированных вулканических постройках центрального типа. В вулканитах, претерпевших участками значительные зеленокаменные изменения, скарноиды развиваются в виде маломощных (1—5 см, в раздувах до 20 см) инфильтрационно-метасоматических тел эпидот-актинолит-магнетитового, эпидот-гранат-магнетитового и гранатового состава. При их сгущении образуются участки и зоны «скарнирования», по своей структуре сходные со штокверками. По данным Г. Н. Гамянина [4], гранат из таких образований вблизи Охото-Кухтуйского массива содержит андрадита — 75,4%, гроссуляра — 16,8, альмандина — 4,7, пиропса — 2,1, спессартина — 0,1%.

Оценка глубины формирования скарнов проводилась путем сравнения с хорошо изученными регионами Советского Союза по особенностям геологического строения, условий становления массивов гранитов и их эродированности, а также по характеристикам состава роговиков и скарнов. Эти данные косвенно указывают на то, что скарны вблизи Правоульбейского массива сформировались на глубинах 2—4 км, на Юровском выступе — 1—2,0 км, а скарноиды среди меловых эффузивов — 0,5—1,5 км от палеоповерхности.

Скарны в контакте с верхнемеловыми гранитами на Юровском выступе выведены на поверхность в блоках архейско-палеозойского фундамента среди мезозойских эффузивных толщ Охотско-Чукотского вулканического пояса. Скарны рвутся более молодыми (послескарновыми) субвулканическими дайками андезитов, липаритов-дацитов и диоритовых порфириров. Процессы пропилитизации, сульфидизации и оруденения наложены на скарны и послескарновые субвулканические дайки. В покровах эффузивов, окружающих блоки фундамента, в полях пропилитов, сульфидизации, окварцевания, аргиллитизации, каолинизации и т. д. широко развиты медно-золотая, золотая, золотосеребряная, полиметаллическая и другие минерализации с учетом разноточности развития напоминают некоторыми своими чертами аналогичную минерализацию в пропилитизированных скарнах. Этот факт дает основание предполагать многоярусное (по крайней мере двухъярусное) развитие подобной рудной минерализации и указывает на один из возможных путей оценки рудоносности фундамента под покровами эффузивов.

В скарнах и вмещающих их породах, как описывалось выше, выявлена различная рудная минерализация, которая, несмотря на еще

слабую изученность, может быть отнесена к следующим типам: магнетитовый, молибден-вольфрамовый, полиметаллический, халькопиритовый (с золотом), золотосеребряный и борный (иногда с оловом).

Мелкие магнетитовые рудные тела не представляют практического интереса. Магнетит нескольких генераций и в различном количестве является обычным минералом магнезиальных и апомагнезиальных известковых скарнов.

Молибден-вольфрамовое оруденение в пироксеновых и гранат-пироксеновых известковых и апомагнезиальных известковых скарнах представлено вкрапленным и прожилково-вкрапленным типами. Рудные минералы: молибденит, молибдошеелит и шеелит. На одном рудопроявлении молибденовая и вольфрамовая минерализации могут концентрироваться как в комплексных, так и в отдельных рудных телах. На разных рудопроявлениях количественные взаимоотношения вольфрама и молибдена также варьируют. Иногда это отношение близко к единице (рудопроявление Амандыкан), в других случаях преобладает вольфрам (Аида) или молибден (Сибеганское).

Отложение рудных минералов происходило в скарнах одновременно с тремолитизацией и окварцеванием. Первым обычно кристаллизуется молибденит, затем молибдошеелит, иногда в виде каемок на молибдените. Лишь на рудопроявлении Аида, как указывалось, в стадии образования хондрит-клиногумитовых скарнов выделяется ранний молибдошеелит. Причем на этом рудопроявлении часто наблюдается развитие и поздней генерации молибдошеелита в виде каемок на молибдените. В существенно вольфрамово-рудных телах первым отлагается молибдошеелит. Шеелит в основном развивается по молибдошеелиту и переотлагается в процессе грейзенизации и сульфидизации скарнов. Бедная молибден-вольфрамовая минерализация отмечается и в скарнированных эффузивах среднего — основного состава. Шеелит наблюдается в эпидотизированных магнетит-гранатовых и гранатовых прожилковых скарноидах в пропилитизированных эффузивах. Молибденит здесь обычно связан с редкими кварцевыми прожилками. Данная минерализация имеет лишь минералогический интерес.

Полиметаллическая минерализация (галенит, сфалерит) наложена как на известковые и апомагнезиальные известковые скарны, так и на вмещающие кальцифиры и роговики, в которых широко развиты изменения типа пропилитизации, вплоть до образования метасоматитов.

Вблизи Правоульбейского массива полиметаллы с медью в одних случаях тесно связаны с молибден-вольфрамовым скарновым оруденением в одних и тех же проявлениях, в других —

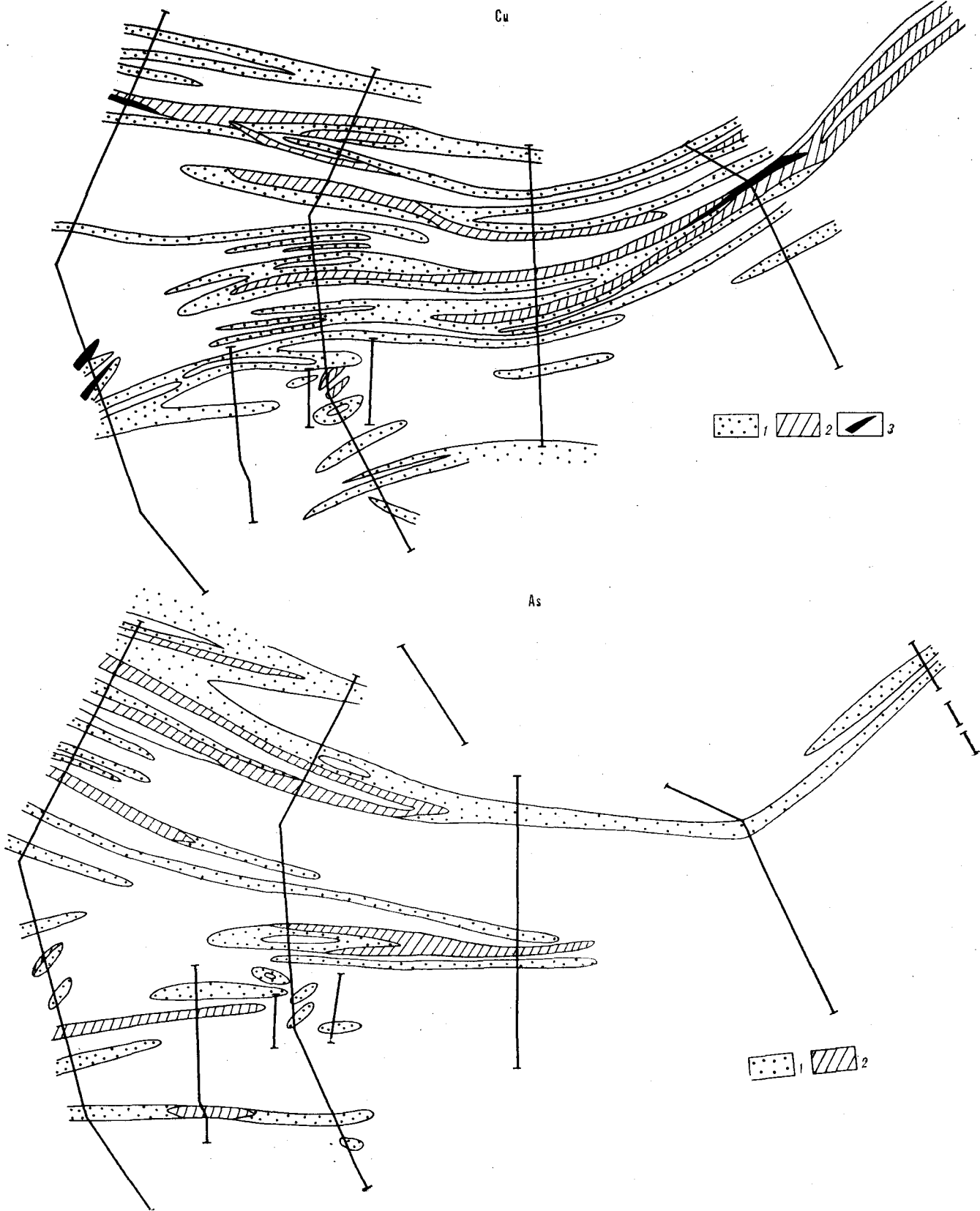
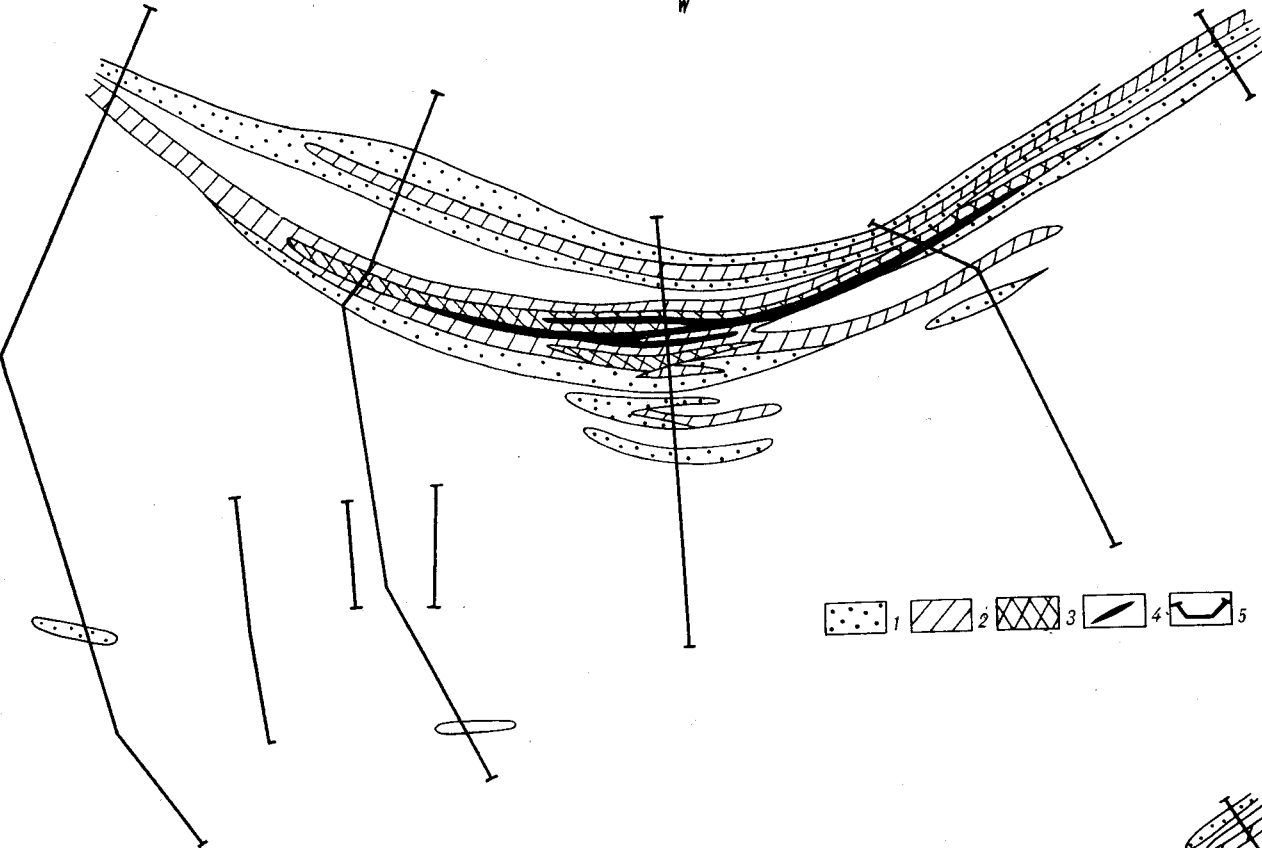
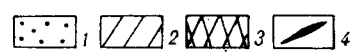
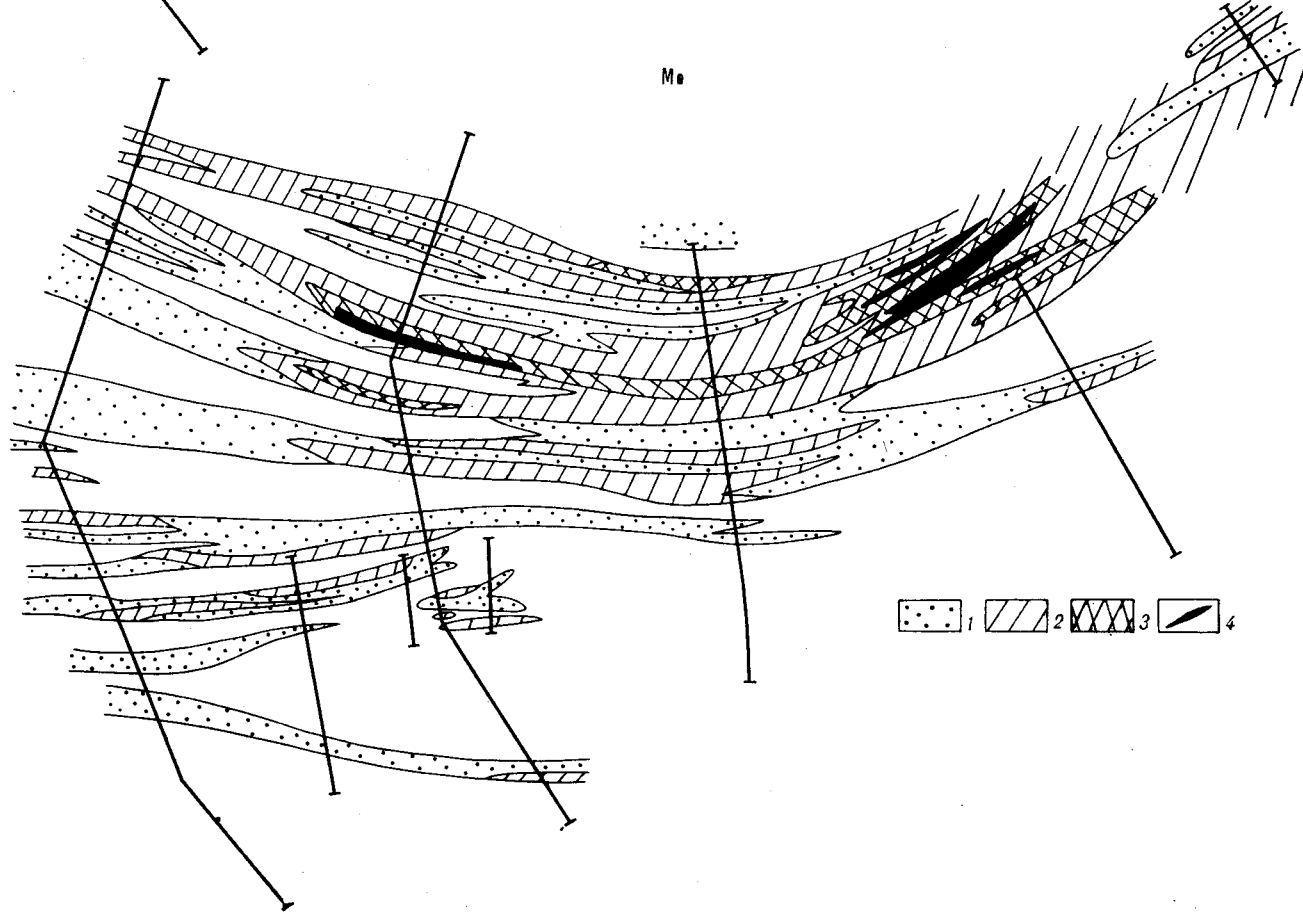


Рис. 3. Характер рудной зональности на рудопроявлении Амандыкан (по данным бороздового и штупного опробования). Повышенные содержания золота и серебра совпадают с зонами повышенных содержаний мышьяка. Концентрация в кларках: W — 1 — 2 — 30, 2 — 31 — 400, 3 — 401 — 1000, 4 — > 1000; 5 — канавы. Mo — 1 — 3 — 9, 2 — 10 — 200, 3 — 201 — 300, 4 — > 1000. Cu — 1 — околосларковые, 2 — 2 — 50, 3 — > 50. As — 1 — 10 — 200, 2 — > 200.

W



M_a



образуют отдельные гидротермально-метасоматические проявления, размещенные в ороговичкованных породах в 1—1,5 км от контакта с гранитами и приуроченные либо к зонам дробления, либо к контактам переслаивания ороговичкованных терригенных и карбонатных пород. Эти полиметаллические проявления образуют внешний ореол (зону) по отношению к массиву и скарновому молибден-вольфрамовому оруденению с полиметаллами.

Золотосеребряная минерализация развивается позднее полиметаллической и в большинстве случаев наблюдается в кальцифирах и мраморах, вмещающих молибдено- и шеелитоносные скарны. Рудные минералы: полибазит, аргентит, золото, с существенной примесью сульфидов — халькопирита, пирита, сфалерита и галенита. По данным спектральных анализов, в оруденелых окварцованных мраморах, кроме полиметаллов, отмечается повышенное содержание сурьмы, мышьяка, бора, иногда висмута, а также молибдена и вольфрама (до 0,05—0,1%). На проявлениях обычно устанавливается рудная зональность. Особенно отчетлива она на рудопоявлении Анмандыкан (см. рис. 2, 3). Здесь максимум золотосеребряной минерализации смещен на 80—160 м к юго-западу и на 40—80 м гипсометрически ниже молибден-вольфрамового оруденения в известковых скарнах. Отмечается совпадение повышенных содержаний золота и серебра с повышенным содержанием мышьяка. Полиметаллы развиты преимущественно в промежуточной зоне. Иными словами, наблюдается асимметричная регрессивная зональность, обратная по вертикали и прямая по латерали.

Характерно также повышенное содержание молибдена и вольфрама (до 0,05—0,1%) в полиметаллических и золотосеребряных рудах, что косвенно указывает на сквозной характер этих металлов и на единство рудного процесса.

сформировавшего все типы минерализации на рудопоявлении.

Халькопиритовый (с золотом) тип минерализации часто вместе с полиметаллами развивается в связи с пропилизацией и окварцеванием скарнов и вмещающих их кальцифилов и роговиков. Минерализация данного типа наблюдается также в различных метасоматитах, развивающихся в пределах скарновых полей по роговикам и древним магматическим породам кислого, среднего и основного состава.

Наиболее развиты следующие оруденелые метасоматиты: мусковит-кварцевые с хлоритом, магнетит-серицит-хлоритовые, кварц-магнетит-хлоритовые, хлорит-серпентиновые, эпидот-кварц-хлоритовые, эпидот-хлоритовые, эпидот-хлорит-серпентиновые и другие. По имеющимся данным, наиболее высокие содержания меди с примесью золота, свинца и цинка устанавливаются в сильно сульфидизированных (пирит, халькопирит) хлорит-серпентиновых метасоматитах. По данным поисковых работ (В. Н. Бутвин, устное сообщение), в меньшей степени золотоносны сульфидизированные и окварцованные хлорит-актинолитовые, эпидот-хлоритовые породы и эпидот-гранатовые скарны с наложенным халькопиритом. В аллювии речек, дренирующих скарны и метасоматиты, обнаружено золото в сростках с гематитом, магнетитом, кварцем, гроссуляром.

Борная минерализация представлена магнетит-людовигит-карбонатными рудами, связанными с магнезиальными скарнами.

Изложенные данные показывают, что скарны Охотского среднего массива и связанное с ними оруденение формируются преимущественно в гипабиссальных условиях и связаны с внедрением интрузий гранитов, лейкогранитов и реже гранодиоритов в период активизации Охотского массива при формировании Охотско-Чукотского вулканического пояса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Апельцин Ф. Р., Гетманская Т. И. и др. Вольфрамовые месторождения, критерии их поисков и оценки.— М.: Недра, 1980.
2. Вельдяков Ф. Ф., Иванов В. А. и др. Основные особенности тектоники и истории развития Охотского массива // Тектоника Сибири.— М.: Наука, 1970.— Т. IV.
3. Воеводин В. Н., Макеев Н. П., Гарань В. И. Вольфрамовое оруденение Охотско-Чукотского вулканического пояса // Тез. докл. IV конференции по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР.— Л.— 1981.
4. Гамянин Г. И. Типы оруденения юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса // Вулканические и интрузивные формации Приохотья.— Новосибирск: Наука, 1978.
5. Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток СССР. Ч. I // Геологическое описание. Кн. 2.— М.: Недра, 1970.
6. Гринберг Г. А. Докембрий Охотского массива.— М.: Наука, 1968.
7. Жариков В. А. Скарновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений.— М.: Недра, 1968.
8. Карта магматических формаций СССР, м-б 1:2 500 000 // Объяснительная записка под ред. Д. С. Харкевича.— Л., 1971.
9. Коростелев В. И. Геология и тектоника Южного Верхоянья.— Новосибирск: Наука, 1982.
10. Молчанова Т. В. Мезозойские гранитоиды северо-запада Тихоокеанского пояса.— М.: Наука, 1981.
11. Недашковский Н. Г. Петрохимические типы и рудоносность гранитоидов Дальнего Востока.— М.: Наука, 1980.
12. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.— М.: Наука, 1973.
13. Шабалин Л. И. Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов.— М.: Недра, 1974.

ДВИМС Хабаровск

Поступила в редакцию 24 июля 1986 г.

С. А. Григоров, А. А. Куклин, А. П. Куклин, И. С. Розенблюм

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

В статье сообщается о новом подходе к интерпретации результатов геохимических наблюдений. Предлагается рассматривать ореолы не по отдельности, а увязывая их в единое целое. Идеализированная геохимическая модель рудного объекта представляет собой сложной формы выпуклую фигуру с трехзонным внутренним строением. В центральной (ядерной) части, характеризующейся высокими концентрациями, располагается рудный объект, окруженный «зоной

транзита» пониженных концентраций. С внешней стороны зона транзита переходит в зону концентрирования, характеризующуюся вышекларковыми значениями концентраций подвижных в конкретном геохимическом процессе химических элементов. Новое заключается в утверждении функциональной зависимости внешних и внутренних зон концентрации рудных элементов через зону транзита.

К настоящему моменту изучены многие особенности состава, морфологии и зональности эндогенных геохимических ореолов рудных месторождений, являющиеся основой интерпретации геохимических наблюдений. При этом моноэлементные или полиэлементные ореолы, выделяемые по признаку повышенных концентраций, рассматриваются как отдельные геохимические тела вне их связи с другими компонентами геохимического поля (геохимическое поле в междуаномальном пространстве, аномалии зон рассеянной минерализации и т. п.). В результате теряются их совокупные (системные) свойства, затушевываются или не воспроизводятся совсем пространственно-временные связи. В настоящей работе сделана попытка моделирования геохимических ореолов с использованием не только количественных, но и качественных особенностей строения геохимических полей на примере золоторудных месторождений.

Проблема построения модели геохимической зональности на всех уровнях организации рудного вещества обусловлена сложностью объективного выделения частных элементов зональности, пространственно связанных между собой. Для решения этой задачи использованы методы автоматизированной обработки геохимической информации на ЭВМ ЕС-1055 в рамках программной системы «Leader», осуществляющей несколько вариантов классификации массива геохимических проб (авторы системы — В. И. Мишин, С. Х. Шапиро и другие, ИВЦ ПГО Севзапгеология). В основном варианте классификации реализован метод динамических групп, предложенный в работе [12]. Его

основой является итерационный процесс, в результате которого классифицируемое множество геохимических проб разделяется на группы, объединенные по признаку сходства функций статистического распределения концентраций каждого химического элемента, близости их содержаний и характеру корреляционных связей между ними. В качестве метрики используется евклидово расстояние в многомерном пространстве. Оси координат в этом пространстве ортогональны. Число осей совпадает с числом классифицируемых элементов. Принадлежность пробы к одному из классов помечается номером этого класса. Все пробы снабжаются пространственными координатами, что позволяет производить графическое построение моделей в любой заданной плоскости. Для более углубленного анализа использовались программы, проверяющие гипотезу о принадлежности проб к ранее выделенным эталонным совокупностям при заданном уровне значимости критерия Фишера.

В результате обработки геохимических данных первичный массив разделяется на однородные совокупности. Геометризованные в пространстве поля проб, отнесенные к однородным совокупностям, могут рассматриваться как комплексные ореолы всех участвующих в классификации химических элементов, однородные общности которых определены одинаковостью функций распределения при близости содержаний и корреляционных связей элементов в каждой пробе.

При практическом моделировании на примере ряда золоторудных месторождений, принадлежащих к золотосеребряной и золото кварце-

вой формациям, установлено. принципиальное единство строения геохимических полей на уровне от рудных тел до рудных узлов. Главные наблюдаемые особенности заключаются в следующем.

1. В общем виде структура геохимического поля состоит из чередующихся в пространстве полей концентрирования и рассеяния, связанных с формированием рудно-магматических систем [10]. На высоких иерархических уровнях (до уровня рудных полей) геохимические поля концентрирования образуют островные конструкции, зонально размещенные относительно рудогенерирующих источников (центров рудно-магматических систем различных уровней).

2. На уровнях рудных месторождений и ниже (рудные зоны, тела, столбы и гнезда) геохимическое поле образует топологически замкнутую ореольную систему, центром которой является рудный объект.

3. Модель замкнутой ореольной системы имеет, как минимум, трехзонное концентрически-ядерное строение: а) ядерная (внутренняя) зона концентрирования рудных компонентов с постоянным преобладанием золота. Из остальных элементов в этой области присутствуют лишь те, которые наиболее тесно парагенетически связаны с золотом, характеризуя тот или иной генотип оруденения. В зависимости от уровня моделирования ядерной зоной могут быть рудный столб, рудное тело или рудная зона, относительно которых рассматриваются остальные элементы системы; б) зона транзита рудных компонентов с преимущественно низкими концентрациями большинства рудообразующих элементов; в) фронтальная (внешняя) зона концентрирования химических элементов. В этой области формируются контрастные ореолы рассеянной минерализации (или, как их часто называют — зоны рассеянной минерализации) широкого спектра элементов, преимущественно характерных для надрудных и подрудных областей.

Векторы геохимической зональности в замкнутых ореольных системах ориентированы радиально во всех направлениях от ядерной зоны.

Среди пространственных форм моделей геохимической зональности выделяются два основных типа. В случае преобладающего замещения вещества при ореолообразовании образуются сферические концентрически-ядерные ореольные системы, имеющие в горизонтальном сечении кольцевую или серповидную (подковообразную) форму [2]. В случае преобладающего выполнения веществом открытых трещинно-поровых пространств формируются линейные дисковидные концентрически-ядерные ореольные системы. Реальные пространственные фор-

мы ореолов и ореольных систем имеют комбинированный характер.

В качестве примера рассмотрим модели геохимической зональности месторождений и рудодроявлений различных морфогенетических типов.

Золотосеребряное месторождение золотоаргентинового типа (рис. 1). Геохимическим опробованием в подземных горных выработках и по керну скважин колонкового бурения наиболее полно охвачен участок «Восточный» с прилегающей территорией, где сосредоточено около 90% учтенных запасов металла. Весь массив проанализированных проб при обработке на ЭВМ классифицирован на две приблизительно равные по объему совокупности, резко отличающиеся по характеру связей элементов и параметрам распределения концентраций. Анализ пространственного размещения проб, принадлежащих другой совокупности, показывает, что они имеют преимущественно площадное распространение в пределах всего рудного поля. Пробы одной совокупности слагают локальные площади в пространственной связи с наиболее продуктивным оруденением. Эти обстоятельства и, кроме того, приуроченность большинства точек совокупности, имеющей площадную распространенность, к полям развития пропилитов, дают основания для выделения дорудного (раннего) и рудного (позднего) этапов гидротермального процесса. Орео-

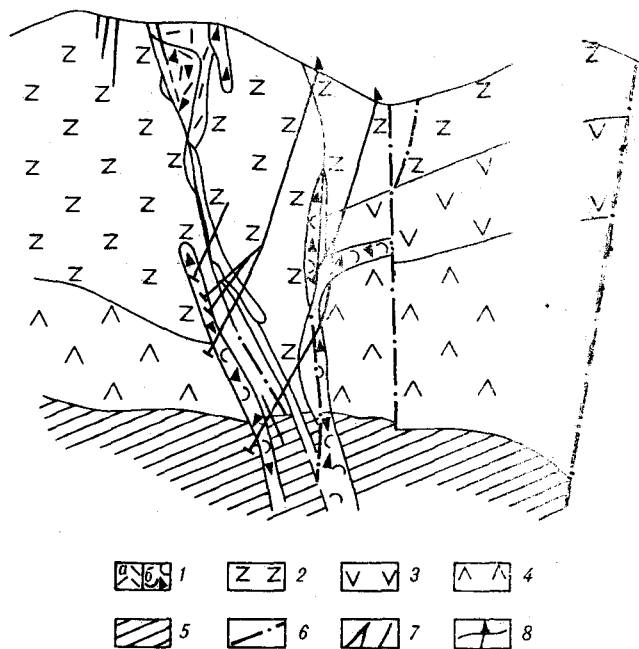


Рис. 1. Схематический геологический разрез через центральную часть месторождения.

1 — липариты (а), брекчи липаритов с кварцево-сульфидным цементом (б); 2 — субвулканическое тело дацитов; 3 — игнимбриты липаритов; 4 — андезиты; 5 — вулканогенно-осадочные отложения; 6 — тектонические нарушения; 7 — рудные тела; 8 — буровые скважины.

лы дорудного этапа характеризуются в целом более высокой концентрацией вольфрама, сурьмы, свинца, мышьяка, олова, молибдена, меди и цинка. Особенно заметно преобладание вольфрама и сурьмы. ореолы рудного этапа имеют качественно аналогичный состав при заметном преобладании серебра, ртути и золота и характеризуются тесной пространственной связью с продуктивными золоторудными телами.

Каждая из двух выделенных общих совокупностей в свою очередь классифицирована на 10 частных однородных совокупностей, образующих ореольные системы, совмещенные в пространстве, но разделенные во времени.

Ореолы дорудного этапа слагают геохимическое поле, особенностью которого является чередование ореолов зон концентрирования и транзита, приуроченных к основным элементам геологической структуры (крупным разрывам, вулканическим постройкам и т. п.). Причем для ореолов, приуроченных к разрывным нарушениям, характерно преобладание элементных ассоциаций с повышенными содержаниями ртути и сурьмы — элементов, занимаю-

щих верхнее положение в ряду зональности Григбрына — Овчинникова [2]. ореолы рудного этапа образуют концентрически-ядерную ореольную систему, развивающуюся в связи с рудными жилами кварцево-адулярового состава.

Ядерная зона концентрирования имеет серебряно-золотую геохимическую специализацию при высоком значении суммы кларков концентраций ($\Sigma КК$) в основном за счет содержания золота (табл. 1, рис. 2, 3). контрастность ореолов ядерной зоны концентрирования подчеркивается низкими значениями $КК$ ореолов зоны транзита (классы 8, 9, 10), повсеместно окружающих ее. Во фронтальной зоне концентрирования значения $КК$ вновь резко возрастают, достигая в ряде случаев максимальных для данной системы величин (классы 1, 2, 3, 5, 6, 7). Каждый класс занимает определенное пространственное положение относительно ядра системы, что позволяет проследить динамику зональной дифференциации как ассоциаций элементов, объединенных в однородных классах, так и каждого элемента в

Таблица 1

Средние содержания химических элементов в классах однопобных проб (золотосеребряное месторождение, золото-аргентитовый тип)*

Элемент	Номер класса, количество проб (в скобках)									
	2 (2417)	3 (50)	10 (251)	8 (528)	4 (233)	9 (403)	6 (337)	7 (917)	1 (584)	5 (5810)
Au	231,8	26,4	3,3	16,7	219,7	5,4	3,9	66,3	4,9	70,3
Pb	1,5	1,7	1,7	1,4	1,4	1,5	1,4	1,7	2,0	1,4
As	2,1	80,8	—	—	—	—	123,4	90,0	57,9	3,9
Sb	—	138	—	—	—	—	—	2,1	2,7	2,0
W	—	5,8	—	0,8	0,8	0,8	1,0	1,1	3,3	0,8
Mn	1,0	0,1	0,7	0,5	0,6	0,6	0,6	0,8	0,8	0,8
Ba	0,7	0,6	0,2	0,4	0,3	0,4	0,6	0,6	0,6	0,002
Mo	1,3	1,8	1,1	1,1	1,5	1,1	1,9	2,2	3,0	1,3
Sn	1,8	1,9	1,3	1,4	1,2	1,3	1,4	1,7	1,9	2,2
Cu	0,5	0,4	0,5	0,4	0,5	0,5	0,5	0,6	0,8	0,5
Ag	5,8	2,2	4,1	11,9	8,2	5,5	11,4	22,4	17,4	4,7
Zn	1,3	1,3	1,1	1,0	0,8	1,1	1,0	1,3	1,4	1,0
Hg	12,0	11,5	1,8	7,7	0,3	0,1	0,5	4,6	0,1	11,6
Сумма	259,8	273,3	25,8	43,3	235,4	18,3	147,4	195,4	94,1	100,5
Геохимическая специализация	Au, Ag, Hg	Au, As, Sb, W, Hg	Hg	Au, Ag, Hg	Au, Ag	Au, Ag	As, Ag	Au, As, Ag	As, Ag	Au, Hg
Пространственное положение в структуре	Фронтальная зона концентрирования. Внешняя нижняя область	Фронтальная зона концентрирования. Надрудная область	Зона транзита. Надрудная область	Зона транзита. Верхне-надрудная область	Ядерная зона концентрирования	Зона транзита. Нижне-надрудная область	Фронтальная зона концентрирования. Средняя область	Фронтальная зона концентрирования. Средне-нижняя область	Фронтальная зона концентрирования. Подрудная область	Фронтальная зона концентрирования. Внешняя верхняя область

* Значения содержания даны в кларках концентраций $КК = C_{эл}/\text{кларк}$, где $КК$ — кларк концентрации, $C_{эл}$ — среднее содержание данного элемента в классе, $К$ — кларк, по А. П. Виноградову.

Рудопроявления золотокварцевой формации.

Они изучены на уровне рудных столбов по результатам бороздowego опробования рудных тел в полотно траншей по сети 2×1 м. Установлено, что ореолы также образуют систему, имеющую концентрически-ядерное строение (рис. 4, табл. 2). Для ядерной зоны концентрирования характерны ассоциации золота, мышьяка, серебра, сурьмы, в которых эти элементы достигают максимальных концентраций. Во фронтальной зоне концентрируются никель, цинк, вольфрам и молибден при некотором повышении содержаний остальных элементов.

Золотосеребряное месторождение (золотопирит-пруститовый тип). Геохимическое строение его изучено на уровне рудной зоны в разрезе через центральную часть по данным опробования кернa буровых скважин и подземных горных выработок. Ореольная система имеет отчетливое концентрически-ядерное строение (табл. 3, рис. 5). На общем фоне высококонтрастных ореолов системы выделяются ядерная и фронтальная зоны концентрирования, разделенные ореолами внутренней зоны транзита

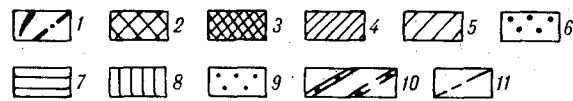
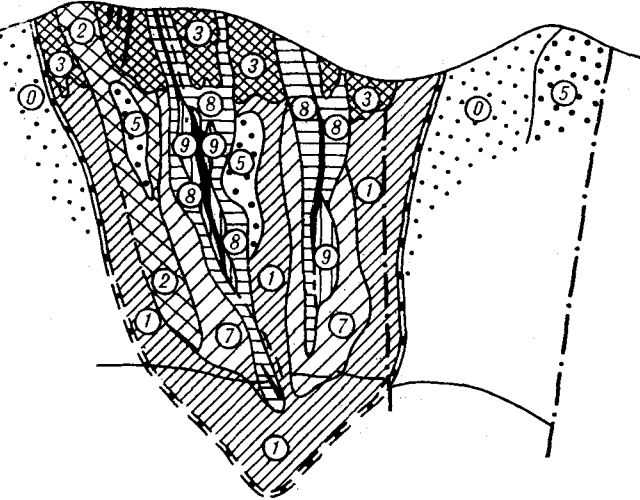


Рис. 2. Геохимический разрез через центральную часть месторождения.

1 — ядерная зона концентрирования: рудные тела (а), тектонические нарушения (б); 2: в — фронтальная зона концентрирования, 2 — внешняя верхняя область; 3 — надрудная, 4 — подрудная, 5 — средне-нижерудная, 6 — внешняя нижняя области; 7—9 — зона транзита: 7 — верхнерудно-надрудная, 8 — нижерудно-подрудная, 9 — надрудная области; 10 — границы топологически замкнутой ореольной системы; 11 — границы геохимически однородных классов. Цифры в кружках — номера классов по табл. 1.

отдельности. Например, для верхней части системы свойственны ассоциации элементов, среди которых постоянно присутствует ртуть — типичный элемент верхней части зональной колонны. Характерной особенностью пространственной дифференциации ртути является относительное накопление ее в ореолах, слагающих как нижнюю, так и верхнюю часть внешней области ореольной системы, чем подчеркивается пространственная замкнутость всей конструкции (классы 2, 5). Нижняя часть системы обладает выраженной мышьяково-серебряной геохимической специализацией (классы 1, 6, 7). Мышьяк, так же как и ртуть, образует сплошной кольцевой ореол, концентрируясь и в надрудной области (класс 3). Отличие в морфологии ореолов этих двух «полярных» элементов заключается в том, что «центр тяжести» ртутного ореола смещен к верхней части системы, а мышьяка — к нижней. Подобным образом ведут себя и другие элементы, отражая концентрически-ядерную структуру ореольной системы. При удалении от центра системы сплошность фронтальной зоны концентрирования нарушается, замкнутая структура аномального геохимического поля постепенно преобразуется в структуру чередующихся геохимических полей концентрирования и транзита (рассеяния).

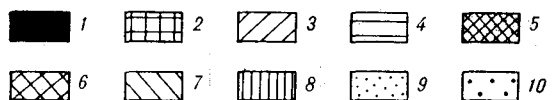
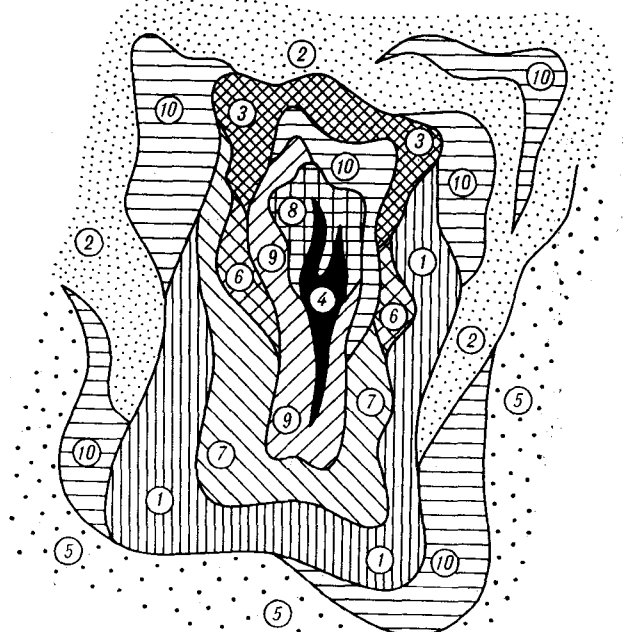


Рис. 3. Схема зональности концентрически-ядерной ореольной системы золотосеребряного месторождения золотоаргентитового типа.

1 — ядерная зона концентрирования; 2—4 — зона транзита: 2 — верхнерудно-надрудная, 3 — нижерудно-подрудная, 4 — надрудная области; 5—10 — фронтальная зона концентрирования: 5 — надрудная, 6 — среднерудная, 7 — средне-нижерудная, 8 — подрудная, 9 — внешняя нижняя, 10 — внешняя верхняя области.

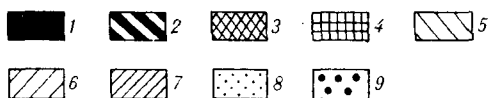
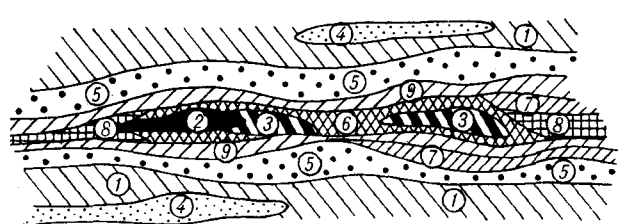


Рис. 4. Схема зональности концентрически-ядерной ореольной системы золотокварцевой жилы.

1—4 — ядерная зона концентрирования: 1 — сурьмяно-серебряно-мышьяково-золотая геохимическая, 2 — серебряно-мышьяково-золотая, 3 — серебряно-сурьмяно-мышьяковая, 4 — никелевая геохимическая специализации; 6, 7 — зона транзита: 6 — верхняя околорудная, 7 — нижняя околорудная области; 8, 9 — фронтальная зона концентрирования, цинковая специализация: 8 — верхняя, 9 — нижняя области.

(класс 8) и окруженные ореолами внешней зоны транзита (класс 5).

Приведенные примеры строения геохимических полей различных морфогенетических типов золоторудных объектов обнаруживают единую концентрически-зональную структуру на всех исследованных уровнях. Зональность проявляется в пространственно упорядоченном размещении полей однородных проб, слагающих топологически замкнутые сферические оболочки, окружающие центры структур в соответствии с обобщенным рядом зональности Григоряна — Овчинникова [2].

Таким образом, важнейшим свойством геохимических полей, связанных с участками концентрирования минерального вещества в земной коре, является их упорядоченное строение, обусловленное формированием концентрически-ядерных ореольных конструкций, образующих в непосредственной близости от рудных объектов топологически замкнутые ореольные системы. Это свойство геохимических полей может служить дополнительным эффективным критерием при разбраковке геохимических ореолов.

Прикладное значение описываемой модели заключается в принципиально ином методическом подходе к оценке перспективности геохимических ореолов — не только по абсолютным значениям концентраций слагающих геохимическое поле элементов, но и путем выявления аномальных структур геохимических полей, имеющих концентрически-ядерное строение.

В заключение следует отметить, что, как показывают экспериментальные и теоретические исследования [3—6, 9, 11], вещественная зональность, в том числе и геохимическая, обусловлена многочисленными функционально связанными факторами, зависящими от фазового

состояния гидротермальной системы, размера пор, вида массопереноса, наличия градиентов температуры и парциального давления, развития сорбционных, химических, термоэлектрических процессов и т.п. Вместе с тем «...несмотря на огромное количество принципиально возможных комбинаций различных факторов „экономика геологической энергии“ ведет к тому, что при комбинационном развитии функциональных систем метасоматоза образуется не бесконечное количество формационных типов апосом, а некоторое их количество наиболее эффективных... То же самое можно сказать вообще о процессах минералообразования, когда в условиях земной коры формируется конечное и притом довольно ограниченное количество основных поро- и рудообразующих минералов» [7]. В равной мере это утверждение относится и к геохимической зональности, что

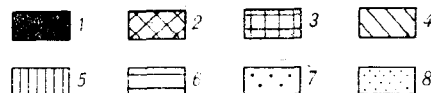
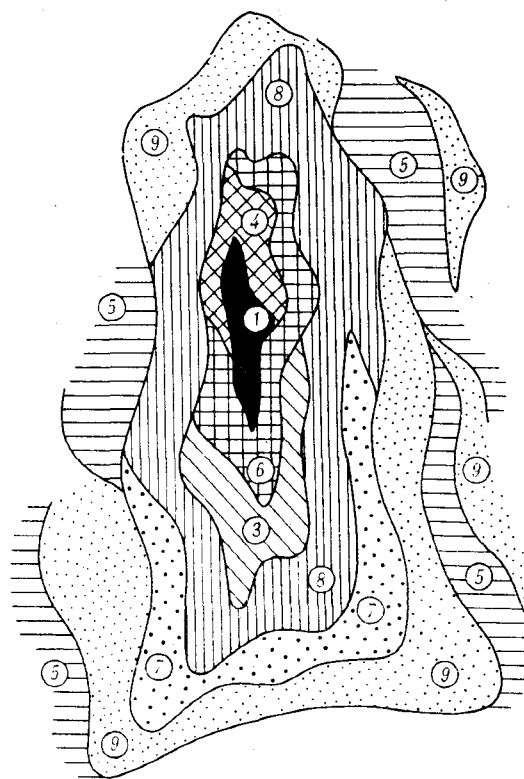


Рис. 5. Схема зональности концентрически-ядерной ореольной системы золотосеребряного месторождения золотопирит-пруситового типа.

1—4 — ядерная зона концентрирования: 1 — молибденово-мышьяково-золотосеребряная геохимическая, 2 — золотосеребряно-мышьяковая, 3 — золотомышьяково-серебряная, 4 — серебряно-молибденово-мышьяковая специализации; 5, 6 — зона транзита: 5 — мышьяковая, 6 — молибденово-мышьяковая геохимическая специализации; 7, 8 — фронтальная зона концентрирования: серебряно-мышьяковая (7) и золотосеребряно-свинцово-молибденово-мышьяковая (8) геохимическая специализации.

Средние содержания химических элементов в классах однородных проб (золотокварцевые жилы)*

Элемент	Номер класса, количество проб (в скобках)								
	1 (328)	5 (138)	9 (180)	6 (52)	2 (8)	3 (11)	8 (26)	7 (91)	4 (67)
Ni	0,006	0,002	0,004	0,005	0,15	0,14	12,42	0,003	0,009
Zn	0,002	1,72	0,003	0,01	0,50	0,002	0,02	0,001	1,39
As	0,007	0,09	0,14	589,6	4,30	3,22	0,58	0,04	0,007
Mo	0,05	0,59	0,23	4,19	1,98	0,62	0,86	0,03	0,26
Ag	0,007	0,53	0,07	0,04	0,07	0,02	0,05	0,12	0,001
Sb	0,14	0,23	0,09	0,16	0,32	0,14	0,34	0,12	0,31
Pb	0,22	0,47	0,46	1,08	2,58	1,84	0,54	0,28	0,23
W	0,001	0,005	0,002	0,004	0,55	0,004	0,01	Н/о	0,005
Сумма	0,433	3,637	0,999	595,09	10,45	5,986	14,82	0,594	2,212
Геохимическая специализация	—	Zn	—	Au, Sb, As	Sb, Ag, As, Au	Ag, As, Au	Ni	—	Zn
Пространственное положение в структуре	Зона транзита	Фронтальная зона концентрации	Зона транзита	Ядерная зона концентрации			Зона транзита	Фронтальная зона концентрации	

* Значения содержаний даны в тех же величинах, что и в табл. 1.

и определяет ее универсальную устойчивость, проявляющуюся на разных уровнях организации рудного вещества. Это обстоятельство является предпосылкой разработки универсальной модели геохимических полей рудных объектов как системы взаимообусловленных, пространственно упорядоченных геохимических тел (ореолов), материально отражающих зональность.

Рассмотренные в настоящей работе закономерности определяют в известной мере путь решения этой актуальной проблемы. По всей видимости, подобные построения возможны и для других типов рудных месторождений, что видно на примере хорошо геологически обоснованной модели медно-молибденовых (медно-порфировых) месторождений, имеющих аналогичное строение [8].

Таблица 3

Средние содержания химических элементов в классах однородных проб (золотосеребряное месторождение, золотопирит-пруститовый тип)*

Элемент	Номер класса, количество проб (в скобках)								
	6 (85)	1 (23)	4 (106)	3 (121)	8 (142)	7 (55)	9 (46)	5 (78)	
Au	40,10	330,7	49,5	14,03	5,76	1,1	20,30	2,68	
Pb	2,36	9,4	5,75	10,02	10,48	4,01	59,90	4,75	
As	140,0	176,0	153,0	202,7	111,3	159,0	111,3	68,0	
Ni	1,42	1,77	2,18	2,00	1,86	1,84	2,60	2,25	
Co	3,60	4,70	5,80	8,30	5,10	5,40	5,00	4,90	
Mn	2,19	4,45	4,41	4,37	3,69	3,54	3,11	4,00	
V	11,7	10,25	9,65	9,75	9,00	9,75	12,70	0,86	
Mo	15,44	36,90	7,50	56,70	16,10	19,83	44,13	21,5	
Li	2,93	4,10	4,80	4,30	4,30	4,30	3,20	4,90	
Cu	4,60	7,60	4,60	5,60	3,80	4,90	4,90	3,80	
Ag	182,9	375,8	42,5	50,87	11,02	55,66	30,90	1,28	
Zn	4,40	11,74	6,64	8,30	4,80	6,80	6,80	6,70	
Сумма	411,0	373,4	296,2	376,9	187,2	216,1	304,8	125,6	
Геохимическая специализация	Au, Ag, As	Au, As, Mo, Ag	Au, Ag, As	Mo, Ag, As	As	As, Ag	As, Ag, Au, Pb, Mo	Mo, As	
Пространственное положение в структуре	Ядерная зона концентрации			Зона транзита	Фронтальная зона концентрации	Зона транзита			

* Значения содержаний даны в тех же величинах, что и в табл. 1.

Выводы.

1. На примере золоторудных месторождений различных морфогенетических типов установлено, что концентрирование минерального вещества в процессе рудогенеза сопровождается его дифференциацией в рудовмещающем пространстве с образованием топологически замкнутых зональных геохимических ореольных систем, имеющих концентрически-ядерную структуру.

2. Концентрически-ядерные ореольные системы сложены чередующимися зонами концентрирования и транзита химических элементов, участвующих в рудообразовании.

3. Конечные фазы концентрации рудного вещества связаны с локальной дифференциацией в термодинамически замкнутой гидротермальной системе, на что указывает морфология ореольных систем.

4. Объемное моделирование геохимических ореольных систем может служить объективным, легко воспроизводимым методом разбраковки любых гидротермальных образований по принадлежности к объектам концентрированного оруденения или иным, в том числе и контрастным, ореолообразующим источникам без промышленного оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Голубев В. С. Динамика геохимических процессов.— М.: Недра, 1981.
2. Григорян С. В., Овчинников Л. Н. Единая геохимическая зональность первичных ореолов сульфидсодержащих гидротермальных месторождений и ее практическое значение // Проблемы прикладной геохимии.— Новосибирск: Наука, 1983.
3. Жилинский Г. Б., Кислицина В. Н., Караваев И. Б. О конвекционном массопереносе в замкнутых гидротермальных системах с градиентами температур и критериях прогнозной оценки рудных месторождений // Проблемы прикладной геохимии.— Там же.
4. Кислицина В. П. Безградиентная зона в цилиндрическом автоклаве и ее влияние на конвекционный массоперенос // Вестн. АН КазССР.— 1976.— № 4.
5. Летников Ф. А., Нарсеев В. А. Термостатирование природных систем и его роль в геохимических процессах // Физико-химическая динамика процессов магматизма и рудообразования.— Новосибирск: Наука, 1971.
6. Летников Ф. А., Нарсеев В. А. Роль термостатирования в эволюции вулканических систем // Вулканизм, гидротермы и глубины Земли.— Петропавловск-Камчатский, 1969.
7. Поспелов Г. Л. Парадоксы, геолого-геофизическая сущность и механизм метасоматоза.— Новосибирск: Наука, 1983.
8. Павлова И. Г. Геолого-генетические модели молибденово-медных порфировых месторождений // Генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1983.— Т. 2.
9. Румянцев В. Н. Основные механизмы пространственной дифференциации вещества в гидротермальных растворах в замкнутых системах // Динамические модели физической химии.— Новосибирск: Наука, 1982.
10. Таусон Л. В. Теория геохимических полей и геохимические поиски месторождений полезных ископаемых // Проблемы прикладной геохимии.— Новосибирск: Наука, 1983.
11. Щербаков Ю. Г., Рослякова Н. В. Генетическая модель гидротермального рудообразования на примере золоторудных месторождений // Генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1983.— Т. 2.
12. Diday E. The dynamic clusters method in nonhierarchical clustering // Int. J. comput. and inform. sci.— 1973.— V. 2, N 1.

УДК [552.08 : 53] : 552.323.5(479.25)

*М. В. Ваноян***ВЛИЯНИЕ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ НА ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГИПЕРБАЗИТОВ**

В работе приводятся данные о влиянии серпентинизации на комплекс физических свойств (плотность, скорость упругих волн, магнитная восприимчивость, магнитная жесткость ферромагнитных частиц) гипербазитов. Установлена тесная связь интенсивности процесса серпентинизации с плотностью пород и скоростью упругих волн. При этом в сильно-серпентинизированных разновидностях величина V_p зависит также от типа серпентина, который является доминирующим фактором в дифференциации магнит-

ных параметров. В антигоритизированных разновидностях величины χ намного больше, чем в лизардитизированных. В последних магнитная жесткость ферромагнитных частиц имеет большие величины, чем в антигоритизированных.

Дифференциация физических свойств гипербазитов должна учитываться при интерпретации геофизических аномалий, что позволит выделять участки развития разных типов серпентинизации в массивах.

**ВЛИЯНИЕ
СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ ГИПЕРБАЗИТОВ
НА ПЛОТНОСТЬ И СКОРОСТЬ
УПРУГИХ ВОЛН**

Перемещение мантийного вещества в верхние горизонты земной коры, смена термодинамических условий вызывают изменения физических свойств гипербазитов. В значительной мере эти изменения обусловлены процессом серпентинизации, т. е. гидратации первичных безводных силикатов магния и железа [13]. Процесс серпентинизации гипербазитов характеризуется различной интенсивностью гидратации, появлением в породе разного типа серпентина и количеством ферромагнитных минералов. Изучение физических свойств серпентинизированных пород повысит надежность интерпретации геофизических полей осложненного характера при поисках месторождений хрома, асбеста и др. С другой стороны, поскольку ультраосновные породы наиболее полно отражают состав вещества верхней мантии [10], то по изменению физических свойств гипербазитов при серпентинизации можно восстановить состав и свойства верхнемантийных образований.

Изучению физических свойств гипербазитов посвящены работы многих советских и зарубежных исследователей [1, 2, 7, 15, 17]. Настоящая статья является продолжением таких исследований в плане более глубокого изучения самого процесса серпентинизации, а также в связи с проблемой интерпретации геофизических аномалий в районах распространения гипербазитов.

Для определения количества и типа серпентина в 76 образцах, отобранных из разных массивов альпийотипных гипербазитов (Джил-Сатанахачский, Шоржинский, Зод-Караиманский) офиолитового пояса Армении, в лаборатории ВСЕГЕИ (аналитик Б. К. Касаткин) выборочно выполнен дифференциальный термический анализ. По результатам этого анализа породы в выборке разделены на три группы: 1 — породы преимущественно с лизардитовым типом серпентина; 2 — породы со смешанным типом серпентина; 3 — породы преимущественно с антигоритовым типом серпентина. Отметим, что во всех указанных группах присутствует брусит (до 5%), а количество хризотила не превышает 10%. Результаты анализа представлены на рис. 1. Рассчитанные коэффициенты корреляции между содержанием серпентина и некоторыми петрофизическими и петрохимическими параметрами приведены в табл. 1.

В литературе встречается ряд способов оценки степени серпентинизации гипербазитов. Для этой цели используются показатели степени окисления железа [4, 5], потери при прокаливании (П. п. п.) [11], а также плотности пород

лизардит (брусит+хризотил)

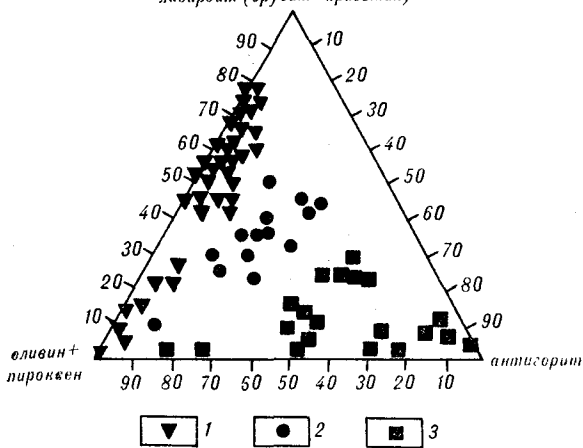


Рис. 1. Диаграмма содержания разнотипных серпентинитов в образцах гипербазитов (результаты дифференциального термического анализа). 1 — с лизардитом, 2 — со смешанным типом серпентина, 3 — с антигоритом.

[16, 17]. Многими петрологами оценка степени серпентинизации производится в шлифах (количественно-минералогический подсчет). В работах [13, 16] с помощью рентгеноструктурного и термического анализов показано присутствие в породах брусита, который обычно упускается при подсчетах. На величинах плотности сказывается присутствие брусита. Так, величины γ плотности с учетом брусита выше, чем без него (см. табл. 1). В связи с этим, учитывая трудоемкость подсчетов по шлифам, методика определений по величинам плотности более эффективна и достоверна. В нашем случае γ плотности с содержанием серпентина не только самые высокие, но и самые устойчивые в разных типах серпентина (см. табл. 1). Относительное изменение γ для плотности составляет 2,8%, для П. п. п. — 6,5%, для остальных параметров — еще выше. Это означает, что тип серпентина в общей выборке не оказывает заметного влияния на плотность, тогда как на величине остальных параметров сказывается больше.

Уравнения регрессии связи плотности с содержанием серпентина, рассчитанные способом наименьших квадратов, имеют вид:

$$C = -142,05(\sigma - 2,82) + 60,4, \quad (1)$$

$$\sigma = -0,0062(C - 60,4) + 2,82. \quad (2)$$

Решая обратную задачу, можно использовать линию регрессии (рис. 2, а, уравнение (1)) как номограмму для прогнозирования степени серпентинизации (С) по значениям плотности (σ). Таким образом, между плотностью и степенью серпентинизации существует сильная линейная связь, при этом тип серпентина на величину плотности заметного влияния не оказывает.

В табл. 1 приведены коэффициенты корреляции степени серпентинизации и скорости продольных волн в гипербазитах. Высокое значение r получено в лизардитовых породах (-0,909). В породах со смешанным типом серпентина, содержащих примерно равное количество лизардита и антигорита, величины r ниже (-0,784), а в антигоритизированных породах — еще ниже (-0,54). Таким образом, абсолютные величины r постепенно уменьшаются с переходом от лизардит- к антигоритсодержащим. На рис. 2, б показана зависимость скорости продольных волн от содержания серпентина. Антигоритизированные породы имеют более высокие значения скорости упругих волн, чем породы с лизардитовым типом серпентинизации при одинаковом количестве серпентина. Это согласуется с литературными данными, где указывается на различие скорости упругих волн в разных типах серпентинитов (табл. 2). С другой стороны, значения r , полученные разными авторами для скорости продольных волн в зависимости от степени серпентинизации при измерениях в условиях высоких давлений, выше (-0,9), чем в нашем случае (-0,65). Таким образом, в литературе отмечается различие в скоростях, связанное с типом серпентина, но зависимость V_p от содержания серпентина считается линейной. Кажущееся противоречие можно объяснить двумя причинами: 1 — исследованные связи V_p в каждом конкретном случае получены для одного

Таблица 1

Коэффициенты корреляции (r) между содержанием серпентина определенного типа и величиной петрофизических и петрохимических параметров

Образец	σ	V_p	П. п. п.	h
<i>Породы с лизардитом (38 образцов)</i>				
Серпентин	-0,946	-0,899	+0,951	+0,523
Серпентин + брусит	-0,966	-0,909	+0,956	+0,539
<i>Породы со смешанным типом серпентина (20 образцов)</i>				
Серпентин	-0,94	-0,715	+0,914	+0,763
Серпентин + брусит	-0,961	-0,784	+0,931	+0,795
<i>Породы с антигоритом (18 образцов)</i>				
Серпентин	-0,92	-0,528	+0,859	+0,289 *
Серпентин + брусит	-0,938	-0,54	+0,894	+0,299 *
<i>Все породы вместе (76 образцов)</i>				
Серпентин + брусит	-0,954	-0,654	+0,915	+0,549

Примечание. σ — плотность, V_p — скорость продольных упругих волн; h — степень окисления железа $\frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO}$, мол. %; * — коэффициенты корреляции, незначимые по критерию t на уровне 0,05.

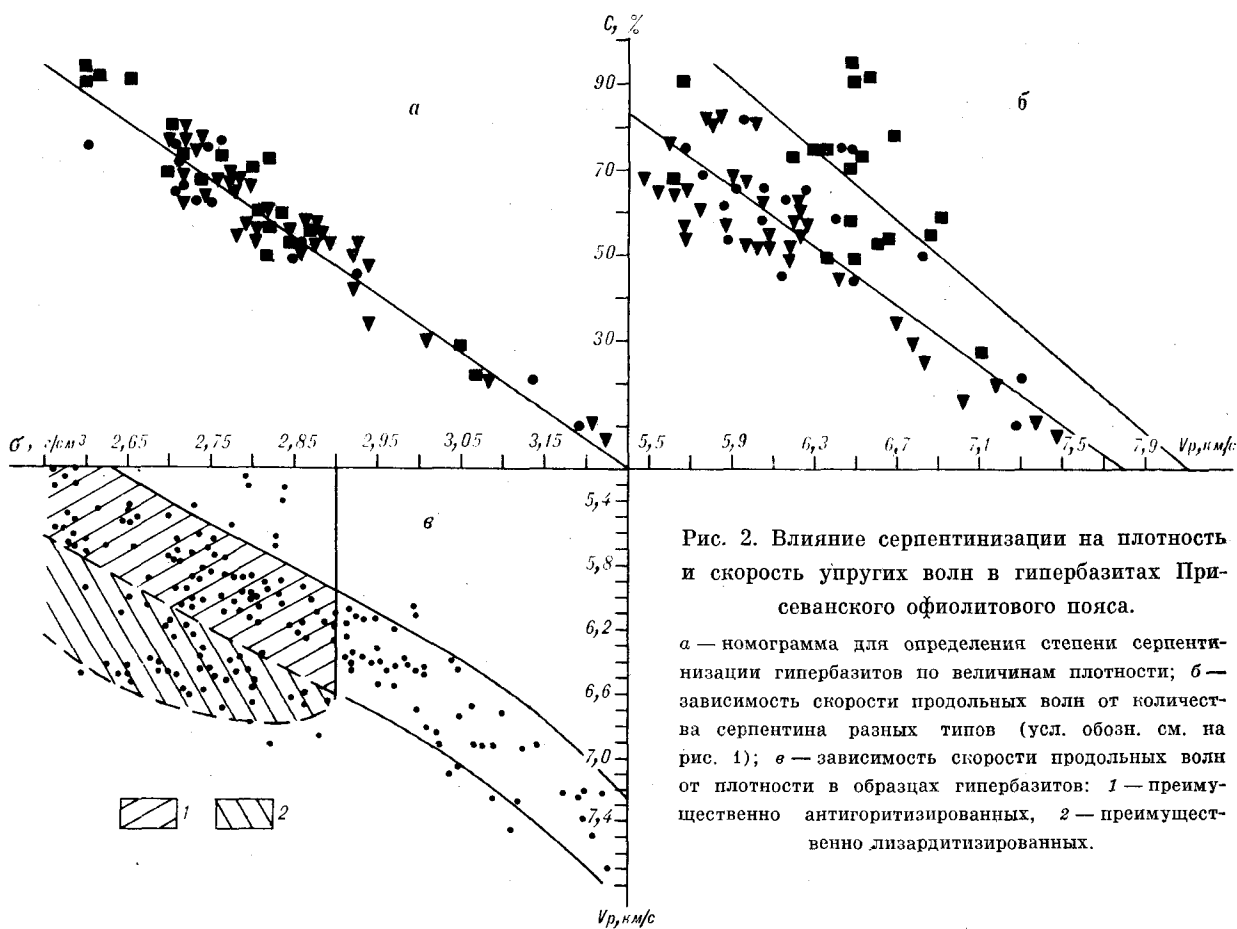


Рис. 2. Влияние серпентинизации на плотность и скорость упругих волн в гипербазитах Присеванского офиолитового пояса.

а — номограмма для определения степени серпентинизации гипербазитов по величинам плотности; б — зависимость скорости продольных волн от количества серпентина разных типов (усл. обозн. см. на рис. 1); в — зависимость скорости продольных волн от плотности в образцах гипербазитов: 1 — преимущественно антигоритизированных, 2 — преимущественно лизардитизированных.

и того же типа серпентина, что маловероятно; 2 — высокие давления, при которых рассматривается эта связь, «нивелируют» вклад типа серпентина в величины скоростей. Для проверки последнего предположения мы выбрали данные скоростей продольных волн при высоких давлениях в антигоритах, лизардитах и хризотилах, петрографические описания которых приводятся в [13, 14] (см. табл. 2). Был рассчитан относительный рост скоростей по формуле

$$\beta = \frac{V_1 - V_0}{V_0} \cdot 100\%,$$

где V_1 — скорость при давлении 1000 МПа, V_0 — скорость при давлении 200 МПа. Выбор начальной скорости V_0 обусловлен допущением, что при давлении 200 МПа закрываются микротрещины, и таким образом исключается влияние их на величину роста скоростей. Как видно из табл. 2, в антигоритовых серпентинитах β ниже, чем в лизардитовых. Так, среднее ее значение в первых — 3,9%, а в последних — 10,6%. Хризотил-лизардитовые серпентиниты по величине β занимают промежуточное положение ($\beta_{cp} = 7,44\%$). Это указывает

на то, что при высоких давлениях рост скоростей в лизардитах происходит быстрее, чем в антигоритах. Величины скоростей для пород в выборке с разными типами серпентинитов «нивелируются» при высоких давлениях.

Различие скоростей в антигоритовых и лизардитовых гипербазитах при одинаковом количестве серпентина в породе становится заметнее в породах, серпентинизированных более чем на 50%. Это наблюдается и в больших выборках. На рис. 2, в показана зависимость скоростей продольных волн от плотности в гипербазитах офиолитового пояса Армении в ряду от слабоизмененных пород до серпентинитов. При $\sigma = 2,9$ г/см³ и ниже наблюдается разброс величин скоростей. Плавное уменьшение скорости нарушается в породах, серпентинизированных на 50% и выше. В лизардитизированных породах плавное изменение скоростей от начала серпентинизации до ее конечных этапов указывает на спокойный характер этого процесса. Изменения физико-химических условий (высокая температура и повышенное давление) или тектонической обстановки (воздействие стрессов) приводят к антигоритизации, которая вызывает повышение V_p . Это

Относительные изменения (β) скоростей продольных волн в разновидностях серпентинитов

Разновидности серпентинитов и место их отбора	Скорости при давлении (МПа)		β (%)	Среднее значение β по разновидности
	200	1000		
Лизардитовые серпентиниты, Средне-Атлантический хребет (5—6% оливина) [15]	5,14	5,57	8,4	10,6
	4,96	5,47	10,4	
	4,83	5,52	13,0	
Хризотилловый, хризотил-лизардитовый серпентиниты, гора Калифорния, Тетфорд (95—96% серпентина) [14]	5,03	6,42	7,55	7,44
	5,07	5,49	9,14	
	5,35	5,62	5,05	
	4,99	5,38	7,81	
Антигоритовые серпентиниты, гора Блэк Станифорд, Калифорния [14, 15]	6,59	6,82	3,49	3,9
	5,63	5,89	4,62	
	5,62	5,83	3,74	
	6,00	6,31	5,17	
	6,54	6,69	2,3	

наблюдается в породах сильносерпентинизированных (более чем на 50%), где влияние реликтов протолитов уменьшается; при этом наиболее важным фактором является тип серпентина.

Итак, плотность можно использовать для количественной оценки степени серпентинизации вообще, тогда как скорость продольных волн в гипербазитах позволяет качественно определить тип серпентинизации. Разные физико-химические и тектонические условия серпентинизации отражаются в величинах физических свойств пород.

ВЛИЯНИЕ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ НА МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА

Магнетит принято считать обязательным спутником серпентинизации, поэтому утверждается, что чем интенсивнее идет процесс, тем больше образуется магнетита. На этом основана интерпретация магнитных аномалий над гипербазитами [5, 17]. Причина широких колебаний магнитной восприимчивости гипербазитов окончательно не выяснена, хотя работ на эту тему существует много. В частности, в [7], где колебания магнитной восприимчивости объясняются с точки зрения исходного состава протолитов, интерпретация геофизических полей дается с такой точки зрения. Рассмотрим зависимость магнитных свойств гипербазитов от характера и степени серпентинизации, используя результаты термического анализа.

В группе антигоритовых пород r степени серпентинизации с величиной степени окисления железа (h) имеет небольшое абсолютное

значение (0,299), которое по критерию t незначимо на уровне 0,05, в остальных группах коэффициенты имеют большую величину и значимы (см. табл. 1). При общем рассмотрении всех типов серпентинитов коэффициент $r = 0,549$. Полученные результаты можно объяснить следующим образом. При серпентинизации присутствующее в силикатной решетке железо окисляется тем больше, чем сильнее серпентинизация. В частности, в отдельных группах лизардитовых и в смешанных типах серпентинитов такая тенденция процесса сохраняется (рис. 3, а). В антигоритовых разновидностях тенденция нарушается — окисление силикатного железа перестает зависеть или мало зависит от интенсивности процесса превращения породы в антигорит.

Д. С. Штейнберг и И. С. Чащухин [13] установили резкую границу в степени окисления железа в разных типах серпентина. В петельчатых и лизардитовых серпентинах степень окисления железа намного выше, чем в антигоритах. Поскольку мы рассматриваем породы с переменным количеством реликтов первичных минералов, серпентина и магнетита, то получаемые результаты чаще всего заметно отличаются от тех, которые получены по чистым минеральным разновидностям. Из рис. 3, б видно, что между содержанием в породах окиси и закиси железа существует обратно пропорциональная зависимость, при этом в лизардитизированных породах $r = -0,524$, а в антигоритизированных достигает $-0,457$. Такое поведение железа можно объяснить следующим образом. Если считать систему закрытой, пренебрегая обменом вещества с вмещающей средой, то количество железа в ней также следует считать постоянным, равным ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$). Если в первичных минералах все железо в форме FeO входило в кристаллическую решетку силикатов, то его окисление характеризовалось бы строгой зависимостью между FeO и Fe_2O_3 ; любое отклонение указывало бы на нарушение закрытости системы. В природных процессах (с учетом погрешности в анализе) полностью закрытых систем не существует, поэтому отличие коэффициента корреляции от -1 косвенно указывает на степень отклонения системы от закрытой. Учитывая это допущение, можно считать, что система, содержащая антигорит, в наибольшей степени испытывала влияние внешней среды.

Качественное разделение железа, входящего в силикатную решетку смеси реликтов и серпентина и в кристаллический магнетит, можно оценить с помощью величин магнитной восприимчивости. На рис. 3, в, где показаны χ и степень окисления железа в породах, между этими параметрами линейной зависимости не наблюдается. Однако породы, сложенные преимущественно

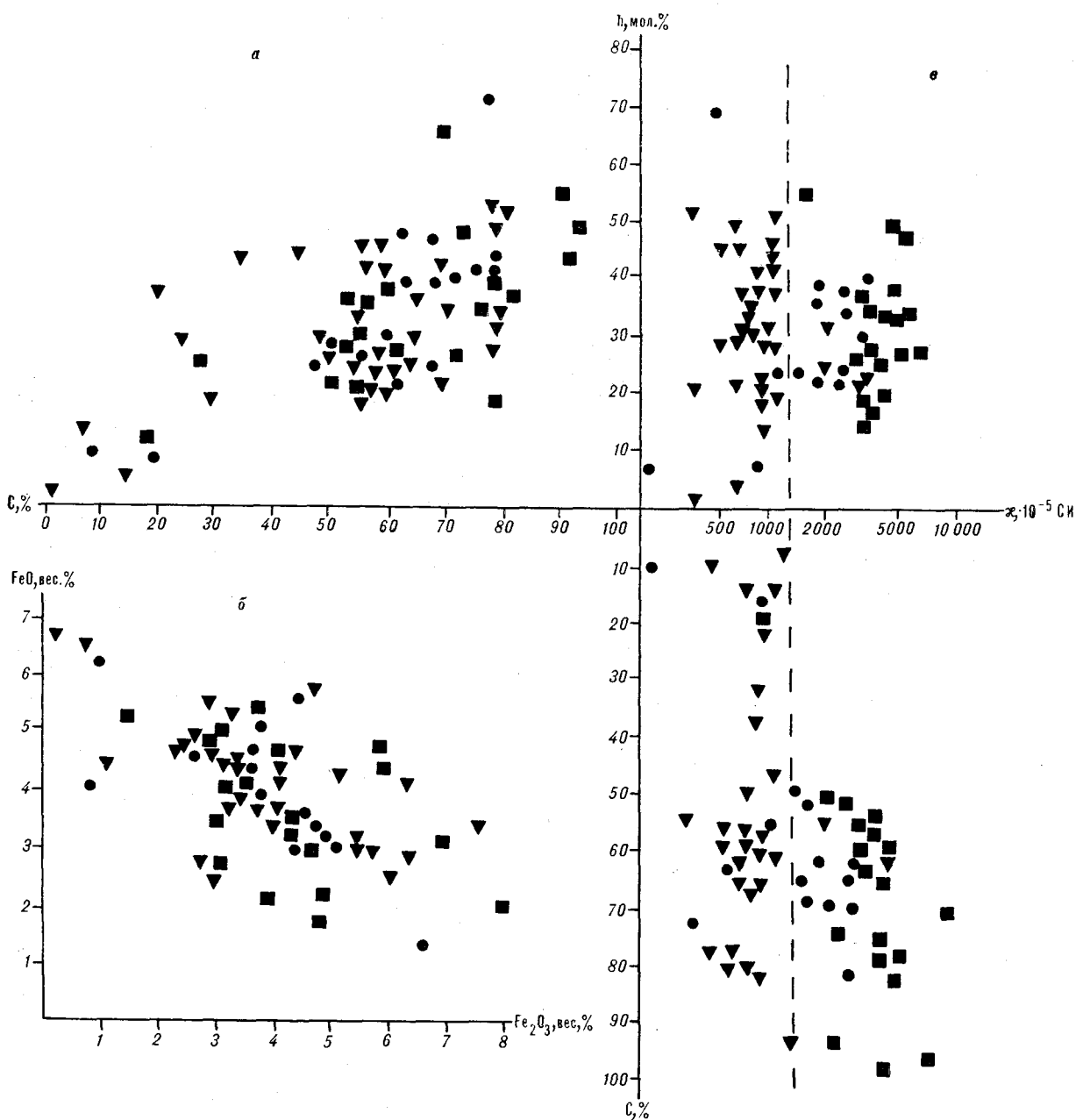


Рис. 3. Влияние серпентинизации на магнитные свойства гипербазитов Присеванского офиолитового пояса. а — степень серпентинизации и степень окисления железа; б — взаимосвязь между закисью и окисью железа; в — магнитная восприимчивость и степень окисления железа; г — магнитная восприимчивость и степень серпентинизации. (Усл. обозн. на рис. 1).

щественно антигоритовым типом серпентина, резко отличаются по величинам χ от пород, в которых серпентин представлен преимущественно лизардитом при близких колебаниях степени окисления железа. В промежуточной части между ними располагаются породы со смешанным типом серпентина. Такая картина может указывать на то, что не все окисное железо кристаллизуется в форме магнетита, и, следовательно, можно предположить, что часть трехвалентного железа, количество которого

возрастает с интенсивностью процесса серпентинизации (см. рис. 3, а), остается в серпентинах, входя в их кристаллическую решетку.

Итак, магнетит появляется главным образом в антигоритизированных породах, что фиксируется повышенными значениями χ . Лизардитизированные породы (см. рис. 3, в) имеют довольно четкую верхнюю границу с $\chi = 1500 \cdot 10^{-5}$ СИ. Из них образцы пород, имеющие $\chi > 1500 \cdot 10^{-5}$ СИ, содержат до 20% антигорита. Дифференциация по величинам χ

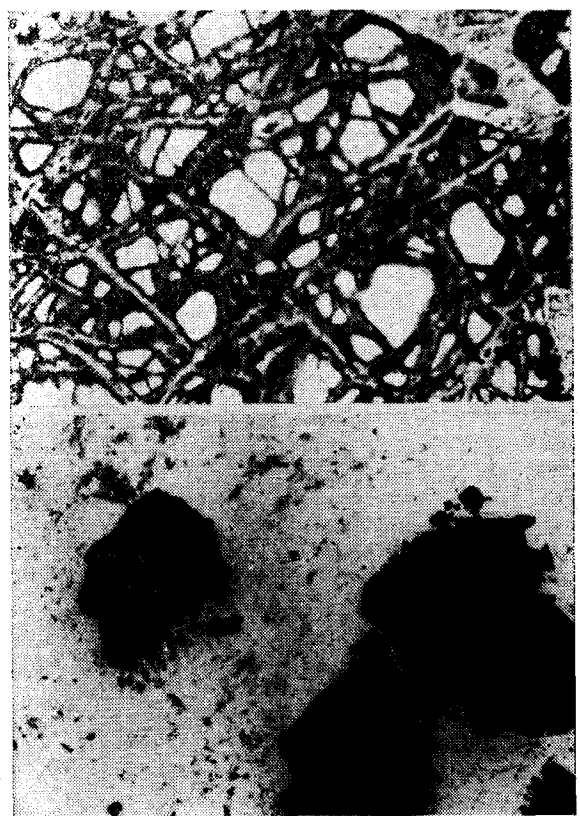
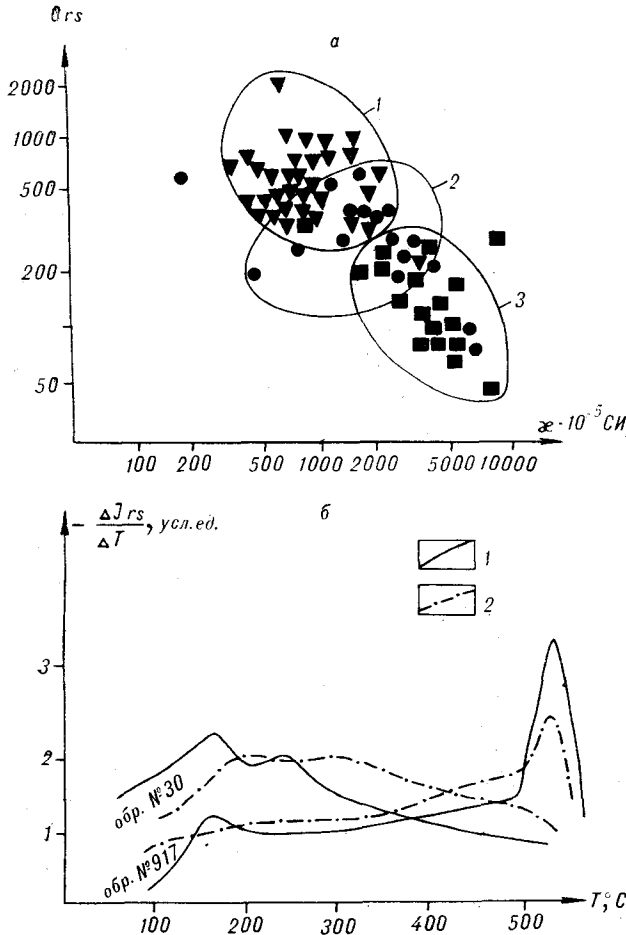


Рис. 4. Магнитная жесткость магнетитов.

a — диаграмма Q_{rs} — χ , области магнитной жесткости магнетитов с образцами: 1 — лизардитизированными, 2 — со смешанным типом серпентина, 3 — антигоритизированными; *b* — характерные кривые ДТМ в лизардитизированных (обр. № 917 с магнитомягким магнетитом) и антигоритизированных (обр. № 30 с магнитомягким магнетитом) образцах гипербазитов; 1 — первый нагрев, 2 — повторный нагрев; *c*, *d* — микрофотографии шлифов: *c* — лизардитизированного гарцбургита (обр. № 917), *d* — антигоритового серпентинита (обр. № 30).

отражает разные условия образования отмеченных типов серпентина.

На величину магнитной восприимчивости, как известно, влияют состав, структура, форма и размер магнетита [12]. Для установления состава и структуры выделений ферромагнитных частиц в гипербазитах офиолитового пояса Армении проведен их термомагнитный анализ. Исследования проведены в петрофизической лаборатории НИФИ ЛГУ выборочно на 20 образцах.

Установлено [9], что параметр Q_{rs} , который является отношением остаточной намагниченности насыщения к индуктивной намагниченности (I_{rs}/I_i), характеризует коэрцитивную силу ферромагнетика ($H_c \sim Q_{rs}$). Лизардитовые породы на рис. 4, *a* располагаются в верхней части диаграммы, антигоритовые — в нижней. Породы со смешанным типом серпентина занимают промежуточную область между ними. Ферромагнитные частицы в лизардитовых по-

родах более жесткие в магнитном отношении, чем в антигоритовых разностях. Это подтверждается термомагнитными кривыми, полученными на образцах гипербазитов. Кривые последовательного ступенчатого нагрева пластин, вырезанных из образцов, представлены в виде функции $\frac{\Delta I_{rs}}{\Delta T}(T)$ (см. рис. 4, *b*). Кривые имеют форму, типичную для магнетитов (ДТМ-кривые I и II типа) [9]. Кривые I типа (см. рис. 4, *b*, обр. № 917) при первом и повторном нагревах практически совпадают, достигая максимума при $T = 540-560^\circ\text{C}$ и спадая резко к нулю при $T = 580^\circ\text{C}$. Кривые первого и повторного нагревов различаются, но близки между собой, максимум при $T = 200^\circ\text{C}$ (см. рис. 4, *b*, кривые II типа, обр. № 30). Кривые I типа соответствуют магнитомягкому магнетиту. Все магнитомягкие магнетиты встречаются в породах с лизардитовым типом серпентинизации. Антигоритовые породы имеют магнито-

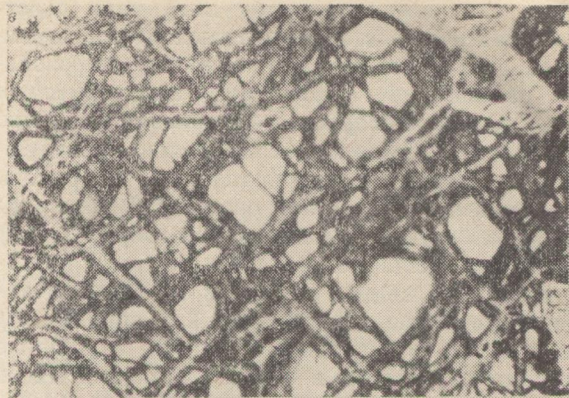
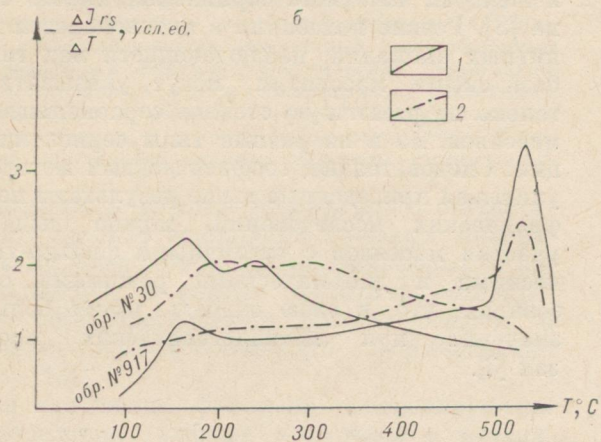
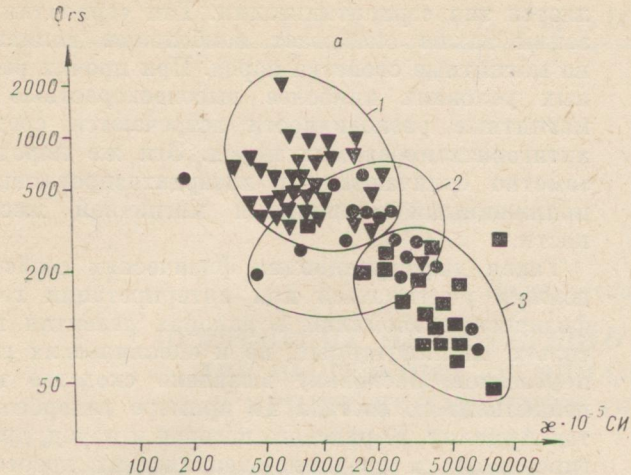


Рис. 4. Магнитная жесткость магнетитов.

a — диаграмма $Q_{rs} - x$, области магнитной жесткости магнетитов с образцами: 1 — лизардитизированными, 2 — со смешанным типом серпентина, 3 — антигоритизированными; *b* — характерные кривые ДТМ в лизардитизированных (обр. № 917 с магнитомягким магнетитом) и антигоритизированных (обр. № 30 с магнитомягким магнетитом) образцах гипербазитов: 1 — первый нагрев, 2 — повторный нагрев; *e, z* — микрофотографии шлифов: *e* — лизардитизированного гардбургита (обр. № 917), *z* — антигоритового серпентинита (обр. № 30).

мягкий магнетит. Большая магнитная жесткость магнетитов в лизардитовых породах указывает на то, что они, по-видимому, образовались раньше, чем магнетиты антигоритовых пород, зерна которых перекристаллизованы, укрупнены и очищены от дефектов последующими процессами антигоритизации. Из рис. 4, в, г можно наблюдать эту разницу. В лизардитовых гарцбургитах (см. рис. 4, в, обр. № 917) магнетит представлен мелкими точками в петлях лизардита вокруг реликтов оливина. В антигоритовых породах (см. рис. 4, г, обр. № 30) наблюдаются укрупненные зерна, отдельные скопления магнетита в одних случаях в массе чешуек антигорита, в других — на месте моноклинного пироксена в виде магнетитовой пыли, где отдельные мелкие зерна скапливаются, создавая одну общую массу. Изменение жесткости ферромагнитных частиц тоже указывает на различные условия антигоритизации и лизардитизации, и, по-видимому, это можно связать с резкой сменой тектонической или физико-химической обстановки, в ходе которой происходят интенсивная сегрегация и перекристаллизация магнетита.

Таким образом, как интенсивность, так и характер серпентинизации ярко выражаются в величинах физических свойств. Степень серпентинизации влияет на плотность пород и на величину скорости продольных волн в породах, однако определяющим для этого параметра яв-

ляется тип серпентинизации. Тип серпентинизации также оказывает наибольшее влияние на магнитные свойства пород. При прочих равных условиях наиболее высокоскоростные и магнитные разновидности встречаются среди антигоритизированных пород. Эти же породы заметно отличаются от лизардитизированных пониженными величинами магнитной жесткости.

Такая дифференциация физических свойств должна учитываться при интерпретации геофизических аномалий в районах развития не только альпийских, но и океанических гипербазитов, поскольку выявлено сходство их вещественного состава на примере гипербазитов Армении, Корякского нагорья и пород, драгированных в срединно-океанических хребтах и желобах западного обрамления Тихого океана [8]. Резкие колебания в интенсивности магнитных аномалий, наблюдающиеся над гипербазитовыми массивами, могут указывать не только на различную степень серпентинизации массивов, но и на разные типы серпентинизации. Следовательно, геофизическими методами, учитывая приведенные выше результаты петрофизических исследований, можно выделять участки массивов с различными физико-химическими и динамическими режимами образования, что, в свою очередь, имеет большое значение при металлогенических прогнозах [3].

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т., Волярович М. П. и др. Исследование скоростей упругих волн в базитах и ультрабазитах Армении при высоких давлениях // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1976.— № 2.
2. Баюк Е. И., Волярович М. П. Физические свойства ультраосновных пород и породообразующих минералов в различных условиях давлений и температур // Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей (Труды I Всес. симпозиума).— Новосибирск, 1973.
3. Ваноян М. В. Петрофизическая характеристика гипербазитов Присеванского офиолитового пояса Армении: Автореф. канд. дис. ...— Л., 1986.
4. Железкова-Панайотова М. По поводу статьи Н. Д. Соболева «К петрохимии ультраосновных горных пород» // Геохимия.— 1965.— № 7.
5. Комаров А. Г., Москалева С. В. и др. Об интерпретации магнитных полей над гипербазитовыми комплексами: серпентинизация и магнитные свойства // Докл. АН СССР.— 1962.— Т. 142, № 5.
6. Малахов И. А. О критериях серпентинизации ультраосновных пород // Геохимия.— 1965.— № 7.
7. Москалева С. В. Гипербазиты и их хромистость.— Л.: Недра, 1976.
8. Палаванджан С. А. Петрохимическая связь альпийских и океанических перидотитов // Докл. АН СССР.— 1981.— Т. 258, № 3.
9. Писакин Б. Н. Терромагнитный анализ в петрофизических исследованиях: Автореф. канд. дис. ...— Л., 1980.
10. Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли.— М.: Недра, 1981.
11. Сугурин А. Н. Оценка степени серпентинизации гипербазитов по содержанию H₂O и потерях при прокаливании // Геология и геофизика.— 1973.— № 4.
12. Шолло Л. Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач.— Л.: Недра, 1977.
13. Штейнберг Д. С., Чащухин И. С. Серпентинизация ультрабазитов.— М.: Наука, 1977.
14. Birch F. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kbars, Part. 2 // J. Geophys. Res.— 1961.— V. 66, N 7.
15. Christensen N. I. Ophiolites, seismic velocities and oceanic crustal structure // Tectonophys.— 1978.— V. 47, N 1, 2.
16. Page N. J. Serpentinization at Burro Mountain, California // Contrib. Miner. and Petrol.— 1967.— V. 14, N 4.
17. Saad A. H. Magnetic properties of ultramafic rocks from Red Mountains, California // Geophysics.— 1969.— V. 34, N 6.

Н. Г. Разжигаева, В. В. Наумова

ПРИМЕНЕНИЕ МНОГОМЕРНОГО СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ АССОЦИАЦИЙ ТЯЖЕЛЫХ МИНЕРАЛОВ В ПРИБРЕЖНО-МОРСКИХ ОСАДКАХ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Для выявления минералогических ассоциаций тяжелых минералов в прибрежно-морских осадках использована линейная модель факторного анализа. Семь минералогических ассоциаций, установленных для различных фашиально-генетических типов отложений, отражают состав кластогенного материала, поступающего в область аккумуляции, степень его дифференциации и условия осадконакопления. С помощью кластерного анализа выделены фашии полу-

Применение методов многомерного статистического анализа ассоциаций тяжелых минералов в прибрежно-морских и шельфовых осадках позволяет по-новому подойти к интерпретации минералогического состава осадков и изучению особенностей его формирования [9, 11—13].

Для выяснения факторов, контролирующих распределение тяжелых минералов в различных фашиях береговой зоны, определения степени дифференциации материала, распознавания обстановок осадконакопления и выявления областей сноса по минералогическому составу проведены факторный и кластерный анализы ассоциаций тяжелых минералов бухты Козьмино (Японское море).

Бухта Козьмино относится к полузакрытым бухтам риасового типа, приуроченным к долинам низкопорядковых водотоков. В вершине ее расположена обширная лагуна, образовавшаяся в голоцене на месте существовавшей в позднем плейстоцене ($25\ 000 \pm 000$, Ки-2593; $28\ 600 \pm 900$, Ки-2594) закрытой бухты. В верхнем голоцене она прошла озерную стадию развития. В лагуну впадает водоток второго порядка.

Область сноса бухты сложена верхнемеловыми биотит-рогообманковыми гранитами, плагиогранитами, гранодиоритами, неогеновыми базальтами и осадочными толщами. На входных мысах обнажаются пермские эффузивы кислого и среднего состава. В долине водотока выходят пермские габбро, габбро-диориты, граниты.

В основании разреза, вскрытого в лагуне, лежат делювиальные щебни с дресвой и сугли-

закрытой бухты, пляжа, пересыши, лагуны, озера и подстилающие их аллювиальные, пролювиальные и делювиальные отложения. Применение многомерных статистических моделей для анализа распределения тяжелых минералов по фашиям позволило установить тесную связь фашиальных условий с конкретными источниками питания: базальтами, гранитами, габброидами, неогеновыми осадочными отложениями.

нистым заполнителем, пролювиальные отложения, представленные чередованием прослоев суглинков и супесей со щебнем, дресвой и единичной галькой. На них залегают русловые и старичные аллювиальные отложения, перекрытые верхнеплейстоценовыми лагунно-морскими, на которых с размывом лежат среднеголоценовые лагунные осадки, переходящие в верхнеголоценовые озерные [2]. Лагунно-морская и озерная части разреза сложены алевропелитовыми илами.

Лагуну и бухту отделяет пересышь, где была вскрыта толща осадков, представляющих собой переслаивание гравийно-галечного материала с песчаным заполнителем и заиленных песков с гравием и галькой.

В бухте в основании разреза вскрыты делювиальные суглинки, на которых залегают толща прибрежно-морских пляжевых и приурезовых фаший условно верхнеплейстоценового — нижнеголоценового возраста. Верхнюю часть разреза слагают средне- и верхнеголоценовые мелкозернистые пески, переходящие в более глубоководной части бухты в алевролитовые и алевропелитовые илы.

Минералогический состав отложений изучался для трех колонок и трех скважин, пробуренных в лагуне, на пересыши и в бухте, а также для современных пляжевых и аллювиальных осадков. Выполнено 95 минералогических анализов для класса $0,1-0,05$ мм и 80 — для класса $0,25-0,1$ мм.

Тяжелая фракция отложений представлена амфиболами, пироксенами, эпидотом, оливином, ильменитом, магнетитом, гидроокислами железа. В небольших количествах встречаются тур-

Факторные нагрузки для минералогического состава тяжелой фракции различных фашиально-генетических типов отложений бухты Козьмино (гранулометрический класс 0,25—0,1 мм)

Переменная	Фактор						
	1	2	3	4	5	6	7
Амфиболы	-0,823	0	0	0	0	0	0,355
Ильменит	0,789	0	0	0	0	0	0
Магнетит	0,742	0	0	0	0	0	0
Сфен	-0,574	0,561	0	0	0	-0,278	0
Пироксены	0,520	0	0	-0,261	-0,664	0	-0,281
Эпидот	0	-0,719	0	0	0	-0,367	0
Оливин	0,310	0,692	0,378	0	0	0	0
Выход тяжелой фракции	0	0	0,853	0	0	0	0
Турмалин	0	0	0	0,810	0	0,260	0
Апатит	0	0	0,339	0,693	-0,354	0	0
Гидрокислы железа	0	0	0	0	0,795	0	0
Слюда	0	0	0	0	0	0,871	0
Циркон	0	0	0	0	0	0	0,840
Лейкоксен	0,408	-0,285	-0,417	0,348	0	0	0,372
Аутигенный пирит	-0,374	0	0,441	0	0	0,431	0
Вклад факторов в дисперсию, %	19,3	10,5	10,0	9,7	8,9	8,6	8,4

малин, циркон, сфен, лейкоксен, апатит, слюды. Из аутигенных минералов широко распространены пирит.

Для выявления минералогических ассоциаций выбрана линейная модель факторного анализа [10]. Для анализа использованы корреля-

ционные матрицы. В качестве первоначальной оценки общности взят квадрат коэффициента множественной корреляции. Оценки факторных нагрузок редуцированной корреляционной матрицы проведены методом максимального правдоподобия [7]. Для вращения факторов применен варимакс-критерий. Несмотря на сделанные предположения: линейность факторной модели, линейность связей между содержаниями минералов, ортогональность выявляемых факторов, интуитивный выбор первоначальной оценки общности, удалось выявить факторы, поддающиеся геологической интерпретации.

В табл. 1 приведены результаты факторного анализа для гранулометрического класса 0,25—0,1 мм. Выявлено семь минералогических ассоциаций, объясняющих 75% общей дисперсии. Проведено проецирование изучаемых проб в факторное пространство. Анализ полученных диаграмм позволяет установить факторы, отвечающие за формирование отдельных фашиально-генетических типов осадков. Так, на диаграмме, построенной в пространстве первых двух факторов, выделены области осадков пересыпи, озера, бухты, древних (верхнеплейстоценовых — нижнеголоценовых) пляжей, лагуны, аллювия, пролювиальные и делювиальные отложения (рис. 1).

По первому фактору выделяются отложения пересыпи, сформированные за счет активного поступления базальтового материала из вдольберегового потока наносов, идущего от мыса Поворотного. Противоположную позицию занимают аллювиальные фашии, в питании которых главная роль принадлежит габброидам. Остальные фашиальные типы отложений занимают промежуточное положение, составляя ряд: да-

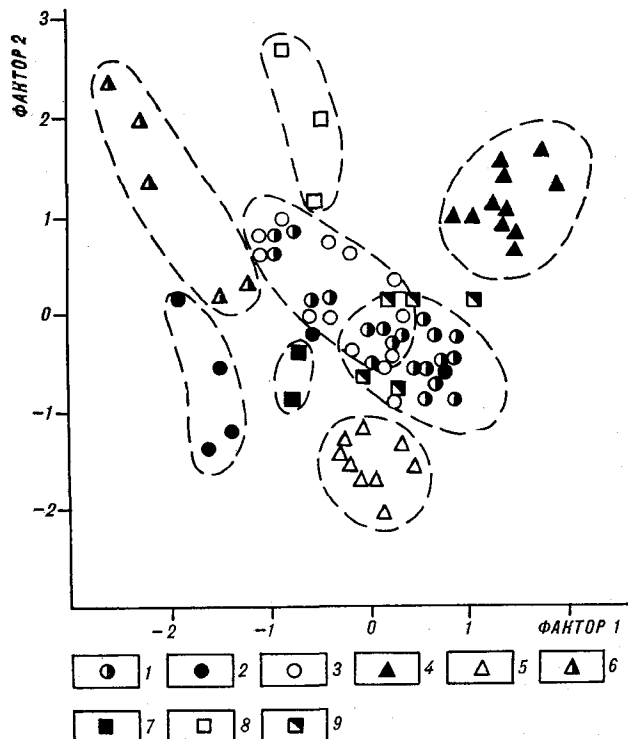


Рис. 1. Минералогический состав отложений бухты Козьмино в пространстве 1-го и 2-го факторов: 1 — бухта; 2 — лагуна; 3 — озеро; 4 — пересыпь; 5 — пляж; 6 — аллювий; 7 — пролювий; 8 — делювий, вскрытый в разрезе лагуны; 9 — делювий, вскрытый в разрезе бухты.

Минералогический состав тяжелой фракции отложений бухты Козьмино (гранулометрический класс 0,25—0,1 мм)

Минерал	Фация						
	Бухта	Пересыпь	Лагуна	Озеро	Аллювий	Проллювий	Делювий
Амфиболы	20,05	5,22	53,3	31,99	86,87	42,29	38,33
Слюда	0,38	0,52	0,71	0,68	0,11	0	0,44
Оливин	0,14	7,02	2,36	0,64	0,22	11,30	0,48
Пироксены	37,99	50,93	11,92	17,54	1,42	15,17	7,75
Эпидот	13,97	1,56	4,88	4,22	1,25	4,50	9,20
Апатит	0,30	0,03	0,42	0,51	0,08	0,38	0,15
Ильменит	15,54	22,03	9,83	13,78	6,57	11,60	11,78
Магнетит	1,17	4,53	0	0,28	0,11	0	0,67
Гидроокислы железа	4,95	4,36	4,74	4,58	0,78	8,34	21,54
Сфен	0,04	0	0,16	0,23	1,14	0,98	0,06
Лейкоксен	2,12	0,50	0	2,40	0,11	0	0,86
Циркон	0,07	0,08	0,19	0,21	0,26	0	0,12
Турмалин	2,68	1,89	2,56	22,18	0,52	1,67	8,68
Аутигенный пирит	3,60	0	51,54	4,65	0	0	0
Количество анализов	32	12	9	11	5	3	8

Примечание. Содержание в %, аналитик Н. Г. Разгиаева.

гунные, пролювиальные, делювиальные, озерные, бухтовые осадки.

В лагуну и озеро продукты разрушения базальтов поступали в основном за счет плоскостного смыва, поставляющего материал из базальтовых выходов на водоразделах. В пролювиальные и делювиальные отложения базальтовый материал попадал с бортов долины при разрушении коры выветривания на базальтах.

Первый фактор характеризуется высокими положительными связями ильменита, магнетита, пироксенов, оливина — минералов, характерных для базальтов, но в то же время имеет и сильные отрицательные связи с амфиболами и сфеном, поступающими из метаморфизованных габброидов. Эти два типа пород широко распространены в области сноса. Фактор отражает соотношение в осадке продуктов разрушения базальтов и габброидов.

Второй фактор выделяет древние пляжевые и приурезовые фации от более глубоководных осадков бухты и пересыпи (см. рис. 1). Разделение по второму фактору континентальных отложений определяется соотношением в них эпидота и оливина, высокое содержание которых наблюдается в пролювии (табл. 2).

Второй фактор, положительно связанный с оливином, сфеном и отрицательно — с эпидотом, лейкоксеном, указывает на смешанный источник поступления материала: базальтовый и гидротермально измененных габброидов. Увеличение содержания эпидота в осадках бухты около юго-западного мыса и обратная картина для минералов базальтовой ассоциации позволяют интерпретировать этот фактор для прибрежно-морских отложений как влияние потоков наносов, идущих от мысов к вершине бухты.

Третий фактор отделяет приурезовые и пляжевые фации от более глубоководных. Разделение по этому фактору полей лагунных и озерных осадков основано на различной интенсивности процессов сульфатредукции в отложениях, косвенно связанных с выходом тяжелой фракции. Различное положение делювиальных и пролювиальных отложений выявляется повышенным содержанием тяжелой фракции в пролювии. Третий фактор характеризуется сильной связью с выходом тяжелой фракции. Небольшая положительная связь с аутигенными сульфидами железа объясняется повышением выхода тяжелой фракции в осадках, где тяжелая фракция практически полностью сложена аутигенным пиритом. Положительная связь с оливином может быть объяснена тем, что для продуктов разрушения базальтов характерно повышенное содержание тяжелых минералов [6]. Обратная зависимость между выходом тяжелой фракции и содержанием лейкоксена

отражает приуроченность его к наиболее тонким осадкам бухты и озера. Повышение содержания лейкоксена в верхнеголоценовых осадках, в частности в озерных и на пляже, в сравнении с единичными зернами в нижележащих лагунно-морских отложениях свидетельствует о начавшейся переработке древних осадочных толщ или кор выветривания.

Четвертый фактор, связывающий турмалин и апатит — ассоциацию минералов, характеризующую неогеновые отложения, выделяет область озерных осадков. Включение в эту ассоциацию лейкоксена отражает фациальные признаки осадков, поскольку наиболее интенсивный вынос материала из неогеновых отложений происходил в озерные алевропелитовые илы. Закрытие лагуны в верхнем голоцене и превращение ее в озеро, по-видимому, сопровождалось усилением плоскостного смыва и интенсивной переработкой неогеновых осадочных образований.

В пятом факторе ведущими оказываются гидроокислы железа, отрицательно связанные с пироксенами. Вынос гидроокислов железа в область седиментации в основном идет из склоновых отложений. По пятому фактору отделяется поле делювиальных фаций, в которых больше всего гидроокислов железа и мало пироксенов (см. табл. 2).

Шестой фактор отделяет группу лагунных отложений, в которых преобладает аутигенный пирит и наблюдается высокое содержание слю-

Таблица 3

Факторные нагрузки для минералогического состава тяжелой фракции отложений бухты Козьмино (фашия бухты)

Переменная	Фактор					
	1	2	3	4	5	6
Апатит	0,820	0	0	0	0	0
Оливин	0,803	0	0	0	0	0
Турмалин	0,602	0	0,337	0,409	0	0
Циркон	0	0,718	0	0	0	0
Слюда	0	0,699	0	0	0	0
Лейкоксен	0	0,582	0	0	0	0
Пироксены	0	0	-0,671	-0,561	0,299	0
Магнетит	0	0	0,608	0	0	0
Гидроокислы железа	0	0	0,582	0	-0,272	0
Эпидот	0	-0,494	0,504	0	-0,540	0
Амфиболы	0	0	0	0,724	0	0
Ильменит	-0,284	0	0	0	0,614	0
Сфен	0	0	0	0	0	0,642
Аутигенный пирит	0	0	0	-0,266	-0,250	0,629
Вклад факторов в дисперсию, %	13,6	12,3	11,7	9,0	7,3	6,9

ды и турмалина. Этот фактор связывает слюду и аутигенные сульфиды железа и отражает интенсивность процессов сульфатредукции, протекавших в осадке. Поскольку наиболее активны они идут в тонких осадках, становится понятным включение в эту ассоциацию слюды как индикатора ослабленной гидродинамической обстановки [5].

Седьмой фактор характеризуется сильными связями циркона, лейкоксена, амфиболов, что указывает на поступление материала из кор выветривания на гранитах и габброидах, расположенных в долине водотока. Для аллювия отмечено больше всего амфиболов, циркона и меньше — пироксенов (см. табл. 2).

Выделенные факторы отражают состав пород области сноса: базальтов, гидротермально измененных изверженных пород, неогеновых отложений, кор выветривания на гранитах — и вклад различных источников питания в формирование отложений определенных фациальных типов. Дальнейшее изучение распределения тяжелых минералов проводилось с помощью факторного анализа отдельных фациально-генетических типов отложений.

Для отложений бухты установлено шесть минералогических ассоциаций (табл. 3). На диаграммах в пространствах первого фактора с остальными относительно оси этого фактора точки распределены равномерно, поэтому эту ассоциацию минералов можно считать общей, характерной для отложений бухты. По второму фактору разделяются области более глубоководных осадков, представленных алевролитовыми

выми и алевропелитовыми илами и песком (рис. 2). Фактор указывает на ослабленный гидродинамический режим. Третий фактор, характеризующийся положительными связями магнетита, гидроокислов железа, эпидота и их отрицательными связями с пироксенами, отделяет на рис. 2 поле древних пляжевых и приурезовых отложений и указывает на активный гидродинамический режим. Аналогичное распределение минералов отмечено В. Ф. Игнатовой в заливе Восток [3]. Четвертый фактор описывает связь амфиболов и турмалина — минералов, высокое содержание которых отмечено в делювиальных суглинках, подстилающих отложения бухты и перекрывающих их в верхнеплейстоценовых отложениях, — и отражает унаследованность минералогического состава осадков. Пятый фактор, характеризующийся антагонизмом ильменита с эпидотом, может интерпретироваться как поступление материала с потоками наносов, идущих от мысов к вершине бухты. На диаграмме он разделяет осадки, пространственно расположенные в разных частях бухты. Шестой фактор — сульфатредукция — связан с аутигенными сульфидными железом. Небольшая положительная связь со сфеном объясняется приуроченностью его к центральным частям бухты [3, 4].

Таким образом, сочетание факторов, контролирующих минералогический состав осадков бухты, отражает не только состав пород области сноса, но в первую очередь дифференциацию кластогенного потока при формировании фации и дальнейшую аутигенную переработку отложений.

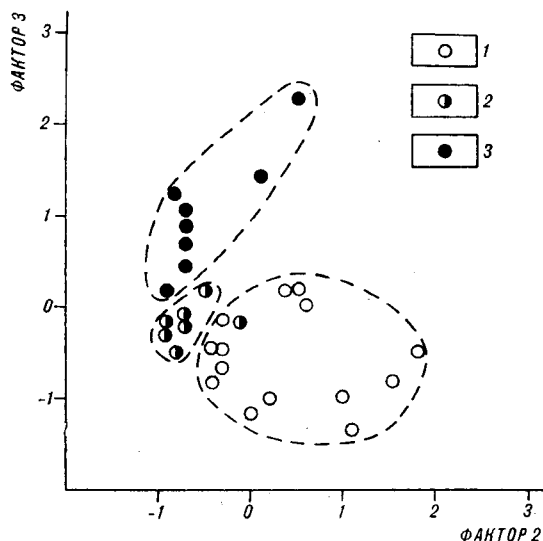


Рис. 2. Минералогический состав отложений бухты Козьмино (фашия бухты) в пространстве 2-го и 3-го факторов: 1 — пески; 2 — заиленные мелкозернистые пески; 3 — алевролитовые и алевропелитовые илы.

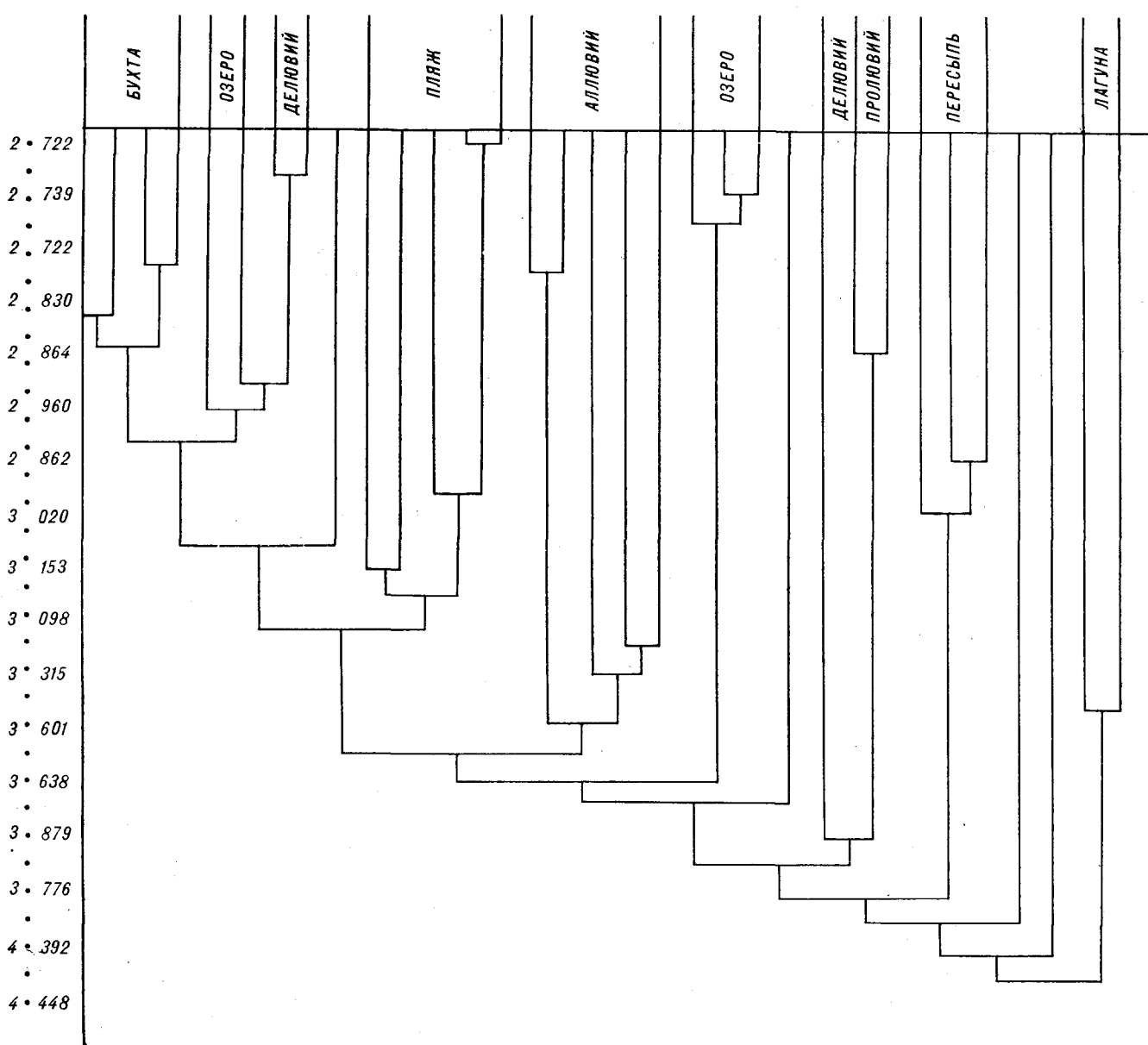


Рис. 3. Дендрограмма минералогического состава отложений бухты Козьмино.

Горизонтальная ось — пробы, группированные в фации, вертикальная — расстояния Евклида. 2,722 — расстояние, выбранное в качестве порога, по которому обрезана дендрограмма.

Для выделения фаций полузакрытой бухты, пляжа, пересыпи, лагуны, озера и подстилающих их аллювиальных, пролювиальных и делювиальных отложений использован иерархический кластер-анализ с использованием метрики Евклида. Перед проведением расчетов исходные данные стандартизированы. Объединение групп осуществлялось по методу средней [1].

Из дендрограммы (рис. 3) видно, что отложения бухты объединились в две группы: приурезовых пляжевых песков и более глубоководных алевритовых и алевропелитовых

осадков. С этими группами связан состав делювиальных суглинков, подстилающих отложения бухты, что указывает на унаследованность состава и на общность области сноса.

В группу осадков бухты входят верхнеплейстоценовые морские отложения, вскрытые под лагунными среднеголоценовыми осадками. Такая общность состава, а также приуроченность этих отложений к полям осадков бухты на диаграммах факторов, вероятно, свидетельствуют о близости условий осадкообразования в верхнеплейстоценовую стадию развития бассейна к условиям бухты, а не лагуны.

На более низком уровне связи к морским и континентальным отложениям, вскрытым в разрезе бухты, присоединяются аллювий и отложения озера. Близость состава озерных и аллювиальных осадков к различным типам отложений бухты свидетельствует о генетической связи питающего материала бухты и озера.

Континентальные фации, объединенные в пролювиальные и делювиальные группы, наименее связаны с рассмотренными типами отложений.

Наиболее связанным с прибрежно-морскими фациями оказывается аллювиальный материал, поступающий в береговую зону. Более обособлены озерные отложения, и на еще более низком уровне связи присоединяется группа делювиальных и пролювиальных фаций.

Ассоциация «пересыпи», выделяющаяся как по источнику питания, так и по структурному составу отложений, и группа лагуны в силу специфики состава тяжелой фракции занимают на дендрограмме обособленное положение.

Расчеты проведены на ЭВМ ЕС-1033 с использованием собственных программ и некоторых модулей пакета «BMDP» [8].

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Анализ распределения тяжелых минералов в различных фациально-генетических типах отложений показал, что в закрытых акваториях смена обстановок осадконакопления сопровождается изменением условий питания бе-

реговой зоны. Тот факт, что существует тесная зависимость между составом исходного материала, поступающего с суши, и минералогическим составом прибрежно-морских осадков, объясняется незначительной степенью дифференциации в области аккумуляции. Поэтому выделенные факторы, контролирующие формирование вещественного состава отложений различного генезиса, в первую очередь отражают состав пород области сноса. В то же время некоторые минералы, попавшие в эти ассоциации, дают фациальную информацию. И наоборот — в фациальных ассоциациях отдельные минералы с небольшими нагрузками связаны с источниками питания.

Распределение тяжелых минералов в отдельных обстановках осадконакопления подчиняется более частным факторам. Так, для отложений бухты ведущим механизмом, определяющим особенности вещественного состава, являются процессы механической дифференциации, позволяющие выделить гидродинамическую зональность в минералогических ассоциациях. Унаследованность состава осадков от питающего материала играет меньшую роль. Индивидуальность состава питающего материала в различных морских и континентальных фациях позволила не только выделить с помощью кластерного анализа осадки различного генезиса, но и установить генетическую близость или, напротив, существенные отличия в составе отложений. Тесная связь вещественного состава осадков закрытых акваторий береговой зоны с питающей провинцией делает эти отложения наиболее информативными при реконструкции области сноса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айвазян С. Н., Бежаева З. И., Староверов О. В. Классификация многомерных наблюдений.— М.: Статистика, 1974.
2. Гребенникова Т. А., Плетнев С. П. и др. Условия формирования среднеголоценовых лагунных отложений Южного Приморья (на примере одной из бухт) // Древние климаты и осадконакопление в Восточной Азии.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985.
3. Игнатова В. Ф. Литолого-минералогическая характеристика современных осадков залива «Восток» // Морская геология и геологическое строение областей питания (Японское и Охотское моря).— Владивосток: ДВНЦ СССР, 1977.
4. Игнатова В. Ф. Литолого-минералогическая характеристика верхнего слоя донных осадков Амурского залива.— Там же.
5. Игнатова В. Ф. Терригенная слюда как один из показателей гидродинамической обстановки морского осадконакопления // Тез. докл. XXIV науч.-техн. конф.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
6. Короткий А. М. Палеогеоморфологический анализ рельефа и осадков горных стран (на примере Дальнего Востока).— М.: Наука, 1983.
7. Лоули Д., Максвелл А. Факторный анализ как статистический метод.— М.: Мир, 1967.
8. Математическое обеспечение ЕС ЭВМ.— Минск, 1980.— Вып. 25, Ч. 2.
9. Мотычко В. В. Формирование донных осадков Чепской губы Баренцева моря по данным факторного анализа // Осадконакопление в шельфовых зонах.— Л.: ПГО Севморгеология.
10. Харман Г. Современный факторный анализ.— М.: Статистика, 1972.
11. Imbrie J., Van Andel T. H. Vector Analysis of Heavy-Mineral Data // Geol. Society of Amer. Bull.— 1964.— V. 75.
12. Lin Zhenhong, Fan Shoushi, Lu Yanan. Статистический анализ тяжелых минералов из прибрежных осадков. Южная часть провинции Шаньдун (Китай) // Хайян юй хучжао, Oceanol. et limnol. sin.— 1983.— V. 14, N 5.
13. Wang Xianlan, Liang Jingzhon. Изучение факторов, контролирующих распределение тяжелых минералов на континентальном шельфе Восточно-Китайского моря методом статистических анализов // Хайян позбао, Acta oceanol. sin.— 1982.— V. 4, N 1.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.243.21

М. И. Стрельцов

О КРИВИЗНЕ ОСТРОВНЫХ ДУГ И ГЛУБИНЕ ЖЕЛОБОВ
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Способом Чебышева для выравнивания результатов наблюдений по методу наименьших квадратов найдены эмпирические формулы многочленов, аппроксимирующих в стереографической проекции оси глубоководных желобов и центры четвертичного вулканизма. Сферическая кривизна островных дуг определялась из выражения $K_s = [(\rho^2 + x_c^2 + y_c^2 - r^2)^2 + 4\rho^2 r^2]^{0.5} \cdot (2R_0 \rho r)^{-1}$, где R_0 — радиус Земли, ρ — радиус стереографической проекции, r , x_c и y_c — соот-

ветственно радиус и координаты центра кривизны в декартовых координатах. Установлена прямая зависимость между кривизной островных дуг и глубиной желобов северо-западной части Тихого океана. Принимаемая модель островной дуги в виде бруса, расположенного на границе океанической и континентальной литосферных плит, можно на основании этой зависимости рассматривать процесс образования глубоководных желобов как результат изгиба островодужного бруса.

Глубина желобов и кривизна островных дуг северо-западной части Тихого океана варьируют в широких пределах, и на первый взгляд трудно сказать, взаимосвязаны ли эти величины. Вместе с тем нельзя не заметить, что максимальная глубина Мирового океана отмечена в глубоководном желобе одной из наиболее изогнутых островных дуг — Марианской. Кривизна островных дуг, за исключением, пожалуй, одного только случая [12], определялась путем простейших геометрических построений [4, 5, 7 и др.], в основу которых были положены соображения о возможности аппроксимации рассматриваемых структур дугами малых кругов Земли. Однако уже давно было подмечено [7], что кривизна одной и той же дуги по простиранию может значительно изменяться, в связи с чем полученные ранее значения кривизны следует рассматривать лишь как первое приближение и искать другие пути определения этого параметра.

Исходными данными для определения кривизны островных дуг могут быть центры четвертичного вулканизма и осевые линии глубоководных желобов (рис. 1). Воспользовавшись основным свойством стереографической проекции — конформностью отображения, поставленную задачу можно свести к исследованию кривизны вулканических цепей и глубоководных желобов в декартовых координатах, определяя затем сферическую кривизну (K_s) из выражения.

$$K_s = [(\rho^2 + x_c^2 + y_c^2 - r^2)^2 + 4\rho^2 r^2]^{0.5} \cdot (2R_0 \rho r)^{-1}, \quad (1)$$

где R_0 — радиус Земли, ρ — радиус стереографической проекции, r , x_c , y_c — соответственно радиус и координаты центра кривизны рассматриваемой линии в декартовых координатах. Возможны различные подходы к исследованию кривизны линий, охарактеризованных совокупностью точек в прямоугольных координатах. Так, путем численного дифференцирования можно определить кривизну дуги в той или иной ее точке [1], но этот метод чувствителен к ошибкам исходных данных, а сглаживание последних вносит элемент субъективизма в конечные результаты.

Другой путь исследования кривизны лежит через подбор аналитического выражения, связывающего исходные данные. Достаточно определенных физических соображений относительно характера искомой зависимости в настоящее время нет, но вид исследуемых кривых позволяет полагать, что на первых этапах исследования эмпирическую зависимость можно попытаться искать в виде целых рациональных функций n -ной степени, воспользовавшись способом П. Л. Чебышева для выравнивания результатов наблюдений по методу наименьших квадратов [13]. Лучший из многочленов той или иной степени при этом определяется путем поворота координатных осей на угол (γ), при котором сумма квадратов отклонений вычисленных значений от исходных данных становится минимальной.

Вычисления показали, что исходные данные после приведения их к центру стереографической проекции ($\rho = 10^3$), где искажения минимальны, могут с достаточной точностью представляться в виде многочленов второй

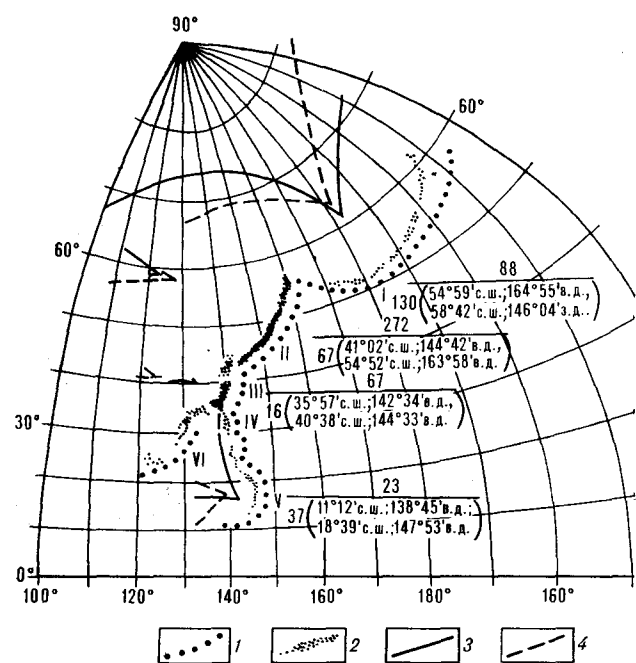


Рис. 1. Глубоководные желоба и центры четвертичного вулканизма северо-западной части Тихого океана в стереографической проекции.
 1 — точки осевых линий глубоководных желобов [2, 16]; 2 — центры четвертичного вулканизма [3, 9]. Эволюты: 3 — глубоководных желобов, 4 — вулканических зон. Островные дуги: I — Алеутско-Аляскинская, II — Курило-Камчатская, III — Японская, IV — Идзу-Бонинская, V — Марианская, VI — Рю-Кю (в числителе — число центров четвертичного вулканизма, в знаменателе — число расчетных точек осей глубоководных желобов с указанием в скобках координат крайних точек).

степени. Так, для Алеутско-Аляскинского желоба лучший из многочленов второй степени характеризуется минимальными значениями среднего квадратичного отклонения $\sigma_2 = 3,03$ при $\gamma = 170^\circ$, тогда как для лучшего из многочленов третьей степени $\sigma_3 = 2,91$ при $\gamma = 175^\circ$. Поскольку ошибки исходных данных $\delta \leq 0,2$ (величины, примерно соответствующей $00^\circ 01'$), то можно считать, что значения σ_n практически перестают убывать, начиная с $n = 2$, что, как известно [6], и определяет оптимальную степень искомого многочлена. Многочлены более высоких степеней, например четвертой, характеризуются существенно меньшими значениями σ_n ($\sigma_4 = 1,05$ при $\gamma = 7^\circ$) и позволяют исследовать более тонкие вариации кривизны рассматриваемого желоба, однако ошибки исходных данных в этом случае уже существенно влияют на конечные результаты.

Рекомендации [6] по построению доверительного интервала для точечной оценки значений многочлена дают возможность определить ошибки аргумента, а затем оценить точность полученных значений кривизны дуг. В настоящей работе использованы результаты определения доверительного интервала при 95%-м уровне надежности. Исследование кривизны

островных дуг изложенным выше способом показало, что вариации этой величины в одной и той же дуге много больше ошибок ее определения.

Определив по батиметрическим картам [16] глубину желобов в тех точках, где была вычислена кривизна островных дуг, можно графически установить вполне закономерную взаимосвязь исследуемых параметров. Так, для Алеутско-Аляскинской островной дуги со всей определенностью устанавливается, что меньшим величинам радиуса кривизны дуги (R), соответствуют большие глубины желоба (рис. 2, А). То же самое можно утверждать по всей совокупности имеющихся данных (см. рис. 2, Б) и прийти на основании этого к вы-

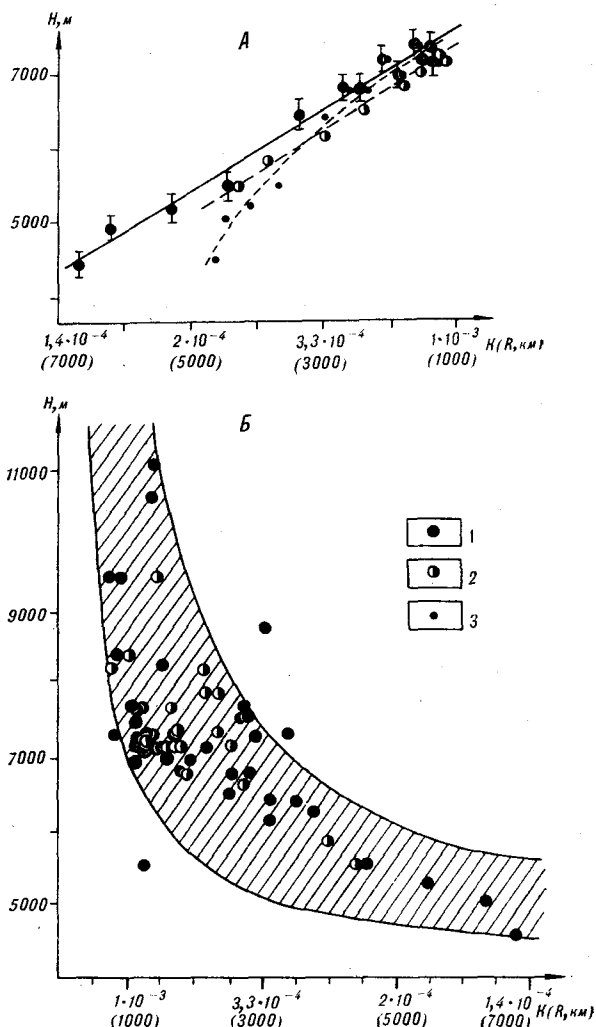
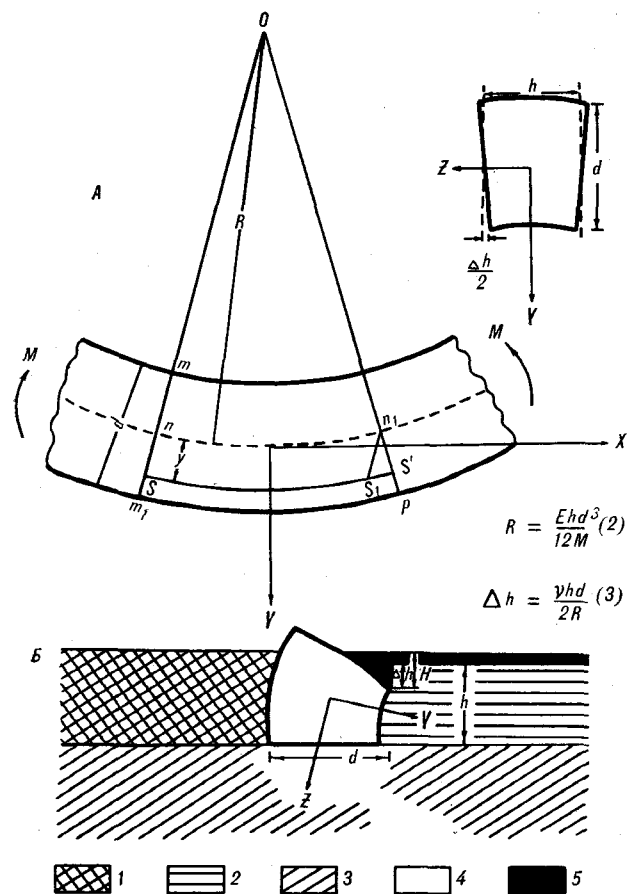


Рис. 2. Зависимость между кривизной островных дуг и глубиной желобов (А — Алеутско-Аляскинская дуга. Б — данные по всем исследованным дугам). 1, 2 — геодезическая кривизна глубоководных желобов (1) и вулканических зон (2); 3 — сферическая кривизна Алеутско-Аляскинского желоба. Вертикальные черточки — ошибки определения глубины желобов; ошибки определения кривизны дуг не превышают радиуса условных значков.



$$R = \frac{Ehd^3}{12M} \quad (2)$$

$$\Delta h = \frac{\nu hd}{2R} \quad (3)$$



Рис. 3. Деформации бруса, по С. П. Тимошенко [8], (А) и упрощенная модель островной дуги (В, разрез вкрест простирания).

R — радиус кривизны, h — высота и d — ширина бруса, E — модуль Юнга, ν — коэффициент Пуассона, M — изгибающий момент. 1 — континентальная, 2 — океаническая литосфера; 3 — астеносфера; 4 — поперечный разрез деформированного островодужного «бруса»; 5 — вода.

воду о том, что глубина желобов связана с кривизной островных дуг прямой зависимостью.

Существуют представления о прямой зависимости глубины желобов от возраста и мощности, а также от скорости и угла субдукции океанической литосферы [17, 18]. Учитывая вышеизложенное, можно заключить, что и кривизна островных дуг связана прямой зависимостью с перечисленными параметрами океанической литосферы. Однако к этому заключению следует относиться пока с осторожностью, ибо возникают, как уже неоднократно

отмечалось [4, 5, 14 и др.], определенные затруднения при попытках связывать углы наклона субдуцируемой литосферы с кривизной дуг.

Думается, что возможны поиски и иных путей интерпретации установленной зависимости «кривизна дуги — глубина желоба», в частности в рамках предложенной ранее [10] модели островной дуги в виде изгибающегося бруса, расположенного на границе океанической и континентальной литосферных плит. Известен ряд соотношений, связывающих кривизну бруса с его упругими свойствами и размерами (рис. 3). Так, при прочих равных условиях кривизна бруса связана обратной зависимостью с его поперечными размерами (см. выражение (2) на рис. 3). Наиболее отчетливо эта зависимость выражена в Алеутско-Аляскинской островной дуге, где наименее изогнутая западная часть ее характеризуется максимальными поперечными размерами. Другое выражение ((3), см. рис. 3) указывает на обратную зависимость между радиусом кривизны бруса и его вертикальными, по оси z , деформациями. По-видимому, мерой вертикальных деформаций островной дуги может служить разность Δh между глубинами желоба и прилегающей к нему океанической плиты. Возвращаясь к рис. 2, В, можно наблюдать ожидаемую зависимость в графическом выражении. Практически все точки на этом графике попадают в область, ограниченную гиперболами, которые были рассчитаны в предположении, что поперечные размеры островодужного бруса могут варьировать в пределах от 100 до 500 км, вертикальные — от 100 до 200 км, а сам брус сложен материалом, имеющим коэффициент Пуассона $\nu = 0,3$.

Уже отмечалось, что аналогии между островной дугой и изгибающимся брусом справедливы лишь при ряде допущений [10]. Наиболее существенные поправки к изложенным выше результатам следует ожидать в случае, если топографические оси, а также глубины современных желобов будут существенно отличаться от таковых для «истинных» желобов, например, вследствие заполнения последних осадками [15]. Полагая же приемлемыми перечисленные и подразумеваемые здесь допущения, процесс образования глубоководных желобов можно рассматривать как результат изгиба островодужного бруса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бронштейн П. Н., Семендяев К. А. Справочник по математике. — М.: Наука, 1981.
2. Гнибиденко Г. С., Быкова Т. Г., Веселов О. В. и др. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. — М.: Наука, 1980.
3. Гущенко И. И. Извержения вулканов Мира: каталог. — М.: Наука, 1979.
4. Заварицкий А. Н. Избранные труды. Т. 1. — М.: Изд. АН СССР, 1956.
5. Зубкова З. Н. Алеутские острова. — М.: ОГИЗ.— Географгиз, 1948.
6. Крамбейн У., Грейбилл Ф. Статистические модели в геологии. — М.: Мир, 1969.
7. Островные дуги. — М.: ИЛ, 1952.

8. Румшинский Л. В. Математическая обработка результатов эксперимента.— М.: Наука, 1971.
9. Стрельцов М. И. К вопросу о закономерностях расположения вулканов Курило-Камчатской дуги // Докл. АН СССР.— 1974.— Т. 216, № 6.
10. Стрельцов М. И. О сдвигах на флангах и кривизне островных дуг // Докл. АН СССР.— 1977.— Т. 236, № 1.
11. Тимошенко С. П. Сопротивление материалов. Т. 1.— М.: Наука, 1965.
12. Токарев П. И. О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1970.— № 3.
13. Хогимский В. И. Выравнивание статистических рядов по методу наименьших квадратов (способ Чебышева).— М.: Госстатиздат, 1959.

ИМГиГ ДВО АН СССР, Новоалександровск

14. Шаранов В. Н., Симбирева И. Г., Бондаренко П. М. Структура и геодинамика сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона.— Новосибирск: Наука, 1984.
15. Шолл Д. Геология континентальных окраин.— Т. 2.— М.: Мир, 1978.
16. Bathymetric atlas of the North Pacific Ocean.— U. S. Naval oceanographic office.— Washington, D. C. 20373, 1973.
17. Grellet C., Dubois J. The depth of trenches as a function of the subduction rate and age of the lithosphere // Tectonophysics.— 1982.— V. 82, N 1/2.
18. Hilde T. W. Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian.— Washington, 1983.

Поступила в редакцию 27 окт. 1986 г.

УДК 551.263(571.62)

Л. И. Попеко, С. В. Зябрев

МИКСТИТЫ ВОСТОКА МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Охарактеризован специфический стиль строения среднепалеозойских комплексов восточной части Монголо-Охотской складчатой системы, обусловленный

В строении восточных флангов Монголо-Охотской складчатой системы на участке от устья р. Тылякачан до мыса Бороллолак принимают участие кремнисто-вулканогенно-терригенные, кремнисто-терригенные и карбонатные образования, хорошо обнаженные в береговых обрывах южного побережья Удской губы. При крупномасштабных геолого-съёмочных работах С. Г. Кисляковым и другими кремнисто-вулканогенно-терригенные отложения, объединенные в тыльскую толщу, были отнесены к нижнему силуру на основании находок остатков брахиопод, имеющих широкий возрастной диапазон (от среднего ордовика до раннего силура), и представлений о региональном перерыве (средний — поздний

широким развитием тектонических и различных разновидностей гравитационных микститов. Выделены этапы деформаций.

ордовик) на востоке Монголо-Охотской системы. Кремнисто-терригенные преимущественно песчаниковые с прослоями кремнистых пород, аргиллитов и пачками тонкого переслаивания песчаников и аргиллитов отложения частично датированы поздним силуром (условно), частично на основании находок остатков псилофитов — ранним девонам (бороллолакская толща). Карбонатные породы (известняки, мергели, доломиты) по содержащимся в них остаткам трилобитов, беззамковых брахиопод, онколитам и катаграфиям отнесены к нерасчлененному кембрию (рис. 1). Присутствие в кремнистых породах и аргиллитах среднепалеозойских толщ радиолярий свидетельствует о накоплении толщ в условиях открытого моря.

Чрезвычайно сложное строение среднепалеозойских толщ, иногда создающее впечатление полного хаоса, обусловлено, с одной стороны, спецификой седиментации, с другой — последующей тектонической переработкой.

Характерной чертой среднепалеозойского комплекса является широкое развитие образований, обязанных своим происхождением гравитационным явлениям, — гравитационных микститов или олистостромов, по терминологии М. Г. Леонова*. Они присутствуют во всем разрезе, занимая наибольшие объемы в нижней половине тыльской толщи. Максимальным распространением среди них поль-

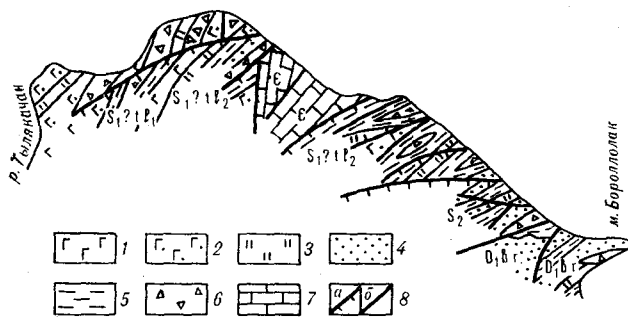


Рис. 1. Схема геологического строения южного побережья Удской губы.

1—6 — силурийско-нижнедевонские отложения: 1 — базальты, 2 — туфы основного состава, 3 — кремнистые породы, 4 — песчаники, 5 — алевролиты и аргиллиты, 6 — олистостромы; 7 — кембрийские карбонатные отложения, 8 — разломы: а — надвиги, б — сбросы.

* Леонов М. Г. Олистостромы в структуре складчатых областей.— М.: Наука, 1981.

зуются олистостромы, представленные литотипом осадочных брекчий. Обломочный материал в них резко различен по размерам: на фоне обломков от 1 до 15 см в поперечнике присутствуют глыбы до 1,5—5 м. Он погружен в глинисто-карбонатный с существенной примесью туфогенного материала матрикс. Чаще всего объем матрикса превосходит объем обломочного материала, реже равен ему либо существенно меньше. В составе обломков присутствуют песчаники, алевролиты, кремнистые породы, базальты, туфы основного состава, известняки. Морфология обломков разного состава различна, что, по-видимому, обусловлено степенью литификации исходного материала. Если обломки песчаников, алевролитов и кремнистых пород бывают округлыми, то включения базальтов, туфов и известняков чаще всего угловатые.

Осадочные брекчи образуют тела, форму которых из-за их значительной мощности (десятки — первые сотни метров), плохой обнаженности и тектонической нарушенности определить не удалось. В низах тыльской толщи, вероятно, происходит наложение таких тел друг на друга. Это фиксируется по преобладанию в обломочном материале на одних уровнях песчаников, алевролитов или кремнистых пород и базальтов, т. е. вмещающих пород, на других — чуждых толще известняков, иногда с археоциатами и онколитами. Однако границы между телами олистостромов нечеткие. В ряде случаев тела брекчий отделены друг от друга горизонтами стратифицированных осадочных отложений и туфов. Стратифицированные осадочные образования представлены аргиллитами с прослоями мелкозернистых песчаников, переслаиванием (часто флишоидным) песчаников, алевролитов и аргиллитов, а также слоистыми кремнистыми породами, иногда переслаивающимися с аргиллитами. Эти же породы слагают большие объемы в верхней половине тыльской толщи, меньшие — в верхнесилурийских образованиях и бороллолакской толще. Все они также несут следы оползневых процессов. Этим процессам, по-видимому, обязаны своим происхождением яшмоиды с брекчиевой структурой, образующие линзовидные прослои в кремнистых породах. В пачках слоистых яшмоидных пород зафиксированы линзы мощностью не более 10 м осадочных брекчий полимиктового состава, аналогичных описанным выше.

Нижние границы линз обычно резкие, неровные, в верхних частях их наблюдается постепенное уменьшение количества обломочного материала до его полного исчезновения, матрикс постепенно насыщается кремнеземом.

В пачках аргиллитов и алевролитов с тонкими прослоями песчаника присутствуют кон-

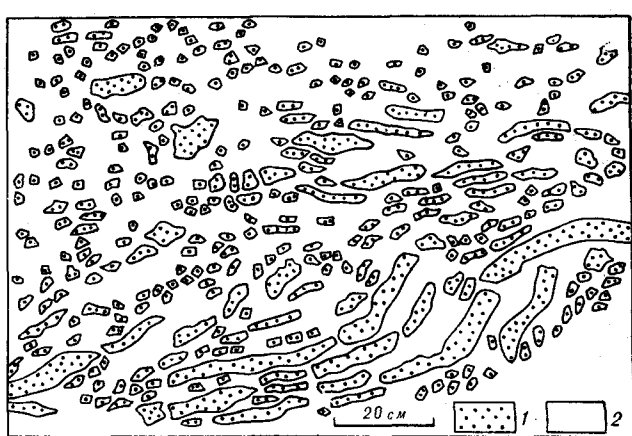


Рис. 2. Различная степень дезинтеграции прослоев песчаника в алевролитовом матриксе, отражающая развитие процесса оползания слоистого осадка. 1 — песчаник, 2 — алевролит.

седиментационные нарушения слоистости, проявленные в петельчатых, незакономерно ориентированных оползневых складках, а также в расщеплении прослоев песчаников на отдельные линзы, иногда загнутые, закрученные. В алевролитах часто присутствуют закатанные изометричные включения песчаников от 5 до 50 см в поперечнике, отторгнутые от присутствующих в этих пачках пластов. Включения имеют скорлуповатую концентрическую отдельность. Горизонты с такими нарушениями обычно перекрыты телами шламовых пород, представляющих собой смесь обломочного материала различных фракций — от алевроитовой до гравийной. В них часто наблюдаются вихреобразные текстуры.

Во флишоидных пачках в отдельных случаях удается установить образования разных стадий процесса оползания. В них наблюдались постепенные переходы в пределах одной пачки от ненарушенных слоистых осадков через участки со слоями, расчлененными на отдельные фрагменты, по которым еще угадывается слоистая структура, к хаотически построенным образованиям, состоящим из угловатых, неориентированных обломков песчаников, заключенных в алевролитовом матриксе (рис. 2).

Для верхней половины тыльской толщи, где присутствуют значительной мощности горизонты среднезернистых песчаников с прослоями черных алевролитов, характерны своеобразные мономиктовые олистостромы, образующие линзовидные тела мощностью до 10—15 м, состоящие из песчаников, насыщенных обломками черных алевролитов размером от 1—2 мм до 10—15 см. Форма обломков неправильная, иногда очень причудливая или лепешкообразная. Часто они изогнуты, края их обмяты.

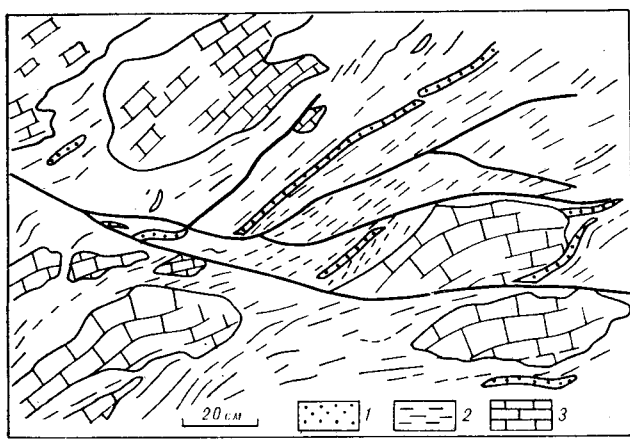


Рис. 3. Глыбы известняков в слоистой толще.
1 — песчаник, 2 — алевролит, 3 — известняк.

К тыльской толще приурочены весьма своеобразные олистостромы, которые представляют собой выдержанные по мощности горизонты черных слоистых алевролитов с редкими маломощными (3—10 см) прослоями песчаников, включающие крупные (от 1—1,5 м до 10 м) глыбы (экзоолистолиты) массивных известняков, иногда с онколитами и отпечатками беззамковых брахиопод. Глыбы имеют изометричную или эллипсоидальную форму. В краевых частях известняки трещиноваты, глыбы сопровождаются шлейфом угловатых обломков того же состава. Прослой песчаников матрикса под глыбами прогнуты, фиксируя вдавливание этих глыб в незатвердевший слоистый осадок (рис. 3). Образование таких олистостромов связано с оползанием единичных глыб и захоронением их в нормально слоистых осадках.

Как уже указывалось, среднепалеозойские толщи, вмещающие олистостромы, подвержены интенсивной тектонической переработке. Прежде всего обращает на себя внимание повсеместное тектоническое разлинзование, в результате которого комплексы превращены в тектонические микститы. Пачки терригенных, вулканогенных и кремнистых пород, а также олистостромовые горизонты отчетливо разобщены на ряд линз различного размера (длиной 1—15 м, мощностью 0,2—2 м) (рис. 4). Границами линз являются поверхности срывов с признаками смещения (зеркала и борозды скольжения, тектоническая галка и мелкие линзочки со следами притирания и вращения). В том случае, когда разлинзованию подвергается однородная пачка, отмечается черепитчатое налегание линз друг на друга; когда же пачка состоит из переслаивания пород различной степени пластичности (песчаники, алевролиты, аргиллиты), линзы сложены более жесткими породами, а более

пластичные (аргиллиты) заполняют межлинзовое пространство и несут явные признаки перетекания и выжимания материала (кливаж течения, фрагменты хаотически ориентированных мелких складчатых форм, подвороты, приспособляющиеся к границам линз). В отдельных случаях проявлено вдавливание пластичного материала в трещинное пространство линз. Пачки тонкого переслаивания делятся на очень мелкие (длиной 0,1—0,5 м, мощностью 0,03—0,1 м) линзы. Подобные пачки могут заполнять межлинзовое пространство и создавать сложную многопорядковую структуру толщи. В пределах каждой отдельно взятой линзы слоистость имеет одинаковую и довольно выдержанную ориентировку, отличную от ориентировки ее в соседних линзах. В целом отличия невелики и позволяют довольно определенно наметить усредненную ориентировку, которая близка к ориентировке плоскостей линз, но порой отклонения достигают значительной величины и при сложно построенном межлинзовом пространстве создают впечатление полного хаоса. Картина усложняется делением крупных линз на ряд более мелких, практически не смещенных друг относительно друга, а также вдавливанием пластичного межлинзового материала в трещины линз. Подобный облик разреза наблюдается авторами на всей изученной его части. При этом отмечалось лишь изменение размеров линз и соотношения объемов линз и матрикса. Кроме того, для всей толщи устанавливается периодическая смена нормального залегания на опрокинутое даже на небольших расстояниях. Присутствие в линзах редких фрагментов мелких изоклиальных складчатых форм (рис. 5) лишь подтверждает предположение о расчленении на линзы толщи, пред-



Рис. 4. Распределение поверхностей срывов в песчано-алевролитовой пачке, образующих многопорядковую линзовидную структуру тектонических микститов.

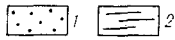
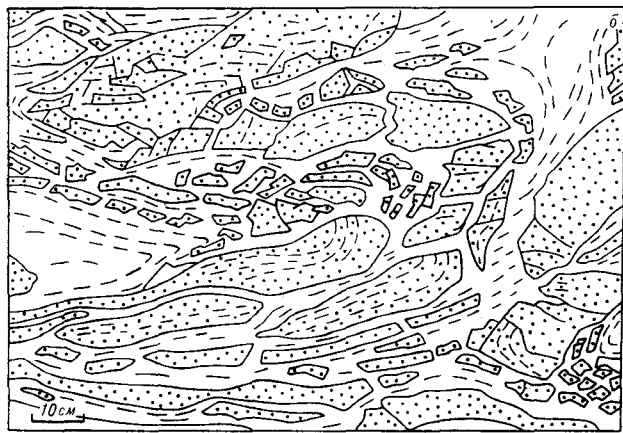
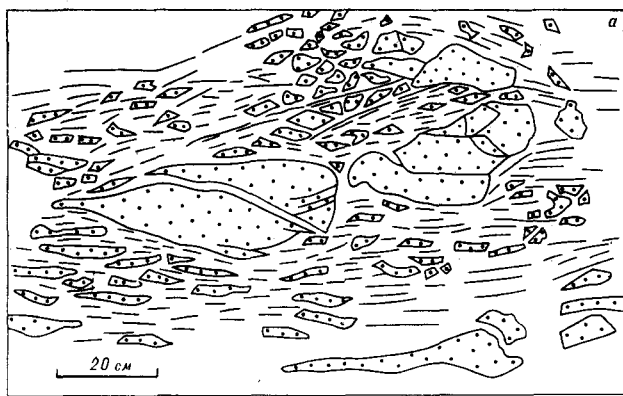


Рис. 5. Фрагменты складок в тектонических микститах: а — в пачке алевролитов с прослоями песчаников, б — в пачке песчаников с прослоями алевролитов. 1 — песчаники, 2 — алевролиты.

варительно собранной в пакеты изоклиналиных складок.

Выполненные замеры ориентировок слоистости в линзах наиболее отчетливых плоскостей смещения, а также структурных элементов складок представлены на структурных диаграммах (рис. 6). Следует отметить, что оказалось невозможным осуществить разбиение разреза по распределению ориентировок структурных элементов на более мелкие структурные интервалы, т. е. разрез на изученном протяжении имеет однотипное строение. Главные максимумы распределения ориентировок слоистости и поверхностей срывов практически совпадают (см. рис. 6, диаграммы а, б), т. е. срывы происходили в большинстве случаев под незначительным углом к слоистости.

аграммах (рис. 6). Следует отметить, что оказалось невозможным осуществить разбиение разреза по распределению ориентировок структурных элементов на более мелкие структурные интервалы, т. е. разрез на изученном протяжении имеет однотипное строение. Главные максимумы распределения ориентировок слоистости и поверхностей срывов практически совпадают (см. рис. 6, диаграммы а, б), т. е. срывы происходили в большинстве случаев под незначительным углом к слоистости.

Диаграммы в, г (см. рис. 6) отражают распределение осевых поверхностей и шарниров мелких складок. Осевые поверхности дают один четкий главный максимум, положение которого незначительно отличается от положения максимумов ориентировок слоистости в линзах и плоскостей срывов, ограничивающих линзы. Распределение образует прерывистый пояс с рядом локальных максимумов, которые можно аппроксимировать дугой большого круга с центром, практически совпадающим с максимумами распределения и слоистости в линзах и поверхностях сместителей, и осевых поверхностей складок. Шарниры оказываются развернутыми в плоскости, совпадающей с плоскостями названных выше плоскостных структурных элементов. Подобное распределение шарниров в данном случае нельзя объяснить одноактной складчатостью, но при этом не было установлено и наложенных складчатых форм на уже существующие. В качестве причины такого соотношения ориентировок структурных элементов предполагается вращение линз при их перемещении друг относительно друга вследствие возникновения крутящего момента из-за неправильной геометрической формы линз.

Широкое распространение оползневых отложений и структур дает основание предположить тектонические движения, одновременные с осадконакоплением, создавшие градиенты высот, достаточные для схождения оползней

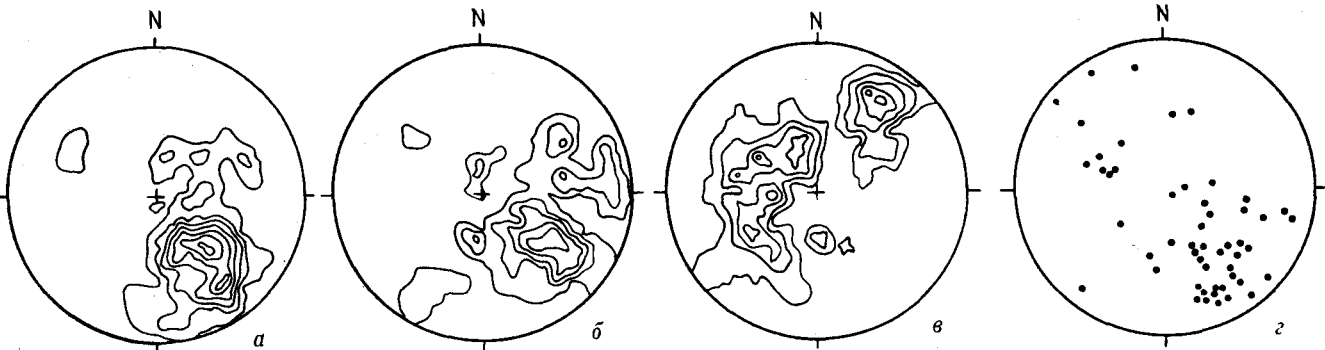


Рис. 6. Ориентировка структурных элементов в тектонических микститах. а — ориентировка слоистости в линзах (208 замеров, изолинии 1—2—3—5—7%); б — ориентировка срывов, ограничивающих линзы (121 замер, 1—2—4—6%); в — ориентировка шарниров (96 замеров, 1—2—3—4—5%); г — ориентировка осевых плоскостей складок (52 замера).

и проявленные в областях с различными типами седиментации, которые впоследствии были сближены.

В последующей тектонической переработке выделены два акта деформации (возможно, в едином поле напряжений), сформировавшие существующую структуру разреза: 1 — первоначальная, близкая к изоклиналиной, складча-

тость и 2 — последующее разделение толщи на линзы и их перемещение. Широкое развитие тектонических и гравитационных микститов в среднепалеозойских образованиях наблюдалось нами совместно с Б. А. Натальиным по р. Галам, т. е. этот стиль строения характерен для всего Галамского сегмента Монголо-Охотской складчатой системы.

*ИтиГ ДВО АН СССР
Хабаровск*

*Поступила в редакцию
9 июня 1987 г.*

УДК 553.63.636. (571.63)

В. Г. Чайкин, Ю. В. Баталин, Е. Ф. Станкевич

ПЕРСПЕКТИВЫ СОДОНОСНОСТИ ПРИМОРЬЯ

На основе сравнительной оценки мезо-кайнозойских отложений Приморья показаны перспективы содоносности терригенно-угленосных и вулканогенно-

осадочных отложений. Намечены основные мероприятия по проведению прогнозных работ.

Одной из важнейших задач геологических организаций является проблема прогноза и поисков новых видов минерального сырья. Именно таким, нетрадиционным для СССР видом сырья является ископаемая природная сода (трона, давсонит и др.), которая весьма эффективно осваивается зарубежной горно-добывающей и химической промышленностью.

К настоящему времени в пределах СССР выявлены и в той или иной степени оценены крупные потенциально промышленные скопления давсонита в Припятской впадине и Кузнецкой котловине, где прогнозные ресурсы давсонита, пространственно и парагенетически связанные с угленосными отложениями, оцениваются в сотни миллионов тонн при средних содержаниях в породе от 5—10 до 25—30%.

Исследованиями, проведенными во ВНИИ-геолнеруд по сравнительной оценке перспективных регионов СССР на ископаемое содовое сырье, установлены перспективы выявления давсонитовых отложений в пределах дилатентных (межгорных) впадин Приморья (Шкотовская, Арсеньевско-Чернышевская), относимых нами к одноименной провинции неясной перспективности.

Перспективы поисков месторождений ископаемой природной соды связаны здесь с породами мел-плиоценового дилатентного структурно-формационного комплекса, представленного типично континентальными терригенными угленосными и вулканогенно-осадочными формациями. Исходя из основных принципов прогнозирования и поисков природной соды [1, 2], наибольший интерес в отношении поисков месторождений последней представляют

меловая терригенная угленосная, нижне-среднеэоценовая угленосная лимническая, верхнеэоцен-среднемиоценовая туфогенно-осадочная угленосная и верхнемиоцен-плиоценовая туфогенно-угленосная кремнистая формации. Среди отложений данных формаций в первую очередь заслуживают внимания озерные и болотно-озерные литолого-фациальные комплексы, формирование которых происходило в отдельные периоды в условиях, близких к аридным.

Меловая терригенная угленосная формация представлена в основном разномерными песчаниками, преимущественно с карбонатным цементом, включающим в себя пласти каменного угля. Подчиненное значение имеют алевролиты и аргиллиты. По всему разрезу отмечаются многочисленные песчано-известковые и сидеритовые конкреции. Вверх по разрезу наблюдается увеличение содержания туфового материала, появляются лавобрекчии, тела андезитовых порфиритов [4]. Отличительной чертой в ряде случаев является наличие выдержанных горизонтов линзовидных или каравеевидных конкреционных тел. Минерализующим веществом служит карбонатная порода радиально-лучистого строения [5]. Возможно, это указывает на наличие давсонитовой минерализации. Об этом же свидетельствует повышенное содержание в углях глинозема (20,8—32,4%) и щелочей (0,4—0,9%) при среднем содержании последних для основных угольных бассейнов СССР 25—27% и 0,3—0,5% соответственно [3, 6].

Нижне-среднеэоценовая угленосная лимническая формация накапливалась преимущественно в зоне Даубихинского и Западно-Сихо-

тэ-Алинского швов, с развитием которых связывается заложение Шкотовской впадины и новообразованных Средне-Бикинской, Маревской, Ореховской, Крыловской, Чернышевской и других впадин, представляющих собой в настоящее время единый Майхинско-Даубихинский прогиб северо-восточного простирания. Формация представлена конгломератами, песчаниками, алевролитами, бурыми углями. Характерно присутствие незначительной примеси туфов в верхних горизонтах. Отличительной чертой для нижних членов формации является высокое содержание кремнисто-песчаных и сидеритовых конкреций [4]. Перспективы обнаружения сколько-нибудь крупных скоплений содовых образований в отложениях данной формации ограничены.

Наибольший интерес в отношении содоносности представляет верхнеэоцен-среднемиоценовая туфогенно-осадочная (угленосная) формация. Она отличается прежде всего пестротой литолого-фациального состава, что обусловлено позднеальпийским этапом тектономагматической активизации. К этому времени относятся интенсивное разломообразование в пределах Ханкайского микроконтинента и блоковое опускание его центральной части с формированием Нижне-Бикинской, Турьегорской, Жариковской, Павловской и других впадин. Отложения, выполняющие впадины, представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, туфами и туффитами кислого состава, углисто-глинистыми сланцами, бурими углями (лигнитами в верхах разреза). Характерно обогащение обломочных пород сидеритом в виде конкреций или линз (до 0,4 м) и марказитом в виде стяжений. Степень насыщенности пепловым материалом кислого состава увеличивается вверх по разрезу с одновременным повышением карбонатности. В ряде мест (Кумаровская, Зеркальная впадины) прослеживаются крупные линзы диатомитов. Для южной части региона характерно постепенное замещение осадочных образований вулканогенными (переслаивание углистых сланцев с кислыми пеплами). Отличительной чертой угленосных отложений является резко повышенное содержание глинозема (до 39%) и щелочей (Na_2O до 27,7% — Супутинская впадина), причем увеличение содержания Na_2O происходит одновременно с увеличением содержания глинозема [6].

Верхнемиоцен-плиоценовая туфогенно-угленосная кремнистая формация залегает с разрывом на подстилающих разновозрастных отложениях. Образование ее связывается с усилением сводово-глыбового воздымания Сихотэ-Алиня, сопровождается излиянием лав основного состава и интенсивной пепловой активностью. В основании формации обычно зале-

гает песчано-галечниковая пачка, сменяющаяся выше туфами, туфогенными песчаниками, песками, трепеловидными глинами, песчаными глинами, гравием. Туфы реликтовые, псаммитовые, витрокластические (липаритовые). Трепеловидные глины с реликтовой пепловой структурой, достаточно плотные, пористые. На щелочной характер диагенетических процессов указывает наличие прослоев монтмориллонитовых глин.

На отдельных участках (Борисовское, Шкотовское плато) в локальных западинах рельефа залегают покровы щелочных и субщелочных базальтов. Для них характерна перенасыщенность щелочами. По минеральному составу выделяются абсарокиты, угловиты, фергусситы, лимбургиты, лейцитовые анкаратриты, пикриты, нефелиновые базаниты, нефелиновые базальты, трахидолериты, эссексит-долериты. В целом для позднекайнозойского магматизма характерно увеличение со временем общей щелочности (преимущественно за счет K_2O), что, по-видимому, объясняется массовым выносом Na_2O и фиксацией его в более древних отложениях верхнеэоцен-среднемиоценовой формации. Кровля базальтовых покровов представлена перетолженными ферриаллитовыми корами выветривания, с которыми связаны алюможелезные бедные руды. По аналогии с Северным Кавказом, где известны подобные коры выветривания раннеюрского возраста с давсонитовой минерализацией, здесь можно ожидать близкую ситуацию.

Приморье относится к гидрогеологическим массивам с подземными артезианскими и адартезианскими структурами. Они обычно приурочены к дилатентным впадинам и содержат преимущественно содовые воды гидрокарбонатного (до глубины 100—800 м), гидрокарбонатно-хлоридного и хлоридного, натриевого состава (до 2500 м) слабой минерализации.

В пределах региона широко представлены азотные термы гидрокарбонатного состава и холодные углекислые гидрокарбонатные воды (нарзанный тип), из которых большая часть является содовыми. Последние обычно пространственно совпадают с гидроморфными солонцами, представляющими собой наносные илы, почвы, перекрывающие песчано-глинистые отложения и содержащие обычно опаловидный кремнезем и карбонаты (содовые?). Грунты обогащены натрием и кальцием, бором, алюминием. Натрий обычно находится в форме поглощенных ионов или гидрокарбонатов [7].

Особо следует отметить, что для основных угольных бассейнов Приморья характерны гидрокарбонатно-кальциевые подземные воды с минерализацией до 1 г/л, чаще всего содового типа. В то же время шахтные воды имеют гидрокарбонатно-натриевый состав.

Таким образом, несмотря на крайне слабую изученность Приморья в отношении содоносности, имеется ряд косвенных признаков, указывающих на определенные перспективы обнаружения здесь промышленных скоплений природной соды. Это прежде всего широкое развитие содовых вод малой минерализации, что позволяет предполагать существование ископаемых содовых образований, не затронутых процессами разрушения. Кроме того, к числу прогнозно-поисковых предпосылок следует отнести наличие потенциально продуктивных терригенных угленосных и вулканогенно-осадочных формаций континентального типа, повышенную карбонатность разреза, щелочную обстановку, обусловившую формирование парагенной минерализации (широкое развитие щелочноземельных монтмориллонитовых глин, наличие сидерита, марказита, цеолитов), а также, что особенно важно, резкое увеличение (примерно

в 1,5 и 5 раз) в терригенных угленосных отложениях мела и палеогена содержания глинозема и окиси натрия соответственно [3]. Все сказанное позволяет отнести описываемую провинцию к территориям, заслуживающим дальнейшего изучения.

В этом плане основной задачей на настоящем этапе должна быть среднemasштабная прогнозная оценка территории с целью выделения перспективных структур, с которыми могут быть связаны продуктивные литолого-фациальные толщи, зоны, горизонты. Основой этих исследований должны явиться материалы по их геологической, геофизической и геохимической (гидрохимической) изученности с обязательной ревизией данных по скважинам, пройденным в целях картирования и поисков других полезных ископаемых (нефти, газа, угля, минеральных вод и др.)

ЛИТЕРАТУРА

1. *Баталин Ю. В., Станкевич Е. Ф., Касимов Б. С.* Основы прогнозирования и поисков месторождений природной соды.— М.: Недра, 1977.
2. *Баталин Ю. В., Станкевич Е. Ф. и др.* Давсонитоносные отложения и задачи их изучения // Сов. геология.— 1983.— № 1.
3. *Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР.* Т. 9. Кн. 1.— М.: Недра, 1973.
4. *Геология СССР.* Приморский край. Т. XXXII.— М.: Недра, 1969.
5. *Жемчужников Ю. А.* Общая геология каустобиолитов.— Л.; М.: ОНТИНКТП, 1935.
6. *Клер В. Р., Ненахова В. Ф.* Парагенетические комплексы полезных ископаемых сланценосных и угленосных толщ.— М.: Наука, 1981.
7. *Паничев А. М.* Литофагия и геология // Природа.— 1985.— № 9.

ВНИИгеолнеруд
Казань

Поступила в редакцию
25 июня 1986 г.

Ю. М. Пуцаровский

ПИСЬМО В РЕДАКЦИЮ *

С большим удовлетворением прочитал в «Тихоокеанской геологии» № 6 за 1987 г. статью Ю. А. Тронова и др., содержащую еще одно и весьма веское подтверждение нефтегазоносности Западно-Сахалинского кайнозойского прогиба. Сообщается, что в северной половине этого прогиба существует особый осадочный бассейн (Северо-Татарский), в пределах которого открыто газовое месторождение. Авторы приводят свежие данные о строении бассейна и дают картину его геологического развития. Месторождение приурочено к нижнемаруямской толще, относящейся к верхам миоцена — низам плиоцена. Совершенно справедливо также указание на хорошие перспективы в этом отношении верхнедуйской толщи низов среднего миоцена **. Сахалинских геологов-поисковиков и разведчиков можно поздравить с удачной работой.

Хотелось бы, однако, еще раз обратить внимание на очень большое сходство в тектонической позиции и геологии Западно-Сахалинского прогиба и прогиба Грейт-Вэлли в Калифорнии, где добывается большое количество нефти и природного газа в течение многих десятилетий. Хотя это и косвенный аргумент, но он подкрепляет идею проведения широких поисковых работ на западе Сахалина.

* По поводу публикации Ю. А. Тронова, В. В. Хахинова, В. Э. Кононова, Э. Г. Пудикова «Северо-Татарский нефтегазоносный бассейн // Тихоокеанская геология.— 1987.— № 6.

** В статье толща датируется олигоценом — нижним миоценом.

Должен сказать, что впервые о большой перспективности работ на нефть и газ Западно-Сахалинского прогиба автор этих строк писал еще в 1964 г. (см. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12). Дословно в статье сказано следующее. «Прогиб Грейт-Вэлли и Западно-Сахалинский сходны по размерам, форме, внутренним дислокациям и даже по особенностям разреза. В связи с этим можно высказать соображение, что эти структурные элементы могут оказаться подобными и в отношении нефтегазоносности. Как известно, с прогибом Грейт-Вэлли связаны крупнейшие скопления нефти и газа, подавляющее большинство которых приурочено к залежам структурного и литологического типов» (с. 60). В 1965 г. в статье, напечатанной в № 1 журнала «Геотектоника», вновь было привлечено внимание к этой теме. При сопоставлении Западно-Сахалинского прогиба с прогибом Грейт-Вэлли подчеркивалось: «Продуктивные горизонты в прогибе Грейт-Вэлли имеются по существу в отложениях всех основных подразделений кайнозойского стратиграфического разреза; главные же горизонты связаны с верхнемиоценовыми и плиоценовыми толщами» (с. 90). Конечно, это был ориентир в отношении поисков месторождений на западном Сахалине. Ориентир оказался верным. Вообще затронутой темы автору довелось касаться в течение по крайней мере 10 лет. Поскольку речь идет об эффективности тектонических критериев поисков нефтяных и газовых месторождений, я и счел полезным напомнить об этих довольно давних работах. Способствовало этому и то, что в статье нет обычных для таких случаев ссылок.

ВЛАДИМИР ИВАНОВИЧ ФЕДОРЧЕНКО

(1936—1987 гг.)



15 октября 1987 года после тяжелой продолжительной болезни на 52-м году жизни безвременно, в расцвете творческих сил ушел из жизни старший научный сотрудник Лаборатории вулканизма Курильских островов и геохимии гидротерм Института Вулканологии ДВО АН СССР, кандидат геолого-минералогических наук Владимир Иванович Федорченко.

Владимир Иванович Федорченко в 1959 г. после окончания с отличием Московского Государственного Университета им. М. В. Ломоносова был направлен на работу в Лабораторию вулканологии СахКНИИ, в которой проработал до 1986 года. В 1965 г. Владимир Иванович успешно защитил кандидатскую диссертацию по вулканизму северного звена Курильской островной дуги, а в 1986 г. подготовил к защите докторскую диссертацию, посвященную петрологической природе вулканизма Курильской островной дуги и предлагающую новое решение этого вопроса. Возникновение вулканитов и связанных с ними полезных ископаемых ставится автором в прямую причинно-следственную связь с флюидально-магматической активизацией древней (докембрийской) континентальной земной коры. Это позволяет по-новому взглянуть на геологическую историю материковой коры и роль андезитового вулканизма в ее эволюции и металлогении.

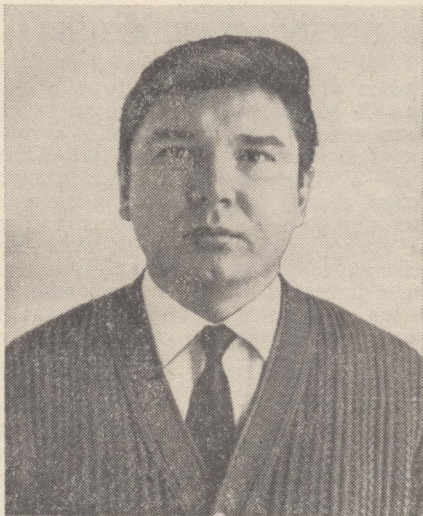
Владимир Иванович Федорченко был высококвалифицированным специалистом в области вулканологии, петрографии и геохимии изверженных пород, глубинной геологии вулканических областей, в то же время он обладал широкой эрудицией в смежных науках. Будучи способным исследователем, обладающим высоким научным потенциалом, он принимал самое активное участие в работе многочисленных научных конференций, совещаний, международных симпозиумов и конгрессов, являлся членом рабочей группы «Петрология» комиссии АН СССР по проблемам Мирового океана, дальневосточных региональных рабочих групп «Геохимия» и «Палеовулканология». Результаты своих исследований изложены им в четырех коллективных монографиях и более чем в 120 научных статьях. Своими работами Владимир Иванович Федорченко хорошо известен как у нас в стране, так и за рубежом.

Владимир Иванович был удивительно искренним и равнодушным человеком с выраженной индивидуальностью, сочетал в себе природные способности и широкую эрудицию, поэтому к нему всегда тянулись люди, с ним было интересно. Он любил молодежь и бескорыстно отдавал ей свои знания.

Светлая память о Владимире Ивановиче Федорченко, большом ученом и прекрасном человеке, навсегда сохранится в наших сердцах.

ВЛАДИМИР ИВАНОВИЧ ФЕДОРЧЕНКО

(1936—1987 гг.)



Цена 1 р. 80 к.

(адрес подписчика)

Индекс 70985