

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ



3

1990

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор *Н.А. Шило*

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

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

Зав. редакцией *Н.А. Лившиц*
Младший редактор *М.А. Языкова*
Художественный редактор *М.Ф. Глазырина*
Технический редактор *Г.Я. Герасимчук*
Корректоры *И.А. Абрамова*, *И.А. Чернова*

Сдано в набор 09.02.90. Подписано к печати 08.06.90.
МН-01255. Формат 84×108^{1/16}. Бумага офсетная.
Высокая печать. Усл. печ. л. 12,6. Усл. кр.-отт. 13,2.
Уч.-изд. л. 15. Тираж 617 экз. Заказ № 57. Цена
на 1 р. 80 к.

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

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

Журнал основан в январе 1982 г.

Выходит 6 раз в год

МАЙ — ИЮНЬ

№ 3, 1990

СО Д Е Р Ж А Н И Е

<p>Скорнякова Н. С., Успенская Т. Ю., Кожевникова Е. Г., Матвеев В. В. Локальные вариации распределения, морфологии и состава конкреций восточной приэкваториальной части Тихого океана</p> <p>Карп Б. Я., Медведев С. Н. Скорости поперечных волн в осадочном слое западной части Тихого океана</p> <p>Линькова Т. И., Райкевич М. И. Новые данные по магнитным свойствам коренных пород Магеллановых гор (Тихий океан)</p> <p>Сухин М. В., Нгуен Нгнем Минь, Фам Кхоан. Особенности глубинного строения и металлогения Вьетнама</p> <p>Сваричевский А. С., Ханчук А. И. Морфоструктура котловины Паресе-Вела (Филиппинское море)</p> <p>Астахова Н. В., Нарнов Г. А., Якушева И. Н. Карбонатно-баритовая минерализация во впадине Дерюгина (Охотское море)</p> <p>Седых А. К. Классификация угольных бассейнов и месторождений Дальнего Востока</p> <p>Баскакова Л. А. Угленосные отложения Ореховской впадины Приморья: литология и палинологическое обоснование возраста</p> <p>Буряк В. А., Неменман И. С., Бердников Н. В., Кокин А. В., Демихов Ю. И. Флюидный режим формирования и источник рудообразующих растворов золотокварцевых жил Аллах-Юньской зоны</p>	<p>3</p> <p>9</p> <p>15</p> <p>23</p> <p>31</p> <p>37</p> <p>43</p> <p>54</p> <p>62</p>	<p>Эйриш Л. В. Региональная рудная зональность и районирование золотоносности Приморья</p> <p>Граник В. М., Пискунов Б. Н., Стафеева Г. Н. Петрохимическая характеристика мезозойских вулканических пород Тонино-Анивского полуострова</p> <p>Старожилов В. Т. Структурно-тектоническое районирование Пионерско-Шельтингской зоны Восточно-Сахалинских гор о. Сахалин</p> <p>Киселев В. И., Михайлов М. А., Мишкин М. А. Изотопный состав и условия метаморфизма докембрийских карбонатных пород Дальнего Востока</p>	<p>71</p> <p>78</p> <p>90</p> <p>97</p>
<i>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</i>			
<p>Терехов Е. П., Ващенко Н. Г., Гороя М. Т., Цой И. Б. Оligоцен-раннемиоценовый этап развития Японского моря</p> <p>Мудрецов В. Б., Жильцов А. М. Аномальные сейсмоакустические зоны на северо-восточном шельфе о. Сахалин</p> <p>Шавандрин А. М. О связи продольной скорости распространения сейсмической волны с плотностью пород в коре</p> <p>Самусиков В. П. Химический состав самородков золота и их генезис</p>	<p>104</p> <p>108</p> <p>112</p> <p>114</p>		
<i>КРИТИКА И БИБЛИОГРАФИЯ</i>			
<p>Маркусова В. А., Цветкова Л. А., Венедиктова Т. В. Библиометрический анализ журнала «Тихоокеанская геология»</p>	<p>118</p>		

CONTENTS

Skornyakova N. S., Uspenskaya T. Yu., Kozhevnikova Ye. G., Matveykov V. V. Local variations of concretion distribution, morphology and composition of the eastern Pacific circum-equatorial area	3	Eirish L. V. Regional ore zonation of the Primorie Grannik V. M., Piskunov B. N., Stafeyeva G. N. Petrogeochemical characteristics of the Mesozoic volcanic rocks of the Tonin-Anivsky Peninsula	71
Karp B. Ya., Medvedev S. N. Velocities of transverse waves in the sedimentary layer, western Pacific	9	Starozhilov V. T. Structural-tectonic zonation of the Pionersko-Sheltingskaya zone of the East-Sakhalin Mountains, Sakhalin Island	90
Linkova T. I., Raikevich M. I. New data on the bedrock magnetic properties of the Magellan seamounts (Pacific Ocean)	15	Kiselyov V. I., Mikhailov M. A., Mishkin M. A. Isotopic composition and metamorphic conditions of the Far East Precambrian carbonate thick series	97
Sukhin M. V., Nguyễn Nghiệm Minh, Fam Khoan. Specific features of deep-level structure and metallogeny of Vietnam	23	<i>BRIEF COMMUNICATIONS</i>	
Svarichevsky A. S., Khanchuk A. I. Morphostructure of the Parece-Vela basin (Philippine Sea)	31	Terekhov Ye. P., Vashchenkova N. G., Gorovaya M. T., Tsoi I. B. Oligocene — Early Miocene stage of development of the Sea of Japan	104
Astakhova N. V., Narnov G. A., Yakusheva I. N. Carbonate-barite mineralization in the Deryugin basin (Sea of Okhotsk)	37	Mudretsov V. B., Zhiltsov A. M. Anomalous seismic-acoustic zones on the north-eastern shelf of Sakhalin Island	108
Sedykh A. K. Classification of coal basins and fields of the Far East	43	Shavandrin A. M. Correlation between the velocity of longitudinal waves and rock density	112
Baskakova L. A. Coal-bearing deposits of the Orekhovskaya basin in the Primorie: lithology and palynological substantiation of the age	54	Samusikov V. P. Chemical composition of gold nuggets and their genesis	114
Buryak V. A., Nemenman I. S., Berdnikov N. V., Kokin A. V., Demikhov Yu. I. Fluid regime of formation and the source of ore-forming solutions of the gold-quartz assemblage, Allakh-Yunskaya zone	62	<i>CRITICISM AND BIBLIOGRAPHY</i>	
		Markusova V. A., Tsvetkova L. A., Venediktova T. V. Bibliometric analysis of the "Pacific Geology" Journal	118

УДК 552.124.4 : 553/265/266/

*Н. С. Скорнякова, Т. Ю. Успенская, Е. Г. Кожевникова, В. В. Матвеевков***ЛОКАЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ, МОРФОЛОГИИ И СОСТАВА КОНКРЕЦИЙ ВОСТОЧНОЙ ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА**

Материалы полигонных исследований 41-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» показали, что близкие по морфологии, текстуре и составу диагенетические и седиментационно-диагенетические конкреции существ-

Ю области распространения радиоляриевых илов в широтной приэкваториальной части Тихого океана приурочены наиболее интересные в экономическом и геохимическом отношении рудные залежи конкреций. Высокая плотность залегания конкреций здесь нередко сочетается с повышенными содержаниями в них Mn, Ni, Cu (максимальными для пелагических областей) и величиной отношения Mn/Fe. Вариации численности конкреций обычно сопровождаются изменением морфологии, особенностей внутреннего строения и состава. Наиболее высокие значения концентрации (более 50 %) и продуктивности (10 кг/м² и более) обычны для седиментационных конкреций, обогащенных Fe, Co и Pb [2]. Для богатых Mn, Ni и Cu диагенетических конкреций с отношением Mn/Fe обычно более 4 в западной части радиоляриевого пояса (в Центральной котловине и западной части рудной провинции Кларифон-Клиппертон) характерны низкие величины концентрации (менее 30 % и продуктивности (обычно менее 5 кг/м²) [2, 10]. На этом фоне спорадически встречаются участки с продуктивностью 5—10 кг/м². Полигонными исследованиями последних лет [2—11 и др.] установлены значительные колебания и нередко высокие значения (10 кг/м² и более) продуктивности и для диагенетических конкреций.

Подтверждением этому могут служить результаты исследований, выполненных на полигонах восточной части радиоляриевой зоны в 41-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» в 1988 г.

Полигон 3830 площадью 10 × 10 миль расположен в осевой части рудной провинции Кларифон-Клиппертон (координаты центра полигона 10° с. ш. и 140° з. д.) на глубинах 4775—5040 м. В его пределы входит субмеридиональная депрессия с глубинами 4950—

венно варьируют по размерам и продуктивности. Локальные вариации продуктивности этого типа конкреций в пелагических районах океана тесно связаны с мощностью подстилающих глинисто-радиоляриевых илов.

5040 м, с крутым (образованным тектоническим сбросом) западным и более пологим восточным склонами. С запада и востока депрессия окаймляется пологохолмистыми поднятиями с превышениями 25—50 м. В центре полигона расположен пологий абиссальный холм с минимальной глубиной 4890 м.

Поверхность дна большей части полигона покрыта полужидкими глинисто-радиоляриевыми илами. Участками на пологохолмистых поднятиях и склонах депрессии они сменяются плотными древними глинами, покрытыми пленками или корками гидроокислов железа и марганца. Возраст глинисто-радиоляриевых илов по данным диатомового анализа, выполненного В. В. Мухиной, плейстоценовый, нередко древнее 0,5—0,6 млн лет, а мощность обычно не превышает первых сантиметров.

На поверхности полужидких плейстоценовых илов почти повсеместно (в 32 из 36 дночерпательных проб) встречаются конкреции, но их продуктивность здесь обычно исчисляется десятками, максимум сотнями грамм на квадратный метр. Величины более 1 кг/м² (1,2—3,5) обнаружены лишь на поверхности абиссального холма и пологом склоне депрессии (5—7,2 кг/м²) центральной части полигона (рис. 1, а).

По характеру поверхности, внутреннего строения и составу на полигоне преобладают диагенетические (Д), реже встречаются седиментационно-диагенетические (СД) конкреции и седиментационные корковые конкреционные образования [2].

На большей части полигона встречаются мелкие шаровидные (S) и эллипсоидальные (E) конкреции менее 2 см в диаметре. Реже, в участках повышенной продуктивности, встречаются крупные эллипсоидальные и дискоидальные (D) конкреции, 4—8 см в максимальном сече-

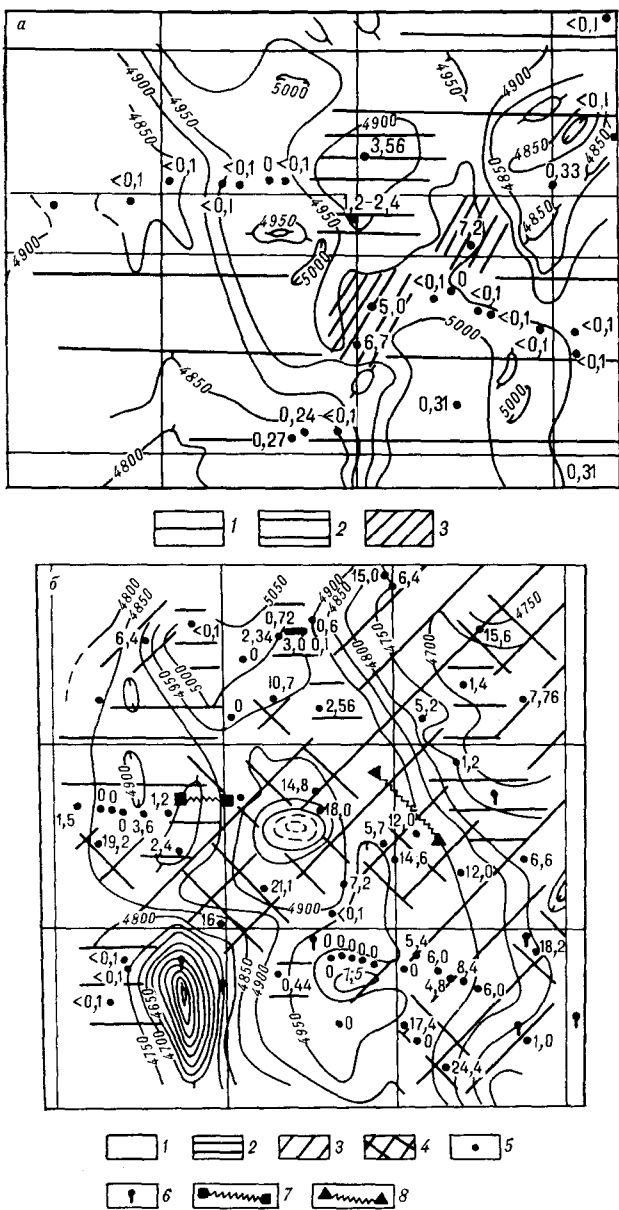


Рис. 1. Распространение конкреций на полигонах 3830 и 3833.

а — полигон 3830 (1—3 — продуктивность, кг/м²: 1 — <1; 2 — 1—5; 3 — >5); б — полигон 3833 (1—4 — продуктивность, кг/м²: 1 — <1; 2 — 1—5; 3 — 5—10; 4 — >10). 5—8 — приборы: 5 — дночерпатель, 6 — трубка, 7 — трал, 8 — фоторазрез. Цифры — значения продуктивности по станциям. Изобаты в метрах.

нии. К выходам уплотненных глин приурочены плитчатые конкреции и корковые конкреционные образования. Конкреции менее 6 см в диаметре имеют равномерно-глобулярную поверхность со всех сторон и грубослоистое (циклическое) строение. Их слоистость обусловлена чередованием марганцевых массивно-дендритовых (МД) слоев с более мощными ажурными тонкослоисто-дендритовыми (ТСД) слоями (рис. 2, а). Судя по оптическим свойствам,

МД-слои сложены хорошо кристаллизованными марганцевыми минералами, характеризующимися отчетливой анизотропией, а ТСД-слои — чередующимися тончайшими изотропными, анизотропными и глинистыми слоями. По данным рентгеновского дифрактометрического анализа исходных и прогретых до 100 °С в течение одного часа образцов, МД-слои внешних циклов сложены главным об-

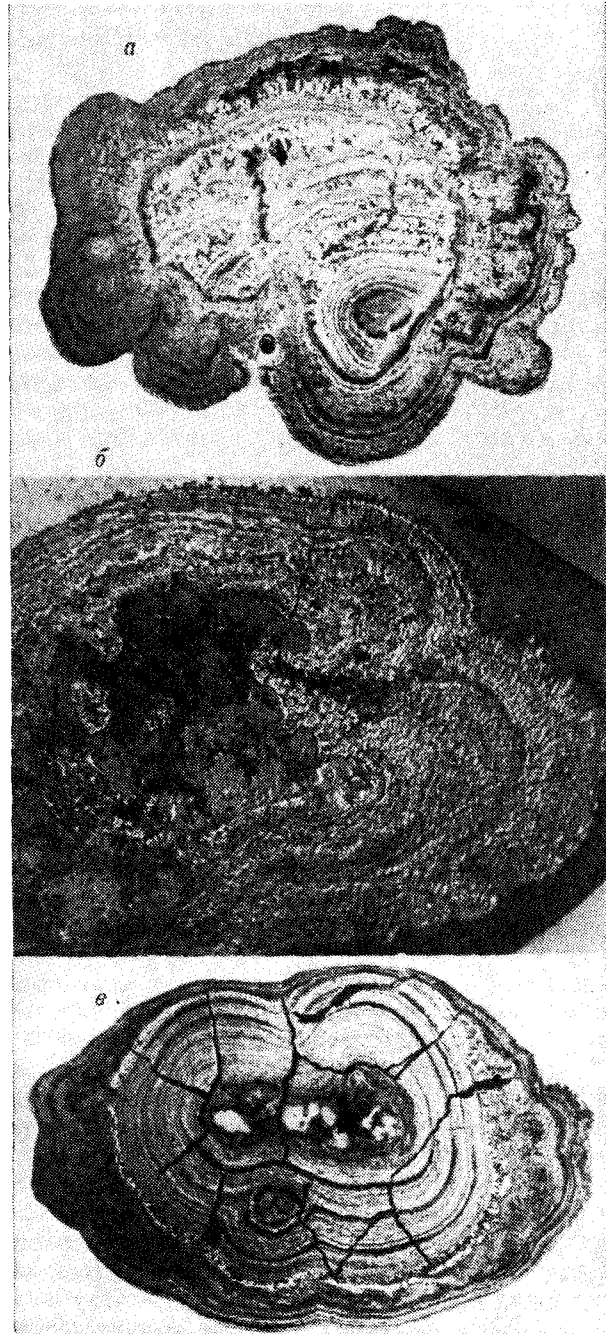


Рис. 2. Внутреннее строение конкреций, полированные шлифы: а — 3830-6, ×2,0; б — 3830-5, ×4,5; в — 3833-2, ×2,1.

Содержание металлов в диагенетических и седиментационно-диагенетических конкрециях полигонов 3830 и 3833, %

Статистические параметры	Fe	Mn	Ni	Cu	Zn	Co	Mn/Fe
Полигон 3830 ($n = 42$)							
\bar{X}	5,72	30,11	1,40	1,29	0,16	0,23	5,83
S	1,78	2,73	0,12	0,31	0,04	0,07	2,15
min	2,48	24,80	1,14	0,84	0,09	0,11	2,88
max	9,85	35,44	1,67	1,79	0,27	0,28	9,7
Полигон 3833 ($n = 74$)							
\bar{X}	5,54	29,6	1,29	0,09	0,13	0,26	5,72
S	1,47	3,17	0,16	0,16	0,03	0,06	1,68
min	2,95	22,10	0,85	0,68	0,13	0,13	2,5
max	11,88	39,36	1,68	1,65	0,33	0,33	10,84

разом бузеритом-1 и асболом-бузеритом, а МД-слои приядерных циклов — бузеритом-1, бёр-несситом и устойчивой к нагреву 10А-фазой, которая, судя по микродифракционным исследованиям диагенетических конкреций полигона 2483 [5], представлена бузеритом-2, асболом-бузеритом и небольшой примесью тодорита. В составе ТСД-слоев количество бузерита-1 уменьшается, появляется Fe-вернадит, слагающий изотропные слои, а 10А-фаза представлена главным образом асболом-бузеритом.

В корковых и плитчатых конкрециях с гладкой верхней и микроглобулярной нижней поверхностями отмечена асимметрия мощности и состава рудной оболочки. Более мощная верхняя ее часть имеет тонкослоистое (КС-слой) или столбчато-дендритовое строение (см. рис. 2, б). Рудное вещество нижней части плиток сходно по строению и составу с ТСД-слоями диагенетических конкреций. КС-слой верхней рудной оболочки сложен преимущественно глобулярно-дендритовыми слоями изотропного (в скрещенных николях) Fe-вернадита, переслаиваемыми с тончайшими прослойками высокомарганцевого анизотропного рудного вещества (вернадит + асболом-бузерит); РД-слои (или столбчато-дендритовые) — тонкими сростаниями Mn-фероксигита и Fe-вернадита [6].

Крупные E и D конкреции (типа CD) с гладкой или микроглобулярной верхней и крупноглобулярно-дендритовой нижней поверхностями по текстуре и составу занимают промежуточное положение. Их более тонкая верхняя часть сходна с корковыми образованиями (КС-слои), мощная нижняя — с диагенетическими конкрециями.

Ядрами конкреций служат плотные древние глины, обломки древних конкреций, иногда древние седиментационные конкреции с тонкоконцентрически-слоистым строением рудной оболочки.

D и CD конкреции полигона характеризуются высокими величинами содержания Mn, Ni, Cu, Zn* и отношения Mn/Fe (табл. 1). Содержание Mn в диагенетических и седиментационно-диагенетических конкрециях колеблется от 24,8 до 25,4 %, суммарное содержание Cu + Ni + Zn — от 2,0 до 3,5 %, достигая максимума в диагенетических конкрециях с величиной Mn/Fe более 4. Минимальные величины отношения встречены в корках и плитчатых конкрециях (1,89—2,24). Они отличаются и низкими содержаниями Mn (17—24 %), и

минимальными значениями концентраций малых элементов (0,20—0,56 % Cu, 0,05—0,11 % Zn, 0,86—1,15 % Ni). Близкие величины Mn/Fe и содержания малых элементов отмечены и в рудном веществе верхней поверхности асимметричных по своему строению седиментационно-диагенетических конкреций (табл. 2).

Полигон 3833 площадью 12 × 12 миль расположен на северной периферии восточной части рудной провинции Кларифон-Клиппертон (координаты центра полигона 13° с. ш. и 132° з. д.). Основными структурными элементами океанского дна в пределах полигона являются депрессия субмеридионального простирания с глубинами 4000—5070 м и вулканическая гора с минимальной глубиной 4250 м. Центральная депрессия в средней части осложнена крупным изометричным в плане абиссальным холмом с глубинами до 4700 м. С востока она обрамлена холмистым поднятием с превышениями 50—100 м, нередко с крутыми уступами (эскарпами) в сторону депрессии. С востока к депрессии прилегает слабохолмистая равнина (см. рис. 1, б).

Основные геологические работы были сосредоточены в пределах депрессии и холмистого поднятия восточной части полигона. Всего на полигоне получены 61 дночерпательная проба и 9 колонок.

Поверхность дна полигона на глубинах более 4650 м покрыта полужидкими глинисто-радиоляриевыми илами. По данным диатомового анализа, выполненного В. В. Мухиной, возраст этих осадков 0,5—0,7 млн лет. Монолиты дночерпательных проб длиной 15—20 см в пределах депрессии не выходили за пределы верхнеплейстоценовых осадков. С учетом радиоляриевого анализа общая мощность вскрытых на полигоне плейстоценовых илов не превышает 35 см. На крутых склонах и приподнятых бортах депрессии мощность

* Химические анализы выполнены в рейсе Н. Н. Завадской на атомно-абсорбционном спектрофотометре фирмы «Перкин Элмер».

Химический состав верхней и нижней поверхности конкреций, %

Номер станции	Тип конкреций *	Характер пробы **	Содержание						
			Fe	Mn	i	Cu	Zn	Co	Mn/Fe
3830-5	Д	В	5,25	27,52	0,35	1,04	0,13	0,27	5,24
		Н	7,26	30,21	1,42	0,96	0,14	0,35	4,16
3830-19	Д	В	5,25	33,70	1,38	0,89	0,13	0,16	6,42
		Н	4,39	28,06	1,45	1,29	0,11	0,27	6,39
3830-22	СД	В	14,17	24,17	0,87	0,42	0,08	0,49	1,70
		Н	5,25	20,00	0,90	0,56	0,06	0,07	3,81
3830-44	СД	В	14,47	29,00	1,15	0,41	0,118	0,46	2,0
		Н	3,74	32,00	1,81	1,75	0,179	0,24	8,6
3833-17	Д	В	8,04	29,27	1,18	0,95	0,133	—	3,64
		Б	4,14	32,26	1,42	1,30	0,151	—	7,79
3833-18	Д	Н	8,72	27,50	1,24	1,14	0,134	—	3,15
		В	9,73	28,20	1,15	0,59	0,118	—	2,89
3833-73	СД	Н	4,38	33,00	1,44	1,28	0,197	—	7,53
		В	10,11	22,60	0,95	0,62	0,112	0,37	2,23
3833-88	СД	Н	3,36	31,8	1,46	1,31	0,204	0,19	9,45
		В	10,91	24,4	1,10	0,61	0,115	0,37	2,24
3833-88	СД	Н	2,38	28,9	1,55	1,44	0,197	0,10	12,14
		В	11,64	27,6	1,34	0,67	0,111	0,38	2,37
		Н	4,95	29,6	1,64	1,40	0,177	0,17	5,98

* Д — диагенетические, СД — седиментационно-диагенетические конкреции.

** В — верхняя поверхность, Н — нижняя поверхность, Б — боковая экваториальная зона.

плейстоценовых илов падает до 1—5 см. Под ними залегают древние пелагические глины и кокколитовые осадки. Участками глины обнажаются на поверхности дна.

На поверхности мягких глинисто-радиолариевых илов обычно залегают конкреции (они встречены в 49 дпчепателях и 8 колонках), обнажения плотных глин покрыты рудными корками.

Полигон 3833 характеризуется преимущественным распространением богатых Mn, Ni, Cu, Zn диагенетических и седиментационно-диагенетических конкреций с очень высокими для этого типа конкреций значениями продуктивности. Поля повышенной продуктивности конкреций (5—10 кг/м²) приурочены к поверхности абиссального холма центральной части полигона, юго-восточной части депрессии и прилегающего к ней холмистого поднятия (см. рис. 1, б). На этом фоне встречаются участки с величинами продуктивности более 10 кг/м², максимум до 24,4 кг/м². Минимальные величины продуктивности, а нередко и полное отсутствие конкреций отмечены в наиболее глубоких участках северной и южной частей депрессии.

Локальные мелкомасштабные вариации продуктивности в пределах полигона связаны с мезоформами рельефа дна вследствие приуроченности конкреций к поднятиям дна. Так локальное возрастание продуктивности в северной и западной частях депрессии соответствует пологим холмам с относительной высотой 10—35 м. Резкое снижение продуктивности отмечено на крутых склонах и приподнятых бортах депрес-

сии, в участках выходов на поверхность или неглубокого залегания древних осадков. Здесь на поверхности древних глин встречены корки и корковые конкреционные образования, по простиранию сменяющиеся мягкими осадками с небольшим количеством конкреций. Корки с поверхности коренных пород (базальтов) были подняты и со склонов центрального абиссального холма и вместе с седиментационными конкрециями у подножия юго-западной вулканической горы (осыпь).

Вариации продуктивности Д и СД конкреций полигона 3833 обычно тесно связаны с размерами конкреций. По форме в пределах полигона преобладают эллипсоидальные (Е) и дискоидальные (D) конкреции, реже встречаются шаровидные (S), лепешковидные (T), плитчатые (F) и биоморфные (B) конкреции.

Шаровидные и лепешковидные конкреции — наиболее мелкие, 1—3 см в диаметре, обычно менее 2 см. Именно с ними, как правило, связаны наиболее низкие значения продуктивности диагенетических конкреций (менее 2,5 кг/м²) на поверхности приподнятых бортов депрессии. Размеры F и B конкреций колеблются в широких пределах в зависимости от размеров фрагментов уплотненной глины, зубов акул, трубок илоедов, служащих ядрами конкреций. Широкие размерные градации (2—15 см) отмечены и для D и E конкреций, хотя подавляющее их количество имеет более 8 см в максимальном сечении. Наиболее крупные из них ES (эллипсоидальные в плане и сферические по периметру) и DE (дискоидальные в

плане и эллипсоидальные по периметру), встречающиеся в юго-восточной части полигона, достигают размеров $15,5 \times 12 \times 9,5$ и $15 \times 12 \times 7,5$ см и веса до 1000—1250 г. С крупными *E*, *D*, *ED* и *ES* конкрециями обычно связаны повышенные значения продуктивности — 5—10 кг/м² и более.

По характеру поверхности, внутреннего строения и составу *D* и *СД* конкреции полигона 3833 сходны с конкрециями полигона 3830. Отличие преимущественно крупных по размерам грубослоистых *D* конкреций полигона 3833 состоит лишь в большей мощности циклов, сложенных ТСД- и МД-слоями, особенно последними, представленными окристаллизованными минералами марганца (бузеритом-1, асблан-бузеритом, бёрнесситом, бузеритом-2), и в обогащенности глинистым веществом. Глинистое вещество выполняет междендритовое пространство в ТСД-слоях и образует тонкие прослойки на границе циклов. Именно с этим связаны большая хрупкость особенно крупных диагенетических конкреций, наличие большого количества частично или полностью разрушенных (фрагментов *E* и *D*) конкреций. *СД* конкреции характеризуются асимметрией мощности, строения и состава (см. табл. 2) рудной оболочки, асимметрия мощности и состава отмечена также в крупных диагенетических конкрециях (см. табл. 2, ст. 3833-18).

Ядрами *D* и *СД* конкреций депрессии служат диагенетические конкреции более ранних генераций. В ядрах последних нередко обломки обогащенных железом тонкоконцентрически-слоистых седиментационных конкреций. Седиментационные конкреции обнаружены и в ядрах некоторых конкреций холмистого поднятия восточной части полигона. По существу, это седиментационные конкреции с внешней диагенетической рудной оболочкой (см. рис. 2, *в*). Интересно, что подобные конкреции здесь сочетаются с малой мощностью подстилающих их мягких глинисто-радиоляриевых илов.

Вместе с тем в участках выхода на поверхность древних уплотненных глин или коренных пород ложа океана встречены седиментационные рудные корки мощностью от 0,5 до 5 см. Столбчато-дендритовые по своему строению, эти корки сложены тонкими срастаниями слабо раскристаллизованных гидроокислов *Fe* и *Mn*.

Сходные по характеру строения конкреции полигонов 3833 и 3830 близки и по химическому составу (см. табл. 1). Полаваляющее большинство конкреций полигона 3833 характеризуется высокими значениями концентраций *Mn*, *Cu*, *Ni*, *Zn* и отношениями *Mn/Fe*. В *D* и *СД* конкрециях величина *Mn/Fe* колеблется от 2,5 до 10,84, в среднем 5,72, содержание

Mn — от 22 до 39,36 %, сумма *Cu* + *Ni* + *Zn* — от 1,8 до 3,5 %, с максимальными значениями в диагенетических конкрециях.

Значение *Mn/Fe* и содержание *Mn*, *Cu*, *Ni*, *Zn* существенно падают в седиментационных конкрециях и особенно в корках с поверхности коренных пород (0,84—1,27 *Mn/Fe* и 0,6—1 % *Ni* + *Cu* + *Zn*). Формирование в пределах полигонов 3830 и 3833 преимущественно обогащенных *Mn*, *Ni*, *Cu*, *Zn* диагенетических конкреций обусловлено их положением в приэкваториальной зоне океана с относительно повышенной биопродуктивностью вод, содержанием $C_{орг} = 0,3—0,45$ % (при $< 0,25$ % в пелагических глинах) в поверхностном слое глинисто-радиоляриевых илов и соответственно диагенетическим перераспределением марганца. Подтверждением этому служат значительные колебания содержания реакционноспособных форм *Mn* и *Fe* [1, данные А. А. Морозова по материалам 41-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев»] в однотипных глинисто-радиоляриевых илах и обогащение *Mn*⁴⁺ и *Mn*²⁺ самого верхнего обводненного слоя.

Необходимым условием формирования диагенетических конкреций является наличие полужидкого глинисто-радиоляриевого ила и флуктуаций придонных течений, обеспечивающих периодическое взмучивание и аэрацию этого обводненного слоя — питательной среды для роста конкреций.

В периоды ослабления течений происходит быстрое накопление полужидкого осадка, в котором интенсивно развиваются процессы диагенеза, а при некоторой активизации течений этот полужидкий слой взмучивается и заключенные в нем иловые воды с повышенной концентрацией растворенных металлов вовлекаются в процессы роста конкреций. В пользу этого свидетельствуют цикличное строение диагенетических конкреций, чередование резко обогащенных марганцем, быстро растущих МД-слоев и относительно медленнее формирующихся, обогащенных железом ТСД-слоев. Этот механизм не исключает влияния интенсификации диагенетической мобилизации *Mn* за счет вариации продуктивности вод и соответственно увеличения содержания органического углерода и рудных компонентов в поверхностном слое осадков. Седиментационные конкреции и рудные корки формируются в условиях устойчивых придонных течений, размыва или неотложения осадочного материала, обеспечивающего непосредственный контакт конкреций с придонной водой. Подтверждением этому служат корки и корковые конкреционные образования в участках обнажения коренных пород или выходов на поверхность древних уплотненных осадков.

Вариации продуктивности диагенетических конкреций на площади дна, судя по полигонам 3830 и 3833, а также 5996, 2483 [2], связаны с мощностями подстилающих кремнисто-глинистых илов. Повышенные значения продуктивности соответствуют относительно

повышенным мощностям плейстоценовых осадков — порядка 20—35 см. Минимальные величины продуктивности ассоциируются с мощностями порядка 1—2 см (например, на полигоне ст. 3830 эти величины менее 0,1 кг/м²).

ЛИТЕРАТУРА

1. Свальнов В. Н., Скорнякова Н. С., Сипайло Л. Е. Распределение рудных элементов в гомогенном слое пелагических осадков // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1989.— № 5.— С. 19—25.
2. Скорнякова Н. С. Локальные вариации полей железомарганцевых конкреций центральной части Тихого океана.— М.: Наука, 1986.
3. Скорнякова Н. С., Гордеев В. В., Кузьмина Т. Г. Локальная изменчивость железомарганцевых конкреций в пределах радиояриетового пояса Тихого океана // Литология и полезн. ископаемые.— 1981.— № 5.— С. 79—90.
4. Скорнякова Н. С., Заикин В. Н. Локальная изменчивость железомарганцевых конкреций на участке дна в восточной части рудной провинции Кларифон-Клиппертон // Океанология.— 1988.— Т. XXVIII, № 4.— С. 625—631.
5. Успенская Т. Ю., Горшков А. И., Сивцов А. В. Минеральный состав и внутреннее строение Fe—Mn конкреций из зоны разломов Кларифон-Клиппертон // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1987.— № 3.— С. 91—100.
6. Успенская Т. Ю., Горшков А. Ю., Сивцов А. В. Внутреннее строение и минеральный состав океанических конкреций // Там же.— 1988.— № 4.— С. 88—97.
7. Andrews J. E., Friedrich G. H. W. Distribution patterns of manganese nodules deposits in the northeast equatorial Pacific // Mar. Mining.— 1979.— N 2.— P. 1—43.
8. Friedrich G., Plüger W. L., Kunzendorf H. Geochemisch-lagerstättenkundliche untersuchungen von manganknollenvorkommen in einem gebiet mit stark unterschiedlicher submariner topographie (Zentral Pazific // Erzmetall.— 1976.— V. 26.— P. 462—468.
9. Glasby G. P., Friedrich I., Thijssen T. et al. Distribution, morphology and geochemistry of manganese nodules from the Valdivia 13/2 area, equatorial north Pacific // Pacific Science.— 1982.— V. 36, N 2.— P. 241—263.
10. Mizuno A. Regional and local variabilities of manganese nodules in the central Pacific basin // Mizuno A. (ed.) Geol. Surv. Japan Cruise Rep.— 1981.— N 15.— P. 281—296.
11. Piper D. Z., Leong K., Cannon W. F. Manganese nodules and surface sediment compositions: Domes Sites A, B and C // Marine geology and oceanology of the Pacific Manganese Nodules Province/Ed. J. L. Bischoff, D. Z. Piper.— N. Y., 1979.— P. 437—474.

Институт океанологии АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
7 августа 1989 г.

УДК 550.834

Б. Я. Карп, С. Н. Медведев

**СКОРОСТИ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН В ОСАДОЧНОМ СЛОЕ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА**

Приводятся результаты определения скоростей поперечных волн и отношения скоростей продольных и поперечных волн (V_p/V_s) в осадках возвышенностей Шатского, Обручева, поднятия Зауришк (Тихий океан), хр. Ширшова (Берингово море) и Северо-Западной котловины Тихого океана. Используются данные, полученные с помощью трехкомпонентных дон-

ных сейсмических станций и пневматических источников. Показано, что эффективной границей обмена может быть не только подошва осадочного слоя, но и раздел в толще осадков. Установлено, что величина V_p/V_s в районах с преимущественным развитием терригенных и кремнистых осадков составляет 5,8—6,0, карбонатных — 3,48—3,51.

Расширение круга задач, поставленных перед морской сейсморазведкой, привело к развитию ее методов, в которых используются поперечные и обменные волны. Измеряя с помощью этих колебаний величины скоростей поперечных волн (V_s), удается получить новую информацию о среде и в первую очередь сведения об отношении скоростей продольных (V_p) и поперечных волн, однозначно связанном с коэффициентом Пуассона σ .

В морской сейсморазведке излучатель обычно располагается в толще воды и, следовательно, генерирует только продольные колебания. Поэтому основным источником сведений о V_s являются обменные волны. Наилучшие условия регистрации обменных волн в море наблюдаются на его дне. Это объясняется, кроме меньшего уровня помех, чем на поверхности или в толще воды, наименьшими потерями энергии и возможностью определять на дне с помощью трехкомпонентной установки сейсмоприемников поляризацию колебаний. Чаще всего скорости продольных и поперечных волн в осадках морского дна значительно меньше скоростей в подстилающих породах [11], поэтому поперечные волны у границы вода — дно поляризованы главным образом в горизонтальной плоскости, а продольные — в вертикальной.

Сведения о скоростях поперечных волн в осадках в последние годы обычно получают, проводя сейсмические работы с донными сейсмическими станциями (ДСС). Это вызвано тем, что довольно часто на магнитограммах ДСС вслед за первыми преломленными про-

дольными волнами на вертикальном канале и в первых вступлениях на горизонтальных каналах регистрируются интенсивные колебания с годографом, параллельным годографу первых вступлений. Кинематические и динамические параметры этих колебаний позволяют утверждать, что они являются обменными волнами, претерпевающими трансформацию из продольных в поперечные при прохождении границы снизу вверх. На дне они регистрируются как поперечные колебания и обозначаются обычно символом *PPS*. Разность Δt времен вступления первых продольных и *PPS* волн является основной измеряемой величиной для определения V_p/V_s [8, 18]. Предположим, что мощность осадков до границы обмена равна h . Одинарные времена распространения по вертикальному лучу продольных и поперечных волн в этих осадках будет составлять $t_p = h/V_p$ и $t_s = h/V_s$ соответственно. Здесь V_p и V_s — средние скорости продольных и поперечных волн до границы обмена. Разность Δt будет равна: $\Delta t = t_p - t_s$. Имеем простые соотношения:

$$V_p/V_s = t_s/t_p = 1 + \Delta t/t_p.$$

Ошибка за невертикальность лучей продольной и обменной волн при обычно встречающихся величинах упругих параметров мала и составляет около 1%. Если правильно идентифицирована граница обмена и по записям самой ДСС или по данным какой-либо модификации метода отраженных волн (МОВ) определено время t_p , то по приведенному соотношению вычисляется отношение V_p/V_s . Для

расчета V_s , необходимо знать величину V_p , которая может быть определена или по записям ДСС, или каким-либо другим способом.

Экспедиции Тихоокеанского океанологического института ДВО АН СССР провели сейсмические исследования методом преломленных волн (МПВ) с трехкомпонентными ДСС и пневматическими источниками в пределах возвышенностей Шатского, Обручева и поднятия Эаурипик в западной части Тихого океана, и, кроме того, сотрудники института приняли участие со своими ДСС в аналогичных работах во время 29-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев», исследовавшего, в частности, хр. Ширшова в Беринговом море и Северо-Западную глубоководную котловину Тихого океана [5]. Применение трехкомпонентной установки сейсмоприемников позволило выделить на записях обменные волны и рассчитать для всех этих морфоструктур скорости поперечных волн в осадочном слое.

Определение скоростей поперечных волн в Северо-Западной глубоководной котловине выполнено на субмеридиональном профиле (рис. 1), отработанном с помощью одной ДСС и находящемся в районе разлома Хоккайдо [5]. Другие виды сейсмических работ вдоль профиля МПВ не проведены. По данным, которые получены нами на субмеридиональных профилях НСП, расположенных в 10–20 км к востоку и западу от профиля МПВ (см. рис. 1), мощность осадочного покрова здесь

составляет 0,4–0,57 с. Осадки представлены верхним слабостратифицированным слоем, подстилаемым тонкой сильностратифицированной толщей. По результатам бурения в скважинах 580 и 581 [10], чехол сложен биогенными кремнистыми глинами и диатомовыми илами с прослоями вулканического пепла, в низах встречены пелагические глины. Мощность рыхлых осадков достигает 280 м. Заключается разрез почти семидесятиметровой толщей преслаивающихся глин и кремней.

На горизонтальных каналах ДСС зарегистрированы интенсивная обменная преломленная волна PPS и две ветви обменной отраженной волны (ОВ), фрагмент сейсмограммы с записью которой приведен на рис. 2. Особенностью зарегистрированного годографа ОВ является наличие асимптотических участков с кажущейся скоростью 1,7–1,8 км/с. Эти значения — оценка сверху на V_p в слое осадков над отражающей границей. По асимптотическому участку годографа простым методом определяется t_s . Введя предположение, что граница обмена совпадает с отражающей границей, по годографу ОВ вычисляются t_p и затем рассчитывается величина $t_s/t_p = V_p/V_s = 8,0$.

Таким образом, при V_p , равном 1,7–1,8 км/с, величина V_s будет 0,21–0,23 км/с, а мощность изученного слоя — 0,37–0,4 км. Разность Δt , рассчитанная по годографу ОВ и определенная по временам вступлений продольной и обменной преломленных волн, одна и та же и составляет 1,54 с. Значит, преломленная волна обменивается на той же границе, что и отраженная. Решить, является ли эта граница подошвой осадков или разделом между слоем глин и толщей кремней с глинами, по имеющемуся набору данных не представляется возможным, хотя есть косвенные признаки того, что обмен происходит на разделе внутри осадочной толщи.

Возвышенность Шатского расположена почти в центре Северо-Западной котловины и представляет собой поднятие океанского дна, вытянутое с юго-запада на северо-восток и состоящее из трех крупных массивов: южного, центрального и северного. Нами проведены исследования МПВ с помощью трех ДСС вдоль субмеридионального профиля на южном массиве возвышенности [1]. Осадочный покров здесь, по данным НСП, состоит из четырех слоев, разделенных поверхностями несогласия [3]. Осадки, вещественный состав которых известен по результатам бурения в шести скважинах [12, 15], сложены фораминиферовыми нанноилами с прослоями мела, кремней, известняка, порцелланита и местами аргиллита. По скоростям продольных волн, определенным нами по сейсмограммам ДСС и измеренным на

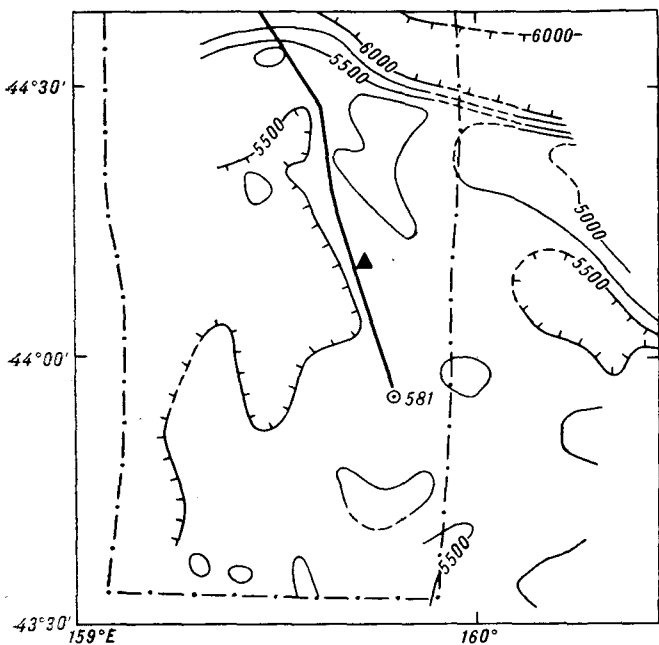


Рис. 1. Расположение сейсмических профилей в Северо-Западной котловине Тихого океана.

Толстая линия — профиль МПВ, треугольник — ДСС, штрихпунктирные линии — профили НСП ТОИ ДВО АН СССР, кружок с номером — скважина глубоководного бурения.

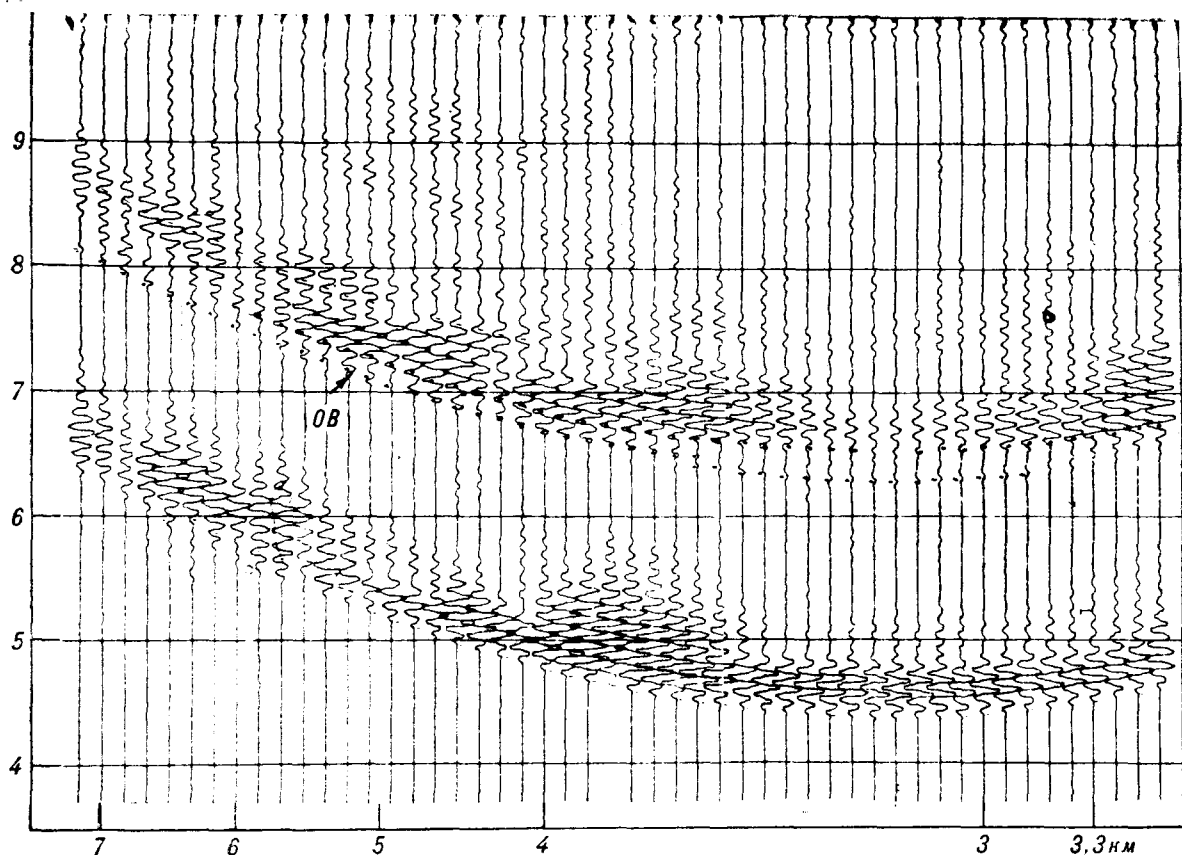


Рис. 2. Фрагмент сейсмограммы ДСС (горизонтальный канал) с записью обменной отраженной волны (ОВ). Неравномерность масштаба расстояний вызвана непродольностью профиля.

образцах при бурении, осадочный покров разделяется на три слоя с V_p , равными (сверху вниз) 1,65; 2,2 и 3,2 км/с [3, 15]. Отношения скоростей на границах составляют 0,75 и 0,69. На всех ДСС зарегистрированы интенсивные обменные преломленные волны. Кроме того, на горизонтальных каналах расположенной на севере профиля ДСС выделены две ветви годографа обменной отраженной волны, распространяющейся только в осадках. Обработка годографа ОВ при единственном предположении о том, что граница обмена совпадает с отражающей границей, дает возможность определить $t_p = 0,28$ с, $t_s = 0,98$ с и их отношение $t_s/t_p = V_p/V_s = 3,51$. Если, кроме того, принять, что покрывающая границу среда однородна, то по годографу вычисляются $V_p = 1,93$ км/с, $V_s = 0,55$ км/с и толщина покрывающей среды h , равная 0,54 км. Расчеты, проведенные с использованием последнего предположения, дают ту же, что и раньше, величину отношения V_p/V_s . Средняя величина временной задержки между вступлениями преломленной продольной и PPS волн равна 0,7 с, что совпадает с разностью Δt , вычисленной по годографу отраженной волны. Из этого следует, что волна PPS обменивается на

той же границе. Мощность осадков в месте расположения ДСС, по данным НСП и по приведенным выше сведениям о скоростях продольных волн, составляет 1,3 км [3], значит, выделенная граница обмена не совпадает с подошвой осадочного покрова, а находится внутри осадков. Обмен происходит на разделе между слоями с V_p , равными 2,2 и 3,2 км/с. Определенное нами ранее [3] значение V_s во всей толще осадков южного массива по величине Δt при предположении, что границей обмена служит подошва осадочного слоя, является ошибочным.

Возвышенность Обручева служит северным ограничением Северо-Западной котловины и находится в районе сочленения Курило-Камчатского и Алеутского желобов. Она представляет собой широкое поднятие, разделенное седловиной на две части: северо-западную и юго-восточную. Профиль МПВ, отработанный с помощью трех ДСС, располагается в северо-западной части возвышенности и имеет простирание юго-запад — северо-восток [4]. Вдоль профиля выполнены работы НСП, а рядом с северной ДСС (ДСС3) определены МОВ с радиобуем скорости продольных волн в осадках. Осадочный покров здесь разделяется на три

акустических комплекса [2]. Скорости продольных волн в комплексах составляют сверху вниз 1,6; 1,85 и 2,4 км/с, отношения скоростей на границах — 0,86 и 0,77. При практически ровном дне моря «временная» мощность осадков вдоль профиля МПВ существенно увеличивается в направлении с юга на север (от ДСС1 к ДСС3) и составляет под ДСС1 — 0,8 с, под ДСС2 — 0,98 с и под ДСС3 — 1,51 с. Рост мощности осадков происходит за счет утолщения нижнего акустического комплекса. Осадки, по данным глубоководного бурения в скв. 192 [14], представлены сверху вниз толщей алевроитовых глин с прослоями пепла, диатомовыми илами, глинами с остатками диатомей, аргиллитами и, наконец, переслаиванием мела и известковистого аргиллита.

Здесь так же, как на возвышенности Шатского, на горизонтальных каналах всех ДСС регистрируются интенсивные волны PPS. На ДСС2, кроме того, зафиксирована обменная отраженная волна. Разность времен вступления преломленных продольной и обменной волн на ДСС2 и ДСС3, несмотря на существенно различающуюся мощность осадков, одинакова и составляет 2,3—2,4 с. Отсюда следует, что обмен типа сейсмических колебаний происходит не на подошве осадков, а в их толще. Единственно возможной границей обмена в толще осадков является граница между глинами и остатками диатомей ($V_p = 1,85$ км/с) и аргиллитами ($V_p = 2,4$ км/с). Из-за малой длины полученного годографа обменной отраженной волны для надежного решения обратной задачи необходимо сокращение до минимума числа искомых величин, что возможно сделать, используя результаты других сейсмических методов. В нашей ситуации дополнительными параметрами являются $t_p = 0,43$ с, вычисленное по сейсмограммам НСП и МОВ с радиобуем, и средняя скорость продольных волн над границей обмена — 1,76 км/с, рассчитанная по данным МОВ. Имея величины t_p и V_p , мы по годографу обменной волны достаточно надежно определили $t_s = 2,6$ с. Таким образом, неизвестные параметры равны: $V_p/V_s = 6,0$, $V_s = 0,29$ км/с, $h = 0,7$ км.

Подводное поднятие Эаурипик имеет меридиональное простирание и образует мост от о. Новая Гвинея к архипелагу Каролинских островов; оно разделяет Западно-Каролинскую и Восточно-Каролинскую глубоководные котловины. Поднятие протягивается примерно на 1000 км при ширине около 200 км. Наш профиль МПВ, ориентированный с юго-запада на северо-восток, располагается на вершинной поверхности поднятия приблизительно в его центре (рис. 3). Сейсмические колебания регистрировались тремя ДСС, находящимися на

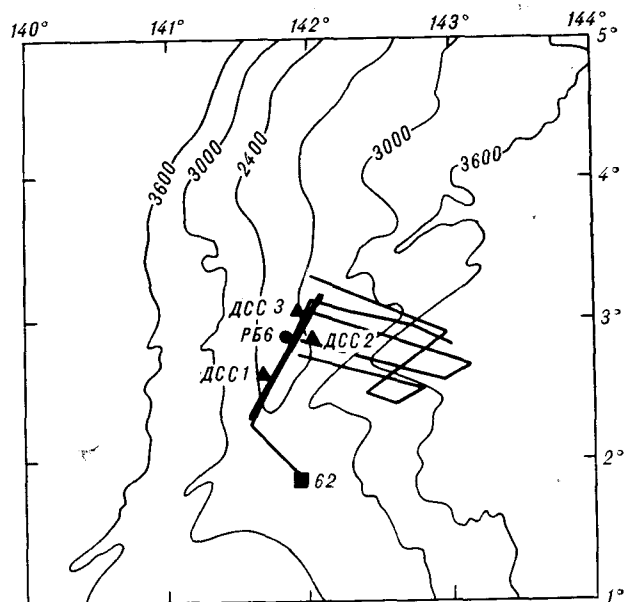


Рис. 3. Схема расположения сейсмических профилей на поднятии Эаурипик.

Толстая линия — профили МПВ, треугольники с надписями — ДСС и их номер, тонкие линии — профили НСП ТОИ ДВО АН СССР, кружок с надписью — центр профиля МОВ с радиобуем, прямоугольник с номером — скважина глубоководного бурения.

расстоянии 28 км друг от друга. Вдоль профиля МПВ проведены исследования методом НСП, около центральной ДСС отработан профиль МОВ с радиобуем. Осадочный покров здесь разделяется на четыре акустических комплекса, подошва и кровля двух нижних из них представляют собой поверхности несогласий, верхние два комплекса разделены отражающим горизонтом X, выделенным в осадочном слое этого района в работе [9]. По данным бурения в скв. 62, расположенной примерно в 120 км южнее профиля, чехол представлен карбонатными пелагическими осадками; довольно многочисленные отражающие горизонты, отмечаемые в двух нижних акустических комплексах, связывают с прослоями кремней и твердых известняков [13].

Интенсивные обменные преломленные волны зарегистрированы на всех ДСС. Разность времен прихода продольных и обменных волн составляет 0,77—0,8 с. Для расчета использовались цифры, полученные по годографам центральной станции, так как именно для этой ДСС имеются данные о скоростях продольных волн в осадках. Величина t_p , определенная здесь двумя методами — по записям НСП и по годографам МОВ с радиобуем, одна и та же и равна 0,31 с. Вычисление по приведенной выше формуле дает величину отношения $V_p/V_s = 3,48$. Скорость продольных волн в осадках составляет 1,85 км/с, тогда скорость поперечных волн будет 0,53 км/с. Приведен-

ные значения V_p/V_s и V_s характеризуют слой осадков толщиной 0,57 км.

Хребет Ширшова располагается в западной части Берингова моря и разделяет Командорскую и Алеутскую глубоководные котловины. Ориентирован хребет в субмеридиональном направлении, имеет длину около 700 км при ширине 130 км. По геоморфологическим признакам хребет может быть разделен на три почти равных блока — северный, центральный и южный [6]. Профиль МПВ отработан на восточном краю вершинной поверхности северного блока и ориентирован вдоль его простирания [6]. По данным НСП [6, 19], в толще осадков, покрывающих восточный склон хребта, выделяются два основных отражающих горизонта, обозначаемых буквами P и U . Нижний горизонт P отделяет находящийся в основании осадков акустически прозрачный слой от вышележащего стратифицированного слоя. По данным бурения в скважинах 189, 190 и 191 [15], горизонт P совпадает с границей между верхнемиоценовыми-плейстоценовыми диатомовыми илами, переслаивающимися с турбидитами, и нижележащими аргиллитами среднего миоцена и более древнего возраста. Верхний отражающий горизонт U располагается внутри стратифицированного слоя диатомовых илов и турбидитов, являясь поверхностью несогласия. Скорости продольных волн, определенные в скважинах 189 и 190, составляют над горизонтом P 1,6 км/с, под ним — 2,0—2,4 км/с. По данным, полученным МОВ с радиобуями [19], V_p в слое над горизонтом P значительно меняется по латерали — от 1,5 до 1,95 км/с.

Сейсмическая информация на профиле МПВ получена только на северной ДСС2, располагающейся на пересечении профиля галсом НСП с индексом М-17 [6]. Временная мощность осадков, представленных под ДСС только стратифицированным слоем, составляет 0,73 с. На горизонтальных каналах ДСС2 зарегистрирована интенсивная преломленная обменная волна PPS . Отраженные обменные волны не выделяются. Единственной резкой отражающей границей в верхней части разреза является поверхность акустического фундамента. Эта поверхность и принята за границу обмена. Временная задержка Δt между вступлениями первой продольной и PPS волн равна здесь 1,75 с. Вычисления по приведенной формуле при t_p , определенном по сейсмограмме НСП (0,72 с), дают значение V_p/V_s , равное 5,79. Полученная величина, по данным обобщающей работы [11], характерна для терригенных морских отложений.

Результаты выполненных исследований мож-

но обобщить следующим образом. Районы с преимущественным развитием кремнистых и терригенных осадков (возвышенность Обручева, хр. Ширшова, Северо-Западная котловина) характеризуются значительно большей величиной отношения V_p/V_s (5,8—6,0), чем районы с преимущественным развитием карбонатных осадков (возвышенность Шатского, поднятие Заурипик), в которых это отношение составляет 3,48—3,51. Полученные нами величины качественно согласуются с данными работы [11]: в карбонатных осадках отношение скоростей меньше, чем в кремнистых и терригенных. Имеется и отличие. По работе [11], величина отношения 5,8—6,0 характерна только для верхних 30 м терригенных отложений, глубже V_p/V_s резко падает. Наши же данные определяют величину этого отношения для слоя мощностью 0,37—0,7 км.

Обратим внимание на следующие обстоятельства. Обычно при определении скоростей поперечных волн в осадках по величине разности Δt в качестве границы обмена принимается подошва осадочного слоя [7, 8, 16]. Основанием для этого служит, то, что в верхней части океанической земной коры переход осадки — второй слой чаще всего является первой резкой отражающей границей. Анализ же выражений для коэффициентов отражения — прохождения упругих волн в твердой слонстой среде, а также результаты численного моделирования [20] показывают, что обмен типов сейсмических колебаний эффективен на достаточно гладких границах раздела первого рода со значительной разницей скоростей продольных и поперечных волн по обе ее стороны. Наши исследования демонстрируют, что в некоторых ситуациях эффективной границей обмена ниже океанического дна является не подошва осадочного слоя, а раздел внутри осадков. Поэтому для определения отношения V_p/V_s необходимы специальные дополнительные исследования, направленные на выяснение положения границы обмена.

Успешное определение величины отношения V_p/V_s и скоростей поперечных волн в осадочном слое океана возможно при использовании комплекса сейсмических методов, включающего МПВ с трехкомпонентными ДСС для регистрации и уверенной идентификации обменных волн, НСП для получения информации о вероятной границе обмена и определения t_p , МОВ с радиобуем для расчета t_p и V_p . Лишь в исключительных случаях, таких как встретились нам в Северо-Западной котловине и на возвышенности Шатского, для этого достаточно только записей ДСС.

1. Карп Б. Я., Богданова И. Ф. Результаты сейсмических исследований МПВ на возвышенности Шатского // Методика и результаты морских сейсмических исследований/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1983.— С. 21—26.
2. Карп Б. Я., Медведев С. Н., Прокудин В. Г. Строение возвышенности Обручева по сейсмическим данным // Там же.— С. 5—11.
3. Карп Б. Я., Прокудин В. Г. Строение осадочного слоя возвышенности Шатского по сейсмическим данным // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 3.— С. 26—33.
4. Карп Б. Я., Медведев С. Н., Прокудин В. Г. и др. Строение земной коры возвышенности Обручева по сейсмическим данным // Докл. АН СССР.— 1988.— Т. 303, № 3.— С. 689—692.
5. Непрочнов Ю. П. 29-й рейс научно-исследовательского судна «Дмитрий Менделеев» // Океанология.— 1983.— Т. 23, № 2.— С. 265—368.
6. Непрочнов Ю. П., Седов В. В., Мерклин Л. П. и др. Тектоническое строение хребта Ширшова (Берингово море) // Геотектоника.— 1985.— № 3.— С. 21—37.
7. Au D., Clowes R. M. Shear-wave velocity structure of the oceanic lithosphere from ocean bottom seismometer studies // Geophys. J. Roy. Astron. Soc.— 1984.— V. 77.— P. 105—123.
8. Davis E. E., Lister C. R. B., Levis B. T. R. Seismic structure of the Juan de Fuca ridge: ocean bottom seismometer results from the Median valley // J. Geophys. Res.— 1976.— V. 81, N 20.— P. 3541—3555.
9. Den N., Ludwig W. J., Muranchi S. et al. Sediments and structure of the Eauripic — New Guinea Rise // Ibid.— 1971.— V. 76, N 20.— P. 4711—4723.
10. Challenger drills in North-west Pacific // Geotimes.— 1982.— V. 27, N 11.— P. 20—22.
11. Hamilton E. L. V_p/V_s and Poisson's ratios in marine sediments and rocks // J. Acoust. Soc. Am.— 1979.— V. 66, N 4.— P. 1093—1101.
12. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— 1971.— V. 6.
13. Ibid.— 1971.— V. 7.
14. Ibid.— 1973.— V. 19.
15. Ibid.— 1975.— V. 32.
16. Lewis B. T. R., McClain J. Converted shear waves as seen by ocean bottom seismometers and surface buoys // Bull. Seismol. Soc. Amer.— 1977.— V. 67, N 5.— P. 1291—1302.
17. Ludwig W. J., Murauchi S., Den et al. Structure of Bowers Ridge, Bering Sea // J. Geophys. Res.— 1971.— V. 76, N 26.— P. 6350—6366.
18. Nagumo S., Kasahara S., Koresawa S. Large Poisson's ratio and low S wave velocity within the Japan trench inner wall toe // Mar. Geol.— 1980.— V. 35.— P. 129—133.
19. Rabinowitz P. D., Cooper A. Structure and sediment distribution in the western Bering Sea // Ibid.— 1977.— V. 24, N 4.— P. 309—320.
20. White R. S., Stephen R. A. Compressional to shear wave conversion in oceanic crust // Geophys. J. Roy. Astron. Soc.— 1980.— V. 63.— P. 547—565.

ТОИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
3 мая 1989 г.

УДК 550.382.3(265)

Т. И. Линькова, М. И. Райкевич

**НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МАГНИТНЫМ СВОЙСТВАМ КОРЕННЫХ ПОРОД
МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР**

(Тихий океан)

Изучение 90 образцов базальтов, драгированных в 13-м рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов» на пяти станциях в пределах гайотов, входящих в систему Магеллановых гор, показало, что по магнитным свойствам эти породы сильно дифференцированы — от практически немагнитных до сильномагнитных, фактор Кенигсбергера меняется от 1 до 130. Базальты с отношением Кенигсбергера менее 10 характеризуются значительной неоднородностью магнитных свойств по монолиту и сложным компонентным составом естественной остаточной намагниченности. Для большей части образцов температурное размагничивание показало двухкомпонентный состав *ЕОН*, причем низкотемпературная компонента, имеющая парциальную термоостаточную природу, по величине начинает превали-

ровать над высокотемпературной компонентой по мере удаления от поверхности образца. Высказано предположение, что такое поведение величины и направления намагниченности в обломках базальтов является результатом вторичного разогрева пород в местах выхода на поверхность гидротерм. Полученные результаты о компонентном составе намагниченности позволяют утверждать, что *ЕОН* базальтов, драгированных в пределах Магеллановых гор, не характеризует возраст пород, а отражает магнитное поле Земли времени их перемагничивания, т. е. гидротермальной деятельности. В связи с этим аномальное магнитное поле Магеллановых гор также не может являться характеристикой их возраста.

Магеллановы горы расположены в Восточно-Марианской котловине в пределах западной части Тихого океана. Изучение их геологического строения проводилось неоднократно при выполнении рейсов научно-исследовательских судов как советскими, так и зарубежными учеными. Большое количество каменного материала было получено при драгировании, выполненном в 13-м рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов» (1988 г.).

Изучение магнитных свойств магматических пород проведено на 84 образцах из пяти станций драгирования (Н13-76, Н13-77, Н13-85, Н13-90, Н13-100). Для каждого из изученных образцов измерение магнитных свойств проводилось по нескольким кубикам, которые имели взаимную ориентировку в пределах образца. Такая ориентированность кубиков в образце позволила проследить изменения параметров магнитных свойств (χ , I_n , Q) вдоль какого-то направления в образце (чаще всего перпендикулярно корке закалывания) и изменения направления естественной остаточной намагниченности (*ЕОН*) в этом направлении. Изменения изучаемых параметров магнитных свойств по образцам (в комплексе с изучением компонентного состава *ЕОН*) помогают в определении природы намагничивания пород.

Магнитные свойства изученных пород, представленных в основном измененными базаль-

Магнитные свойства базальтов, драгированных в районе Магеллановых гор

Станция драгирования	Количество образцов	$\chi_{ср}$, 10^{-5} ед. СИ	$I_{nср}$, А/м	Фактор Q
Н13-76	1	860 490	11,5 3,6	37,4 20,3
Н13-77	44	82—1040	0,12—11,9	1,9—101,4
Н13-85	8	700 204—1680	2,8 0,38—8,32	11,0 3,2—24,1
Н13-90	3	440 130—830	0,98 0,05—2,8	6,1 0,7—9,4
Н13-100	28	600 30—2090	3,06 0,014—9,8	14,0 1,1—127,7

Примечание. Для магнитных параметров в числителе приведены средние значения, в знаменателе — пределы их изменения по всем изученным образцам.

тами, приведены в таблице, где указаны средние значения магнитных характеристик базальтов по каждой станции драгирования и (строкой ниже) пределы изменения этих параметров. Для расчета соотношения Кенигсбергера (фактор Q), которое определяется соотношением индуктивной и остаточной намагниченностей породы, значение напряженности геомагнитного поля взято из работы [3] и составляет для данного района $0,36 \cdot 10^{-4}$ Т.

Средние значения магнитной восприимчивости базальтов Магеллановых гор относительно невелики и составляют от 440 до $860 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ*, причем следует отметить, что образцы базальтов с одной станции драгирования имеют величину χ , которая меняется в десятки и более раз. Так, среди 28 образцов станции Н13-100 есть как практически немагнитные ($\chi = 31$), так и сильномагнитные ($\chi = 2086$) разности. Такие же особенности в поведении магнитной восприимчивости отмечаются и для базальтов станций Н13-77, Н13-85, Н13-90 (см. таблицу).

Еще более контрастны для базальтов Магеллановых гор величины естественной остаточной намагниченности. Например, в базальтах станции Н13-77 EON изменяется в сотни раз, составляя от 0,1 до 12,0 (см. таблицу). Такие же колебания I_n от образца к образцу наблюдаются и среди базальтов других станций. Тем не менее базальты Магеллановых гор по величине EON можно отнести к средне- и сильномагнитным породам, так как средние значения величины I_n для них колеблются от 1,0 до 11,5 (см. таблицу). Фактор Q для этих пород в среднем больше 5 (в очень редких случаях он составляет единицу или меньше), что свидетельствует о том, что в суммарной намагниченности пород преобладает EON . Из этого также следует, что породы, слагающие Магеллановы горы, в принципе могут быть источниками знакопеременных магнитных аномалий. Однако остается вопрос — будут ли эти аномалии синхронны возрасту образований пород. Ответ на него может дать изучение природы EON .

Такие исследования выполнялись с помощью определения компонентного состава EON базальтов при проведении непрерывного температурного размагничивания на установке, созданной в СВКНИИ ДВО АН СССР.

Компонентный состав EON изучен как для отдельных образцов базальтов, так и внутри единого образца, в котором наблюдались вариации магнитных параметров (χ , I_n , Q) и направления намагниченности (склонения D^0 и наклонения J^0).

На ст. Н13-77 изучено поведение намагниченности в 44 образцах базальтов, причем для многих из них установлены значительные вариации магнитных свойств внутри монолита. Примером резких изменений параметров магнитных свойств на фоне стабильного направления намагниченности может быть образец Н13-77-9 (рис. 1, б). Здесь отмечается рост магнитной восприимчивости от 330 до 580 при движении внутрь образца. В этом направле-

нии величина EON сначала возрастает до 1,25, а затем уменьшается до 0,58. Фактор Q меняется от 2,5 до 7,3.

Для образца Н13-77-1 (см. рис. 1, а) намагниченность по монолиту практически не меняется. Здесь на фоне неизменного направления намагниченности нет значительных колебаний магнитной восприимчивости и величины I_n , фактор Q при движении внутрь монолита уменьшается с 18,5 до 15,0.

Совершенно иное поведение намагниченности отмечается для образцов, средние значения фактора Q для которых меньше 10. В образце Н13-77-13, представленном подушечной лавой базальта с хорошо выраженной коркой вулканического стекла, магнитная восприимчивость возрастает от 120 до 160 в направлении от корки закалывания внутрь монолита. В этом же направлении величина EON испытывает резкие изменения, причем минимальные ее значения отмечены на глубине 2 см от корки закалывания. К этому же горизонту приурочена и смена полярности EON . С увеличением глубины EON возрастает до 0,3, но ее направление противоположно тому, которое отмечено вблизи корки закалывания этого образца (см. рис. 1, в).

В образце Н13-77-6 на фоне значительных изменений величин I_n и χ (при факторе Q меньше 5) меняется и направление EON , но не на противоположное, как в обр. Н13-77-13 (см. рис. 1, г). Наиболее распространенными видами поведения намагниченности в монолитах базальтов Магеллановых гор являются те, которые указаны на рис. 1, в, г.

Причины такого поведения магнитных свойств по образцу определены при проведении температурного размагничивания пород. Для образца Н13-77-1 со стабильной намагниченностью в пределах монолита характерен однокомпонентный состав EON (рис. 2, а). Основной спад намагниченности происходит в температурном интервале 150—400 °С, полное размагничивание достигается при 550 °С. В области низких температур фиксируется незначительная по величине и противоположная по направлению EON , однако определить ее природу сложно — она может быть вязкой (разрушается до температуры 100—150 °С) или наложенной в результате небольших вторичных прогревов породы до 150 °С. Более вероятен второй вариант по аналогии с другими образцами этой станции.

В образце Н13-77-9 состав EON двухкомпонентный (см. рис. 2, б—д). Одна из компонент намагниченности разрушается в области температур 100—250 °С и превалирует над более высокотемпературной (250—500 °С), противоположной по направлению намагниченностью, поэтому она и определяет направление EON

* Здесь и в дальнейшем магнитные характеристики приведены в системе СИ с соответствующими коэффициентами: $\chi = 10^{-5}$ ед. СИ; $I_n = A/m$.

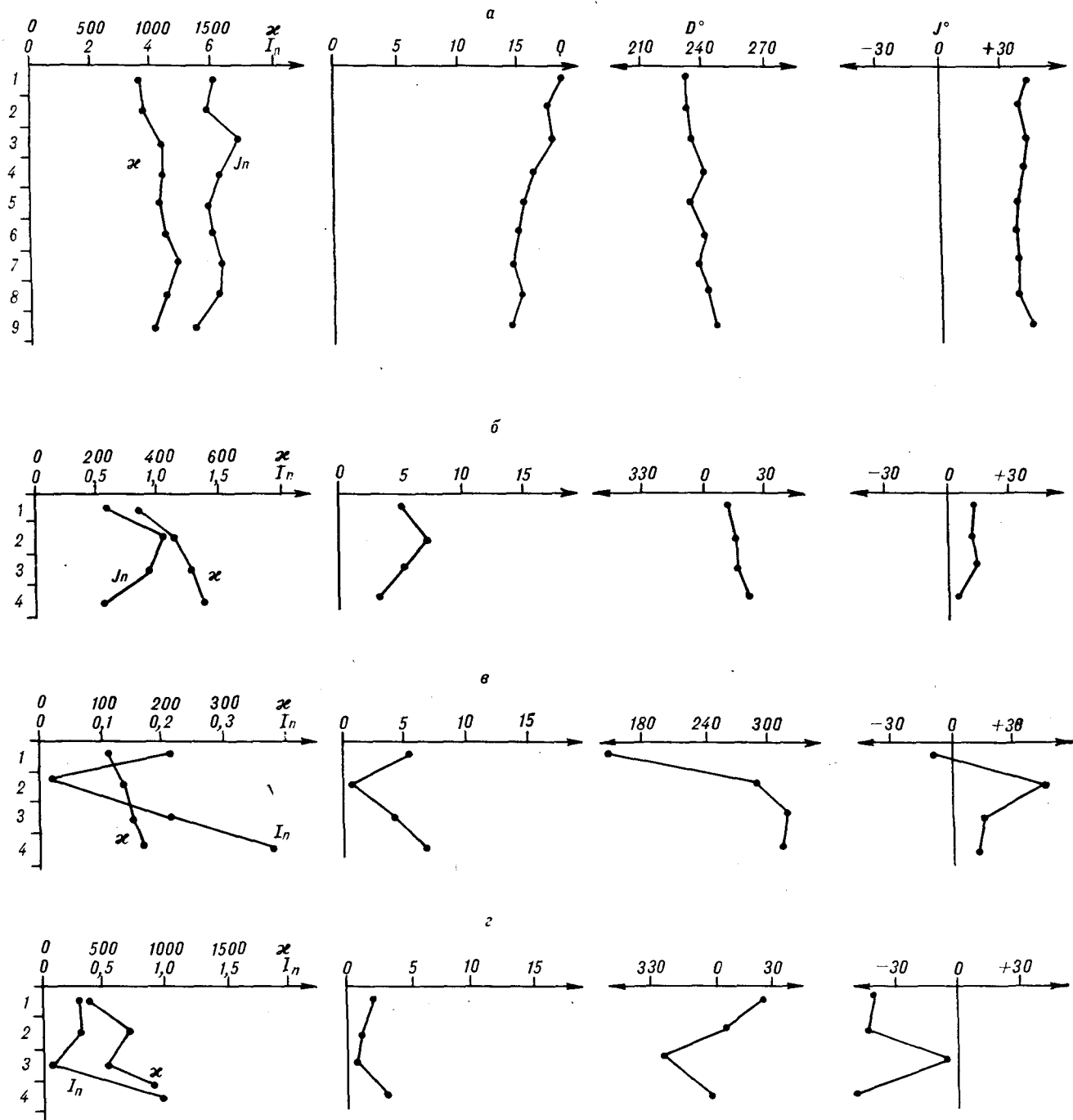


Рис. 1. Характерные типы поведения намагниченности в базальтах Магеллановых гор.

а — обр. Н13-77-1; б — обр. Н13-77-9; в — обр. Н13-77-13; г — обр. Н13-77-6. 1, 2, ... — расстояние от поверхности образца в см; χ — магнитная восприимчивость, 10⁻³ ед. СИ; I_n — остаточная намагниченность, А/м; Q — отношение Кенигсбергера; D° , J° — склонение и наклонение вектора I_n в системе координат образца.

всего образца (см. рис. 1, б). Причиной появления низкотемпературной компоненты может быть прогрев образца гидротермальными растворами до температуры 250 °С в присутствии поля противоположной полярности.

В образце Н13-77-13, для которого характерны резкие изменения намагниченности по

монолиту, температурным размагничиванием установлено, что зона с противоположной полярностью *ЕОН* в нижней части образца характеризуется двухкомпонентным составом намагниченности, причем низкотемпературная компонента определяет величину и направление *ЕОН* (рис. 3, в, г). В то же время на

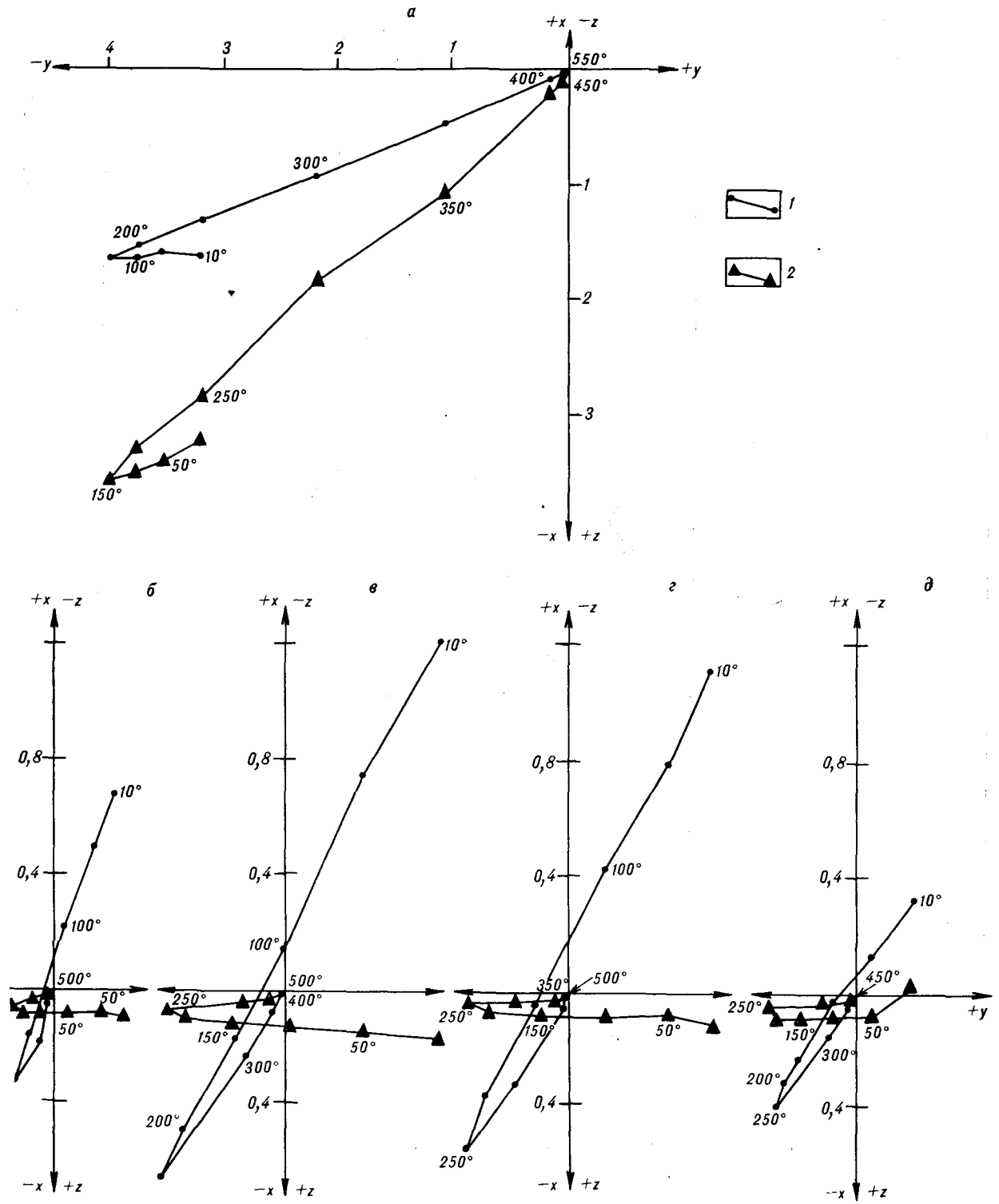


Рис. 2. Диаграммы Зайдервильда зависимости E_{OH} от температуры.
 а — обр. Н13-77-1, кубик 5; б — д — обр. Н13-77-9, кубики 1—4 соответственно. Значения I_n по осям x, y , даны в А/м; значения температуры в °С; 1 — проекция \vec{I}_n на горизонтальную плоскость, 2 — проекция \vec{I}_n на вертикальную плоскость.

участках образца, близких к корке закаливания, определен также двухкомпонентный состав E_{OH} , однако для них определяющей яв-

ляется высокотемпературная компонента, выделяемая в интервале температур от 150—200 до 500 °С (см. рис. 3, а, б). Эти резуль-

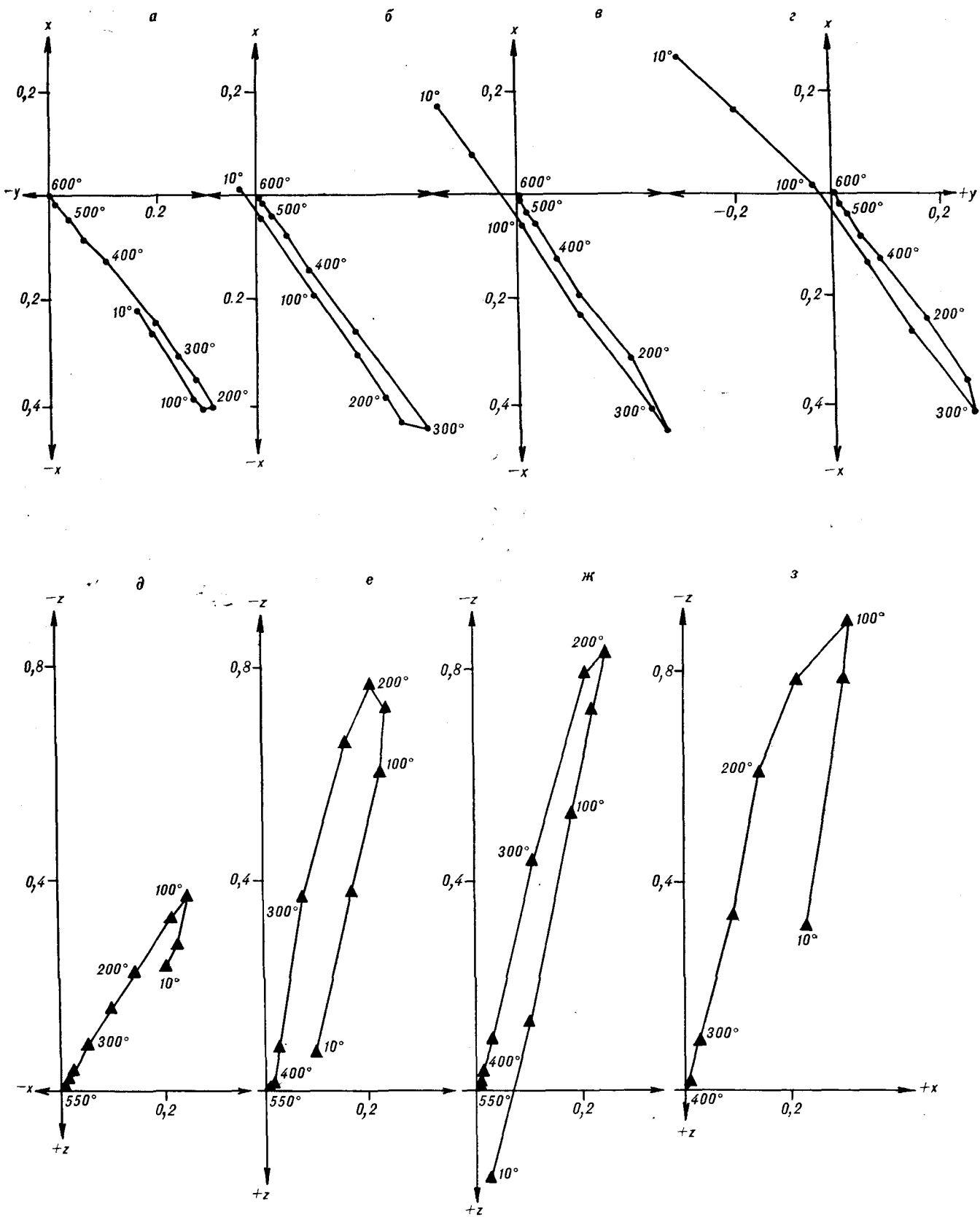


Рис. 3. Диаграммы Зейдervил'da зависимости EOH от температуры.

a — г — обр. Н13-77-13, кубики 1—4 — соответственно; д — з — обр. Н13-77-6, кубики 1—4 — соответственно. Терморазмагничивание проводилось в одной плоскости образца. Усл. обозн. см. рис. 2.

таты показывают, что низкотемпературная намагниченность приобретена породой в зоне больших градиентов температуры, причем нижняя часть образца прогрета до более высоких значений, в связи с чем здесь низкотемпературная компонента превышает по величине высокотемпературную и определяет направление естественной остаточной намагниченности.

В образце Н13-77-6 нерегулярные изменения направления намагниченности определяются ее двухкомпонентным составом, причем компоненты направлены под углом друг к другу (см. рис. 3, ж, з). Геометрической суммой этих компонент намагниченности и определяется характер распределения *ЕОН* по породе. Так, в верхней части образца наложенная намагниченность относительно невелика (см. рис. 3, д) и разрушается до 100 °С. На глубине 2 см наложенная намагниченность снимается в интервале температур от 10 до 200 °С, высокотемпературная компонента исчезает при воздействии температуры 450 °С, она по величине превышает низкотемпературную (см. рис. 3, е). Еще глубже (на 3 см от поверхности образца) низкотемпературная намагниченность разрушается при температуре больше 200 °С и по величине она уже превышает высокотемпературную, чем и объясняется наибольшее отклонение направления вектора *ЕОН* на этом участке породы (см. рис. 1, г). Таким образом, с помощью непрерывного температурного размагничивания установлено, что распределение величины и направления *ЕОН* в образце Н13-77-6, как и в большинстве других образцов этой станции, контролируются соотношением низко- и высокотемпературной компонент намагниченности. Эти компоненты приобретены породой в геомагнитных полях противоположных полярностей, причем низкотемпературная является наложенной по отношению к высокотемпературной.

На рис. 4 показан еще один пример поведения *ЕОН* при температурном размагничивании базальта, в котором направление намагниченности стабильно по монолиту (рис. 4, а), однако отмечены вариации магнитных параметров (обр. Н13-76-1). На диаграмме Зийдervильда (рис. 4, б) при температурном размагничивании четко выделяются две основные компоненты намагниченности, которые и определяют состояние *ЕОН* образца. Первая из компонент разрушается при температурном воздействии от 20 до 200 °С, вторая выделена в интервале температур от 300 до 500 °С. В температурном интервале от 200 до 300 °С разрушается намагниченность промежуточного направления, вероятно, идет размагничивание двух компонент одновременно. Исходя из ха-

рактера распределения намагниченности по образцу, можно предположить, что первая компонента, разрушаемая в температурном интервале от 50 до 200—300 °С, и определяет *ЕОН* пород. Однако она имеет, вероятно, вторичную природу по отношению к той компоненте, которая разрушается при температуре 300—500 °С, поэтому и сама *ЕОН* также вторична по отношению к породе. Следовательно, и аномальное магнитное поле, создаваемое этой породой, не может быть характеристикой ее возраста.

Одной из причин появления низкотемпературных компонент намагниченности может быть прогрев пород в зонах резкого градиента температур в присутствии геомагнитного поля полярности, противоположной той, которая существовала при остывании магматического расплава. На значительный разрыв во времени образования этих намагниченностей указывает то, что они зачастую направлены под углом друг к другу.

На основании результатов исследований магнитных свойств базальтов, слагающих Магеллановы горы, можно сделать следующие выводы:

1. Базальты резко дифференцированы по магнитным свойствам, особенно по величине *ЕОН*, что связано с различной степенью измененности пород.

2. Практически для всех изученных пород отношение Кенигсбергера больше единицы, в отдельных образцах оно превышает 100. Это свидетельствует о том, что практически все породы могут быть источниками аномального магнитного поля обоих знаков.

3. Естественная остаточная намагниченность, которая определяет магнитоактивность этих пород, для большей части образцов двухкомпонентна. Для пород с фактором *Q* больше 30 наложенная намагниченность незначительна по величине. В породах с фактором *Q* меньше 10 соотношение низко- и высокотемпературной компонент различно, но чаще больше величина низкотемпературной намагниченности, которая и определяет состояние *ЕОН* пород.

4. Все породы в районе Магеллановых гор в той или иной степени затронуты процессами перемагничивания. В большинстве образцов наложенная намагниченность определяет состояние *ЕОН*, отсюда аномальное магнитное поле в этом районе не является характеристикой возраста пород, а отражает магнитное поле времени их перемагничивания.

5. Ранее для пород, драгированных в различных районах западной части Тихого океана, был также установлен двухкомпонентный состав *ЕОН* [4, 5]. Подобные породы были обнаружены на возвышенностях Шатского и

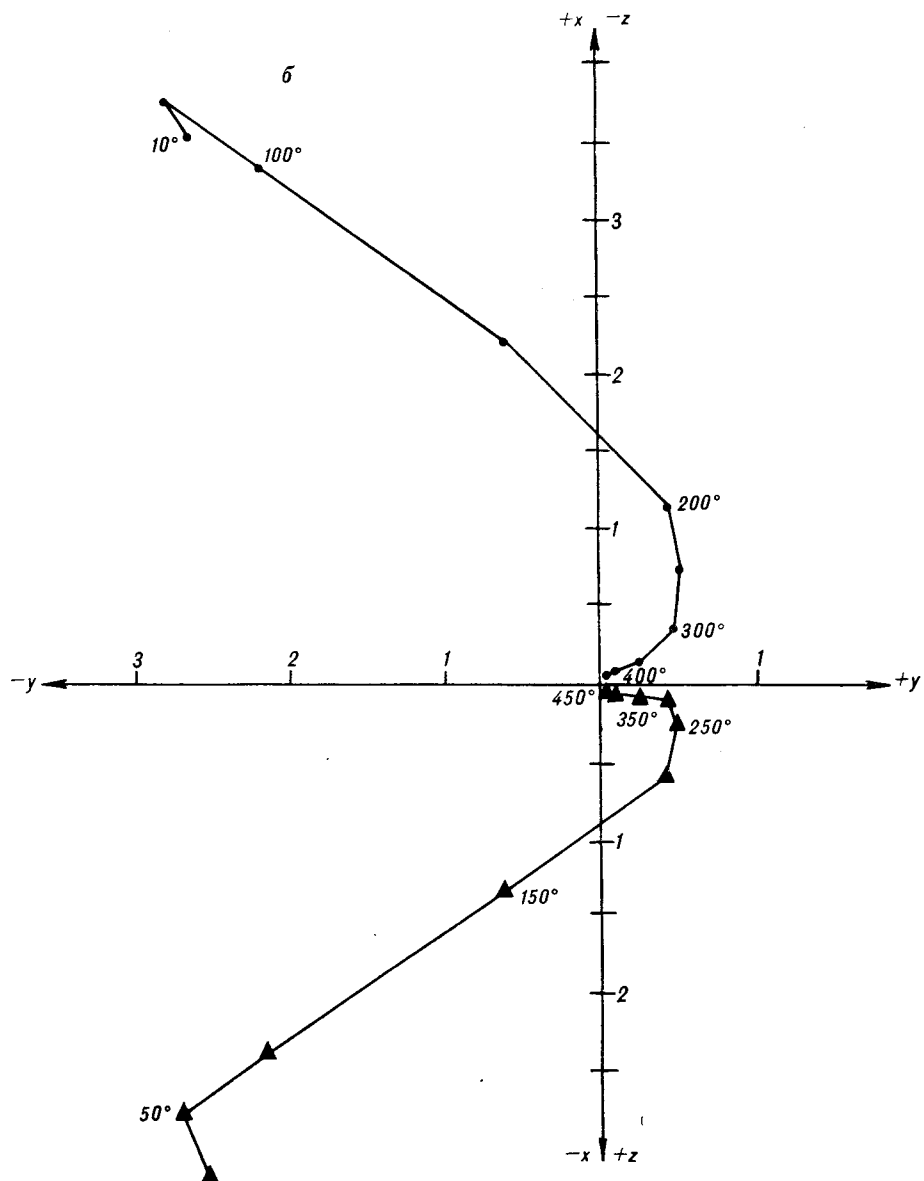
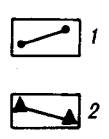
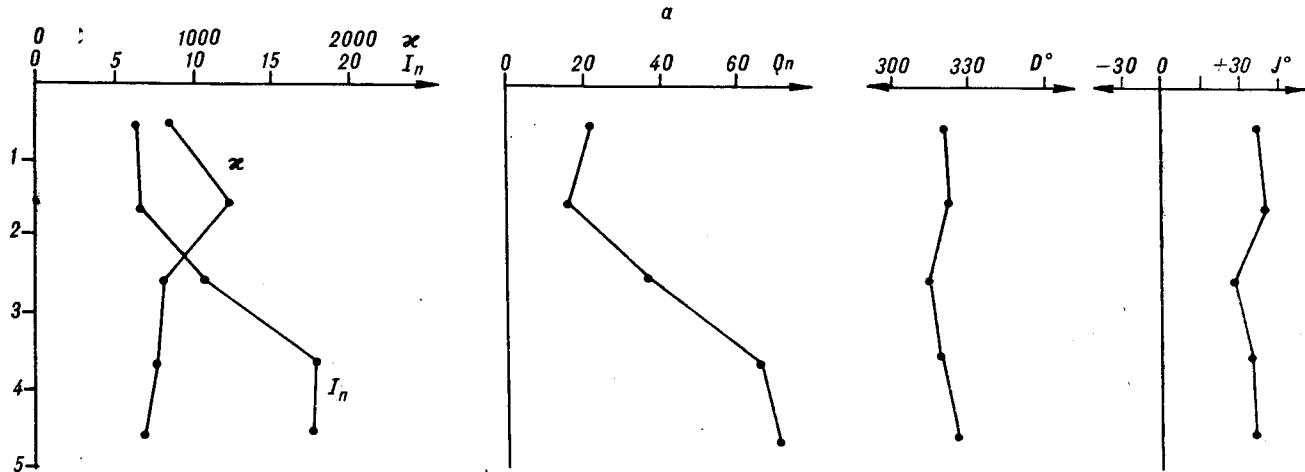


Рис. 4. Поведение намагниченности в вертикальном разрезе образца Н13-76-1 (а) и диаграмма Зейдervильда зависимости EOH от температуры в кубике Н13-76-1-2 (б).

1, 2, ... — расстояние от поверхности образца в см; χ — магнитная восприимчивость, 10^{-5} ед. СИ; I_n — естественная остаточная намагниченность, А/м; 1 — проекция вектора \vec{I}_n на горизонтальную поверхность; 2 — проекция вектора \vec{I}_n на вертикальную поверхность.

Огасавара, валу Зенкевича, на океанических склонах желобов Курило-Камчатский, Волкано, т. е. они широко развиты в районах отсутствия линейных магнитных аномалий [1, 2].

Таким образом, можно сделать заключение, что в районах с аномальным магнитным полем не инверсионной природы породы океаниче-

ской коры перемагничены в результате различных геологических процессов, одним из которых может быть циркуляция внутри океанической коры высокотемпературных гидротерм, в результате чего первичная линейная структура аномального магнитного поля уничтожена.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гуревич Н. И. Этапы эволюции Тихого океана по магнитометрическим данным // Геолого-геофизические исследования в Тихом океане / ПГО Севморгеология.— Л., 1985.— С. 5—16.
2. Карасик А. М., Сочеванова Н. А. Оси палеомагнитных аномалий на акватории Мирового океана // Изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии на акватории морей и океанов электромагнитными методами / ИЗМИРАН.— М., 1981.— С. 205—212.
3. Колесова В. И. Аналитические методы магнитной картографии.— М.: Наука, 1985.
4. Линькова Т. И., Райкевич М. И. О природе намагниченности слоя 2 океанической коры // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 5.— С. 102—106.
5. Райкевич М. И. Магнетизм горных пород западной части Тихого океана // Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеанской школы по морской геологии, геофизике и геохимии. Ч. II / ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 24—25.

СВКНИИ ДВО АН СССР
Магадан

Поступила в редакцию
8 июня 1989 г.

УДК 553.3/4.078 : 550.4(5--013)

*М. В. Сухин, Нгуен Нгием Минь, Фам Кхоан***ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВЬЕТНАМА**

На основе геолого-структурной и металлогенической интерпретации региональных геофизических, аэрокосмических и морфоструктурных материалов рассмотрено влияние крупнейших глубинных структур на пространственную локализацию рудных районов и узлов. Выделены новые типы глубинных структур,

с которыми пространственно связано эндогенное оруденение, уточнено металлогеническое районирование на уровне металлогенических областей и рудных районов, намечены конкретные потенциально рудоносные районы.

Вопросы установления связей пространственного размещения эндогенного оруденения с глубинным строением СРВ имеют большое научное и практическое значение. Однако разработаны они слабо, а специальных работ такого направления практически нет. Обычно проблема рудоконтролирующей роли глубинных структур в той или иной мере затрагивается в региональных работах структурно-металлогенического [5, 7, 16], геофизического [8, 12, 16], аэрокосмического [6] и морфоструктурного [16] профиля. Несмотря на разные подходы, большинство авторов отмечают ведущую роль глубинных разломов (линементов) разных категорий и направлений в размещении эндогенного оруденения, в особенности оловянного и золотого [11, 15, 16]. Ю. А. Эпштейн и В. В. Овечкин, помимо этого, рассмотрели влияние рельефа кристаллического фундамента и кольцевых структур на пространственную локализацию золоторудной минерализации, а Дао Ван Тхинь и др. [6] по сочетанию благоприятных космоструктурных признаков выделили в Индосинийском массиве площади, перспективные на эндогенное оруденение.

Рассмотрим результаты геолого-структурной и металлогенической интерпретации региональных геофизических, аэрокосмических и морфоструктурных материалов, проанализированных нами в процессе работ по составлению металлогенической карты Вьетнама масштаба 1 : 1 000 000 (гл. редактор Нгуен Нгием Минь, 1986 г.), и влияние крупнейших глубинных структур на пространственную локализацию рудных районов, имеющих обычно комплексный характер.

Схемы тектонического и металлогенического районирования на упомянутой карте составлены традиционно, преимущественно по геологическим данным. На Металлогенической карте выделены пять основных геоструктурных единиц разного ранга, которым соответствуют одноименные металлогенические провинции: Донгбакбо (часть активизированной Южно-Китайской платформы), Вьет-Лао (Вьетнамо-Лаосский складчато-глыбовой пояс), Чунг- и Намчунгбо (Индосинийский массив), Намдонг-Зыонг (впадина Меконг), Мьонгте (Бирмано-Малайская складчатая система) (рис. 1).

Территория провинции Намдонг-Зыонг занимает дельту Меконга, покрыта мощным чехлом рыхлых отложений кайнозоя и представляет интерес в основном лишь в плане экзогенных полезных ископаемых. Провинция Мьонгте занимает незначительную часть Вьетнама, очень плохо изучена и в ближайшей перспективе не планируется ее дальнейшее изучение и хозяйственное освоение. В связи с этим в статье рассматриваются только три первые из пяти названных провинций.

Металлогеническое районирование СРВ по геофизическим данным совпадает с районированием по Металлогенической карте в целом только для границы между провинциями Донгбакбо и Вьет-Лао. Южная граница провинции Вьет-Лао с провинцией Чунг- и Намчунгбо (Индосинийского массива) по гравиметрическим и магнитометрическим данным занимает несколько иное положение, чем на Металлогенической карте. Судя по особенностям глубинного строения, она проходит не по южному, а по северному тектоническому ограничению блока Куангнам-Дананг. Границы же ме-

структурно-формационные зоны, выделяемые в пределах складчатых поясов, дисгармоничны по отношению к глубинным блокам земной коры как по своим контурам, так и по внутреннему строению. Для стабильных сооружений Вьетбака и Индосинийского массива это связано, вероятнее всего, с существенной перестройкой глубинных структур в эпоху мезо-кайнозойской тектономагматической активизации и на неотектоническом этапе. Во Вьетнамо-Лаосском складчатом поясе и особенно в зоне Тайбак допустимо предположение о перемещении крупных литопластин в горизонтальной плоскости (эффект так называемой тектонической расслоенности литосферы).

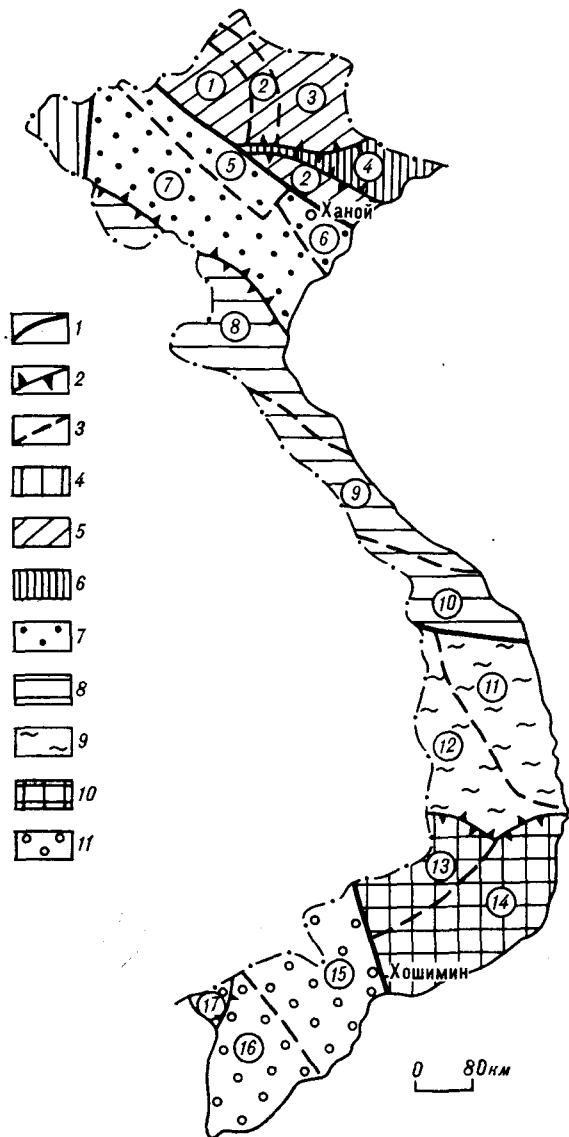


Рис. 1. Схема металлогенического районирования СРВ (по Нгуен Нгием Минью и др., 1986 г.).

1 — границы металлогенических провинций; 2 — границы металлогенических областей; 3 — границы металлогенических зон; 4 — металлогеническая провинция Мьюнгте (Бирманско-Малайский складчатый пояс); 5, 6 — металлогеническая провинция Донгбакбо (южная часть активизированной Китайской платформы); 5 — металлогеническая область Вьетбак, 6 — металлогеническая область Донгбак; 7, 8 — металлогеническая провинция Вьет-Лао (Вьетнамо-Лаосский складчатоглыбовый пояс); 7 — металлогеническая область Тайбак, 8 — металлогеническая область Бакчунгбо (Чьонгшон); 9, 10 — металлогеническая провинция Чунг- и Намчунгбо (Индосинийский массив); 9 — металлогеническая область Чунг-Чунгбо (Конгум), 10 — металлогеническая область Намчунгбо (Далат); 11 — металлогеническая провинция Намбо (впадина Меконг); цифры в кружках — металлогенические зоны: 1 — Хатуен, 2 — Тонгба-Фунгы, 3 — Каобакланг, 4 — Анчау-Куангнинь, 5 — Хоангльеншон, 6 — Ханой, 7 — Шонгда-Шонгма, 8 — Тханьгетин, 9 — Виньчитхен, 10 — Куангнам-Дананг, 11 — Нзябинь, 12 — Зялай-Конгум, 13 — Буон-Метхоут, 14 — Далат, 15 — Тсензянг-Хойзянг, 16 — Хатсен, 17 — Кампотхатен.

таллогенических областей (структурно-формационных зон) по геофизическим данным в некоторых случаях значительно отличаются от таковых, проведенных по геологическим данным (рис. 2). Выяснилось также, что

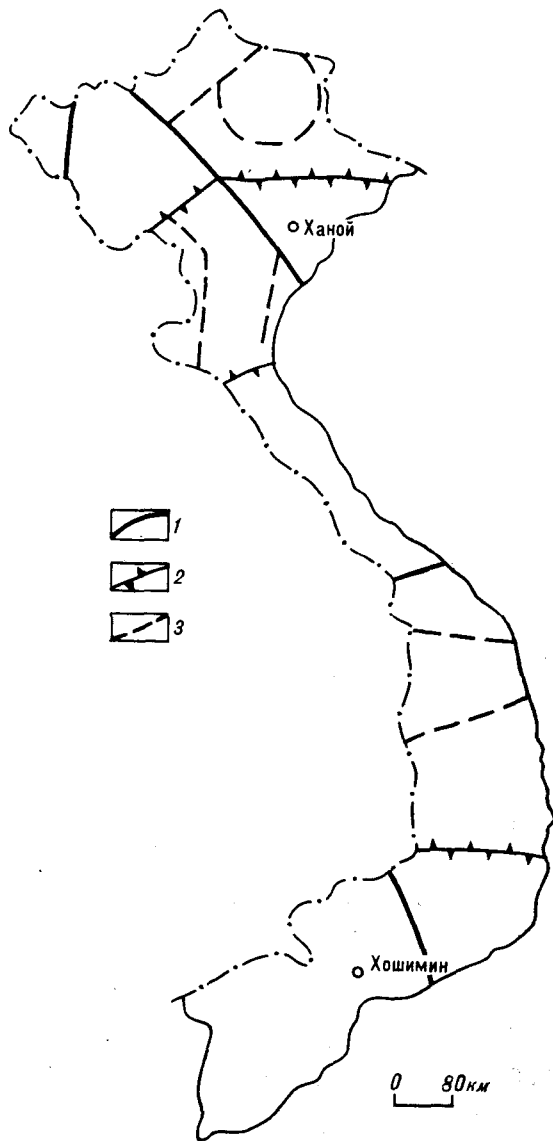


Рис. 2. Положение границ металлогенических провинций, областей и зон по геофизическим данным. Составил М. В. Сухин.

1 — границы металлогенических провинций; 2 — границы металлогенических областей; 3 — границы металлогенических зон.

ры) [13]. Исходя из общих закономерностей [1, 9, 10, 13, 14] и выявленных дисгармоничных соотношений структурного плана глубинных блоков земной коры и поверхностных структур, для территории Вьетнама можно наметить три основных структурных уровня. Первый, наиболее глубокий, проявляется в аномалиях гравитационного поля, второй — в магнитном поле, третий — в геологических структурах поверхности. Представляется, что металлогеническое районирование по геофизическим материалам более точно отражает реальные закономерности пространственного размещения эндогенного оруденения, которое связано с наложенными и секущими структурами мезо-кайнозойской тектономагматической активизации. С этим этапом связана наиболее продуктивная металлогеническая эпоха.

По особенностям глубинного строения, выраженным через характер гравитационного поля, металлогенические провинции делятся на два типа. К первому типу относятся провинции Донгбакбо и Индосинийского массива, характеризующие древние жесткие консолидированные структуры. В них преобладают изометричные или близкие к ним аномалии силы тяжести различного типа и размера. По космическим снимкам дешифрируются многочисленные и разнообразные кольцевые структуры. Второй тип представлен металлогенической провинцией Вьет-Лао с характерными линейными структурами, сформировавшимися на границе двух древних консолидированных структур. Гравитационные аномалии здесь имеют линейный или блоковый характер. В поднятии Фухоат дешифрируются кольцевые структуры.

В соответствии с особенностями глубинного строения провинции различается и характер расположения рудных районов. В провинции Донгбакбо определяющей структурой поля силы тяжести является отрицательная гравитационная аномалия Баккан. Она охватывает почти всю территорию металлогенической области Вьетбак, имеет кольцевую форму и состоит из двух концентров — внешнего диаметром около 180 км и внутреннего — 75—80 км. Внутри самой аномалии Баккан выделены три локальные отрицательные аномалии диаметром 12—15 км, совпадающие с рудными районами Чьемхоа, Пиаок и с районом пос. Баккан. Структуры, выделяемые в гравитационном поле, в целом не находят отражения на поверхности, а имеющиеся совпадения носят фрагментарный характер. Наиболее четкое совпадение отмечается для массива Пиаок, который располагается в центре локальной отрицательной аномалии. Судя по характеру поля Δg , можно предполагать значительно большие размеры массива и продолжение его на глу-

бину. Аномалией незначительной интенсивности оконтуривается возможное продолжение на глубину интрузивных массивов Пиабиок.

Аномальное магнитное поле территории Донгбакбо резко отличается от гравитационного как по своему характеру, так и по интенсивности. Магнитное поле (ΔT_a) выглядит как очень слабо дифференцированное, знакопеременное с минимальными значениями напряженности. Линейная ориентировка аномалий наблюдается лишь на юго-западной границе провинции в зоне влияния глубинного разлома Шонгхонг, где довольно отчетливо прослеживается линейная зона северо-восточного простирания. Сказанное косвенно свидетельствует о независимости источников, определяющих аномальные эффекты в гравитационном и магнитном полях.

В большинстве работ, посвященных металлогеническому районированию территории Донгбакбо и выделению перспективных площадей, преобладает тенденция пространственно связывать эндогенное оруденение со структурно-формационными зонами, определенными интрузивными формациями и теми или иными категориями глубинных и приповерхностных разломов, картируемых на поверхности [2, 5, 7, 11—13]. Не отрицая значения этих факторов, надо признать также значительную роль в размещении рудоносных районов (а вероятно, и в генезисе оруденения) глубинных структур, слабо проявленных на поверхности и регистрируемых лишь геофизическими и аэрокосмическими методами.

На рис. 3 видно, что в металлогенической области Вьетбак почти все рудные районы располагаются или внутри кольцевой гравитационной аномалии Баккан, или в зоне ее влияния на южной периферии. Поскольку она в целом не выражена в магнитном поле, которое в условиях Северного Вьетнама характеризует глубины до 10—15 км (Фам Кхоан, 1987 г., данные не опубликованы), то надо предполагать ее более глубокое заложение. По своей геологической природе аномалия Баккан интерпретируется как глубинный узел длительной эндогенной активности, обусловивший проявление взаимосвязанных процессов магматизма, метаморфизма, метасоматоза и рудоотложения под влиянием подтоков тепла и вещества с глубины [3, 10].

Рудоконтролирующую и отчасти магмоконтролирующую роль играет ортогональная система скрытых разломов фундамента. Эти разломы имеют различную глубину заложения, пересекают глубинные слои литосферы различного вещественного состава и не все активизированы в новейшее время. В зависимости от этого они бывают выражены в гравитационном или магнитном поле, или в материалах кос-

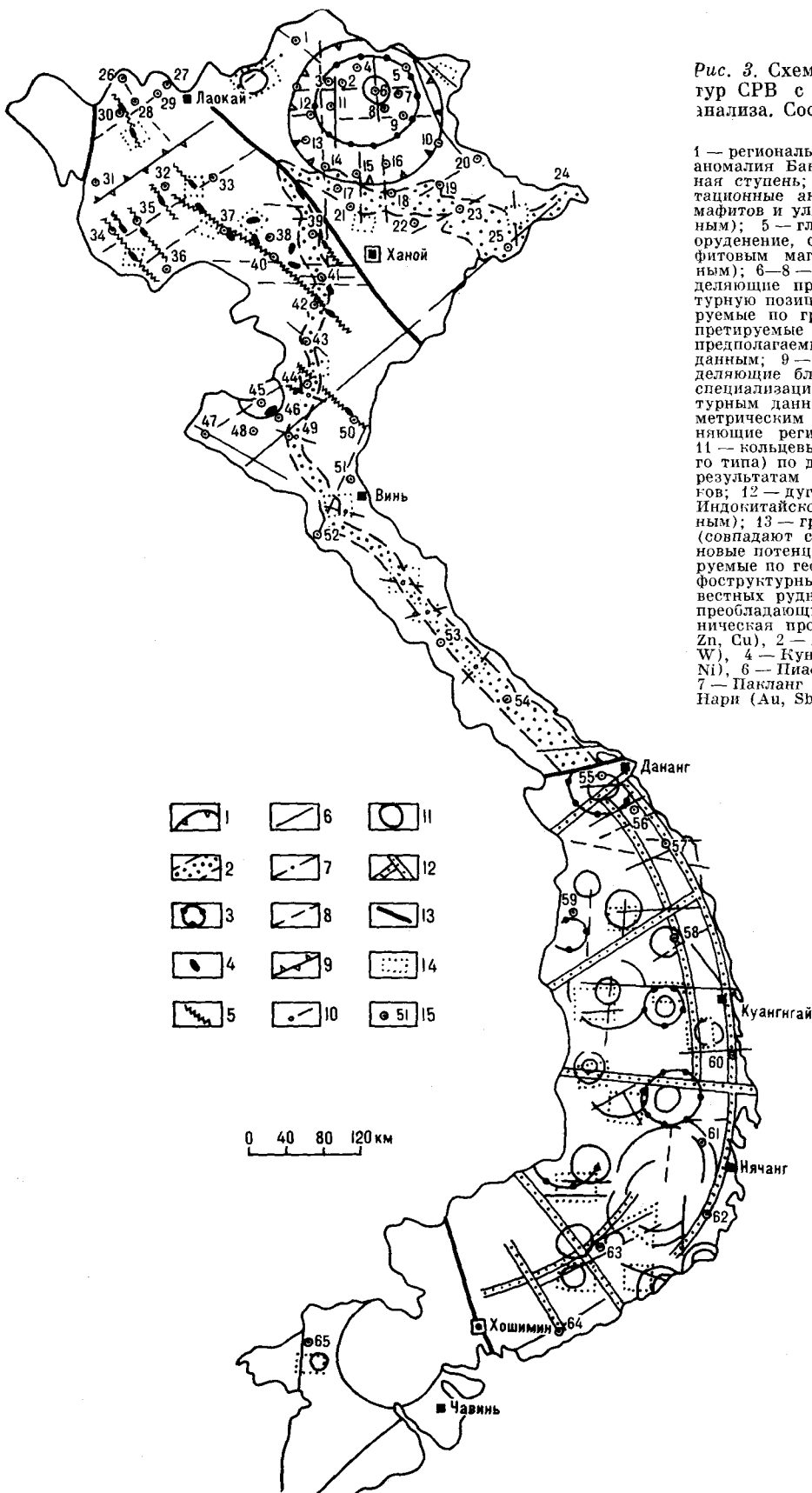


Рис. 3. Схема главнейших глубинных структур СРВ с элементами металлогенического анализа. Составил М. В. Сухин по материалам ГГУ СРВ.

1 — региональная отрицательная гравитационная аномалия Ванкан; 2 — региональная гравитационная ступень; 3 — локальные изометричные гравитационные аномалии; 4 — нескрытые интрузивы мафитов и ультрамафитов (по аэромагнитным данным); 5 — глубинные разломы, контролируемые оруденение, связанное с мафитовым и ультрамафитовым магматизмом (по аэромагнитным данным); 6—8 — разломы глубокого заложения, определяющие пространственное положение и структурную позицию рудных районов: 6 — интерпретируемые по гравиметрическим данным, 7 — интерпретируемые по магнитометрическим данным, 8 — предполагаемые по космо- и морфоструктурным данным; 9 — скрытые разломы фундамента, разделяющие блоки с различной металлогенической специализацией (по аэромагнитным и космоструктурным данным); 10 — предполагаемые по гравиметрическим данным поперечные разломы, осложняющие региональную гравитационную ступень; 11 — кольцевые структуры (структуры центрального типа) по данным морфоструктурного анализа и результатам дешифрирования космических снимков; 12 — дуговые и радиальные элементы Южно-Индонезийской МЦТ (по морфоструктурным данным); 13 — границы металлогенических провинций (совпадают с зонами глубинных разломов); 14 — новые потенциально рудоносные районы, прогнозируемые по геофизическим, аэрокосмическим и морфоструктурным данным; 15 — условные центры известных рудных районов и их номера (в скобках преобладающие полезные ископаемые). Металлогеническая провинция Донгбакбо: 1 — Тонгба (Pb, Zn, Cu), 2 — Нуйпада (Pb — Zn), 3 — Пиам (Au, W), 4 — Куеуфия (Sb — Au), 5 — Каобанг (Cu, Ni), 6 — Пиасок — Нганшон (Sn, W, Pb, Zn, Ag), 7 — Парланг (Au), 8 — Фиенгххой (Pb — Zn), 9 — Нарн (Au, Sb, Hg), 10 — Бинья (Au), 11 — Чодьен-Чодон (Pb — Zn), 12 — Чьемхоа (Au, Ag, Sb), 13 — Камием (Pb — Zn), 14 — Туенкуанг (Pb — Zn), 15 — Нуйчуа (Ti, Pb — Zn), 16 — Лонгхит (Pb — Zn), 17 — Тамдау (Sn, W, Pb), 18 — Чайкау (Au), 19 — Донгма (Pb — Zn), 20 — Люинь (Pb, Zn), 21 — Аушен (Pb, Zn), 22 — Вакзиянг (Pb, Zn, Sb), 23 — Биендонг (Cu, Au), 24 — Танмай (Sb, Hg), 25 — Зьонгхюй (Sb, Hg). Металлогеническая провинция Вьет-Лав: 26 — Тунгкуалин (Cu, Mo, TR), 27 — Шинькуэн (Pb, TR), 28 — Намсе-Намма (U, TR), 29 — Итишала (TR, Cu, Mo), 30 — Синьхо (Pb — Zn), 31 — Мыонгпам (As, Sb), 32 — Накау (Cu, S), 33 — Мукангчай (Pb — Zn), 34 — Диембиен (Pb — Zn), 35 — Памам (Cu, S), 36 — Шоппок (Pb — Zn), 37 — Иенчау (Cu, Ni), 38 — Ваниен (Ni, S), 39 — Бави (Au, S), 40 — Футхо (As, Hg), 41 — Кимбой (Sn, Pb, S), 42 — Камтхуи (Au, Sb), 43 — Лангчань (Sn, S), 44 — Тхуонсуан (Sn, W), 45 — Ванчиенг (Sn, W), 46 — Куйчао-Кьяорао (Au, Pb), 47 — Мыонгсен (Sn), 48 — Кьяорао (Au), 49 — Куйчао (Sn, W), 50 — Кодиень (Cr, Ni, Co), 51 — Хатинь (Fe, Sn, Mo), 52 — Кимкьюнг (Sn, W), 53 — Летхуи (Pb — Zn), 54 — Камло (Fe, Au, Sb). Металлогеническая провинция Чунг-и Намчунгбо: 55 — Дайлок (Au, Pb), 56 — Куешон (Au, Pb — Zn), 57 — Бонгмиеу (Au, Cu, Pb), 58 — Анкхе (Cu, Pb — Zn, Au), 59 — Шеконг (Au, Pb — Zn), 60 — Туйхоа (Fe, Pb — Zn), 61 — Нячанг (Mo, TR), 62 — Кронфа (Mo, W), 63 — Ламдонг (W, Sn, As, Mo), 64 — Суанлок (Mo, Pb — Zn), 65 — Чаудок (Mo).

мических съемок. Наиболее крупные и протяженные из них дешифрованы на космических снимках, т. е. они подновлены в новейший этап развития территории. Магмоконтролирующая роль более присуща меридиональным линеаментам. Широтные рудоконтролирующие структуры скрытого характера, по литературным данным [4], имеют продолжение в восточном направлении на территории КНР, где с ними связаны проявления кимберлитового магматизма и алмазоносные россыпи (на широте г. Каобанг). Определенную роль в локализации эндогенного оруденения в пределах аномалии Баккан играют, вероятно, и скрытые разломы северо-западного и северо-восточного простирания, фиксируемые аэромагнитными и гравиметрическими данными. Отмечается еще эмпирическая связь некоторых рудоносных площадей в области Донгбак с короткими линейными участками осложненных зон повышенных градиентов Δg . Эти линейные участки ориентированы перпендикулярно или под углом к простиранию градиентных зон и выражены контрастными изгибами изоаномал вдоль прямых линий. Предполагается их разломная геологическая природа. Наиболее благоприятной структурной обстановкой для локализации рудных районов являются не столько сами зоны линеаментов, сколько места их пересечения друг с другом или с кольцевыми структурами разного типа и размера*.

По комплексу глубинных структурных признаков (преимущественно гравиметрических) в провинции Донгбакбо выделены потенциально рудоносные площади, рекомендуемые для дальнейшего изучения. В области Вьетбак намечено четыре таких района, причем три из них полностью совпадают с перспективными площадями, независимо прогнозируемыми по геологическим материалам другими исполнителями. Выделяемые перспективные районы надо расценивать лишь как площади возможного проявления активных эндогенных процессов, в том числе и рудообразующих. Конкретизировать типы предполагаемого оруденения можно будет лишь после тщательного анализа геолого-структурных и поисковых материалов по каждому из районов.

Металлогеническая провинция Вьет-Лао, совпадающая с территорией Лаосско-Вьетнамского складчато-глыбового пояса, характеризуется весьма сложным геологическим строением и полициклическим развитием с неоднократным проявлением магматизма, метаморфизма, складчатости и рифтогенеза. Таким же сложным и разнообразным характером отличаются магнитное и гравитационное поля.

* На рис. 3 кольцевые структуры не показаны из-за перегруженности схемы.

В целом гравитационное поле провинции Вьет-Лао может быть разделено на четыре зоны (с востока на запад): прибрежная зона положительных значений и минимальных отрицательных значений поля силы тяжести; зона повышенных градиентов, протягивающаяся в меридиональном направлении параллельно прибрежной зоне в виде полосы шириной 30—50 км; следующая к западу зона имеет фрагментарный характер из-за неполноты исходной карты, но в общем виде она характеризуется умеренной дифференциацией поля силы тяжести; четвертая зона, охватывающая северо-западную часть области Тайбак, характеризуется высокими и максимальными значениями поля силы тяжести, значительной дифференцированностью, разнообразной ориентировкой многочисленных локальных аномалий. Последние имеют самую различную форму, вплоть до крестообразной, и размеры от 10 до 60 км по длинной оси. Весьма своеобразно, в виде двух крупных отрицательных гравитационных аномалий, проявлена в поле Δg вулканогенная впадина Туле. Обе аномалии можно рассматривать как два самостоятельных магматических очага, питавших вулканические аппараты вулканоструктуры Туле.

Магнитное поле провинции Вьет-Лао в первом приближении может быть разделено на две части. Первая включает в себя область Тайбак и поднятие Фухоат, вторая — зону Чыонгшон. В первом случае магнитное поле резко дифференцированное, контрастное, с многочисленными локальными положительными аномалиями.

Большинство аномалий имеет слабо удлиненную форму и размеры 5—10 × 15—30 км. Аномалии, как правило, образуют изолированные группы, крупнейшие из которых располагаются в районах Хоабинь, Тханьхоа, на юге поднятия Фухоат. Положительные магнитные аномалии интерпретируются в большинстве случаев как нескрытые или обнаженные интрузивы ультраосновного и основного состава. В некоторых случаях аномалии обусловлены полями основных вулканитов.

Зона Чыонгшон характеризуется слабо дифференцированным и слабо интенсивным знакопеременным полем. Положительные значения поля сохраняются до широты Хатиня, южнее оно отрицательное. На фоне спокойного недифференцированного поля наблюдается резкая интенсивная локальная положительная аномалия в районе железорудного месторождения Тхаккхе. Из закартированных на поверхности геологических образований в магнитном поле бывают выражены магматические образования основного и ультраосновного состава, обладающие высокой магнитной восприимчивостью, или тектонические контакты меж-

ду комплексами с различной намагниченностью. В некоторых случаях отрицательные аномалии совпадают с интрузивными массивами кислого состава.

Территория провинции условно разделяется на три блока, отличающиеся особенностями структурной позиции рудных районов. К первому относится северо-западная часть металлогенической области Тайбак, где рудные районы четко связаны с разломами глубокого заложения северо-западного простирания, картируемыми на поверхности и интерпретируемыми по аэромагнитным данным. Второй блок захватывает юго-восточную часть области Тайбак и поднятие Фухоат. Здесь расположение рудных районов в основном подчиняется меридиональному отрезку региональной зоны повышенных градиентов гравитационного поля и совпадающим с нею меридиональным линеаментам, дешифрованным на космических снимках. Подавляющее большинство рудных районов локализуется в местах пересечения зоны повышенных градиентов Δg и меридиональных линеаментов с короткими прямолинейными отрезками изгиба изоаномал, для которых предполагается разломная природа. Несколько рудных районов находятся за пределами градиентной зоны (Банчиенг, Кыарао, Тхуньсуан, Кодинь). Их положение, по всей вероятности, контролируется линейными структурами северо-восточного и северо-западного простирания. Кроме того, для массива Фухоат нельзя отрицать определенной роли концентрических и дуговых структурных элементов. Для третьего блока (Чьюнгшон) глубинной структурой, контролирующей эндогенное оруденение, служит та же полоса повышенных градиентов поля силы тяжести, но ориентированная уже в северо-восточном направлении параллельно береговой линии и под острым углом к геологическим структурам на поверхности.

В металлогенической области Тайбак наблюдается как продольная, так и поперечная металлогеническая зональность. Продольная зональность выражается в приуроченности однотипных рудных районов к разломам глубокого заложения, согласным с генеральным простиранием складчатых структур и контролирующим размещение рудоносных интрузивных массивов. Поперечная металлогеническая зональность отражает связь рудных районов различного металлогенического профиля с глубинными линейными структурами, ведущими себя независимо от структурного плана поверхности. К ним относятся скрытые разломы фундамента (по гравиметрическим и космическим данным) и зоны повышенных градиентов поля силы тяжести. Рудные районы тяготеют или располагаются непосредственно в

местах пересечения названных структур друг с другом или с другими более мелкими нарушениями. Такие участки, видимо, благоприятны для проникновения рудных растворов и эманаций в верхние структурные этажи. С учетом перечисленных критериев в металлогенической провинции Вьет-Лао выделено несколько прогнозных потенциально рудоносных площадей.

Жесткая консолидированная структура Индосинийского массива, как и большинство других древних структур, характеризуется преобладанием кольцевых и дуговых элементов гравитационного поля. Дуговой структурой первого уровня является узкая полоса минимальных отрицательных и положительных значений Δg и нулевая изоаномала, в целом совпадающая с береговой линией и прибрежной зоной СРВ на отрезке от Дананга до Вунгтау. В ту же группу надо отнести удлиненные дугообразные аномалии южнее Дананга. Вместе взятые они характеризуют внешний контур Южно-Индокитайской мегаструктуры центрального типа, выделяемой В. В. Овечкиным [16] и некоторыми другими авторами.

Территория внутри упомянутого центра разделяется на четыре зоны, различающиеся характером и интенсивностью гравитационного поля. Первая из них охватывает Контумский гравитационный минимум, который имеет довольно сложную конфигурацию и состоит из двух изометричных отрицательных гравитационных минимумов. В северо-восточном направлении Контумский минимум постепенно переходит в положительные аномалии зоны Куангам — Дананг. Следующий к югу блок Дарлак в гравитационном поле представляет собой сочетание довольно крупных участков не дифференцированного поля, ограниченных градиентными зонами, и отдельных линейных аномальных зон. Линейные зоны ориентированы меридионально, а зоны градиентов — в северо-западном и широтном направлениях. Расположенный еще южнее Далатский блок включает Далатский гравитационный минимум и осложняющие его элементы. Далатский минимум в плане напоминает деформированный прямоугольник с несколькими боковыми ответвлениями, особенно четко проявленными в северо-восточном направлении. Гравитационное поле южной части СРВ в пределах блока Намдонг-Зыонг (или Намбо) довольно однородно и выглядит как комбинация многочисленных мелких аномалий изометричной или неправильной формы невысокой интенсивности.

Описанные зоны различаются своим глубинным строением и набором эндогенных геологических формаций. Индивидуальные особенности каждой из зон выразились в основ-

ном в составе, морфологических типах, возрасте и структурном контроле магматических комплексов, что, в свою очередь, связано с составом и глубиной залегания магмогенерирующей среды и типом блоковых движений.

Магнитное поле Индосинийской металлогенической провинции резко отличается от магнитного поля смежных областей провинции Вьет-Лао дифференцированным характером, более высокими значениями ΔT_a , четко выраженной линейной ориентировкой аномалий. Глубинным разломом Нячанг оно разделяется на две крупные области. Северная — от Дананга до Нячанга (область Контум) — представлена преимущественно широтными линейными аномалиями положительного и отрицательного знаков умеренной интенсивности. Южнее разлома Нячанг располагается Далат — область преобладающих положительных значений магнитного поля. Положительные и отрицательные магнитные аномалии изометричные или слабо вытянутые, длина их редко превышает 20—25 км. Обе области по интенсивности или морфологии аномалии разделяются на отдельные районы. Аномальное магнитное поле Индосинийской провинции по интенсивности и особенно по своей структуре имеет мало общего с гравитационным полем. Местоположение большинства аномалий, их интенсивность и пространственная ориентировка существенно различаются, что можно расценить как показатель приуроченности их к различным глубинным уровням с разным типом источников аномалий и различным структурным планом соответствующего яруса. На этом фоне дисгармоничного соотношения структур гравитационного и магнитного полей отмечены совпадения для района впадины Нонгшон и зоны глубинного разлома Нячанг.

В металлогенической провинции Индосинийского массива среди региональных структурных факторов контроля оруденения важнейшая роль принадлежит структурам центрального типа, крупнейшей из которых является Южно-Индокитайская МЦТ [6, 16]. Все известные в регионе рудные районы (за исключением района Шеконг) расположены в пределах этой громадной дуги, состоящей из двух концентров. Обязательным структурным условием проявления эндогенной минерализации является также наличие в пределах рудных районов секущих разломов глубокого заложения и структур центрального типа небольшого размера или их фрагментов. Разломы в большинстве случаев устанавливаются по гравиметрическим данным, структуры центрального типа — по гравиметрическим материалам или по результатам морфоструктурного анализа и дешифрирования космических снимков. Ори-

ентировка разломов в Далатском блоке северо-западная, т. е. параллельная радиальным элементам Южно-Индокитайской МЦТ. Диаметр структур центрального типа следующего, более низкого ранга изменяется от 20 до 100 км, но преобладают структуры размером 40—50 км в поперечнике. На основе этих эмпирических закономерностей выделена серия новых потенциально рудоносных площадей. Особняком стоит рудный район Шеконг, вытянутый в меридиональном направлении вдоль границы с Лаосом. Основной рудоконтролирующей структурой здесь, видимо, следует считать меридиональный линеймент, дешифрируемый на космических снимках и фиксирующий на поверхности скрытый разлом фундамента. Кроме этого, в районе Шеконг есть другие благоприятные структурные факторы в виде двух кольцевых структур диаметром 20—25 км и двух пересекающихся разломов (по гравиметрическим данным).

Перспективность охарактеризованных металлогенических провинций неодинакова и зависит от степени их геолого-геофизической изученности, полноты выявления глубинных рудоконтролирующих факторов и ряда других признаков. Индосинийский массив, например, изучен слабо, но в то же время на его территории широко проявлены процессы мезозойской тектономагматической активизации, с которой совпадает наиболее продуктивная металлогеническая эпоха, а набор геофизических, аэрокосмических и морфоструктурных факторов контроля оруденения широк и разнообразен. По комплексу признаков здесь выделено множество прогнозных площадей с предполагаемым традиционным набором рудных полезных ископаемых, но и не исключено и открытие новых типов эндогенного оруденения. Относительно хорошо изучена и экономически освоена центральная часть провинции Донгбакбо, с которой совпадает перспективная региональная гравитационная аномалия Баккан. В пределах аномалии можно ожидать лишь расширения перспектив многочисленных известных рудных районов. Отдельные новые прогнозные площади с признаками оловянного, золотого, медного и сурьмяно-ртутного оруденения намечены за пределами аномалий, где геолого-геофизическая изученность территории значительно слабее. Металлогеническая провинция Вьет-Лао гетерогенна по своему внутреннему строению, состоит из нескольких достаточно автономных по глубинному строению блоков с различной металлогенической характеристикой. Основные перспективы в данном случае связываются с региональной зоной повышенных градиентов поля Δg , особенно с ее отрезком северо-западного простираения, совпадающим с хр. Чыонгшон.

Выделенные на территории Вьетнама прогнозные площади при последующей проверке не обязательно должны стать промышленно-рудноносными. Проведенными работами из всего многообразия необходимого сочетания благоприятных факторов контроля оруденения выделена лишь одна группа глубинных структурных и отчасти магматических факторов. Для реализации потенциальных возможностей образования месторождений нужно еще много дополнительных условий: соответствующая палеогеогеологическая обстановка, оптимальный характер вмещающей среды, наличие экранов, приоткрытых зон и прочих рудных ловушек, должен учитываться фактор глубины эрозионного среза. Все эти данные могут быть

получены лишь после тщательного геологического анализа прогнозных участков.

Полученная информация требует дальнейшей детализации и уточнения по материалам более крупномасштабных геофизических съемок (1 : 200 000—1 : 50 000) и наземных геофизических исследований поискового направления. В первую очередь это относится к выделенным прогнозным площадям, благоприятным по комплексу признаков на эндогенное оруденение. Кроме того, дополнительного обследования заслуживают такие региональные геофизические структуры, как Бакканский гравитационный минимум, зона повышенных градиентов пояса Вьет-Лао, Контумский и Далатский гравитационный минимумы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бродовой В. В. Геофизические исследования в рудных провинциях.— М.: Недра, 1984.
2. Ву Суан До. Геолого-структурные условия локализации оловорудных месторождений Северного Вьетнама // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1986.— № 5.— С. 122—134.
3. Глубинное строение и вопросы металлогении Восточного Казахстана.— Л.: Недра, 1983.— (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Т. 277).
4. Гринсон А. С., Дун Цзунь Ин. Кимберлитовый магматизм и структура литосферы Китайской платформы // Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 276, № 4.— С. 920—923.
5. Гурулев Ю. Т. К вопросу о структурно-металлогеническом районировании территории СРВ // Рудные месторождения Дальнего Востока /ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1983.— С. 115—119.
6. Дао Ван Тхинь, Фам Хую Лонг, Гуляев В. В. и др. Некоторые особенности разломной тектоники Индосинийского геомассива и рудоконтролирующие структуры территории Вьетнама // Геологическая карта.— 1986.— № 69.— С. 23—29.
7. Динь Ван Зиен. Эволюция эндогенного рудообразования Индокитайского полуострова: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук.— М., 1982.
8. Исаев Е. Н., Фам Кхоан. Некоторые особенности глубинного строения земной коры Вьетнама // Бюлл. МОИП. Отд. геол.— 1974.— Т. XIX.— С. 20—25.
9. Кунин Н. Я. Комплексование геофизических методов при геологических исследованиях.— М.: Недра, 1972.
10. Моисеев Ф. С. Основы глубинной геологии.— Л.: Недра, 1981.
11. Нарбут Г. Б. Металлогения олова Северного Вьетнама // Геология и геофизика.— 1981.— № 1.— С. 66—73.
12. Нгуен Тай Тхинь. Особенности физических полей на полиметаллических месторождениях и рудопроявлениях района Баккан (Северо-Восточный Вьетнам) // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1983.— № 12.— С. 103—106.
13. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов.— М.: Наука, 1982.— (Труды ГИН; Вып. 359).
14. Тяпкин К. Ф. Изучение разломных и складчатых структур докембрия геолого-геофизическими методами.— Киев: Наук. думка, 1986.
15. Эпштейн Ю. А., Гарань В. И., Минь Н. Н. Закономерности размещения золотого оруденения и основные золоторудные формации СРВ // Proceedings first Conference on Geology of Indochina. V. 2.— Hanoi, Vietnam, 1986.— P. 665—678.
16. Proceedings first Conference on Geology of Indochina. V. 2. Hanoi, Vietnam, 1986.

НИИГиМС при ГГГУ СРВ
Ханой
ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
16 мая 1989 г.

УДК 551.24 + 551.4 — 82 — 03.20(265.58)

А. С. Сваричевский, А. И. Ханчук

МОРФОСТРУКТУРА КОТЛОВИНЫ ПАРЕСЕ-ВЕЛА

(Филиппинское море)

Обобщены результаты работ морских экспедиций ДВО АН СССР. Уточнен рельеф дна. Установлено, что разлом Яп (протяженность его около 1000 км) выражен цепочкой локальных впадин глубиной от 6200 до 7200 м. Расстояние между впадинами 70—90 км. На основе анализа особенностей морфоструктуры котло-

вины сделан вывод, что разлом Яп является правосторонним сдвигом, движения по которому происходили в конце миоцена — плиоцене. В обусловленных сдвигом зонах растяжения произошло более позднее завершение магматизма и более глубокая дифференциация толеитовой магмы.

Котловина Паресе-Вела принадлежит к новообразованным глубоководным котловинам в тылу вулканических дуг. Это стало очевидным после многочисленных геолого-геофизических исследований и подводного бурения, в процессе которых был установлен олигоцен-миоценовый возраст верхней части второго (базальтового) слоя океанической коры [3, 12], тогда как Марианская вулканическая дуга существовала уже в эоцене [13]. Незначительная мощность первого (осадочного) слоя создает благоприятные условия для изучения на примере котловины Паресе-Вела закономерностей морфоструктуры новообразованных тыловодужных котловин.

Главной проблемой котловины Паресе-Вела является выяснение строения и тектонической природы зоны разлома Яп, и решение этой проблемы позволит более определенно говорить о природе всей котловины Паресе-Вела и ее позиции в геотектонических моделях Филиппинского моря в целом.

Зона разлома Яп впервые была выделена в качестве геоантиклинали Г. Хессом [10]. Позднее А. Моги [17], считая эту геоантиклиналь аналогом гряд Кюсю-Палау и Марианской, выдвинул предположение о существовании здесь разлома, протягивающегося на юг от п-ова Кии (о. Хонсю) до желоба Яп. В настоящее время этот разлом трактуется как рифт Яп (другие названия: «рифт Паресе-Вела», «трог АЙПОД») [4, 12, 18], растягивающийся в субширотном направлении. За последние годы организациями ДВО АН СССР (ДВГИ, ТОИ, ИМГиГ) в котловине Паресе-Вела проведен большой объем комплексных геолого-геофизических исследований (рис. 1). Полученные материалы в сочетании с опубликованными данными позволи-

ли существенно уточнить рельеф региона. При этом были использованы такие источники, как Батиметрический атлас северной части Тихого океана, разработанный под руководством Г. Менарда и С. Чейза [8], Генеральная батиметрическая карта океанов (ГЕБКО) [9] и Батиметрическая карта морей Юго-Восточной Азии [16]. Анализ региональных данных о рельефе, а также детальные исследования в зоне разлома Яп дали возможность предложить три основные морфоструктурные модели котловины Паресе-Вела [5]. Одна из них, с учетом данных драгирования всех трех слоев океанической коры [1, 6], рассматривается в данной статье.

Рельеф дна и вещественный состав. Рельеф дна котловины Паресе-Вела показан на рис. 2. Ее границы на западе и востоке — подводные горные цепи Кюсю-Палау и Западно-Марианская, на севере за границу принимается сужение между этими цепями на широте 23°. В качестве южной границы рассматривается хр. Яп, сопряженный с глубоководным желобом. В указанных границах котловина Паресе-Вела предстает в виде огромного ромба, ориентированного своей длинной осью в субмеридиональном направлении.

Как известно, мощная водная толща в океанах и морях, лишенная осадочного чехла, сохраняет эндогенный рельеф. В пределах большей части котловины Паресе-Вела осадочный чехол распространен спорадически и мощность его в участках развития не превышает 100—200 м [18]. Исключениями являются лишь восточные районы котловины вблизи Марианской островной дуги, но и здесь мощность редко бывает более 500 м [18]. Таким образом, рельеф дна котловины Паресе-Вела на боль-

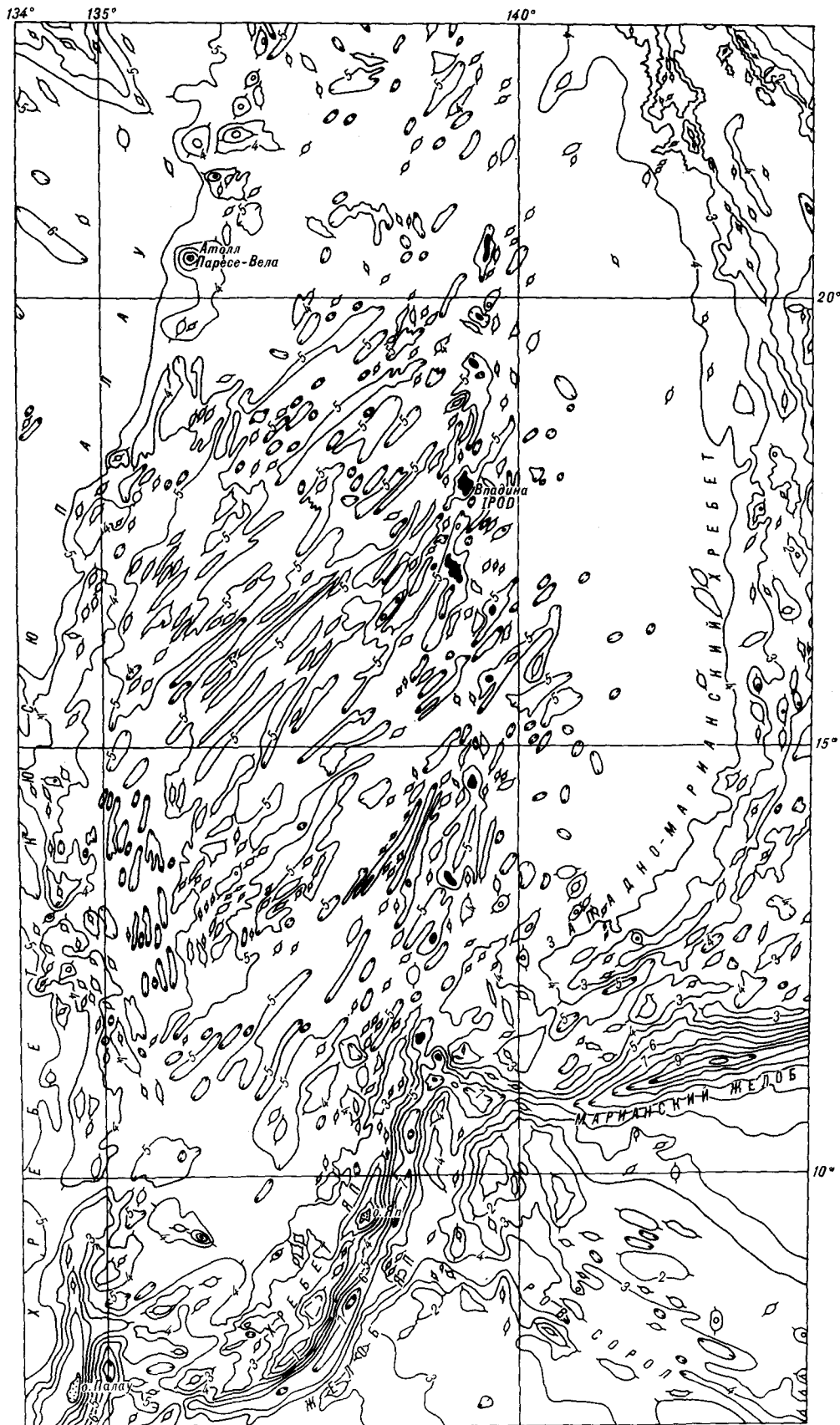
Рис. 2. Батиметрическая карта котловины Паресе-Вела.

Изобаты проведены через 1 км. Черным цветом показаны впадины глубиной более 6 км.

а протяженность — 8 км; ее максимальная глубина 6250 м.

Впадина слегка вытянута в меридиональном направлении и отличается резко выраженным асимметричным строением. Ее западный борт очень крутой (28°), а на восточном, наряду со сравнительно крутыми участками (до 13°), выделяются три пологие ступени на глубине 6000, 5600 и 4800 м шириной 7, 6 и 3 км. Похожее ступенчатое строение характерно и для северного замыкания впадины. Вероятно, что крутой западный борт впадины «обрезан» разломом северо-западного простирания. В южном направлении происходит постепенное выполаживание западного склона до 8° . В результате протяженность крутой части западного борта впадины не превышает 8 км. В южной части полигона выделяется V-образная долина глубиной 5600 м северо-восточного простирания, которая, видимо, представляет собой морфологическое выражение разлома, ограничивающего впадину с востока.

Особенность разрывов НСП в пределах впадины заключается в полном отсутствии на них слоистой



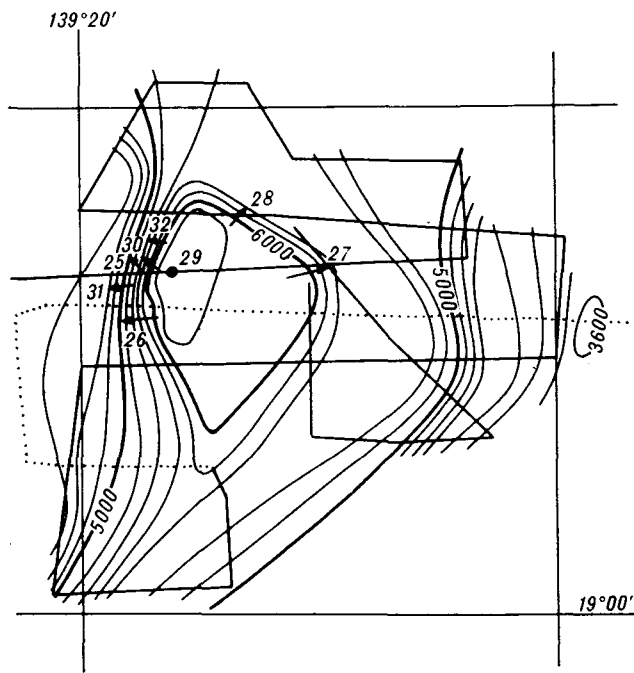


Рис. 3. Батиметрическая схема локальной впадины. Прямые линиями показаны промерные галсы, точечными — профили НСП, стрелки — места драгирования, кружок — место отбора осадков трубой.

толщи. Этот факт может быть объяснен малой мощностью осадков, т. е. за пределами разрешающей способности метода НСП (менее 40 м), что обусловлено, вероятно, защищенностью впадины от литопотоков из областей сноса возвышенными барьерами.

Отличительной чертой геологического строения рассматриваемой локальной впадины, так же, как и впадины АЙПОД, является присутствие высокожелезистых и титанистых пород, формирующих комплекс силлов. Они обладают низкими содержаниями никеля — 37—46 г/т, хрома — 33—53 г/т и в то же время повышенными содержаниями рубидия — 9 г/т, ванадия — 200—270 г/т и особенно циркония — 343—423 г/т.

Локальные впадины отличаются и присутствием в них специфических эдафогенных брекчий. В последних эдафогенное вещество (обломки основных изверженных пород и минералов) составляет не только грубообломочный материал, но и существенную часть заполнителя.

Днище котловины Паресе-Вела на западе интенсивно расчленено кулисообразно расположенными рвами северо-восточного простирания, продолжающимися со стороны срединной возвышенности котловины Паресе-Вела вплоть до хр. Кюсю-Палау. Плоские днища этих рвов располагаются на отметках около 5,5 км, т. е. значительно выше днищ локальных впадин в срединной возвышенности. Поскольку разделя-

ющие их хребты не поднимаются выше 4,5—5 км, то амплитуда рельефа здесь составляет 0,5—1 км, что в 2—3 раза меньше амплитуды рельефа в пределах срединной возвышенности. В районе сближения Центрально-Филиппинского разлома с хр. Кюсю-Палау, в котловине Паресе-Вела, обнаружены многочисленные небольшие хребты субмеридиональной ориентировки.

Восточнее срединной возвышенности котловины Паресе-Вела имеет почти ровное дно глубиной около 5 км (т. е. выше, чем на западе), которое за счет увеличения осадочного слоя полого воздымается в сторону Западно-Марианского хребта.

Обсуждение результатов. Изложенные выше данные показывают, что в осевой части срединной возвышенности котловины Паресе-Вела нет единой морфоструктуры рифтового типа, а располагается цепочка глубоких локальных впадин, геоморфологически не связанных между собой.

Локальные впадины иногда находятся на продолжении рвов северо-восточного простирания, но резко отличаются от них по глубине. Вероятно, цепочка локальных впадин ошибочно воспринималась как единый морфоструктурный элемент из-за редкой сети батиметрических профилей и их широтной ориентировки. Следует отметить, что некоторые профили попадали между локальными впадинами и, естественно, на таких пересечениях «рифта» в рельефе не было. Но этот факт объяснялся заваливанием его осадками [18]. К настоящему времени имеются многочисленные профили НСП, свидетельствующие о незначительной (десятки, редко первые сотни метров) мощности осадков в центре котловины. Если локальные впадины считать остатками рифта, то тогда в промежутках между ними на погребенных участках рифта мощность осадочного слоя составляла бы 2000 м, а это противоречит данным НСП.

Пространственное положение локальных впадин и рвов-кулис котловины Паресе-Вела согласуется с той картиной деформации, которая получена в широко изученных моделях сдвига. Учитывая ориентировку морфоструктурных элементов, можно сделать вывод о том, что разлом Яп представляет собой правосторонний сдвиг, движения по которому, судя по деформированности осадочного слоя, начались или продолжались после завершения спрединга в котловине Паресе-Вела (17 млн лет назад) [18]. Постспрединговые движения подтверждаются присутствием в локальных впадинах эдафогенных брекчий с плохо сортированным заполнителем и обломками пород второго слоя. Эдафогенные брекчий могли возникнуть только в условиях высокой тектонической активно-

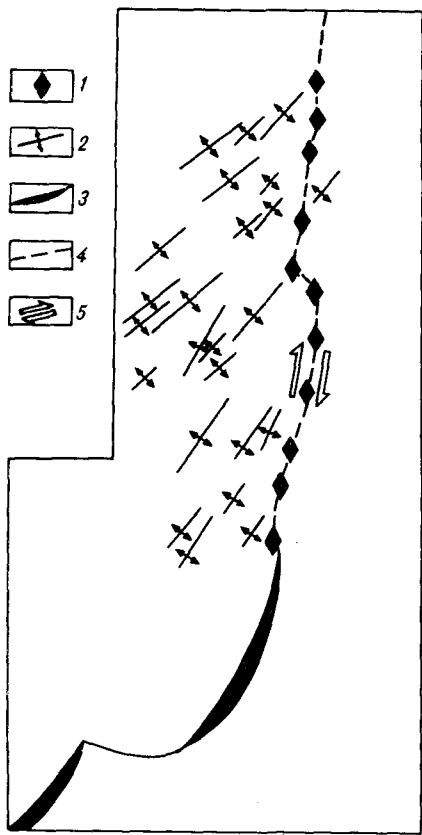


Рис. 4. Кинематическая схема формирования морфо-структурных элементов котловины Паресе-Вела.

1 — локальные впадины; 2 — рвы-кулисы; 3 — глубоководные желоба; 4 — простираение разлома Яп; 5 — направление движения по разлому Яп.

сти в районах локальных впадин. Вероятно, для них характерны более позднее завершение магматизма и, как следствие, более глубокая дифференциация толентовой магмы. На это указывают специфические магматические породы, драгированные в локальных впадинах.

В этом случае северо-восточные рвы-кулисы котловины Паресе-Вела являются геоморфологическим выражением трещин отрыва, проявившихся в связи со сдвигом. Они получили преимущественное развитие к западу от его оси, обусловив тем самым характерную геоморфологическую асимметрию дна котловины. Этот факт получает удовлетворительное объяснение, если правосторонний сдвиг Яп рассматривать как сдвиг второго порядка, возникший в результате левосторонних сдвиговых движений между Филиппинской и Тихоокеанской плитами в позднемiocен-плиоценовое время (рис. 4). Такое предположение обусловлено характерной «сдвиговой» конфигурацией желобов Яп и Палау, отсутствием на параллельных им одноименных хребтах плиоценового и современного островодужного вулканизма и глубинной асейсмичностью этих хребтов [15].

Судя по положению линейных магнитных аномалий в котловине Паресе-Вела [12], сдвиг Яп развивался по оси спрединга (рифтовой зоне) и, возможно, какое-то время одновременно с ним. Это вытекает из данных о более позднем завершении магматизма в локальных впадинах.

Продолжением разлома Яп на юге является глубоководный желоб Яп, в котором фиксируются характерные углубления, также обусловленные, вероятно, сдвигом. Вопрос о северном продолжении разлома Яп не вполне ясен. Обычно срединную возвышенность котловины Паресе-Вела объединяют с горами Кинан в котловине Сикоку на том основании, что они занимают аналогичное пространственное положение [1]. Эта же мысль подкрепляется палеогеодинамическими реконструкциями, которые предусматривают спрединг от срединной возвышенности Паресе-Вела и гор Кинан, в связи с чем следует отметить, что морфо-структурное единство этих элементов еще никем не прослежено достаточно доказательно. Более того, как свидетельствует детальное изучение рельефа дна котловины Сикоку [11], имеются значительные отличия в их морфо-структурных характеристиках: разноплановость морфо-структурных элементов, различия в амплитуде рельефа и т. д. Все это заставляет сомневаться в правомерности подобной корреляции. Мы полагаем, что разлом Яп не изгибается к западу в котловину Сикоку, а продолжается прямо на о-ва Бонин (Огасавара), соединяясь с разломом Софуган, с которым разлом Яп находится на одной линии. По разлому Софуган установлены крупные сдвиги с правосторонними смещениями морфо-структур Бонинской дуги и гравиметрических аномалий [7, 19]. Возможен и другой вариант корреляции цепочки локальных впадин — с впадинами у подножия хр. Кюсю-Палау, обследованными недавно [14].

Заключение. В результате проведенных исследований уточнен рельеф дна котловины Паресе-Вела. Установлено, что разлом Яп выражен цепочкой локальных впадин глубиной от 6200 до 7200 м и относительным углублением больше 2200 м. Кроме обычных для океанической коры гипербазитов, габброидов и базальтов в локальных впадинах драгированы относительно более молодые габброиды и базальты с повышенным содержанием титана и железа. Осадки локальных впадин отличаются присутствием специфических эдафогенных брекчий с плохо сортированным заполнителем, которые фиксируют высокую тектоническую активность локальных впадин в момент формирования осадочного слоя котловины Паресе-Вела.

Анализ морфо-структурных особенностей котловины Паресе-Вела позволяет сделать вывод,

что разлом Яп является правосторонним сдвигом, движения по которому происходили после прекращения спрединга (т. е. позже 17 млн лет) и, вероятно, по его оси. В обусловленных

сдвигом локальных зонах растяжения произошли более позднее завершение магматизма и более глубокая дифференциация толеитовой магмы.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Геология* дна Филиппинского моря.— М.: Наука, 1980.
2. *Здоровенин В. В., Ханчук А. И.* Асимметрия и геодинамика тыловодужных котловин на юго-западе Тихого океана // *Геодинамика морфоструктур/ДВНИЦ АН СССР.*— Владивосток, 1987.— С. 108—114.
3. *Кариг Д.* Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана // *Новая глобальная тектоника.*— М.: Мир, 1974.— С. 266—288.
4. *Кулинич Р. Г.* Структура и проблема генезиса рифта Паресе-Вела // *Физика и структура земной коры окраинных морей Тихого океана/ДВО АН СССР.*— Владивосток, 1987.— С. 19—29.
5. *Сваричевский А. С.* Новые данные по морфоструктуре котловины Паресе-Вела (Филиппинское море) // *Геология дна Тихого океана и зоны перехода к Азиатскому континенту/ДВО АН СССР.*— Владивосток, 1989.
6. *Щека С. А., Кулинич Р. Г., Высоцкий С. В. и др.* Новые данные по геологии разломов Яп и Центральный в Филиппинском море // *Докл. АН СССР.*— 1986.— Т. 286, № 2.— С. 417—421.
7. *Bandy W., Hilde T.* Structural features of the Bonin Arc: implication for its tectonics history // *Tectonophysics.*— 1983.— V. 99, N 2—4.— P. 331—353.
8. *Bathymetric Atlas of the North Pacific Ocean* // Ed. Menard. H., Chase C.— Washington, D. C.: U. S. Naval Oceanographic Office, 1971.
9. *General Bathymetric chart of the Oceans (GEBCO)*, 5th ed. 1984.
10. *Hess H. H.* Major structural features of the Western North Pacific, an interpretation of H. O. 5485 bathymetric Chart, Korea to New Guinea // *Bull. Geol. Soc. Amer.*— 1948.— V. 59, N 5.— P. 417—445.
11. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.*— 1980.— V. 58.
12. *Ibid.*— 1981.— V. 59.
13. *Ibid.*— 1982.— V. 60.
14. *Kasuga S., Iwabuchi Y., Kato S.* Results of ocean bottom survey in the area connecting Shikoku basin with West-Mariana basin // *Report Hydrogr. Res.*— 1987.— N 22.— P. 113—134.
15. *Katsumata M., Sykes L. R.* Seismicity and tectonics of the Western Pacific: Izu—Mariana—Caroline and Ryukyu—Taiwan regions // *J. Geophys. Res.*— 1969.— V. 74, N 25.— P. 5923—5948.
16. *Mammerickx J., Fisher R. L., Emmel F. J., Smith S. M.* Bathymetry of the East and Southeast Asian seas // *Geol. Soc. Amer. Map. Ser.*, MC-17, 1976.
17. *Mogi A.* Bathymetry of the Kuroshio region // *Kuroshio: Its Physical aspects/Ed. H. Stommel, K. Yoshida.*— Tokyo: Univ. Tokyo Press, 1972.— P. 53—80.
18. *Mrozowski C. L., Hayes D.* The evolution of the Parece-Vela Basin, eastern Philippine Sea // *Earth Planet. Sci., Lett.*— 1979.— V. 46.— P. 49—67.
19. *Yuasa M., Murakami F.* Geology and Geomorphology of the Ogasawara Arc and the Sofugan Tectonic line // *J. of Geography.*— 1985.— V. 94, N 2.— P. 47—66.

ТОИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
10 июля 1989 г.

УДК 549.761.34(265.3)

Н. В. Астахова, Г. А. Нарнов, И. Н. Якушева

КАРБОНАТНО-БАРИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ВО ВПАДИНЕ ДЕРЮГИНА (Охотское море)

Приводятся данные о минеральном и химическом составе, ИК-спектрах карбонатно-баритовой минерализации во впадине Дерюгина. Коренные выходы барита приурочены к вершинам невысоких холмов в северной части впадины Дерюгина. По материалам драгирования выделено несколько типов минерализации: травертиноподобный барит, сферический барит, «трубчатые» тела и жёды во вмещающем осадке, базально-крупстификационный цемент в полимиктовых песчани-

ках и конгломератах. Многообразие форм выделения барита связывается с проницаемостью осадков. Делается вывод, что образование барита произошло из растворов, несущих барий, стронций и серу.

Выделяются две стадии образования карбоната. Карбонат первой генерации предшествовал бариту, второй — образовывался совместно с баритом или несколько позже. Образование карбоната связано с окислением метана в верхних слоях осадков.

Впервые баритовая минерализация в Охотском море была обнаружена при ревизии каменного минерала 15-го рейса НИС «Каллисто» (1981 г.). Крупный кусок травертиноподобного барита был оторван при драгировании от вершины невысокой подводной горы [1].

В 1986 г. в 31-м рейсе НИС «Пегас» в этом районе было произведено повторное драгирование. Оно велось двумя милями восточнее предыдущей точки, на склоне безымянной возвышенности в интервале глубин 1480—1470 м. При драгировании было поднято множество обломков травертиноподобного барита, несколько обломков песчаников и конгломератов, большое количество вмещающего осадка серого цвета. Все образцы издавали сильный запах сероводорода. В драге также находился осадок светло-коричневого цвета, без запаха, резко отличающийся по внешнему виду от осадка серого цвета.

При изучении материалов драгирования выявлено несколько типов баритовой минерализации: мономинеральные травертиноподобные образования (96,5 % BaSO_4); сферический барит; баритовый цемент в полимиктовых песчаниках и конгломератах (до 58,9 % BaSO_4); «трубчатые» тела барита, пронизывающие серый вмещающий осадок и «пропитка» баритом отдельных участков этого осадка (26,8—24,1 % BaSO_4); переотложенный барит в светло-коричневом пелитовом осадке (12,5 % BaSO_4). Фоновое содержание бария в осадках северной части впадины Дерюгина 0,05—0,08 % (32 анализа).

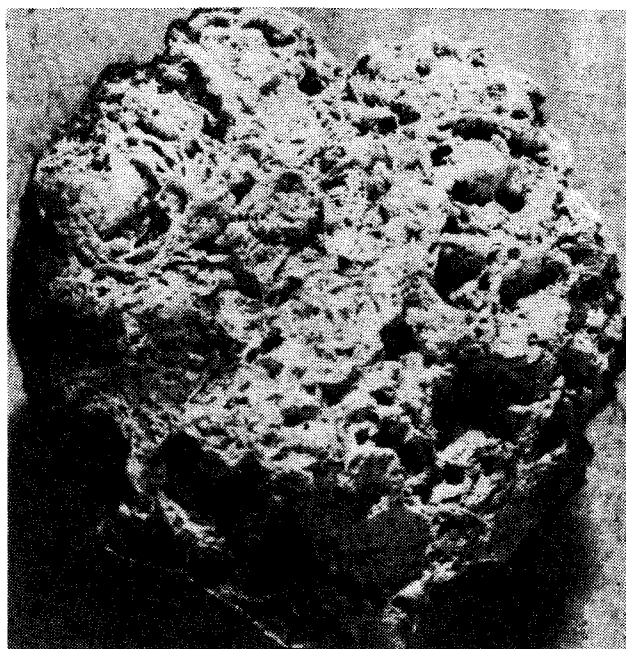


Рис. 1. Травертиноподобный барит, репродукция.

Обломки мономинерального травертиноподобного барита имеют размеры до 30 см и представляют собой легко крошащиеся образования белого, слегка желтоватого и серого цветов (рис. 1). Одни образцы имеют свежие сколы, другие носят следы местного переотложения. Поверхность их кавернозная как за счет самой структуры баритовой массы, так и за

счет нор бентосных организмов. Часть поверхности некоторых образцов покрыта тонкой (1—2 мм) коркой гидроокислов марганца. На свежем изломе хорошо видна пористая текстура этих образований с отдельными участками скорлуповато-концентрического строения. Концентры образованы очень тонкими закругляющимися пластинками, сложенными ромбическими кристаллами барита. На стенки пор и на пластинки росли многочисленные кристаллы и друзы дендровидной формы. Очень редко в крупных порах встречаются натечные образования барита. Размер кристаллов 0,03—0,3 мм, сростков — до 1 мм. Под микроскопом хорошо видно зональное строение ромбических кристаллов, выраженное в чередовании прозрачных и непрозрачных зон. Измерение показателей преломления барита в иммерсионных жидкостях дает разброс величин по n_p от 1,624 до 1,630, по n_g — от 1,635 до 1,638 при дупреломлении 0,008—0,011. Минерал двусосный, положительный, погасание прямое. На экране сканирующего электронного микроскопа выявлено сложное строение кристаллов барита. Оказалось, что почти каждый кристалл является агрегатом более мелких кристаллов (рис. 2, а — д). Как известно, расщепленный рост кристаллов, в частности сноповидный, наблюдается у минералов гидротермальных жидкостей при быстрой кристаллизации из поверхностных растворов или пара [6].

Обломки полимиктовых песчаников и конгломератов составляют незначительную часть от общего количества поднятого материала. Максимальный размер обломков 10 × 7 × 6 см. Изученные образцы представляют собой плохо сортированный песчано-алевролитовый терригенно-пирокластический материал с примесью гальки разного размера, цементированный баритом и карбонатом. В шлефах хорошо видно пятнистое распределение барита и карбоната, но встречаются также участки карбонатно-баритового цемента.

Одна из поверхностей большинства образцов покрыта тонкой, от 1 см до нескольких миллиметров, карбонатной коркой такого же серого цвета, что и сам образец. В одном случае коркой являются плотно сросшиеся сферические образования барита. Размер «шариков» не превышает 2 мм. Цвет их желтый, но чаще темно-серый из-за большого количества примесей. Белый кристаллический барит, образующий кристаллический цемент в полимиктовом песчанике, выполняет трещины в сферическом барите и часто нарастает на поверхность корки в виде щетки плотно сросшихся пластинчатых кристаллов. На границе между песчаником и коркой прослеживается очень тонкая красная восковидная пленка органического вещества (битума?). Все образцы песчаников и конгло-

мератов в разной степени пронизаны хитиновыми трубочками — остатками морских организмов. Длина этих трубочек достигает нескольких миллиметров, диаметр не превышает 0,5 мм.

«Трубчатые» тела, пронизывающие вмещающий осадок серого цвета, образованы кристаллическим баритом и имеют извилистую, ветвистую форму. Диаметр их достигает 3 см, длина полученных драгированием образцов — 10 см. Граница тел с вмещающим осадком отчетливая, их стенки сложены тесно сросшимися кристаллами барита, а центральная часть представляет собой ажурное переплетение лучистых, дендровидных, веерообразных кристаллов белого, желтоватого цвета, часто прозрачных. Помимо крупных «трубчатых» тел барит образует в осадке многочисленные жеоды и прожилки, а также интенсивно замещает органические остатки. В образцах найдены остатки крупных двусторчатых моллюсков, внутренняя часть которых выполнена желтоватым баритом. На одном из них сохранилась черная хитиновая оболочка, покрывающая истонченные карбонатные створки раковины. Внешняя часть раковины, поверх хитиновой оболочки, частично покрыта слоем барита 1—2 мм толщиной.

Светло-коричневый алевропелитовый ил также обогащен барием, но в значительно меньшей степени, чем серый осадок. Барит здесь встречается в виде отдельных кристаллов и их сростков, изредка в виде небольших скоплений. Ни прожилков, ни крупных пустот, выполненных баритом, в этом осадке не обнаружено.

Минералогический анализ алевритовой фракции осадков показал, что, помимо барита, они содержат незначительное количество следующих минералов: магнетита, ильменита, пироксена, амфибола, граната, циркона, апатита, сростки и отдельные фрамбонды пирита, гидроокислы марганца, кварц, бесцветное вулканическое стекло, слюды, полевые шпаты, глаукоцит.

Рентгеноструктурные исследования глинистой составляющей этих осадков выявили, что преобладающими компонентами в них являются смектиты и гидрослюда, подчиненное значение имеют каолинит и хлорит (аналитик) Л. В. Ганзей, ИТиГ ДВО АН СССР).

Палинологическое изучение позволило сделать вывод о верхнеплейстоценовом возрасте ($Q_{1II}^1 - Q_{1II}^2$) осадков [4].

Карбонатные образования впадины Дерюгина генетически связаны с баритовой минерализацией. В одних случаях карбонат предшествовал бариту (K_1), а в других — формировался одновременно или несколько позже (K_2). Карбонат обеих генераций в основном пелитоморфный. Благодаря сканирующему электронному



Рис. 2. Микрофотоснимки с помощью электронного микроскопа (репродукция):

a — кристалл прозрачного барита; *б* — сноповидный кристалл барита; *в* — сростки ромбических кристаллов барита, в правом нижнем углу — *K*; *г* — игольчатые кристаллы, *K*; *д* — кубические кристаллы и фрамбонды пирита на барите, справа — начальная стадия формирования пирита.

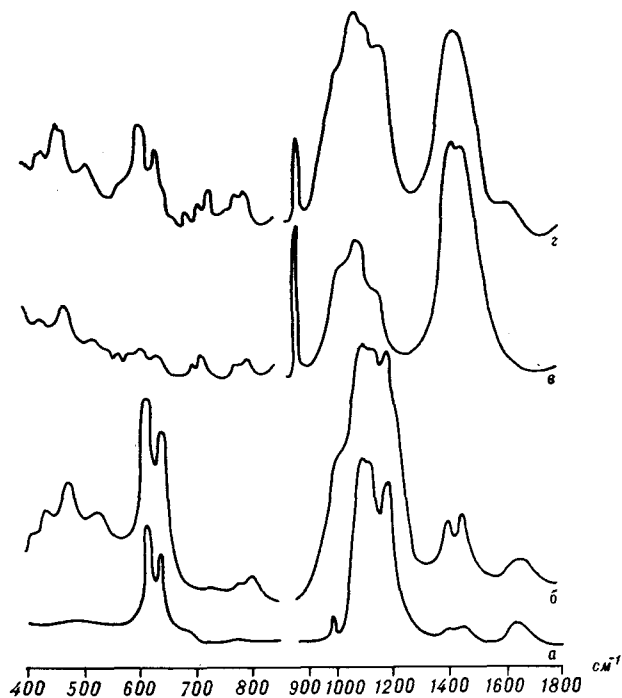


Рис. 3. ИК-спектры: а — кристаллического барита; б — сферического барита; в — К₁; г — К₂.

микроскопу выявлено, что К₁ образует короткостолбчатые кристаллы (см. рис. 2, в), в то время как для К₂ характерны сростки игольчатых кристаллов (см. рис. 2, г).

Карбонатом первой генерации с незначительной примесью терригенного материала сложе-

ны слегка окатанные, уплощенные, полосчатые обломки серого цвета, толщиной 1,5—2 см, в разной степени литифицированные. Содержание С_{карб} в них достигает 9,44 %, что в пересчете на СаСО₃ составляет 78,6 %. В этих образованиях изредка встречаются очень мелкие (менее 1 мм) лепешковидные выделения ярко-синего азурита, а также многочисленные гнезда более позднего барита и в меньшем количестве гнезда фрамбоидального пирита.

К₁ часто образует тонкие, от 1 см до нескольких миллиметров, корки, покрывающие поверхность некоторых образцов. Примесь терригенных частиц здесь более значительна. Простой карбонат толщиной 1—2 мм встречается также на границе некоторых трубчатых тел барита с вмещающим осадком.

К₂, зачастую совместно с баритом, формирует базально-крустификационный цемент в полимиктовых песчаниках и конгломератах. Обычно он пелитоморфный, но в некоторых пустотах размер кристаллов достигает 0,3 мм.

Изотопный состав углерода карбонатов варьирует в пределах δ¹³C = -19,4 ÷ -38,8 ‰ [2], что указывает на образование их за счет окисления метана. Такой изотопный состав углерода характерен для метана нефтяных месторождений. С другой стороны, полученные значения δ¹³C близки к значениям δ¹³C (-14,9 ÷ -62,2 ‰) метана гидротермальных систем из районов четвертичного и современного вулканизма на Камчатке [3].

Сульфидная минерализация в изученных образцах распространена незначительно. Более

Таблица 4

Химические анализы образцов, драгированных с вершин подводных холмов на севере впадины Дерюгина, мас. %

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	0,10	0,20	5,00	0,34	13,22	18,10	39,74	32,28	17,22	67,85	0,30	0,50	12,10
TiO ₂	0,01	0,01	0,05	0,06	0,21	0,10	0,22	0,60	0,49	0,50	0,24	0,20	0,10
Al ₂ O ₃	0,62	1,08	1,94	0,60	3,20	5,00	4,78	14,80	7,06	7,00	4,38	3,94	4,44
Fe ₂ O ₃	0,28	0,28	0,89	0,24	1,25	1,79	0,75	2,47	2,37	2,59	1,45	1,77	1,35
MnO	0,02	0,07	0,03	0,11	0,44	0,25	0,09	0,17	1,29	0,98	0,17	0,11	0,07
MgO	0,40	0,73	1,26	0,73	0,70	1,57	1,76	1,57	2,94	2,31	4,40	4,83	3,04
CaO	1,39	2,15	3,44	1,29	2,75	6,23	4,75	1,93	3,01	2,36	46,18	47,00	26,23
Na ₂ O	0,05	0,10	0,46	0,07	0,50	0,50	1,07	3,25	5,44	1,06	1,05	0,57	0,64
K ₂ O	0,05	0,18	0,37	0,05	0,50	0,35	0,50	1,47	1,12	0,96	0,55	0,50	0,64
P ₂ O ₅	<0,01	<0,01	0,18	0,01	0,04	0,24	0,15	0,09	0,06	0,11	0,12	0,31	0,18
BaO	62,27	58,66	54,06	60,95	47,65	39,28	38,70	22,50	12,17	2,97	5,97	2,31	26,14
П. п. п.	1,04	3,52	3,76	5,08	3,96	7,40	6,52	6,87	13,73	9,22	32,20	33,80	12,40
Сумма	100,50	100,09	99,52	101,39	97,74	98,89	99,08	99,24	99,40	97,90	100,58	99,60	99,98
SO ₃	34,27	35,50	28,08	31,76	23,32	18,18	—	11,32	6,60	1,69	3,57	3,43	12,65
Sr	>2	>2	>2	2,50	1,28	0,84	1,36	0,52	0,16	1,00	0,24	0,18	0,72

Примечание. 1—3 — барит-травертиноподобный белый (1, 2) и серый (3); 4 — барит из «трубчатых» тел; 5 — барит сферический; 6, 7 — полимиктовый песчаник; 8 — осадок серого цвета; 9 — осадок светло-коричневого цвета; 10 — глинистая составляющая этого осадка; 11, 12 — карбонатизированные обломки; 13 — карбонатная корка на песчанике. Анализы выполнены в ТОИ ДВО АН СССР, аналитик И. Н. Якушева.

Матрица коэффициентов парной корреляции

Соединения	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	BaO	П. п. п.	SO ₃	Sr
SiO ₂	1,00													
TiO ₂	0,72	1,00												
Al ₂ O ₃	0,61	0,88	1,00											
Fe ₂ O ₃	0,64	0,88	0,78	1,00										
MnO	0,61	0,68	0,35	0,77	1,00									
MgO	0,01	0,30	0,25	0,48	0,15	1,00								
CaO	-0,32	-0,06	-0,04	0,07	-0,25	0,87	1,00							
Na ₂ O	0,31	0,78	0,68	0,82	0,70	0,26	-0,13	1,00						
K ₂ O	0,65	0,94	0,94	0,88	0,56	0,33	-0,02	0,80	1,00					
P ₂ O ₅	0,03	-0,01	0,15	0,30	-0,16	0,64	0,61	-0,40	0,11	1,00				
BaO	-0,47	-0,70	-0,58	-0,79	-0,49	-0,86	-0,60	-0,48	-0,68	-0,50	1,00			
П. п. п.	-0,16	0,20	0,12	0,32	0,03	0,94	0,94	0,13	0,18	0,57	-0,77	1,00		
SO ₃	-0,50	-0,72	-0,62	-0,82	-0,50	-0,82	-0,56	-0,49	-0,70	-0,52	0,99	-0,73	1,00	
Sr	-0,28	-0,64	-0,64	-0,81	-0,41	-0,78	-0,58	-0,58	-0,69	-0,52	0,90	-0,72	0,91	1,00

всего обогащены сульфидами песчаники. Под бинокляром она проявляется в виде темно-серых прожилков или пятен. При помощи сканирующего электронного микроскопа видно, что эти прожилки образованы скоплением больших количеств кубических кристаллов и фрамбоидов пирита (см. рис. 2, *д*). В то же время встречаются участки с начальной стадией кристаллизации сульфидов (см. рис. 2, *д*, справа). Эти участки оказались значительно обогащены Ni, Co, Zn по сравнению с другими образцами.

Инфракрасные спектры поглощения образцов сняты на спектрофотометре UR-20 (ГДР) в области 400—3800 см⁻¹ по стандартной методике (0,5 мг образца таблетировались с 300 мг KBr). Полученный спектр кристаллического барита (рис. 3, *а*) подобен эталонному спектру барита, приведенного в атласе Менке. Образец сферического барита представляет собой механическую смесь барита с кварцем (небольшая примесь) (см. рис. 3, *б*). Наличие в спектре данного образца расщепленной полосы поглощения средней интенсивности в области 1400—1500 см⁻¹ предположительно указывает на присутствие в кристаллической структуре барита группы CO₃⁻² (аналогичная расщепленная полоса поглощения в этой области спектра наблюдается в карбонатапатитах). В спектре кристаллического барита также присутствует расщепленная полоса поглощения в этой области, но значительно слабее, менее интенсивная.

Расшифровка полученных спектров образцов, содержащих K₁ (см. рис. 3, *в*) и K₂ (см. рис. 3, *г*), показала, что в обоих случаях карбонат представлен кальцитом, а сами образцы являются механической смесью кальцита, кварца и барита в разных пропорциях.

Химический состав изученных образцов приведен в табл. 1. Породообразующие элементы определялись методом «мокрой» химии, стронций — атомно-абсорбционным анализом. Барит имеет естественную радиоактивность, вызванную элементами ториевого и радиевого ряда с преобладанием последнего.

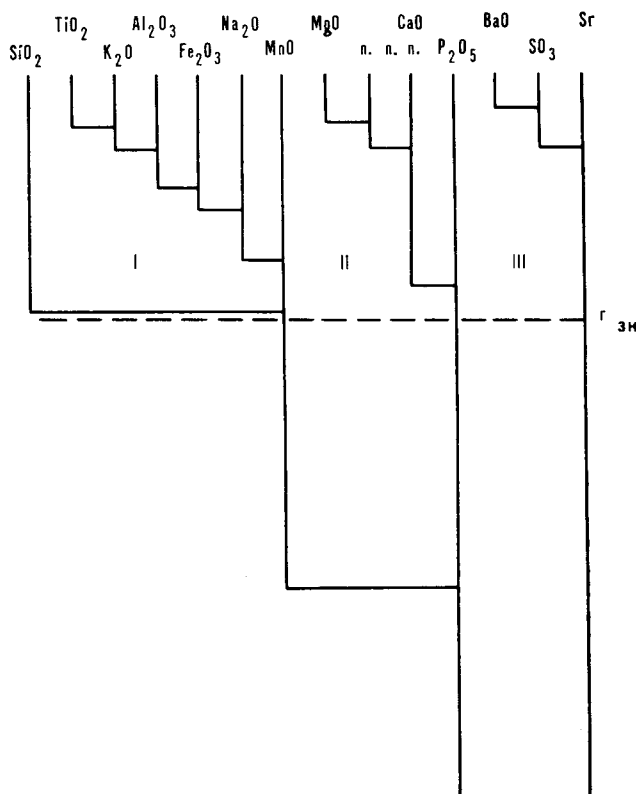


Рис. 4. Дендрограмма химического состава образцов.

Для выяснения связи между элементами в изученных образцах был проведен кластерный анализ данных химанализов. В результате была составлена матрица парных корреляций (табл. 2) и построена дендрограмма (рис. 4). При уровне значимости 95 % ($r_{zn} = 0,532$) 14 элементов оказались объединенными в три обособленные геохимические группировки. Первую группировку составляют оксиды SiO_2 , TiO_2 , K_2O , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O , MnO , связанные, по-видимому, в основном с терригенно-пирокластической составляющей осадка. Вторая геохимическая группировка — карбонатная, объединяет MgO , CaO , п. п. п., P_2O_5 . Третья группировка, собственно гидротермальная, образована Ba , Sr , SO_3 . Следует отметить очень тесную корреляционную связь в группировках $[CaO, MgO, п. п. п.]$ и $[Ba, Sr, SO_3]$: коэффициент парной корреляции между элементами в них 0,9 и выше. Значимый коэффициент корреляции при уровне значимости 99,9 % — 0,780.

Выводы. 1. Баритовая минерализация приурочена к вершинам невысоких холмов, возвышающихся над выровненной аккумулятивной равниной в северной части впадины Дерюгина.

Этот район относится к области высокой тепловой активности, причем аномальные значения теплового потока приурочены к выступам фундамента в зонах тектонических нарушений [1].

2. Осаждение барита произошло в результате охлаждения [5] гидротермального раствора, несущего Ba , Sr , SO_3 .

3. Многообразие форм выделения барита можно объяснить различной проницаемостью осадков. В хорошо проницаемых осадках (песчаниках, конгломератах) образовался базально-крупстификационный баритовый цемент, в менее проницаемых осадках формируются «трубчатые» тела (которые, возможно, являются подводными каналами) и жеоды, идет интенсивное замещение органики. Травертиноподобный барит отлагается в районах выхода гидротерма на поверхность осадка.

4. Образование барита произошло не позднее верхнего плейстоцена, вероятнее всего в голоцене [4].

5. Хемогенный карбонат образовался при окислении метана в верхнем слое осадка.

ЛИТЕРАТУРА

1. Астахова Н. В., Липкина М. П., Мельниченко Ю. П. Гидротермальная баритовая минерализация во впадине Дерюгина Охотского моря // Докл. АН СССР.— 1987.— Т. 295, № 1.— С. 212—215.
2. Астахова Н. В., Горбаренко С. А. К вопросу об источнике углерода в карбонатных образованиях Парамуширской гидротермы и впадины Дерюгина (Охотское море) // Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеанской школы по морской геологии, геофизике и геохимии. Ч. 3/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 9—10.
3. Бескровный Н. С., Лобков В. А. Закономерности распределения углеводородных газов в современных гид-

ротермальных системах Камчатки // Гидротермальный процесс в областях тектономагматической активности.— М.: Наука, 1977.— С. 110—119.

4. Вагина Н. К., Астахова Н. В. О возрасте гидротермальной минерализации во впадине Дерюгина Охотского моря // Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений Азии и Тихоокеанского региона: Тез. докл. Междунардн. симпоз. Т. 1.— Находка, 1988.— С. 17—19.
5. Геохимия гидротермальных рудных месторождений.— М.: Мир, 1982.
6. Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогенез минералов.— М.: Наука, 1975.

ТОИ ДВО АН СССР, Владивосток

Поступила в редакцию 17 апреля 1989 г.

ДИСКУССИЯ

В статье приведено хорошее микроскопическое описание карбонат-баритовой минерализации, которая представляет собой редкое явление на дне океана. Такое описание встречается в работах последнего времени, где выявление детальных взаимоотношений минералов часто заменено валовыми анализами и общими рассуждениями. Однако генетические построения нужно делать более осторожно. Впоследствии, при накоплении нового материала, возможно, придется менять свои представления, а это нелегко будет сделать, если прежние убеждения были опубликованы.

В статье не приведено данных, однозначно свидетельствующих о гидротермальном происхождении барита. Утверждения авторов о гидротермальном происхождении барит-кальцитовой минерализации базируются на очень ненадежных представлениях. Так, в частности, при описании «трубчатых» тел указывается, что «...стенки этих тел сложены тесно сросшимися кристаллами барита, а центральная часть представляет собой ажурное переплетение лучистых, дендровидных,

веерообразных кристаллов. Такое строение указывает на быструю кристаллизацию из раствора». Чем можно доказать, что именно такое строение свидетельствует о быстрой кристаллизации? Известны, например, явления нарушенной кристаллизации, в процессе которой нитевидные кристаллы, образующие лучистые веерообразные формы, растут довольно медленно. В статье указано, что карбонатные образования генетически связаны с баритовой минерализацией. Но сами карбонаты образовались за счет окисления метана неясного генезиса.

Авторы настаивают на гидротермальном происхождении карбонат-баритовой минерализации, возвращаясь к этому вопросу еще раз в выводах. Утверждение обосновывается ссылкой на сборник «Геохимия гидротермальных рудных месторождений». Но в этом же сборнике есть статьи, из которых можно судить о том, что такая минерализация может сопровождать и обычный осадочный процесс. Нам представляется, что авторам статьи необходимо было избавиться от указанной неоднозначности.

ТОИ ДВО АН СССР, Владивосток

М. Ф. Стащук

УДК 551.24 + 553.94/96(571.6)

А. К. Седых

КЛАССИФИКАЦИЯ УГОЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

На основании обобщения фактического материала по угленосности материковой части Дальнего Востока разработана классификация угольных бассейнов и месторождений региона. В качестве основных признаков использованы структурные особенности областей углеобразования от стабильных к более мобильным и характеристики основных эпох углеобразования от молодых к более древним. Обсуждаются три типа угленосных формаций: платформенный, сингеосинклинальный и деструктивный. Последний рассмотрен более подробно, так как выделен впервые. Каждый тип разделен на пять подтипов, дана их подроб-

ная характеристика с указанием месторождений и бассейнов.

Приведены примеры использования предложенной классификации для прогноза основных признаков угленосных формаций в различных районах континентальной части Дальнего Востока. Показана возможность прогноза качественных параметров углей, горно-геологических и гидрогеологических условий эксплуатации угольных месторождений. Определены основные направления практической реализации поставленной задачи по обеспечению региона энергетическими ресурсами.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРОБЛЕМЫ

Представления об угленосных отложениях, их образовании и изменении сформировались в результате исследований большой группы ученых, разрабатывавших как отдельные узловые вопросы геологии угольных месторождений наиболее разведанных бассейнов (Донецкого, Кузнецкого, Карагандинского, Челябинского и других), так и общие теоретические вопросы углеобразования. Среди основоположников угольной геологии в нашей стране необходимо назвать прежде всего Л. И. Лутугина, П. И. Степанова, А. А. Гапеева, Ю. А. Жемчужникова, Г. А. Иванова, Е. О. Погребницкого, Г. Ф. Крашенинникова, А. В. Македонова, А. К. Матвеева и других ученых, заложивших тот основополагающий фундамент, на который опирается современная научная база угольной геологии.

Полученные за два минувших десятилетия принципиально новые данные о геологическом строении земной коры, дна морей и океанов способствовали возрождению мобилистических воззрений на процессы, происходящие в верхней части литосферы. Сейчас уже трудно найти специалиста, отрицающего значительную роль горизонтальных движений в формировании внешнего облика нашей планеты. С ними связано образование самых разнообразных структурных форм — от крупных раздвигов и протяженных на сотни километров зон сдвиговых дислокаций до сложных складчатых сооружений с широким проявлением надвиговых

деформаций в виде различного рода шарьяжей и тектонических покровов, сопровождаемых процессами милонитизации и образования олистостромовых толщ.

Особенно хорошо эти процессы фиксируются в зоне сочленения «континент — океан» на примере северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса, где широко развиты процессы деструктивного тектоногенеза, которые способствовали формированию особой группы угленосных структур. Как показал анализ, эти структуры характерны для многих районов земного шара и отражают один из многочисленных путей эволюции земной коры.

Этот тип развития земной коры, отличный как от геосинклинального, так и от платформенного (так называемый «третий тип», по [31]), создал самые разнообразные структурные формы: «глыбовые зоны» [31], структуры «дива» [25], «террасинклинали» [22] и др. Для угленосных структур рассматриваемого типа чаще всего используется термин «приразломная впадина».

В настоящее время известно более тридцати вариантов генетических, тектонических и прочих классификаций угольных бассейнов и месторождений СССР [9, 14, 16—18, 23, 24, 26—30, 38—40, 43, 48, 49]. В основу их построения положены два определяющих типа угленосных формаций — геосинклинальный и платформенный. Они отличаются противоположными признаками, включающими в себя общую

мощность формаций, количество и мощность угольных пластов, степень развития разрывных и складчатых деформаций в угленосных отложениях, проявление вулканизма и магматизма, степень метаморфизма углей и вмещающих пород и др.

Сегодня особое внимание уделяется изучению разрывных дислокаций, с которыми связываются промышленные концентрации не только рудного вещества, но и углеводородных соединений, в том числе ископаемых углей [51]. Поэтому при составлении предлагаемой классификации учитывалось современное состояние знаний о литосфере в целом, причем предполагалось, что классификация должна дать рецепт для достоверного геологического прогноза при поисках и разведке месторождений ископаемого угля. А это невозможно без учета основных эпох углеобразования, имеющих промышленное значение на востоке СССР. Классификация включает в себя также определенное количество типов и подтипов угленосных формаций, их сравнительную характеристику.

Генетическая классификация построена по двумерному принципу. По вертикали учитывался фактор пространства с выделением всего разнообразия зон углеобразования от стабильных тектонических режимов к мобильным (сверху вниз). При выделении складчатых областей за основу принята геолого-структурная карта размещения месторождений угля и горючих сланцев СССР масштаба 1 : 5 000 000 [9]. Принимая во внимание, что на этой карте использованы устаревшие сведения по геологическому строению Приморья, для него за основу взята тектоническая схема [2]. По горизонтали учитывался фактор времени — от молодых эпох углеобразования к более древним слева направо (табл. 1).

В современной схеме развития литосферы можно выделить три основных тектонических режима, с которыми связано формирование угленосных формаций и которые положены в основу типизации угольных бассейнов и месторождений Дальнего Востока: геосинклинальный, платформенный и деструктивный (распада по разломам). Первые два типа впервые были выделены Г. А. Ивановым еще в 1934 г. [18], последний выделяется впервые.

История формирования угленосных отложений парагенетически связана с развитием структурных элементов региона. При этом процесс углеобразования всегда регулировался двумя основными совместно действующими факторами — климатическим и тектоническим. Благоприятный гумидный или близкий к нему климат обеспечивал продуцирование растительной массы, а определенный тектонический режим — ее накопление и захоронение.

Платформенный режим характерен для стабилизированных участков земной коры, где выделяются древние консолидированные структуры фундамента и более молодые угленосные — чехла. Основные геолого-промышленные характеристики угленосных отложений находятся в прямой зависимости от тектонической активности фундамента, которая возрастает от древних пород кристаллического основания Сибирской платформы к более молодым областям палеозойской и мезозойской складчатости. Рассматриваемому режиму соответствует выделяемый платформенный тип угленосных формаций, характеризующийся небольшой мощностью, слабой степенью метаморфизма углей и вмещающих пород, слабой дислоцированностью угленосных отложений и другими признаками.

Деструктивный режим знаменует собою начало распада какого-либо относительно стабилизированного участка земной коры с формированием угленосных отложений в депрессионных просадках вдоль зон разломов. Эти зоны могут развиваться повсеместно как внутри геоблоков, так и в пограничных частях. Не исключается возможность их распространения и в областях кайнозойской складчатости. По аналогии с платформенным режимом здесь устанавливается четкое разграничение основных структурных подразделений на образования фундамента и угленосного чехла. При этом режиме отмечается наиболее устойчивая зависимость между тектонической активностью фундамента и нарушенностью чехла. Депрессионные просадки развиваются чаще всего как односторонние грабены с одним активным приразломным крылом. Устанавливается закономерное увеличение поражения угленосных отложений разрывами при приближении к активному борту и к подстилающему фундаменту [42]. Кроме того, шарнироподобное погружение осадконакопления в сторону приразломного борта обуславливает при определенных условиях возможность формирования сверхмощных угольных залежей (до первых сотен метров) вдоль стабильных бортов с длительным компенсированным прогибанием области торфонакопления с их расщеплением до полного выклинивания в сторону активного крыла впадины.

Рассматриваемому режиму соответствует выделенный деструктивный тип угленосной формации с промежуточными характеристиками между уже отмеченным платформенным и геосинклинальным и некоторыми специфическими, перечисленными выше.

Геосинклинальный режим сопоставляется с крупными прогибами земной коры, тяготеющими к зонам ее высокой проницаемости, в которых накапливались мощные толщи осадочных

Генетическая классификация угольных месторождений и бассейнов Дальнего Востока

УГЛЕННЫЕ ФОРМАЦИИ	Н Е О Г Е Н		П А Л Е О Г		М Е О Г Е Н		М Е Л		Ю Р А
	плиоцен	миоцен	олигоцен	эоцен	палеоцен	верхний	нижний	верхняя	
Тип I. Платформенный (чехолные образования)	ПАДТИП								
	I-A. Древних платформ		Ленско-Алданская площадь.		+			Кангаласское, Сангарское, Джебарики-Хайское	
	I-B. Срединных массивов		Павловское, Реттиховское, Свободное			Кивда-Райчихинское, Архаро-Богучанское, Ермавское		Липовецкое, Ильичевское, Огоджинское	
	I-B. Областей палеозойской складчатости		+		+				
	I-Г. Областей мезозойской складчатости			Эльгенское, Ланковское.					
	I-Д. Областей кайнозойской складчатости					Согинское.			
	II-A. Древних платформ			Тункинское, Танхойское				Нерюнгринское, Чульмаканское, Кабаткинское, Ньюжинское.	
	II-B. Срединных массивов			Лузановское		+		+	
	II-B. Областей палеозойской складчатости			Бикинское и Шкотовское (верхняя толща)			Лианское, Артёмовское, Тавричанское, Бикинское и Шкотовское (нижн. толща)		Месторождения Забайкалья
	II-Г. Областей мезозойской складчатости			+			Верхнебикинское, Берёзовское, Зеркальнинское	Верхне-и Нижне-аркаганское	Омская угленосная площадь.
Тип II. Деструктивный (чехолные образования)	II-Д. Областей кайнозойской складчатости			Мгагинское		Анадырское			
	III-A. Краин древних платформ			+				Месторождения восточных районов Ленского бассейна	
	III-B. Краин срединных массивов			+				Буревинский бассейн	
	III-B. Областей палеозойской складчатости								
Тип III. Синтектиклинальный	III-Г. Областей мезозойской складчатости								
	III-Д. Областей кайнозойской складчатости			Солнцевское, Углегорское, Макаровское		Лопатинское, Бухты Угольной, Альтавмаамское, Анаамское		Партизанский бассейн	

1 2 3 4

1 — месторождения отсутствуют; 2 — месторождения маловероятны; 3 — месторождения возможны; 4 — месторождения имеют место.

и вулканогенных пород. При этом в составе структурных подразделений нет четкого разграничения между отложениями фундамента и чехла. Угленосным, как правило, является комплекс отложений, завершающий разрез крупного прогиба регрессивного типа, когда морские фации сменяются прибрежно-морскими, а затем континентальными угленосными вверх по разрезу. Приведенные переходы устанавливаются не только в пределах «чистых» геосинклинальных систем, но характерны и для крупных прогибов, сформировавшихся на месте раздвиговых зон как внутри континентов, так и между отдельными геоблоками земной коры.

В связи с этим возможность использования термина «геосинклиналь» применительно к типу угленосной формации всегда вызывала определенные разногласия. Так, К. В. Миронов [30] разделяет взгляды Л. Б. Рухина и Е. О. Погребницкого об ограничении понятия «геосинклинальная угленосная формация» только угледержащими толщами, связанными с геосинклинальным этапом развития конкретного участка земной коры, Г. А. Иванов в своих последних работах [18] заменил «геосинклинальный тип» на тип «глубоких прогибов».

Принимая во внимание существующую прямую связь процессов углеобразования с завершающей стадией развития крупных прогибов земной коры, что не может быть оторвано от общего направленного процесса развития той или иной геосинклинали, нами предлагается данный тип угленосной формации назвать сингеосинклинальным, используя термин, заимствованный из работы [47].

В составе каждого из трех типов угленосных формаций, учитывая особенности тектонического районирования Дальнего Востока [2, 9, 46] и установленные эпохи углеобразования [47], нами по структурному признаку выделены пять подтипов (см. табл. 1).

К подтипу А относится наиболее древний структурный элемент региона — Сибирская платформа. Здесь среди чехольных образований широкое развитие получили угольные бассейны и месторождения платформенного и деструктивного типов. Особый интерес представляет Ленский бассейн — один из крупнейших в мире по запасам ископаемого угля. Бассейн является политипным с широким развитием на значительной площади платформенных угленосных образований, которые в зоне сочленения с Верхоянской областью выполняют уже крупный прогиб с признаками, наиболее характерными для угленосной формации сингеосинклинального типа.

Подтип Б отражает связь со срединными массивами, консолидация которых завершилась

в раннем палеозое. В пределах континентальной части Дальнего Востока выделяются четыре срединных массива: Ханкайский в Приморье, Буреинский в Приамурье, Колымский и Омолонский на Северо-Востоке СССР. Для чехольных образований массивов отмечены месторождения ископаемых углей платформенного и деструктивного типов, а для окраинных частей — сингеосинклинального.

Подтип В включает области палеозойской складчатости, обрамляющие срединные массивы. Здесь широко проявлены месторождения платформенного и деструктивного типов. Среди сингеосинклинальных отложений только в перми известна слабо выраженная угленосность, не имеющая промышленного значения.

Подтип Г объединяет угленосные отложения области мезозой (Приверхоанье и Сихотэ-Алинь). Наибольшее распространение здесь получили сингеосинклинальный и деструктивный типы, так как промышленная угленосность для бассейнов и месторождений Дальнего Востока установлена начиная с верхнеюрского времени [47]. Месторождения платформенного типа имеют ограниченное распространение, образуя лигнитовые залежи неогенового возраста.

Подтип Д формируется на стыке «континент — океан» в крайних восточных частях региона (область незавершенной кайнозойской складчатости). Здесь развиты угольные бассейны и месторождения сингеосинклинального и деструктивного типов.

Самая верхняя часть вертикальной составляющей предлагаемой классификации отведена платформенному типу (см. табл. 1), в составе которого выделено пять подтипов в соответствии с вышерассмотренными структурными признаками. Подтип I-Д области незавершенной кайнозойской складчатости не содержит платформенных угленосных отложений, а выделяется для сохранения общего принципа построения классификации. Средняя часть классификации представлена деструктивным типом (приразломных впадин). И наконец, нижняя часть классификации отведена сингеосинклинальному типу. Здесь для подтипов III-A и III-B имеются в виду крупные прогибы на окраинах древних платформ и срединных массивов, а подтип III-B областей палеозойской складчатости, как уже отмечалось ранее, на Дальнем Востоке не установлен, хотя палеозойские геосинклинальные комплексы иногда содержат рассеянную угленосность, не имеющую практического значения.

Необходимо отметить, что от типа I к типу III возрастают динамические нагрузки на угленосные толщи. Расположение подтипов в типе также подчинено единому признаку — возрасту образований фундамента или времени форми-

Изменение признаков и промышленных характеристик угленосных формаций

Подтипы угленосных формаций	Мощность угленосной формации (тыс. м)	Количество "рабочих" угольных пластов (шт.)	Средняя мощность угольных пластов (м)	Степень метаморфизма гумусовых углей	Вулканизм и магматизм	Связь с разломами	Тектоническая нарушенность	Взаимоотношение с подугленосными отложениями	Геоморфологические условия эксплуатации	Горно-геологические условия эксплуатации	Гидрогеологические условия эксплуатации	Способ отработки запасов
I-A	0.05-0.3	I-3	15-40	B ₁ - B ₂					простые	простые	сложные	открытый
I-B			↑									
I-B												
I-B												
I-Г					отсутствует							
I-Д						отсутствует	слабо выражена	угловое и стратиграфическое несогласие				
II-A												
II-B			у стабильных бортов возможны сверхмощные угольные залежи									
II-B					слабо выражен							
II-B						прямая						
II-Г												
II-Д							складчатая-слабо, разрывная интенсивно проявлена	угловое и стратиграфическое несогласие				
II-Д								увеличение перерыва в осадконакоплении				
III-A												
III-A					иногда активно выраж							
III-B												
III-B												
III-Г							интенсивно проявлена	обычно согласное				
III-Г												
III-Д	более 1.0	до 80	0.6-1.1	Ж, К, Т, А					сложные	сложные	простые	под-земный

рования складчатости геосинклинальной области. Кроме того, подтипы расположены также в порядке возрастания геодинамических напряжений от древних структур к более молодым: платформы, срединные массивы, области палеозойской, мезозойской и кайнозойской складчатости. В целом для всех пятнадцати подтипов угленосных формаций устанавливается закономерное изменение основных параметров (см. табл. 1 и 2).

Горизонтальная составляющая классификации предполагает хронологическое разделение основных эпох углеобразования на территории Дальнего Востока от самой молодой неогено-

вой к самой древней верхнеюрской. Слева направо прослеживается последовательная смена основных характеристик угленосных отложений от простых к более сложным, в основе преобразования которых лежит фактор времени.

Предлагаемая классификация отражает изменения основных признаков угленосных формаций в двухмерной системе «пространство — время». Поэтому к началу координат (левый верхний угол табл. 1) тяготеют и стабильные области углеобразования с простым тектоническим режимом; направо и вниз происходит их последовательное удешевление и усложнение.

ПРАКТИЧЕСКАЯ РЕАЛИЗАЦИЯ

Интенсивное развитие производительных сил Дальнего Востока требует изыскания все новых источников энергии. Как известно, преобладающим видом энергоресурсов здесь является уголь. Однако добыча его существенно отстает от потребления. Состояние энергетической базы осложняется тем, что наиболее богатые угольные месторождения Якутии находятся вдали от основных центров развития промышленности и густонаселенных районов Дальнего Востока — Приамурья, Приморья, где разведанных запасов ископаемого угля недостаточно. Особенно сложное положение создается в Приамурье в связи с отработкой основного поставщика энергетических углей — Кивда-Райчихинского месторождения, а полноценной замены этому месторождению сейчас нет.

В то же время хорошо известно, что запасы ископаемого угля в Дальневосточном экономическом районе составляют 34 % союзных запасов [8, 12, 54]. Здесь расположены крупнейшие угольные бассейны энергетических углей страны: Ленский, Сахалинский, Буреинский и другие [5—7]. Открыты уникальные месторождения коксующихся углей в Южной Якутии [7, 13, 55]. Имеется целый ряд перспективных месторождений, на базе которых возможно химико-технологическое производство. Это месторождения рабдописито-гумусовых углей в Приморье [6, 41], Свободное месторождение в Приамурье и Кангаласское в Якутии с высокими содержаниями липоидных микрокомпонентов в отдельных угольных пластах [6, 7]. Поэтому уже сейчас требуется коренной пересмотр основных направлений поисковых и разведочных работ на уголь в регионе, особенно там, где уже возник или возникнет в ближайшие годы дефицит этого важного вида энергетического сырья.

Как было отмечено еще в 1947 г. академиком П. И. Степановым [44], для территории СССР в направлении с запада на восток уста-

навливается омоложение возраста углеводородных отложений, при этом для Дальнего Востока от верхнеюрских — нижнемеловых в Забайкалье и Приленье к эоценовым и среднемiocеновым на Сахалине и Камчатке. В регионе отсутствуют месторождения верхнепалеозойского возраста, а известные в Приморье мелкие месторождения верхнего триаса не представляют промышленной ценности [6].

Для получения общего представления об изменении основных признаков и промышленных характеристик выделенных в классификации подтипов угленосных формаций обратимся к табл. 2. Первые восемь ее столбцов отражают геологические признаки подтипов, а последние четыре — геолого-промышленные характеристики.

Рассмотрим геологические признаки.

1. Мощность угленосной формации закономерно увеличивается сверху вниз по вертикали от платформенного к сингеосинклинальному типу. В первом случае она колеблется от первых десятков до нескольких сотен метров (Кангаласское, Липовецкое, Кивда-Райчихинское, Ерковецкое, Павловское и другие месторождения). За редким исключением (Кангаласское месторождение) в разрезе формации присутствует одна угленосная толща небольшой мощности. Мощность угленосной формации для деструктивного типа — от 1—1,8 (Букачачинское, Шкотовское, Нижнеаркагалинское, Анадырское, Бикинское и другие месторождения) до 2,5—3,5 км (угленосные впадины Южно-Якутского бассейна). Здесь в составе формаций часто преобладают две угленосные толщи, разделенные согласно залегающими тонкозернистыми терригенными отложениями. Для сингеосинклинального типа отмечается максимальная мощность угленосной формации от 3—3,5 км (Партизанский бассейн) до 7—11 км (Буреинский, Сахалинский, Зырянский бассейны). Среди отложений угленосной форма-

ции устанавливается несколько толщ с согласным залеганием.

2. Общее количество «рабочих» угольных пластов в составе формаций также увеличивается в направлении от платформенного к сингеосинклинальному типу. Для первого преобладают угленосные отложения с количеством пластов от 1—5 до 22 (Кангаласское месторождение). Для деструктивного типа количество угольных пластов колеблется от 5—8 до 45 (месторождения Южно-Якутского бассейна), а сингеосинклинальный тип характеризуется колебанием общего количества пластов угля с «рабочими» параметрами от 25—45 (Буреинский и Сахалинский бассейны) до 80 (Зырянский бассейн).

3. Наиболее мощные угольные пласты установлены для месторождений платформенного типа; например, на Ретиховском и Павловском месторождениях в Приморье мощность угольных пластов иногда достигает 40 м. Она постепенно уменьшается до 0,6—1,4 для сингеосинклинального типа. По мощности угольных пластов и формированию обособленных угольных залежей особое место занимает деструктивный тип. Хотя для него средняя мощность угольных пластов колеблется от 1,5 до 4,5 м, однако, как уже отмечалось в первой части статьи, для деструктивного типа вблизи стабильных бортов впадин возможно формирование мощных угольных залежей, расщепляющихся на несколько пластов при приближении к активному борту. Подобные явления установлены на месторождениях Забайкалья, Южной Якутии и Приморья. Однако в связи с широким проявлением эрозионных процессов мощности сохранившихся от размыва угольных залежей на разведанных месторождениях данного типа не превышают 60 м (Нерюнгринское месторождение), хотя за пределами региона известны мощные угольные залежи, достигающие нескольких сот метров: месторождения Челябинского грабена в СССР, Фушуньское в КНР, Латроб-Вэлли в Австралии и другие.

4. Степень метаморфизма углей и вмещающих пород также закономерно увеличивается сверху вниз вдоль вертикальной оси классификации. Для месторождений платформенного типа независимо от возраста характерны бурые угли, для деструктивного типа — бурые и каменные, а для сингеосинклинального — преимущественно каменные до антрацитов с подчиненным присутствием бурых углей марки Бз для некоторых месторождений неогенового возраста (Сахалинский бассейн).

5. Проявления магматизма или вулканизма, осложняющие строение угленосных формаций платформенного типа, в регионе устанавливаются редко (Липовецкое месторождение). Для деструктивного типа в составе угленосных от-

ложений в целом ряде случаев отмечаются горизонты туфогенных пород, включения даек среднего и основного состава, прорывающих угленосные отложения, наличие покровов лав в основании угленосной формации (месторождения Забайкалья, Приморья, Средне-Амурской впадины в Приамурье, Южно-Якутского бассейна). Некоторые угленосные впадины вулканогенных поясов деструктивного типа имеют вулканотектоническое происхождение (Краскинская, Верхнебикинская в Приморье, Омсукчанская на Северо-Востоке СССР и другие). Для сингеосинклинального типа влияние вулканогенных пород на состав отложений угленосной формации весьма характерно. Это не только насыщение осадочных толщ вулканическим материалом, часто в виде пепловых частиц (Буреинский бассейн), но и переслаивание осадочных пород с горизонтами туфов, лав и туфогенных пород (Сахалинский бассейн). В отдельных случаях устанавливается обилие даек самого разнообразного состава, до мелких штоков гранитов и гранодиоритов, прорывающих угленосные отложения (Партизанский бассейн). Таким образом, влияние магматических процессов на угленосные формации также возрастает сверху вниз от платформенного типа к сингеосинклинальному.

6. Связь с разломами фундамента, указывающая на формирование границ распространения угленосности, для платформенного типа, как правило, не устанавливается. Что же касается деструктивного и сингеосинклинального типов, то здесь эта связь прямая, что впервые было отмечено Н. И. Погребновым [39].

7. Взаимоотношение угленосных отложений с подстилающими представляет особый интерес. Для платформенного и деструктивного типов, как уже отмечалось ранее, всегда выделяются два структурных этажа — фундамент и залегающие на нем с резким угловым и стратиграфическим несогласием отложения угленосного чехла. Длительность перерыва между этапами для древних платформ исчисляется сотнями, а для областей мезозойской и кайнозойской складчатости — десятками миллионов лет. Продолжительность этих перерывов для обоих рассматриваемых типов возрастает в направлении снизу вверх. Что же касается сингеосинклинального типа, то здесь, как правило, при значительных мощностях угленосной формации само понятие «фундамент» является относительным. В составе формации залегает комплекс отложений с преобладанием в основании морских фаций, которые вверх по разрезу сменяются прибрежно-морскими угленосными, а затем континентальными угленосными. Перерывы в осадконакоплении обычно незначительны. Таким образом, в классификации в направлении снизу вверх от сингеосинкли-

нального типа к платформенному увеличивает перерыв в осадконакоплении между отложениями угленосной формации и подстилающим комплексом образований от нуля (Сахалинский или Зырянский бассейны) до сотен миллионов лет (Павловское месторождение в Приморье, Свободное в Приамурье и др.).

8. Степень дислоцированности угленосных отложений самым непосредственным образом связана с типом угленосной формации. Наиболее слабо дислоцированы отложения платформенного типа, а наиболее интенсивно — сингеосинклинального. Причем если для платформенного и деструктивного типов основными являются разрывные нарушения, то для сингеосинклинального — как разрывные, так и складчатые.

Таким образом, анализ геологических признаков всех трех выделенных типов угленосных формаций показывает закономерное их распределение по вертикали, что служит ключом к разработке методов прогнозирования этих признаков (см. табл. 2).

Аналогичный вывод можно сделать, проследив за качественными показателями гумусовых углей, являющихся основным энергетическим топливом и преобладающих в строении угольных пластов месторождений. Так, высшая калорийность углей увеличивается по диагонали предложенной классификации слева вниз направо с 25 до 35 МДж/кг; содержание углерода в углях в том же направлении — с 65 до 90 %; отражательная способность витринита — с 0,3 до 3,0 % и т. п.

Некоторые горно-промышленные характеристики подтипов угленосных формаций приведены в четырех последних столбцах табл. 2. Так, геоморфологические условия эксплуатации угольных месторождений — наиболее простые для месторождения платформенного типа (выровненный рельеф) и сложные для сингеосинклинального (в большинстве случаев горный расчлененный рельеф). Горно-геологические условия также предполагаются наиболее простыми для месторождений платформенного типа. Добыча угля осуществляется при этом, как правило, открытым способом. Осложнения при добыче вызываются чаще всего оползневыми явлениями вдоль бортов карьеров. Месторождения деструктивного типа обрабатываются как открытым, так и подземным способами. В последнем случае горно-геологические условия уже значительно усложняются. Большими помехами становятся тектоническая нарушенность угольных пластов, сложное поведение пород кровли и почвы, самовозгорание углей, пучение пород и др. [6, 53]. Что же касается сингеосинклинального типа, то ко всему отмеченному выше добавляются отрицательное влияние дайковых тел, прорывающих угленос-

ные отложения, сложный газовый режим и геотермальные условия, крутые углы залегания угольных пластов, а для месторождений области кайнозойской складчатости — возможность сейсмической опасности. Месторождения сингеосинклинального типа обрабатываются в основном подземным способом.

Из-за простых геоморфологических и горно-геологических условий обработки запасов открытым способом стоимость добычи тонны угля из месторождений платформенного типа намного меньше, чем из месторождений сингеосинклинального типа, хотя качество углей последних значительно выше. Что же касается месторождений деструктивного типа, то они занимают, по этой оценке, промежуточное положение.

Несколько слов о гидрогеологических условиях эксплуатации угольных месторождений, также отраженных в табл. 2. Наиболее сложные гидрогеологические условия с водопритоками в горные выработки до нескольких тысяч кубометров в час характерны для некоторых месторождений платформенного типа. Это связано прежде всего с тем, что слабая диагенезация отложений, вмещающих угольные пласты, их преимущественно песчаный состав с хорошей степенью окатанности и отсортированности материала дают возможность свободной циркуляции подземных вод, а большое площадное распространение этих отложений в условиях равнинного рельефа — тесную гидравлическую связь как между водоносными горизонтами в небольших по мощности разрезах угленосных отложений, так и по латерали. В качестве примеров можно привести Свободное и Ерковецкое месторождения в Приамурье, западные районы Павловского месторождения в Приморье и др. Исключение составляет ныне почти отработанное Кивда-Райчихинское месторождение в Приамурье, на котором в результате неотектонических движений угольный пласт был выведен выше уровня грунтовых вод и обезвожен, а также Ретиховское и отдельные участки восточных районов Павловского месторождения в Приморье, на которых угленосность сосредоточена в мелких изолированных мульдах, сохранившихся от размыва среди поля нижнепалеозойских образований (участки Южный, Восточный, Озерная падь и др.). Месторождения деструктивного типа характеризуются уже менее сложными гидрогеологическими условиями эксплуатации, а сингеосинклинального — преимущественно простыми. Отмечена связь между горно-геологическими и гидрогеологическими условиями эксплуатации угольных месторождений, заключающаяся в обратной пропорциональной зависимости между газообильностью и водообильностью горных выработок [33]. Специфические усло-

вия характерны для угольных месторождений Северо-Востока СССР в зонах развития вечной мерзлоты с особым режимом подмерзлотных вод.

Таким образом, используя предложенное в классификации расположение угленосных формаций по типам и подтипам, можно прогнозировать геолого-промышленные характеристики включенных в отработку месторождений ископаемых углей.

Рассмотрим возможность использования предложенной классификации для прогнозирования основных направлений поисковых и разведочных работ на уголь. В качестве примеров остановимся на Приамурье и Приморье, где уже сегодня отмечается дефицит угля.

В Приамурье главной геологической структурой является Буреинский срединный массив с окаймляющей его по периферии областью позднепалеозойской складчатости [9, 46]. Говоря о возможных типах угленосных формаций Приамурья, необходимо, прежде всего, остановиться на типах I и II с подтипами I-Б, I-В и II-Б, II-В. Возраст угленосности имеет широкий диапазон от верхней юры до неогена [6, 47]. В соответствии с предложенной классификацией (см. табл. 1 и 2) можно определить многие из интересующих нас параметров вышеупомянутых подтипов. Наибольший интерес представляет деструктивный тип с подтипами II-Б и II-В, в регионе пока не выявленными, кроме восточных районов (Лианское месторождение). Эти подтипы характеризуются более простыми гидрогеологическими условиями (в сравнении со Свободным и Ерквецким месторождениями), имеют относительно высокую степень метаморфизма углей и лучшие их качественные показатели, а также могут содержать угольные залежи большой мощности, находящиеся на небольших глубинах. Для их поисков очень эффективны геофизические методы, четко разграничивающие разломные структуры и стабильные борта угленосных впадин. Сингеосинклинальный тип в Приамурье мало перспективен, так как палеозойские геосинклинальные комплексы не содержат промышленную угленосность [6, 47], а подтип III-Б представлен Буреинским бассейном, перспективы которого определены. Платформенный тип в Приамурье изучен наиболее хорошо. В нем сосредоточены основные запасы энергетических углей (Свободное, Ерквецкое, Архаро-Богучанское, Мухинское и другие месторождения).

В Приморье спектр возможностей поиска более широк. Судя по последним схемам его тектонического строения [2], здесь распространены все три типа угленосных формаций с большинством подтипов. Так, в пределах Ханкайского срединного массива эксплуатируются ме-

сторождения подтипа I-Б (Павловское, Ретиховское, Липовецкое). Возможность открытия здесь новых месторождений данного подтипа не исключается, и работы в этом направлении ведутся. Практический интерес для района имеет подтип II-Б, представленный пока только Лузановским и Северным участками Павловского месторождения. Наибольший интерес как возможный объект рассматриваемого подтипа представляет Турьерогская впадина. Окаймляющая Ханкайский массив область позднепалеозойской складчатости включает месторождения деструктивного типа, подтипа II-В (Артемовское, Тавричанское, Шкотовское, Бикинское). Имеется целый ряд впадин, требующих дополнительного изучения с целью поиска новых месторождений: Гоголевская, Арсеньевская, Ореховская и др. Что же касается Сихотэ-Алинской складчатой области мезозойд, то здесь известны месторождения деструктивного (подтип II-Г) и сингеосинклинального (подтип III-Г) типов. В первом случае это мелкие объекты с бурными углями и сложным тектоническим строением. Они приурочены к вулканотектоническим впадинам Прибрежного вулканогенного пояса или вблизи него (Березовское, Зеркальнинское, Верхнебикинское и другие месторождения). Во втором — это месторождения каменных углей с очень сложными горно-геологическими условиями эксплуатации (Партизанский бассейн). Поэтому данная область по экономическим соображениям малоперспективна для постановки поисковых и разведочных работ на уголь в Приморье.

Геологическое строение Северо-Востока СССР характеризуется набором в разрезах осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов отложенных самых разнообразных угленосных формаций, в большинстве своем еще недостаточно изученных, хотя в последнее время получен новый фактический материал как по тектоническому строению региона и процессам угленакпления [4, 10, 11, 15, 19, 20, 32, 34, 45], так и по вопросам геологического строения отдельных угленосных районов, структур и месторождений [1, 3, 21, 35—37, 50, 52]. Здесь возможно выделение всех трех типов угленосных формаций с большинством подтипов. Особое место при этом занимает область мезозойд вместе с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. В пределах мезозойд широко развиты угленосные структуры деструктивного типа (подтип II-Г) как тектонического, так и вулканотектонического происхождения. Типичным представителем первых является Аркагалинская впадина с заключенными в ней одноименными месторождениями углей [3, 5, 11], а вторых — угленосные структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Омсукчанская и Чаун-Чукотская угленосные площади [5, 11,

35, 50]). В предложенной классификации в подтипе II-Г тектонические и вулканотектонические впадины не разделяются, хотя выполняющие их угленосные формации различаются между собой. Так, угленосные формации вулканотектонических впадин характеризуются большим процентным содержанием вулканогенных пород и высокой степенью метаморфизма углей.

В настоящее время вулканогенным поясам отводится роль опорных (рубежных) структур при формировании континентальной коры [45], однако широко проявленные в их пределах вулканотектонические впадины чаще всего характеризуются наличием небольших по запасам месторождений углей со сложным тектоническим строением.

В заключение хотелось бы отметить, что разработанная классификация и принцип работы с нею не являются строго универсальными. Не все из известных угольных месторождений Дальнего Востока вписываются в выделенные пятнадцать подтипов угленосных формаций. Подгородненское месторождение в Приморье, некоторые месторождения Зырянского бассейна на Северо-Востоке СССР, отдельные районные политипного Ленского бассейна в Якутии не всегда могут быть отнесены однозначно к тому или иному подтипу. Тем не менее автор надеется, что предложенная классификация поможет геологам-угольщикам Дальнего Востока в решении важной задачи обеспечения энергетическими ресурсами развивающегося народного хозяйства региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агапштов Д. И., Иванов В. В. Палеогеновые и неогеновые отложения Анадырской впадины // Берингия в кайнозое/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1976.— С. 89—100.
2. Варнаевский В. Г., Седых А. К. Структурное районирование кайнозойских угленосных впадин и мульд Приморья // Эволюция угленакопления на северо-востоке Азии/ДВО АН СССР.— Магадан, 1987.— С. 86—97.
3. Ващенко Е. М., Пензин Ю. П., Филимонова Л. А. О возрасте угленосных отложений Аркагалинской впадины // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1975.— № 5.— С. 30—34.
4. Воропаев В. Н. История геологического развития осадочных бассейнов северо-востока Азии (в свете новых данных о катагенезе органического вещества) // Эволюция угленакопления на северо-востоке Азии/ДВО АН СССР.— Магадан, 1987.— С. 49—74.
5. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР.— Т. 10.— М.: Недра, 1962.
6. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР.— Т. 9, кн. 1.— М.: Недра, 1973.
7. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР.— Т. 9, кн. 2.— М.: Недра, 1973.
8. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР.— Т. 12.— М.: Недра, 1978.
9. Геолого-структурная карта размещения месторождений угля и горючих сланцев СССР масштаба 1:5 000 000/Под ред. Н. И. Погребнова/ВНИГРИуголь.— Ростов-на-Дону, 1980.
10. Гусев Г. С. Динамические условия формирования складчатости Верхояно-Колымской системы мезозой: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук.— М.: 1980.
11. Егоров А. И., Пензин Ю. П. Угленакопление в кайнозое на Северо-Востоке СССР.— Ростов-на-Дону: РГУ, 1987.
12. Железнова Н. Г., Кузнецов Ю. Я., Матвеев А. К., Череповский В. Ф. Запасы углей стран мира.— М.: Недра, 1983.
13. Желнинский В. М. Мезозойская угленосная формация Южной Якутии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.
14. Жемчужников Ю. А. Угленосные толщи как формации // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1955.— № 5.— С. 14—33.
15. Иванов В. В., Пушаровский Ю. М., Тильман С. М. Тектоническое положение и особенности строения осадочных бассейнов на северо-западном обрамлении Тихого океана // Геотектоника.— 1981.— № 4.— С. 5—20.
16. Иванов Г. А. Генетическая классификация угленосных формаций/ ОНТИ ВИЭМС.— М., 1959.
17. Иванов Г. А. Угленосные формации.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1967.
18. Иванов Г. А. Принципы генетической и тектонической классификации угленосных формаций // Тектоника угольных бассейнов и месторождений СССР.— М.: Недра, 1976.— С. 17—32.
19. Иванов Н. В. Типизация угленосных формаций северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса // Угольные бассейны и условия их формирования.— М.: Недра, 1983.— С. 65—72.
20. Иванов Н. В., Тараканов А. С. и др. Закономерности размещения мощных угольных пластов в геоструктурах Северо-Востока СССР // Сов. геология.— 1984.— № 11.— С. 9—20.
21. Копорулин В. И. Условия накопления и литогенез нижнемеловых отложений Зырянской впадины.— М.: Наука, 1979.— (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 338).
22. Косыгин Ю. А., Луцицкий И. В. Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента Азии // Тектоника Сибири.— Т. 1.— Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1962.— С. 9—17.
23. Крашенинников Г. Ф. Условия накопления угленосных формаций СССР.— М.: Изд-во МГУ, 1957.
24. Логвиненко Н. В. Генетическая классификация угленосных формаций // Угленосные формации и угольные месторождения.— М.: Наука, 1968.— С. 1—15.
25. Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Об особом типе структур Восточной Азии.— Л., 1963.— С. 63—86.— (Тр./ВСЕГИЛ; Т. 85).
26. Матвеев А. К. Угленосные провинции и их распространение в СССР // Тр. Лаб. геол. угля АН СССР.— Вып. VII.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1957.— С. 5—11.
27. Матвеев А. К. Генерализованная генетическая (структурно-генетическая) классификация угольных бассейнов // Угленосные формации и угольные месторождения.— М.: Наука, 1968.— С. 37—41.
28. Матвеев А. К. Классификация угольных бассейнов // Угленосные формации и их генезис.— М.: Наука, 1973.— С. 53—60.
29. Миронов К. В. Геологические основы разведки угольных месторождений.— М.: Недра, 1973.
30. Миронов К. В. О связях угленосности с образованием и развитием структурных форм земной коры // Тектоника угольных бассейнов и месторождений СССР.— М.: Недра, 1976.— С. 33—58.

31. *Мирчинк Г. Ф.* Основные закономерности развития земного лика // Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол.—1940.—Т. XVIII.—С. 53—60.
32. *Научные основы прогнозирования мощных угольных пластов (на примере Северо-Востока СССР)* / Под ред. Н. В. Иванова, А. С. Тараканова.—Л.: Недра, 1985.
33. *Обжиров А. И.* Геологические особенности распределения природных газов на угольных месторождениях Дальнего Востока.—М.: Наука, 1979.
34. *Основные закономерности строения и образования угленосных формаций и методы прогноза угленосности*/Под ред. Н. В. Иванова, А. С. Тараканова.—Л.: Недра, 1985.
35. *Пеканов С. В.* Условия формирования угленосных отложений Восточной Чукотки // Эволюция угленосности на северо-востоке Азии/ДВО АН СССР.—Магадан, 1987.—С. 132—143.
36. *Пензин Ю. П.* О тектонической природе верхнемеловых впадин междуручья Колымы и Индигирки // Колыма.—1980.—№ 4.—С. 34—36.
37. *Пензин Ю. П., Воропаева Е. Н.* Новые данные о геологическом строении Зырянского каменноугольного бассейна // Эволюция угленосности на Северо-Востоке Азии/ДВО АН СССР.—Магадан, 1987.—С. 109—116.
38. *Погребницкий Е. О.* Генетическая классификация угленосных формаций // Зап. Ленингр. горн. ин-та.—1964.—Т. XLVII, вып. 2.—С. 138—146.
39. *Погребнов Н. И.* Размещение угленосных формаций в современных структурах земной коры на территории СССР // Сов. геология.—1972.—№ 7.—С. 3—18.
40. *Погребнов Н. И.* Тектоническая классификация угольных бассейнов и месторождений СССР // Тектоника угольных бассейнов и месторождений СССР.—М.: Недра.—1976.—С. 58—71.
41. *Раковский В. Е., Томских С. С.* Липтобиолиты/ДВГУ.—Владивосток, 1985.
42. *Седых А. К., Целигоров А. И.* Разрывные нарушения чехла и строение фундамента (на примере Угловской впадины) // Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.—Владивосток, 1975.—С. 168—175.
43. *Сендерзон Э. М.* О классификации угленосных формаций // Ископаемые угли Сибири и методы их изучения.—М.: Наука, 1971.—С. 37—56.
44. *Степанов П. И.* Теория поясов и узлов угленосности // Юбилейный сборник, посвященный XXX-летию Великой Октябрьской социалистической революции.—М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1947.—С. 172—193.
45. *Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана*/Под ред. М. С. Маркова и др.—М.: Наука, 1980.
46. *Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных районов масштаба 1:2 000 000*/Под ред. Ю. А. Косыгина, Л. М. Шарфенова/ВСЕГЕИ.—Л., 1978.
47. *Тимофеев А. А., Череповский В. Ф., Шарудо И. И.* Эволюция угленосности на территории СССР.—М.: Недра, 1979.
48. *Тимофеев П. И.* Угленосные формации и их роль в познании осадочного процесса // Литология и полез. ископаемые.—1970.—№ 6.—С. 14—25.
49. *Тимофеев П. И., Иванов Г. А.* Современное состояние учения об угленосных формациях и сущность формационного анализа // Угленосные формации и их генезис.—М.: Наука, 1973.—С. 8—13.
50. *Умитбаев Р. В.* Строение и природа Омсукчанской впадины (северо-восток СССР) // Геология и геофизика.—1983.—№ 8.—С. 56—62.
51. *Уткин В. П., Седых А. К.* Геодинамика формирования структур угольных месторождений (на примере Приморья) // Докл. АН СССР.—1984.—Т. 278, № 5.—С. 1199—1204.
52. *Фандюшкин Г. А.* История формирования угленосных отложений Анадырско-Корякской складчатой системы // Эволюция угленосности на северо-востоке Азии/ДВО АН СССР.—Магадан, 1987.—С. 117—131.
53. *Целигоров А. И.* Некоторые вопросы пучения горных пород.—М.: Углетехиздат, 1949.
54. *Череповский В. Ф.* Достижения и основные проблемы угольной геологии.—М.: Недра, 1980.
55. *Череповский В. Ф.* Угольные бассейны региона Байкало-Амурской магистрали.—М.: Недра, 1984.

ДВПИ
Владивосток

Поступила в редакцию
14 июня 1989 г.

ДИСКУССИЯ

Несомненным достоинством классификации А. К. Седых является ее практическая направленность. Не вызывает возражений главный признак, по которому составлена классификация,—структурные условия формирования угольных бассейнов и месторождений. Кроме двух, сингеосинклинального и платформенного, типов выделен третий — деструкционный, связанный с распадом коры по разломам. Наименование это кажется неудачным. Платформенные угленосные впадины тоже образуются преимущественно благодаря

разломам. Деструкционные явления свойственны и собственно геосинклинальному процессу. По своим особенностям угольные месторождения, включенные автором в деструкционный тип, близки к орогенным или активизационным.

Недостаточное знакомство А. К. Седых с угольными месторождениями Востока СССР вызвало в некоторых случаях ошибочное отнесение части их к тому или иному типу. Особенно это касается месторождений Северо-Востока СССР.

ИТИГ ДВО АН СССР
Хабаровск

Г. М. Власов

УДК 551.781/782 : 561 : 581.33(571, 63)

Л. А. Баскакова

**УГЛЕНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОРЕХОВСКОЙ ВПАДИНЫ ПРИМОРЬЯ:
ЛИТОЛОГИЯ И ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА**

Проведено литологическое и палинологическое расчленение разреза Ореховской впадины, принадлежащей к группе стратиграфически наиболее слабо изученных кайнозойских структур Сихотэ-Алинской складчатой области. В сводном разрезе выделен последовательный ряд палинокомплексов (6) и палиноспектров (3); проведена корреляция их с палинофлорами

сопредельных и удаленных районов. В целом палиностратиграфический ряд Ореховской впадины охватывает интервал от среднего эоцена до нижнего миоцена включительно. Возраст угленосной толщи, по палинологическим данным, эоцен — олигоцен, возраст надугленосной туфогенно-осадочной толщи — ранний миоцен.

Ореховская впадина расположена в бассейне р. Ореховка и ее правых притоков Третьячка и Веста. Она имеет овальную форму, вытянута в северо-восточном направлении на 17 км при ширине 5—8 км (рис. 1).

Ореховская впадина принадлежит к Уссури-Даубихинской группе кайнозойских континентальных впадин, узкой цепочкой протягивающейся вдоль западного склона Сихотэ-Алиния от Уссурийского залива до среднего течения р. Бикин. Впадины наложены на складчатые структуры одноименного мезозойского прогиба, в общих чертах наследуя простирание последнего.

Среди многочисленных кайнозойских впадин Приморья впадины Уссури-Даубихинской структурно-фациальной зоны отличаются наиболее слабой стратиграфической изученностью. Сведения о стратиграфии кайнозоя этой зоны разрознены и отрывочны. В основном они получены в процессе поисковых работ на уголь, проводившихся здесь в шестидесятые годы ПГО Приморгеология. По керну скважин, пробуренных в ходе этих работ, автор ознакомился с разрезом Ореховской впадины. Из трех скважин (56, 59, 84) были послойно отобраны палинологические пробы, которые изучались Н. С. Громовой. Немногочисленные отпечатки крупных растительных остатков определялись М. О. Борсуком. Краткие сведения о геологическом строении Ореховской впадины, основанные на визуальных литолого-фациальных наблюдениях и предварительных палеоботанических заключениях, были изложены в коллективных монографиях [7] и [10]. В настоящее время в плане подготовки к предстоящему

Межведомственному совещанию по проблеме стратиграфии палеогена и неогена Востока СССР проведены углубленный анализ и обобщение всего имеющегося в распоряжении автора литолого-стратиграфического и палинологического материала, что позволило уточнить представления о стратиграфическом разрезе Ореховской впадины. Результаты этих исследований представлены в статье.

В кровле разреза Ореховской впадины залегают нижнечетвертичные бурые глины и суглинки (мощность от 1 до 18 м) с линзами галечников, состоящих из плохо окатанных галек кремнистых пород (рис. 2).

Под четвертичными отложениями залегает маломощная (10—70 м) туфогенно-осадочная толща. Она сложена разногалечниковыми слабоцементированными конгломератами, туфо-

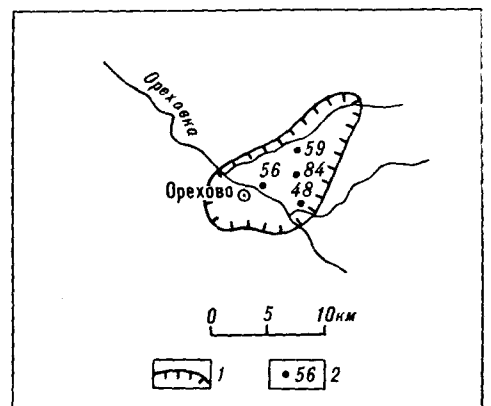


Рис. 1. Местоположение Ореховской впадины: 1 — контур впадины; 2 — скважины и их номера.

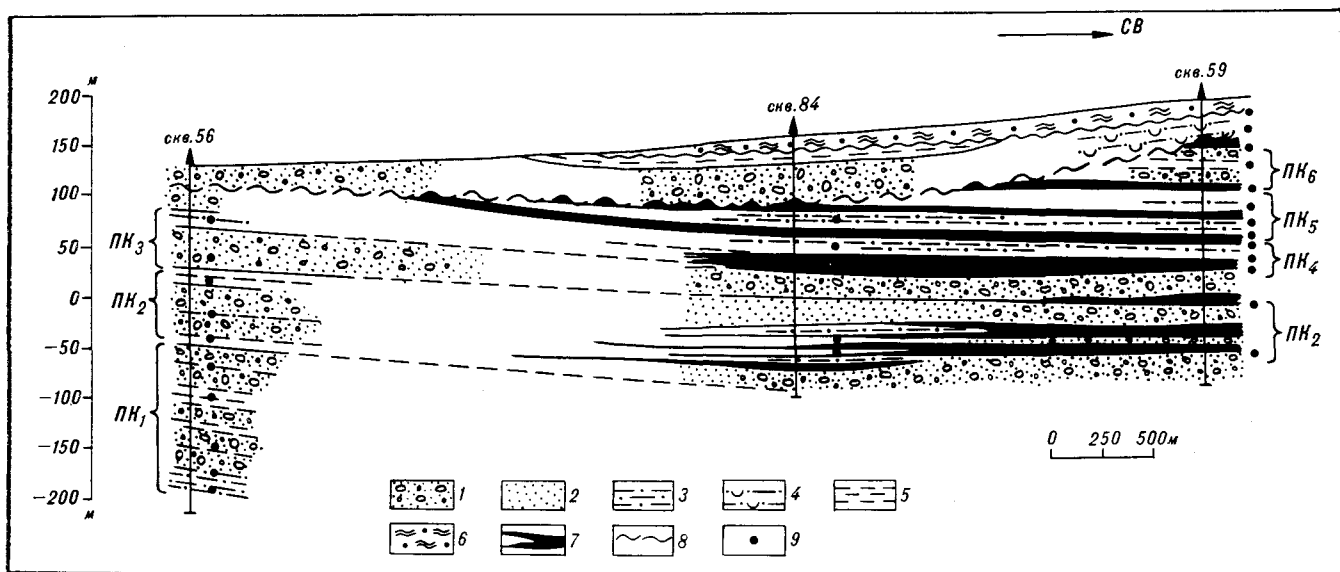


Рис. 2. Геологический разрез по простиранию Ореховской впадины.

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — туфоалевролиты и туффиты; 5 — аргиллиты; 6 — четвертичные бурые глины и суглинки; 7 — бурые угли; 8 — предполагаемый размыв; 9 — палинологическая проба.

песчаниками, туфоалевролитами и туфогенными глинами.

Конгломераты этой толщи отличает достаточно пестрый литологический состав обломочного материала. Кроме галек кремнистых пород, характерных для всего ореховского разреза, здесь в составе конгломератов заметную роль играют гальки кварца, плотных темно-серых песчаников и алевролитов, в меньшем количестве встречаются гальки известняков, сиенитов, эффузивов и метаморфических сланцев.

В туфопесчаниках пирокластический материал представлен веретенообразными и серповидными пепловыми частицами, остроугольными осколками и оплавленными зернами кварца и мелкими кристалликами неизмененного кислого плагиоклаза. В терригенной составляющей туфопесчаников преобладают угловатокатаные обломки кварца и кислых бескварцевых эффузивов, в меньшем количестве присутствуют обломки пелитизированного калишпата. Цемент пелитоморфный, глинистый, видимо, с продуктами разложения тонкого пеплового материала. Отличительными особенностями туфогенно-осадочной толщи являются желтовато-зеленоватая, реже пепельно- и землисто-серая окраска пород, комковатые и брекчиеватые текстуры алевролитов, чрезвычайно редкая встречаемость растительных остатков. По этим признакам, а также по своему положению в разрезе туфогенно-осадочная толща Ореховской впадины хорошо коррелируется с непродуктивной надугленосной толщей Ханкайского массива [1].

Туфогенно-осадочную толщу подстилает угленосная, включающая до шести угольных пластов мощностью от 2,5 до 15 м. Мощность угленосной толщи в центральной части впадины, где она не вскрыта полностью, превышает 400 м. Отличительной особенностью толщи является значительная доля в ее составе грубообломочных русловых отложений. В распределении по площади и в разрезе последние тяготеют соответственно к осевой части впадины, где, видимо, трассируют русло палеореки, и к нижней малопродуктивной части толщи.

Роль галечниковых отложений сокращается с уменьшением мощности толщи в периферических частях впадины, где они замещаются песчано-алевролитово-глинистыми осадками поймы и старичных озер. Так, в скв. 48, расположенной вблизи юго-восточного борта впадины, угленосная толща, мощность которой уменьшается до 35 м, сложена преимущественно мелкозернистыми светло-серыми песчаниками и тонкослоистыми аргиллитами с обильным растительным детритом и неравномерно распределенной примесью разнородного псаммитового материала. По степени угленасыщенности толщу можно условно разделить на две части: нижнюю — слабоугленосную (200 м) и верхнюю — высокопродуктивную, включающую наиболее мощные угольные пласты (до 200 м).

Угленосная толща палинологически охарактеризована достаточно полно, а туфогенно-осадочная — очень слабо, лишь двумя спектрами в скв. 59 (см. рис. 2).

Палинотрапиграфическое расчленение Ореховского разреза

МСП	ПОСШ		Палино-комплексы	Состав палинокомплексов
Тугогенно-осадочная толща	Млодец	Нижний		Д: Tilia; Сд: Taxodiaceae, Ulmus; Сп: Pinus sp., Myrica, Comptonia, Juglans, Carya, Platycarya, Quercus, Fagus, Liquidambar, Rhus, Ilex, Rhododendron Д: Picea, Pinus spp.; Сд: Taxodiaceae; Сп: Adiantum, Dryopteris, Podocarpus, Myrica, Juglans, Betula, Quercus, Fagus, Rhus, Tilia
Угленосная толща	Олигоцен	Верхний	ПК ₆	Д: Alnus; Сд: Taxodiaceae, Pinus spp.; Сп: Podocarpus, Abies, Picea, Larix, Carya, Engelhardtia, Ulmus, Magnolia, Liquidambar, Corylopsis, Tilia Д: Pinus spp., Taxodiaceae; Сд: Picea; Сп: Myrica, Comptonia, Platycarya, Quercus, Fagus, Castanea, Moraceae, Liquidambar, Corylus sp.
			ПК ₅	Д: Pinus spp., Alnus, Betula, Tilia; Сд: Taxodiaceae, Picea, Tsuga, Myrica, Juglans, Quercus, Fagus, Ulmus; Сп: Rhus, Keteleria, Palmae, Comptonia, Platycarya, Engelhardtia, Castanea, Magnolia, Hamamelis, Liquidambar, Corylus, Nyssa
		Нижний	ПК ₄	Д: Pinus spp., Picea, Taxodiaceae, Alnus; Сд: Tsuga, Ulmus, Ericaceae, Diervilla; Сп: Podocarpus, Dacrydium, Cedrus, Myrica, Juglans, Carya, Betula, Quercus, Celtis, Magnolia, Liquidambar, Leguminosae, Rhus, Tilia, Sterculia
			ПК ₃	Д: Pinus spp., Taxodiaceae; Сд: Picea, Pinus, aff. silvestris, Carya, Tilia; Сп: Dacrydium, Araucaria, Tsuga spp., Cedrus spp., Sequoiapollenites spp., Chlorantus, Platycarya, Quercus conforta, Ulmoidipites sp., Tricolporopollenites cingulum, Pleurospermaepollenites crassus, Pistilipollenites
	Эоцен	Средний — верхний	ПК ₂	Д: Pinus sp., Taxodium, Quercus spp., Fagus spp.; Сд: Osmunda, Picea, Glyptostrobus, Carya, Alnus, Rhus; Сп: Cyathea, Dryopteris, Leirotiletes, Podocarpus, Keteleria, Palmae, Pseudophoenix, Chloranthus, Myrica galiformis, Engelhardtia, Quercus gracilis, Q. graciliformis, Magnolia, Hamamelis, Myrtaceae, Triatriopollenites aff. aroboratus, Pokrovskaja
			ПК ₁	Д: Pinus spp., Picea, Taxodiaceae; Сд: Osmunda, Tsuga spp., Cedrus spp., Pinus singularis, P. cf. longifoliaformis, Juglans, Alnus, Betula, Tilia; Сп: Adiantum, Lygodium, Leirotiletes, Podocarpus spp., Dacrydium, Keteleria, Casuarina, Myrica, Carya, Platycarya, Engelhardtia, Quercus, Fagus, Ulmus, Humulus, Liquidambar, Nyssa spp., Aralia, Anacolositites, Triporopollenites plicoides

Примечание. МСП — местные стратиграфические подразделения, ПОСШ — подразделения общей стратиграфической шкалы, Д — доминанты, Сд — субдоминанты, Сп — сопутствующие.

Прослеженный нами порядок изменения палинофлоры по вертикали трех скважин (56, 59, 84) и сопоставление их спорово-пыльцевых спектров позволили в сводном разрезе угленосной толщи выделить шесть последовательно сменяющих друг друга палинокомплексов* (см. таблицу).

Первый и второй палинокомплексы (ПКК_{1,2}) происходят из нижней, малопродуктивной, части угленосной толщи, наиболее полно вскрытой в скв. 56. Они представляют один тип растительности: богатой, теплолюбивой, близкой к субтропической, а отличаются друг от друга в основном количественным соотношением хвойных и покрытосеменных растений и составом доминантов.

Общей характерной чертой двух нижних палинокомплексов является значительная роль в их составе разнообразных споровых растений, что сближает эти палинокомплексы с палинофлорой из нижней угленосной толщи Средне-Бикинской впадины. Среди споровых растений доминируют Polypodiaceae (18—30%) и Osmunda (35—10%); в меньшем количестве, но практически постоянно присутствуют Lycopodium spp. (1—2%); Botrychium sp. (0,5—3%), Dryopteris sp. (0,5—1%). В большинстве проб отмечены малочисленные (0,5—1%) споры Trichomanes sp., Cyathea sp., Adiantum sp., Lygodium spp. и лишь в некоторых — Selaginella spp., Ophioglossum sp., Hymenophyllum spp., Alsophila spp., Hemitela sp., Dicsonia sp., Cibotium sp., Coniopteris sp., Woodwardia sp., Pteris sp., Woodsia sp., Polypodium sp., Schizaeaceae, Moria sp., Marattia sp., Gleichenia sp., Leptopteris sp., Leirotiletes spp., Divisispo-

* Определение спор и пыльцы проводилось Н. С. Громовой.

rites cf. maxoides Kr., Concavisporites acutus Pfl., Undulatisporites sp.

Первый палинокомплекс (ПК₁) выделен только в разрезе скв. 56 в интервале глубин 176—297 м. Кроме отмеченного выше разнообразия спорового спектра для него характерно обилие пыльцы хвойных растений при значительном видовом разнообразии сосновых. Наиболее многочисленна пыльца рода *Pinus* (до 28%), представленного 12 видами, в том числе *P. cf. ponderosaformis* Zakl., *P. cf. singularis* Zakl., *P. cf. longifoliaformis* Zakl., *P. aff. silvestris* L., *P. cf. strobiformis*, *P. ex gr. protocembra* Zakl., *P. cf. sibiriciformis* Zakl., *P. cf. exelsaformis*, *P. cf. minutus* Zakl., *P. cf. taedaformis* Zakl., *P. cf. microsibirica* Zakl. и др. На втором месте среди сосновых род *Picea* (5—15%) и род *Tsuga* (до 10%), включающие *Picea cf. praemarianus* Kr., *P. sacculiferoides* Kr., *P. cf. rubra* Link., *Tsuga canadensis* (L.) Carr., *T. diversifolia* (Max.) Mast., *T. cf. torulosa* Zakl., *T. minimus* Kr., *T. crispa* Zakl., *T. cf. pattoniana* Engelm., *T. azanala* Kr., *T. cf. heterophyllites* Martin. Немногочисленна (до 3%), но разнообразна пыльца *Cedrus*: *C. parvisaccata* Zakl., *C. cf. pusila* Zauer, *C. piniformis* Zauer, *C. cf. libani* Laws., *C. cf. oligocenicus* Kr., *C. janschini* Zakl., *C. crispire* Zakl. и др.

Из таксоидных постоянно встречаются *Taxodium* sp. (до 3—6%, в двух пробах 18%), *Glyptostrobus* sp. (0,5—5%), *Sequoia* sp.; в единичных пробах отмечена пыльца *Metasequoia* sp., *Cryptomeria* sp.

Стабильно в количестве 0,5—1% в ПК₁ присутствует пыльца *Podocarpus* spp., *Dacrydium* sp. В качестве сопутствующих компонентов отмечены *Araucaria* sp., *Abies* sp., *Larix* sp., *Keteleeria* sp., *Sciadopitys* sp., *Libocedrus* sp., *Ephedra* spp., *Sequoiapollenites gracilis* Kr.

Пыльца покрытосеменных отмечена таксономическим разнообразием, хотя в количественном отношении существенно уступает хвойным. Ведущие позиции в этой группе принадлежат ореховым, березовым, ильмовым, главным образом родам *Juglans*, *Alnus* *Batula*, *Ulmus*, пыльца которых в количестве 1—4% присутствует постоянно, а также роду *Tilia* (3—7%). В качестве примеси к ним встречается малочисленная (до 1%) пыльца других представителей этих семейств: *Carya* sp., *Pterocarya* sp., *Platycarya* sp., *Cyclocarya* sp., *Engelhardtia* sp., *Ostrya* sp., *Corylus* sp., *Carpinus* sp., *Zelkova* sp., *Celtis* sp.

Роль буковых в составе ПК₁ незначительна. Из них стабильно присутствует лишь пыльца *Quercus* sp. (0,5—3%), в некоторых пробах отмечены малочисленные (0,5—1%) *Quercus cf. conferta* Boitz., *Fagus* sp., *Nothofagus* sp., *Castanea* sp.

Постоянными, хотя и малочисленными (0,5—1%, редко до 2%), членами комплекса являются *Myrica* sp., *Magnolia* sp., *Liquidambar* sp., *Aralia* sp., *Rhus* sp., *Ilex* sp., *Humulus* sp., *Diervilla* spp., *Lonicera* sp. Спорадически отмечены *Casuarina* sp., *Chloranthus* sp., *Comptonia* sp., *Maclura* sp., *Hamamelis* sp., *Fothergilla* sp., *Corylopsis* sp. (до 2%), *Rutaceae*, *Cotinus* sp., *Nyssa* sp., *Myriophyllum* sp., *Actinidia* sp., *Rhododendron* sp., *Sapotaceae*, а также формальные таксоны *Reevesiapolis* sp., *Triporopollenites plicoides* Zakl., *Anacolosidites* sp., *Pokrovskaja* sp.

Второй палинокомплекс (ПК₂) в полном стратиграфическом объеме представлен в скв. 56, где он характеризует интервал разреза с глубины 93 м до 176 м. Кроме того, к стратоевровню ПК₂ условно отнесены два спорово-пыльцевых спектра с низов (225 м) разреза, вскрытого в скв. 59, устье которой расположено на 55 м гипсометрически выше устья скв. 56.

В ПК₂ по сравнению с ПК₁ ведущее положение занимают покрытосеменные; таксономическая и количественная оценка хвойных существенно снижается при примерно равном участии в их составе сосновых и таксоидных. Из сосновых в заметном количестве и постоянно присутствуют лишь *Picea* sp. (3—10%) и *Pinus* sp. (3—12%). Список многочисленных видов сосны, отмеченных в ПК₁, здесь резко (до четырех видов) сокращается.

Видовой состав тсуг не претерпел существенного изменения, но количество их пыльцы и ее встречаемость резко уменьшилась. Род *Cedrus* представлен в ПК₂ лишь тремя видами против девяти в ПК₁. Из них наиболее распространен *Cedrus piniformis* с содержанием до 2%.

Среди таксоидных преобладает *Taxodium* spp. (6—11%), в меньшем количестве, но постоянно присутствует *Glyptostrobus* sp. (2—3%), и в некоторых пробах отмечены малочисленные (0,5—2%) *Sequoia* sp., *Cunninghamia* sp., *Sequoiapollenites cf. sculpturis* Kr. Так же, как и в ПК₁, постоянно встречается пыльца *Podocarpus* spp. (до 2%) и изредка малочисленная (0,5—1%) пыльца *Ginkgo* sp., *Dacrydium* sp., *Araucaria* sp.

В группе покрытосеменных на первое место выходят буковые, главным образом различные виды дубов (4в — 15%) и буков (3в — 10%). Характерно присутствие мелкой пыльцы вечнозеленых дубов *Quercus gracilis* Boitz., *Q. graciliformis* Boitz., *Q. conferta* Boitz. Постоянно в количестве 0,5—1% присутствует пыльца *Castanea* sp., изредка единичные зерна *Nothofagus* sp.

Позиции ореховых, березовых и ильмовых существенно не изменились по сравнению с

ПК₁. Родовой состав и количественная оценка их в целом остались прежними. Несколько увеличилось лишь содержание пыльцы *Varya* sp., *Engelhardtia* sp.

По сравнению с ПК₁ возросла роль рода *Myrica* (4%), включающего *M. cf. galiformis* Gladk., *Rhus* sp. (до 4%). Более разнообразным стал спектр субтропических и вечнозеленых растений, относящихся к сопутствующим элементам комплекса. Кроме форм, отмеченных в ПК₁, он включает *Pseudophoenix*, *Palmae*, *Euonymus* sp., *Hedera* sp., *Elaeagnus* sp., *Kalorapax* sp., *Sambucus* sp., *Caprifoliaceae*. Ряд экзотов (*Casuarina* sp., *Chloranthus* sp., *Magnolia* sp., *Hamamelis* sp., *Rhododendron*) отмечены здесь некоторым увеличением содержания.

Из таксонов искусственной классификации в ПК₂ присутствуют *Triporopollenites plicoides* Zakl., *Triatriopollenites aff. aroboratus* Pfl., *Pokrovskaja* sp.

Третий палинокомплекс (ПК₃) выделен в верхней части разреза угленосной толщи, вскрытого скв. 56 (до глубины 93 м).

На его рубеже с ПК₂ фиксируется значительное обеднение палинофлоры с сокращением в ее составе доли термофильных элементов. Общее количество таксонов сокращается в группе споровых растений с 42 до 11, в группе хвойных — с 76 до 40, в группе покрытосеменных — со 100 до 56.

В составе ПК₃ количественно преобладают хвойные. Среди них лидирует род *Pinus* (до 25%), представленный столь же разнообразно (12 видов), как и в ПК₁. В качестве субдоминантов выступают *Picea* sp. (8%) и *Taxodium* sp. (7–12%). В количестве 0,5–2% присутствуют *Ginkgo* sp., *Podocarpus* spp., *Dacrydium* sp., *Abies* sp., *Tsuga canadensis*, *T. diversifolia*, *T. torulosa*, *Larix* sp., *Cedrus* sp., *C. cf. pusilla*, *C. piceiformis*, *C. piniformis*, *Glyptostrobus* sp., *Cunninghamia* sp., *Sequoiapollenites polyformosus* Kr., *S. minor* Kr., *S. pilaeiligulus* Kr., *Sciadopitys* sp., *Cupressites* sp.

В обедненном спектре покрытосеменных растений наиболее многочисленна, с содержанием 3–5%, пыльца *Salix* sp., *Carya* sp., *Alnus* sp., *Tilia* sp., *Diervilla* spp. В количестве 1–2% присутствуют пыльца *Typha* sp., *Ulmus* sp., *Ulmoides* sp., *Humulus* sp., *Liquidambar*, *Thus* sp., *Nyssa* sp., *Ericaceae*, *Lonicera* sp.

Единичными зернами при постоянной встречаемости представлены *Myrica* sp., *Fagus* sp., *Nothofagus* sp., *Morus* sp., *Magnolia* sp., *Aralia* sp. и лишь в одной пробе — *Chloranthus* sp., *Comptonia* sp., *Pterocarya* sp., *Platycarya* sp., *Engelhardtia* sp., *Passania* sp., *Alnaster* sp., *Corylus* sp., *Carpinus* sp., *Quercus conferta*, *Celtis* sp., *Hamamelis* sp., *Rosaceae*, *Myrtaceae*, *Rhododendron* sp., *Sambucus* sp.

Из формальных таксонов здесь отмечены *Iuaperturapollenites* sp. (3%), *I. microforatus* Kr. (2%), *Pokrovskaja gracilis* (1%) и единичные зерна *Tricolporopollenites cingulum* R. Pot., *Pleurospermaepollenites crassus* I. Kulk., *Pistilipollenites* sp.

Список споровых растений в ПК₃ значительно беднее, чем в ПК₁ и ПК₂. Кроме транзитных для всего разреза *Polypodiaceae* (12–15%) он включает представленные малочисленными и единичными зернами *Lycoperidium* sp., *Trichomanis* sp., *Dryopteris* sp., *Woodsia* sp., *Osmunda* sp., *Lygodium* sp., *Leiotriletes maxoides* Kr., *Divisisporites cf. enormis* Pfl.

Четвертый палинокомплекс выделен в разрезах скв. 84 и скв. 59, наиболее полно в последней, где он представлен четырьмя спектрами в интервале глубин от 125 м до 140 м.

Таксономически ПК₄ близок к ПК₃, различаясь от последнего меньшим видовым разнообразием сосен и полным отсутствием формальных таксонов во всех трех группах растений. В целом он представляет умеренно теплую лесную растительность смешанного типа с преобладанием хвойных пород.

В составе ПК₄ доминирует пыльца сосен (до 30%), главным образом *Pinus s/g Harpoxylon*, *P. s/g. Diploxylon* с незначительной примесью *P. cf. strobiformis*, *P. cf. protocembra* P. sp., ели (8–12%) и таксодиевых. Количество пыльцы последних колеблется от 15% в верхней части стратоинтервала до 45% в нижней. Среди них наиболее распространена пыльца *Taxodium* sp., в небольшом количестве (0,5–3%) присутствуют *Sequoia* sp., *Glyptostrobus*, *Cryptomeria* sp.

Постоянно присутствует пыльца *Tsuga* sp. (1–3%), лишь в одной пробе ее содержание повышается до 12%. Во всех пробах отмечено небольшое количество (0,5–2%) пыльцы *Abies* sp., *Larix* sp., *Cedrus* sp., *Cupressaceae*, *Podocarpus* sp. и лишь в самых нижних — единичные зерна *Dacrydium* sp.

В группе покрытосеменных заметным содержанием (до 10%) отмечен лишь *Alnus* sp. Остальные таксоны этой группы входят в число сопутствующих элементов. Из них наиболее распространенными (0,5–2%, реже — до 3%) являются: *Salix* sp., *Myrica* sp., *Betula* sp., *Fagus* sp., *Ulmus* sp. (в одной пробе 5%), *Magnolia* sp., *Liquidambar* sp., *Rhus* sp., *Sterculia* sp., *Ericaceae*, *Diervilla* sp. (до 5%). Еще более малочисленна (0,5%), но встречается постоянно или часто пыльца *Juglans* sp., *Carya* sp., *Quercus* sp., *Leguminosae*, *Ilex* sp., *Tilia* sp., *Rhododendron* sp., *Lonicera* sp. Спорадическими зернами представлены *Comptonia* sp., *Pterocarya* sp., *Corylus* sp., *Celtis* sp., *Humulus* sp., *Acer* sp., *Nyssa* sp., *Aralia* sp.

Споровые, как и в предшествующем комплексе, играют сугубо подчиненную роль. Кроме Polypodiaceae (15—20 %) стабильно присутствуют лишь Botrychium sp. (0,5—2 %) и Acrostichum sp. (2 %).

Пятый палинокомплекс (ПК₅) наиболее полно представлен в разрезе скв. 59, где он объединяет спорово-пыльцевые спектры в интервале глубин 90—120 м. К нему также относится единственный спектр с глубины 68 м в разрезе скв. 84.

В ПК₅ существенно возросла роль покрытосеменных растений с увеличением в составе доли теплолюбивых элементов. В отличие от ПК₄ основные теплоумеренные покрытосеменные рода входят здесь в число эдификаторов флоры.

Таксономические изменения в группе хвойных выразились в исчезновении пыльцы Dasycidium sp., в уменьшении видового разнообразия рода Pinus и в появлении пыльцы Keteleeria sp. (0,5—1 %), не отмеченной в ПК₄. Содержание сосновых и таксодиевых уменьшилось примерно вдвое.

В группе покрытосеменных доминируют Alnus sp. (8—12 %), Betula sp. (6—8 %), Fagus sp. (до 6 %), в спектре из скв. 84 — Tilia sp. (10 %). В меньшем количестве (обычно 2—4 %), но постоянно присутствуют Myrica sp., Comptonia sp., Juglans sp., Corylus sp., Carpinus sp., Alnaster sp., Quercus sp., Ulmus sp., Rhus sp. (до 5 %).

В качестве стабильной примеси с содержанием пыльцы 0,5—2 % отмечены Salix sp., Pterocarya, Platycarya, Ostrya sp., Castanea sp., Humulus sp., Magnolia sp., Hamamelidaceae, Liquidambar sp., Pex sp., Acer sp., Nyssa sp., Ericaceae. Спорадически встречаются единичные или малочисленные зерна Palmae, Engelhardtia sp., Altingia sp., Rhamnaceae, Rhododendron sp.

Роль споровых незначительна, хотя состав их стал более разнообразным. Кроме таксонов, отмеченных в предшествующем палинокомплексе, здесь единичными зернами представлены Ophioglossaceae, Cyatheaceae, Adiantum sp., Onoclea sp., Matoniaceae, Osmunda sp.

Шестой палинокомплекс (ПК₆) объединяет два спектра с глубин 60 и 75 м в скв. 59. Флористические особенности, запечатленные в ПК₆, отражают начавшееся похолодание климата, выразившееся в заметном преобладании хвойных над покрытосеменными и таксономическом обеднении последних.

Из спектра хвойных растений исчезла пыльца Cedrus sp. Cupressaceae, в остальном состав остался прежним, увеличилось лишь содержание пыльцы доминирующих Taxodiaceae — до 18 % (Taxodium, Glyptostrobus, Cryptomeria), Pinus spp. — до 20 %, Picea sp. — до 10 %. Немного больше (до 4 %) стало пыльцы Larix.

Содержание Tsuga sp. и Abies sp. осталось прежним (2—3 %). В количестве до 2 % присутствует пыльца Ginkgo, в одной пробе отмечены единичные зерна Podocarpus sp.

Пыльца покрытосеменных малочисленна и бедна таксономически. Постоянно с содержанием 0,5—2 % встречаются Alnus sp., Fagus sp., Ulmus sp., Liquidambar sp., Diervilla sp., Lonicera sp., с содержанием 0,5 % — Salix sp., Betula sp., Zelkova sp., Moraceae. В одной из двух проб отмечены Quercus sp. (3 %), Rhus sp. (2 %) и единичные зерна Myrica sp., Comptonia sp., Juglans sp., Engelhardtia sp., Castanea sp., Magnolia sp., Hamamelis sp., Corylopsis sp., Sterculia sp., Ericaceae.

В большом количестве (23—38 %) в ПК₆ представлены споры семейства Polypodiaceae, спорадически — Lycopodium sp., Cyatheaceae, Acrostichum sp., Onoclea sp.

Вышележащая часть разреза в скв. 59 охарактеризована тремя отличными друг от друга спорово-пыльцевыми спектрами.

Самый нижний из них, с глубины 50 м, приходится на верхи угленосной толщи. Он представляет собой бедный монодоминантный палинотафоценоз с «пиковым» содержанием пыльцы Alnus sp. (50 %). Субдоминантами этого спектра являются Taxodiaceae (10 %) и Pinus spp. (7 %). Пыльца остальных таксонов малочисленна. Список их включает: с содержанием 2—3 % — Picea sp., Larix sp., Carya sp., Corylus sp., Ulmus sp., Liquidambar sp., Tilia sp.; с содержанием 0,5 % — Podocarpus sp., Abies sp., Tilia sp., Juglans sp., Pterocarya sp., Engelhardtia sp., Nothofagus sp., Magnolia sp., Hamamelidaceae, Corylopsis sp., Diervilla sp.

Споровые растения представлены Polypodiaceae (5 %) и единичными зернами Sphagnum sp., Adiantum sp., Osmunda sp.

Два следующих по разрезу палиноспектра с глубин 25 и 14,5 м относятся уже к туфогенно-осадочной толще.

Первый из них представляет очень бедную хвойную лесную растительность, ведущую роль в составе которой играли Picea sp. (30 %) и Pinus spp. (20 %) при заметном участии Taxodiaceae (Taxodium sp., Glyptostrobus sp.) (9 %). В качестве примеси к ним с содержанием 2—3 % выступают Podocarpus sp., Abies sp., Tsuga sp., Larix sp., Juglans sp., Betula sp., Corylus sp. Единичными зернами представлены Cupressaceae, Salix sp., Myrica sp., Comptonia sp., Quercus sp., Fagus sp., Rhus sp. Из споровых установлены Polypodiaceae (15 %), Adiantum sp. (3 %), Dryopteris sp. (3 %) и единично — Sphagnum sp., Cyatheaceae, Isoetes sp.

В палиностратиграфическом ряду этот еловососновый тафоценоз фиксирует максимум климатического похолодания.

Самый верхний спорово-пыльцевой спектр с глубины 14,5 м представляет уже более теплолюбивое растительное сообщество, состоящее в основном из теплоумеренных широколиственных с очень незначительной примесью хвойных и теплолюбивых покрытосеменных растений.

Безраздельным доминантом спектра является *Tilia* sp. (42%), на втором месте по количественной оценке — *Ulmus* sp. (10%). В качестве добавки к ним с содержанием пыльцы 2—3% в группе покрытосеменных отмечены: *Myrica* sp., *Juglans* sp., *Carya* sp., *Betula* sp., *Corylus* sp., *Quercus* sp., *Zelkova* sp., *Liquidambar* sp., *Leguminosae*, *Rhus* sp., *Ericaceae*. Единичны зерна пыльцы *Salix* sp., *Comptonia* sp., *Platycarya* sp., *Fagus* sp., *Nothofagus* sp., *Humulus* sp., *Ilex*.

Роль хвойных в составе спектра ничтожно мала, она исчерпывается присутствием малочисленной пыльцы *Taxodiaceae* (5%), *Pinus* spp. (4%) и *Abies* (0,5%).

Состав и позиции споровых растений остались прежними.

Возрастная интерпретация выделенных в разрезе Ореховской впадины палинокомплексов и палиноспектров, а также корреляция их с палинокомплексами из других разрезов проводятся с учетом эволюционно-таксономических и фитоклиматических признаков.

Два нижних комплекса ПКК_{1,2}, отличающиеся наибольшим таксономическим разнообразием со значительной долей теплолюбивых компонентов, относим к эоцену, принимая во внимание наличие в них руководящих для этого отдела таксонов. Наибольшей коррелятивностью обладает более «теплый» из них ПК₂. Он хорошо сопоставляется с термофильным палинокомплексом из верхней части угловского горизонта в разрезах Тавричанской, Артемовской, Шкотовской впадин Южного Приморья [2].

Предшествующий ему ПК₁ по обилию и разнообразию хвойных, а также по своему положению в разрезе (ниже стратоуровня климатического потепления в верхней половине эоцена) коррелируется с палинокомплексами из нижней части нижней угленосной толщи Шкотовской и Средне-Бикинской впадин. Кроме того, сходный по составу богатый хвойными эоценовый палинокомплекс выделен Т. И. Петренко из туфогенно-осадочной толщи в западной части Зеркальнинской впадины в Юго-Восточном Приморье.

Малочисленность в составе ПК₁ и ПК₂ таксонов искусственной системы исключает из их суммарного стратиграфического объема низы эоцена, условно ограничивая их средним — верхним эоценом.

Менее определенно положение в общей стратиграфической шкале третьего палинокомплекс-

са. Он приходится на рубеж эоцена и олигоцена, обладая признаками обоих отделов. Запечатленное в ПК₃ таксономическое обеднение знаменует начало становления новой, теплоумеренной тургайской флоры, относящейся к олигоцену. Однако присутствие в ПК₃ единичных пыльцевых зерен формального рода *Pistilipollenites*, характерного для среднего эоцена, свидетельствует о родстве его с эоценовой палинофлорой.

ПК₄ и ПК₅, не содержащие характерной для эоцена пыльцы таксонов искусственной системы и мелкой пыльцы вечнозеленых дубов *Quercus gracilis*, *Q. graciliformis*, относятся к олигоцену. Оба они представляют теплоумеренную хвойно-широколиственную растительность с редкой примесью субтропических элементов. Отличия их определяются в основном климатическими флуктуациями. ПК₄, характеризующийся подавляющим господством хвойных, отвечает климатическому похолоданию. Сменившее его во времени потепление климата нашло выражение в составе ПК₅, отличающегося значительной представительностью широколиственных пород, в первую очередь буковых.

Такая же направленность фитоклиматической изменчивости при сходном составе доминантов наблюдается в стратоинтервале надежного горизонта некоторых южно-приморских разрезов [2], павловской свиты Ханкайского массива [3], а также непродуктивной и в низах верхней угленосной толщи Нижне-Бикинской впадины [5]. За пределами региона та же закономерность в изменении палинофлоры установлена в олигоцене Западной и Восточной Сибири [8, 9].

При принятом в настоящее время двучленном делении олигоцена ПК₄ с определенной долей условности относим к нижнему, а ПК₅ — к верхнему олигоцену.

Шестой палинокомплекс и отличающиеся от него по составу доминантов два вышележащих спектра (с глубин 50 и 25 м) представляют обедненную растительность на разных этапах прогрессирующего похолодания, достигшего максимума в хроноинтервале верхнего «сосново-елового» спектра. В Тихоокеанском регионе значительное похолодание фиксируется по различным группам ископаемых остатков на границе олигоцена и миоцена. Более точное положение его в общей стратиграфической шкале трактуется неоднозначно. Большинство дальневосточных палеоботаников относят его к началу раннего миоцена, коррелируя с хроноуровнем японской флоры *Amia*. Л. И. Фотьянова [11] определяет его временной интервал поздним олигоценом — самым ранним миоценом.

В рассматриваемом интервале ореховского разреза палинологически наиболее четко вы-

ражена нижняя граница самого холодно-умеренного «сосново-елового» спектра, совпадающая с литологической границей угленосной и туфогенно-осадочной толщ. Она и принята за границу между олигоценом и миоценом. Спорово-пыльцевой спектр «пиком» пыльцы *Picea* sp. и *Pinus* spp. по составу и своему стратиграфическому положению (в основном миоцена) коррелируется с центрально-тамлевским спорово-пыльцевым комплексом Северного Сахалина [6].

Самый верхний палиноспектр (глубина 14,5 м) с «пиковым» содержанием пыльцы *Tilia*, почти лишенный пыльцы хвойных, фиксирует начало потепления, сменившего «холодный» период где-то в середине раннего миоцена.

Таким образом, по палинологическим данным, вскрытая скважинами часть разреза Ореховской впадины охватывает стратиграфический интервал от среднего эоцена до середины нижнего миоцена включительно.

Возраст угленосной толщи определяется как средний эоцен — олигоцен, что вполне согласуется с палинологическими данными Т. Н. Болотниковой [4] о возрасте угленосных отложений Чернышевской впадины, располо-

женной в одной структурно-фациальной зоне с Ореховской.

С позиций климатостратиграфии в ореховском разрезе по палинофлоре фиксируются три холодно-умеренных и три оптимальных периода, чередующихся во времени. Пессимумы отмечены широким развитием хвойных лесов с доминирующими представителями семейств *Pinaceae* и *Taxodiaceae* (ПК₁, ПК₃, ПК₆ + палиноспектры с «пиком» *Alnus* и *Picea*). Для оптимальных климатических периодов характерны широколиственные и хвойно-широколиственные леса с примесью субтропических элементов, количество и разнообразие которых уменьшалось в хронологическом порядке от оптимума к оптимуму. Отличительной способностью двух первых из них (ПК₂ и ПК₅) является значительная роль буковых. Третий оптимум (раннемиоценовый) представлен лишь своей начальной фазой (спектр с «пиком» *Tilia*).

В заключение следует отметить, что запечатленные в ореховском разрезе фитоклиматические изменения отражают общие для Дальневосточного региона, а возможно, и для более широкой территории палеоклиматические закономерности, являющиеся критериями стратиграфической корреляции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баскакова Л. А. Критерии литостратиграфической корреляции олигоцен-миоценовых отложений Западного Приморья // Тихоокеан. геология.— 1986.— № 3.— С. 14—21.
2. Баскакова Л. А., Громова Н. С. Фитостратиграфическое расчленение палеогеновых отложений Юго-Западного Приморья // Сов. геология.— 1982.— № 11.— С. 68—78.
3. Баскакова Л. А., Громова Н. С. Олигоценовые и миоценовые отложения Ханкайского массива (стратиграфическое расчленение и корреляция разрезов) // Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеанской школы морской геологии, геофизики и геохимии.— Ч. I/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 41—42.
4. Болотникова Т. Н. Палинологическая характеристика и возраст угленосных отложений Чернышевского бурогоугольного месторождения (Южное Приморье) // Тихоокеан. геология.— 1988.— № 4.— С. 101—104.
5. Болотникова М. Д., Седых А. К. Новые данные по стратиграфии угленосных отложений Нижне-Бикинской впадины // Палинология Востока СССР/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 41—52.
6. Бругман Н. Я. Палинологические комплексы неогеновых отложений Северного Сахалина и их стратиграфическое значение // Палинология кайнофита.— М.: Наука, 1973.— С. 180—183.
7. Геология Северо-Восточной Азии.— Т. II: Стратиграфия и палеонтология.— Л.: Недра, 1972.
8. Лаухин С. А., Кулькова И. А. Палинологическая характеристика олигоценовых отложений центральных районов Сибири // Тр. Ин-та геологии и геофизики.— 1979.— Вып. 396.— С. 34—51.
9. Панова Л. А. Олигоцен Западно-Сибирской низменности // Там же.— 1971.— Вып. 135.— С. 40—50.
10. Стратиграфия СССР: Палеогеновая система.— М.: Недра, 1975.
11. Фотьянова Л. И. Флора Дальнего Востока на рубеже палеогена и неогена.— М.: Наука, 1988.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Поступила в редакцию
6 мая 1989 г.

УДК 548.4

В. А. Буряк, И. С. Неменман, Н. В. Бердников,
А. В. Кожин, Ю. И. Демихов

**ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ И ИСТОЧНИК РУДООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ
ЗОЛОТОКВАРЦЕВЫХ ЖИЛ АЛЛАХ-ЮНЬСКОЙ ЗОНЫ**

Методами термобарогеохимии и изотопной геохимии изучено золотое оруденение юга Аллах-Юньской зоны. Показан метаморфогенный характер оруденения, образовавшегося в два этапа. На первом этапе формировались жилы альпийского типа, рудный компонент в которых отлагался на участках с наибольшими гра-

диентами условий метагенеза первично-осадочных пород. Второй этап связан с оживлением гидротермальной деятельности за счет термального воздействия нескрытых интрузий. Источником гидротермальных растворов и рудного компонента явились вмещающие жильный комплекс метаморфизируемые породы.

Аллах-Юньская структурно-металлогеническая зона, расположенная на западе присеттедабанской части Южно-Верхоянского синклиория, несет оруденение золото-кварцевой мало-сульфидной формации. Условия формирования оруденения изучены недостаточно, что затрудняет разработку критериев его поисков и оценки. В настоящей статье приведены результаты геологических и петрологических исследований ряда рудопроявлений и вмещающих пород, методами термобарогеохимии и изотопной геохимии изучены жильный кварц и самородное золото. Материал для исследований собран на юге Аллах-Юньской зоны, главным образом в пределах Юрско-Бриндакитской площади (ЮБП). С целью сравнительного анализа изучен жильный кварц из расположенных севернее ЮБП Маринской площади и бассейна р. Кулаха (рис. 1).

Геолого-петрографический очерк. Геология и золотоносность ЮБП ранее рассматривались в работах П. А. Строны, В. А. Слезко, М. К. Силечева и других геологов. В районе развиты литологически контрастные терригенные флишеидные отложения нижнепермско-верхнекаменноугольного возраста, представленные алевропелитами при подчиненной роли метапесчаников, туфодиамиктитов и гравелитов. Пласты осадочных пород смяты в крутые линейные складки близмеридионального простирания и прорваны единичными дайками мезозойских лампрофиров среднего состава. Кластогенные образования в терригенных породах представлены обломками кварца, полевых шпатов, слюд, турмалина, сфена, апатита, углестолу-

дистого филлита, эффузивов кислого и среднего состава, известняков. Новообразования представлены в основном серицитом, гидрослюдой, шлоритом, альбитом и кварцем. Характерно широкое развитие крутопадающего на запад

близмеридионального клявжа сланцеватости, секущего слоистость. Минеральный состав новообразований и текстурные особенности пород свидетельствуют об их слабом метаморфизме в условиях начальных стадий метагенеза [7]. Интенсивность метagenетических преобразований возрастает к северу. По степени перекристаллизации исходного субстрата алевропелитов, количеству и размерам порфиروбласт новообразованного мусковита, достигающих 0,5 м в попереч-

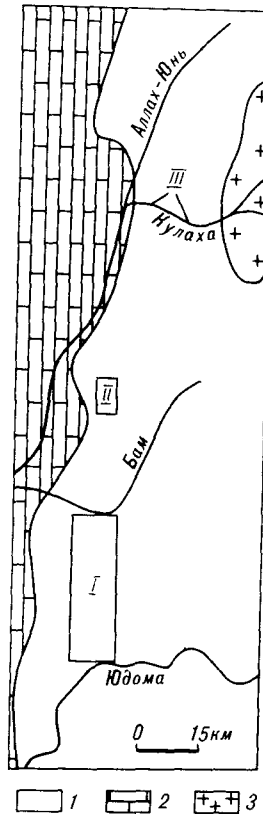


Рис. 1. Районы исследований: I — Юрско-Бриндакитская площадь; II — Маринская площадь; III — район нижнего течения р. Кулаха.

1 — терригенные верхнепалеозойские отложения Южно-Верхоянской структурно-формационной зоны; 2 — карбонатные нижне-среднепалеозойские отложения Сетте-Дабанской структурно-формационной зоны; 3 — позднепалеозойские гранитоиды.

Рис. 2. Зональность метagenетических преобразований пород ЮБП.

1 — метаалевропелиты с матовой поверхностью кливажа сланцеватости (зона I); 2 — метаалевропелиты с шелковистым блеском поверхности кливажа сланцеватости (зона II); 3 — метаалевропелиты с шелковистым блеском поверхностей кливажа сланцеватости, на которых ясно различимы редкие порфириобласты светлой слюды (зона III); 4 — метаалевропелиты с многочисленными выделениями порфириобласт светлой слюды на поверхности кливажа сланцеватости, имеющей шелковистый блеск (зона IV); 5 — поля ороговиченных (биотитизированных) пород; 6 — разрывные нарушения; 7 — рудные участки.

нике, откартированы четыре сопряженные зоны метagenетических преобразований (рис. 2). Зона IV отвечает наибольшей степени метаморфизма.

Для преобразованных первично-осадочных пород характерно также наличие вторичного биотита, мелкие чешуйки и агрегаты которого располагаются дискордантно по отношению к направлению метаснетической сланцеватости. Сонахождение биотита с гидрослюдой и отсутствие закономерной ориентировки его чешуек говорят об образовании биотита после метанеза. По-видимому, биотитизация явилась следствием повторного прогрева, обусловленного термическим воздействием нескрытых интрузий, которые предполагаются в данном районе по геофизическим данным и по наличию даек лампрофиров. Биотитизация (ороговичивание) пород неравномерна по площади, ее интенсивность в целом увеличивается к северным и южным частям ЮБП.

В пределах ЮБП широко развиты согласные с напластованием и внутрипластовые лестничные кварцевые жилы. Протяженность их по простиранию достигает первых километров. Кварц жил обычно белый, реже серый из-за наличия включений алевросланцев и (или) рассеянного углистого вещества. В согласных жилах установлены рассланцевание и брекчирование серого кварца с последующей его цементацией белым кварцем. Лестничные жилы в пластах песчаников сложены в основном белым кварцем, а серый встречается здесь как правило вблизи окончания жил по восставию, под перекрывающими пластами алевролитов, образуя иногда собственные маломощные жилы. Серый и белый кварцы пересекаются тонкими прожилками водно-прозрачного кварца, часто с кристалликами горного хрусталя. В небольшом количестве в жилах присутствуют магнезиально-железистые карбонаты, альбит, реже хлорит. Севернее, на Маринской площади и в бассейне р. Кулаха, в толщах биотитовой и ставролитовой ступени метаморфизма встречаются мусковитсодержащие кварцевые жилы. С породами третьей и четвертой зон (см. рис. 2) часто ассоциируют альбитсодержащие жилы кварца, в то время как в первой и второй зонах развиты главным образом карбонатсодержащие жилы.



Жильный кварц имеет массивную, полосчатую, реже брекчиевидную и блоковую структуру, обусловленную наличием полигональных обособлений до 3—5 см в поперечнике. Размер блоков уменьшается с увеличением степени метаморфизма и дислоцированности вмещающих пород. Однотипность минерального состава кварцевых жил и вмещающих пород, зависимость структуры кварца от степени метаморфизма указывают на принадлежность жильного комплекса к альпийскому типу, что подтверждается также уменьшением содержания кремнезема в породах приазальбандовой части жил [5].

Альпийские жилы на территории ЮБП обычно не рудоносны. Однако некоторые из них, а также участки жил, совпадающие с зонами интенсивной складчатости и разрывных нарушений, содержат рудную минерализацию ($\leq 1\%$), представленную арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, пиритом и самородным золотом. Такие участки повышенной минерализации, образующие рудопроявления и месторождения, тяготеют к местам наиболее контрастного проявления метагенетической зональности и к ореолам биотитизации. В ряде случаев на них установлена околожильная альбитизация [5].

Гомогенизация и криометрия включений в жильном кварце. Методами гомогенизации и криометрии исследован кварц из безрудных и рудоносных жил.

Безрудный кварц отображен в зонах метатекстур I—IV (см. рис. 2) на значительном удалении от известных рудоносных объектов и не несет признаков золотого оруденения. Для него характерны три генерации кварца. Ранняя генерация (серый кварц) обычно гранулирована, содержит большое количество твердых включений, в том числе метаморфизованного углеродистого вещества. Более поздняя генерация (белый кварц) относительно чистая, развивается в ранней в виде пятен, иногда нацело замещая ее. Позднейшая генерация в виде тонких хрусталеносных прожилков сечет обе первые. Распространенность различных генераций включений в кварце безрудных жил показана в таблице (номера 7—10).

В жильном кварце из зоны I к серому кварцу тяготеют зоны и группы полностью разгерметизированных включений. В белом, реже в сером кварце встречены газовой-жидкие включения низкоконцентрированных водных растворов, начало и конец плавления фазы льда в которых отмечены при $-5,5$ и -2°C соответственно. Полная гомогенизация включений наблюдалась при $150-155^\circ\text{C}$.

В жильном кварце зоны II ранняя генерация включений, тяготеющая к серому кварцу, большей частью разгерметизирована. Невзор-

Распространенность включений различных генераций в жильном кварце ЮБП

Участки, площади, зоны метатекстур	Генерации включений				
	Первичные существенно углекислотные	Первичные водно-углекислотные	Первичные водно-солевые	Вторичные водно-солевые	Водно-солевые в непосредственном контакте с золотом
1. Дуэтский	—	Разгерметизированы	+	—	—
2. Юрский	—	»	+	+	+
3. Финский	—	»	+	—	+
4. Некурский	—	+	+	+	—
5. Маринский	+	+	+	+	—
6. Р. Кулаха	—	+	+	+	—
7. Зона I	—	Разгерметизированы	+	+	—
8. Зона II	—	+	+	+	—
9. Зона III	—	Разгерметизированы	+	+	—
10. Зона IV	—	»	+	+	—

ванные включения имеют водно-углекислотный состав с выдержанным соотношением фаз $\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} = 60-70\%$. Водная составляющая включений бедна растворимыми солями, так как температура ее оттаивания близка к 0°C , а при охлаждении легко образуются газогидраты, разлагающиеся при $+6-+9,5^\circ\text{C}$. Углекислота во включениях довольно чистая с температурой тройной точки, близкой к -58°C , и гомогенизацией в жидкую фазу при $+20 \div +23,5^\circ\text{C}$. Температура полной гомогенизации таких включений составляет $230-280^\circ\text{C}$.

Поздние генерации флюидных включений содержат водно-солевой раствор, иногда с небольшой визуальной недиагностируемой примесью CO_2 , возможно, других инертных газов, наличие которой предполагается по образованию газогидратов с температурой разложения $+5,5^\circ\text{C}$. Начало плавления фазы льда отмечено в интервале от -21 до $-7,5^\circ\text{C}$, что указывает на присутствие в растворе хлоридов Na (возможно, K) [1]. Судя по температурам окончания плавления фазы льда ($-5,5 \div -2^\circ\text{C}$), концентрация NaCl не превышает 8 мас. %. Гомогенизация водно-солевых включений происходит при $200-230^\circ\text{C}$.

В зоне III изучены кварцевые жилы, генерации кварца в которых однозначно выделить не удалось. Ранние генерации включений в кварце разгерметизированы, а поздние содержат водно-солевой раствор с температурой начала плавления фазы льда $-19,5^\circ\text{C}$, а конца плавления -2°C . Температура полной гомогенизации включений в образцах зоны III измерить не удалось.

В зоне IV, как и в зоне I, ранние генерации включений в сером кварце полностью разгер-

метизированы, а включения в белом кварце наполнены низкоконцентрированным водно-солевым раствором. Температуры начала плавления фазы льда составляют $-9,5 \div -10^\circ\text{C}$ (близко к $T_{\text{эвт}} \text{КСI}$), конца плавления $-3,5^\circ\text{C}$. Полная гомогенизация наблюдалась вблизи 170°C .

Таким образом, как показало изучение включений, формирование безрудных жил началось с кристаллизации серого кварца при участии водно-углекислотных гомогенных растворов с незначительной концентрацией солей. Из-за отсутствия других температурных реперов за нижний температурный предел процесса можно ориентировочно принять значение 280°C . При такой температуре водно-углекислотные включения становятся гомогенными [9]. По данным [9], в растворе с $X_{\text{CO}_2} = 0,3-0,4$ без примесей солей гомогенность при 280°C достигается в интервале давлений $1-1,5$ кбар. Видимо, эти значения можно принять за верхний предел давления образования кварцевых жил, так как при большем давлении гомогенность водно-углекислотных растворов достигается при более низких температурах*.

При наложенном контактовом метаморфизме имел место повторный прогрев, который привел к разгерметизации водно-углекислотных включений и грануляции раннего кварца. Повторный прогрев происходил, по-видимому, без повышения давления, что привело к гетерогенизации водно-углекислотного флюида и удалению большей части углекислоты из флюидной системы, о чем говорит водно-солевой (редко со следами углекислоты) состав поздних генераций включений. Такой прогрев вполне могли обеспечить нескрытые интрузии гранитоидов, обусловившие, как указывалось выше, слабое ороговикование (биотитизацию) вмещающих пород.

Золотоносный кварц изучен в жилах дуэтского (согласные) и финского (внутрипластовые лестничные) структурно-морфологических типов. Заключение о золотоносности этого кварца основано на его положении в пределах рудных столбов и на наличии в нем видимого самородного золота. Последнее ассоциирует с белым кварцем, реже — с поздними хрусталеносными прожилками. Как и безрудный, золотоносный кварц представлен тремя генерациями. Серый кварц фрагментарно гранулирован, белый развивается по нему, иногда замещая нацело, а хрусталеносные прожилки являются самыми поздними. Практически все

изученные образцы содержат ранние генерации водно-углекислотных включений, тяготеющих к серому кварцу и большей частью частично или полностью разгерметизированных. Поздние генерации включений присутствуют как в серой, так и в белой генерации кварца и заполнены водно-солевым раствором с пузырьком газа. Распространение различных генераций включений в изученном материале показано в таблице (см. номера 1—4).

В сером кварце рудоносных жил участка Дуэт ранняя генерация включений декрепитирована. Поздняя генерация включений в сером и белом кварце также частично разгерметизирована. Невзорванные включения заполнены водно-солевыми растворами с первыми признаками плавления фазы льда при $-7,5^\circ\text{C}$, а окончания плавления при $-5,5^\circ\text{C}$. Газоидраты при охлаждении не образуются, гомогенизация в жидкую фазу наступает при $230-260^\circ\text{C}$.

На участке Юр ранние генерации включений, тяготеющие к гранулированному кварцу, полностью декрепитированы. Газово-жидкие первичные и вторичные включения в сером и белом кварце содержат водно-солевой раствор. Начало плавления фазы льда в них наблюдается при $-8 \div 0^\circ\text{C}$, а полное ее исчезновение при $-5 \div 0^\circ\text{C}$. Эти данные говорят о довольно низких концентрациях растворов во включениях (не более $3-5\%$ экв. NaCl). Полная гомогенизация достигается при $170-230^\circ\text{C}$ (первичные) и $160-190^\circ\text{C}$ (вторичные).

Наиболее детально изучены включения в зернах белого кварца, непосредственно контактирующих с выделениями золота. Среди них преобладают газово-жидкие включения водных растворов повышенной концентрации. Начало плавления фазы льда отмечено при $-31,3^\circ\text{C}$, окончание — при -17°C , что, по данным А. С. Борисенко [1], свидетельствует в пользу присутствия во включениях растворов группы хлоридов Ca , Mg и Fe . Анализом водных вытяжек установлено отсутствие в растворах ионов железа и подтверждено преобладание катионов Ca^{+2} и Mg^{+2} . В этом случае концентрация растворов во включениях из кварца, ассоциирующего с золотом, будет порядка $16-19$ мас. % $\text{Ca}(\text{Mg})\text{Cl}_2$. Гомогенизация таких включений в жидкую фазу происходит при 310°C .

В жильном кварце участка Фин ранние генерации включений в сером кварце полностью разгерметизированы. По-видимому, эти включения содержали в качестве одного из компонентов углекислоту, так как небольшие количества CO_2 обнаружены в ореолах дочерних включений вокруг крупных декрепитированных вакуолей. Поздние генерации включений содержат водно-солевой раствор. В основном

* Авторы отдают себе отчет в том, что приведенные оценки T и P более чем приближительны. Однако на имеющемся материале более точные определения произвести невозможно.

объеме белого кварца начало плавления фазы льда наблюдалось при -29°C , полное исчезновение кристаллика льда — при $-2,2 \div -3^{\circ}\text{C}$. Гомогенизация в жидкую фазу нормальных включений наступала при $225-150^{\circ}\text{C}$, частично разгерметизированных — при $260-270^{\circ}\text{C}$. В зернах белого кварца, непосредственно контактирующих с выделениями золота, включения обладают повышенной соленостью. Начало плавления фазы льда наблюдалось при $-31 \div -27,5^{\circ}\text{C}$, окончание — при $-16,5 \div -2^{\circ}\text{C}$. Полная гомогенизация отмечена при температурах $150-180^{\circ}\text{C}$.

Данные криометрии и контрольные анализы водных вытяжек показали преобладание в составе включений катионов Ca^{+2} и (или) Mg^{+2} . Судя по температурам полного растворения фазы льда, в газово-жидких включениях из основного объема кварца концентрации растворов не превышали 5 мас. % $\text{Ca}(\text{Mg})\text{Cl}_2$, а во включениях из кварца, контактирующего с выделениями золота, достигали 18 мас. %.

Серый и белый кварц участка Некур отличается хорошей сохранностью ранних генераций водно-углекислотных включений. Среди них выделяются первичные (первично-вторичные) и вторичные, термобарогеохимические характеристики которых сходны. Близость температуры тройной точки CO_2 во включениях к $-56,6^{\circ}\text{C}$ говорит о чистоте углекислоты, а легкое образование газогидратов, разлагающихся при $+7 \div +10^{\circ}\text{C}$, свидетельствует о низкой концентрации солей в водной фазе, которая занимает 60—70 % объема вакуоли. Частичная гомогенизация (гомогенизация углекислоты в жидкую фазу) первичных включений происходит при $+5 \div +19^{\circ}\text{C}$, а вторичных — при $+22,5^{\circ}\text{C}$. Полная гомогенизация всех водно-углекислотных включений наблюдается при $280-300^{\circ}\text{C}$.

Более поздние генерации включений заполнены водно-солевым раствором. В первичных температуры начала плавления фазы льда составляют $-12 \div -22^{\circ}\text{C}$, а температуры окончания плавления $-3,5 \div -6,5^{\circ}\text{C}$. Этим параметрам, по данным А. С. Борисенко [1], соответствует группа растворов, содержащих NaCl ($T_{\text{эвт.}} = 21,2 \div -23,5^{\circ}\text{C}$) в количестве 5—10 мас. %. Температура полной гомогенизации первичных включений водных растворов лежит в интервале $210-240^{\circ}\text{C}$.

Начало плавления фазы льда во вторичных включениях отмечено при $-8,5^{\circ}\text{C}$, окончание плавления — при -1°C , что говорит о еще более низких концентрациях наполняющих их растворов. Температура полной гомогенизации колеблется около значения 170°C .

С целью сравнительного анализа изучена также термобарогеохимия жильного кварца Маринской площади и нижнего течения р. Кула-

ха — объектов, расположенных севернее ЮБП в породах, претерпевших более интенсивный метаморфизм (номера 5, 6).

В жильном кварце Маринской площади серый кварц замещается белым, в котором преобладают водно-углекислотные включения с различными соотношениями H_2O и CO_2 вплоть до полного визуального исчезновения одного из компонентов. Такое нестабильное наполнение свидетельствует о первичной гетерогенности водно-углекислотного флюида. Значительная часть таких включений разгерметизирована. Соленость водно-углекислотных включений также различна. В некоторых из них при низкой температуре образуются газогидраты CO_2 с температурой разложения $+6,5^{\circ}\text{C}$, что свидетельствует о низкой концентрации солей. В то же время изучены включения с началом плавления фазы льда при $-26,5^{\circ}\text{C}$ и окончанием при $-7,5^{\circ}\text{C}$. Можно предположить, что такие включения помимо углекислоты содержат 10%-й водный раствор хлоридов Ca и (или) Mg или смесь хлоридов Ca , Mg , Na . Температура тройной точки углекислоты во включениях равна $-57,5^{\circ}\text{C}$, а ее гомогенизация в жидкую фазу происходит в широком интервале температур от -5 до $+23,5^{\circ}\text{C}$. При этом низкотемпературная часть интервала ($-5 \div +9,5^{\circ}\text{C}$) характерна для существенно углекислотных включений, а высокотемпературная ($+18 \div +23^{\circ}\text{C}$) — для включения с $X_{\text{CO}_2} \leq 0,5$.

Полная гомогенизация водно-углекислотных включений наблюдалась редко из-за большой склонности к декрепитации. Замеренные значения $230-250^{\circ}\text{C}$ относятся к включениям с $X_{\text{CO}_2} = 0,5$, однако гетерогенная природа захваченного флюида делает эти данные неинформативными.

Если предположить по аналогии с приведенными выше данными по участку Некур, что формирование кварцевых жил происходило при температуре порядка 300°C , то по существенно углекислотным включениям можно оценить давление их захвата [2, 8]. Для наиболее плотных включений чистой углекислоты с температурой гомогенизации -5°C оно составит порядка 2,3 кбар. Косвенным свидетельством в пользу правдоподобности таких оценок является то, что, по данным [9], водно-углекислотно-солевой флюид с соленостью 6—12 % экв. NaCl при $T = 300^{\circ}\text{C}$ и $P = 2$ кбар является гетерогенным.

Более поздние генерации водных газово-жидких включений также имеют невыдержанное наполнение, так как часто расщипрованы. Судя по температурам окончания плавления фазы льда ($-6,5^{\circ}\text{C}$ в первичных и $-2 \div 0^{\circ}\text{C}$ во вторичных), концентрации солей в них невелики (8 мас. % и 0 мас. % эквиваленты NaCl для первичных и вторичных включений соответственно).

В жильном кварце, отобранном в нижнем течении р. Кулаха, установлена лишь его белая генерация. В нем преобладают мелкие газо-жидкие включения водных растворов. В первичных при замораживании образуются газогидраты, разлагающиеся при $+6^{\circ}\text{C}$, что, по-видимому, говорит о присутствии в них небольшого количества CO_2 или других неполярных газов. Полная гомогенизация таких включений происходит при 275°C . Во вторичных включениях начало плавления фазы льда отмечалось при -22°C , а окончание при $-6 \div 3,5^{\circ}\text{C}$, что соответствует растворам, содержащим 5—10 % NaCl . Температуры гомогенизации вторичных включений варьируют в пределах 220°C , в ряде случаев достигая 330°C .

Таким образом, общая картина формирования рудоносных жил совпадает с таковой для жил безрудных. Их образование также началось с отложения ранней генерации серого кварца при участии водно-углекислотного флюида, соленость которого в основном была низка, что обеспечивало его гомогенность. Лишь на Маринской площади водно-углекислотный флюид имел повышенную соленость, и, как следствие, был гетерогенным. Следует отметить, что на этой площади углекислота встречается и во включениях из белого кварца. Как показывают предварительные оценки, параметры «водно-углекислотного» этапа формирования рудоносных и безрудных жил также близки: $T \approx 300\text{—}330^{\circ}\text{C}$, $P \approx 2$ кбар*. Как и в безрудных жилах, водно-углекислотные включения в сером кварце рудоносных жил в основном разгерметизированы, что можно объяснить повторным прогревом при контактовом метаморфизме.

По-видимому, прогрев вызвал дегазацию углекислоты из флюида, после чего началось образование второй (белой) генерации кварца и газо-жидких существенно водных (без CO_2) включений флюида. При этом в рудогенерирующем флюиде существенно возросло содержание $\text{Ca}(\text{Mg})$, в чем состоит главное термобарогехимическое отличие рудоносного кварца от безрудного.

Декрептометрический анализ кварца золотоносных жил и самородного золота. Термовакuumная декрепитация проводилась на установке ВД-3 по стандартной методике (В. Н. Труфанов и др., 1982 г.) с целью оценки суммарной флюидонасыщенности пород, определения температурных интервалов газовыделения, сопоставления с результатами гомогенизации включений и отбора проб для газовой-хроматографических исследований.

* Реальные температуры образования жил с учетом поправок на давление могут быть выше на $100\text{—}150^{\circ}\text{C}$.

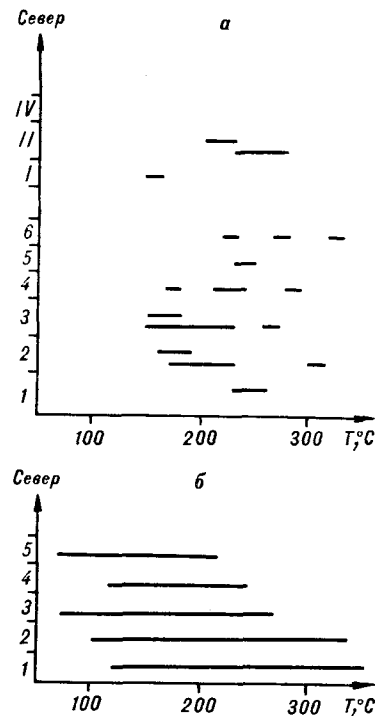


Рис. 3. Температурные интервалы гомогенизации включений в кварце золотоносных и безрудных жил (а), и декрепитационной активности кварца золотоносных жил (б).

1 — Дуэт; 2 — Юр; 3 — Фин; 4 — Некур; 5 — Маринская площадь; 6 — район нижнего течения р. Кулаха; I — IV — безрудные жилы в зонах постдиagenетических преобразований в соответствии с рис. 2.

Изучен рудоносный кварц без разделения на генерации. Нагрев производился до получения эффекта $\alpha - \beta$ -перехода. Установлено, что декрепитационная активность проб значительно варьирует в координатах $T - \Delta P$. Полное отсутствие флюидовыделения в части проб с участков Дуэт, Юр и в меньшей мере Фин объясняется, по-видимому, естественной декрепитацией включений.

Информативные декрептограммы были проанализированы в сравнительном плане. На рис. 3 видно сужение температурных интервалов декрепитационной активности кварца в северном направлении и смещение их в область более низких температур, что противоречит результатам гомогенизации включений. В данной ситуации, с учетом сведений о составе флюида включений, это противоречие вполне объяснимо, так как с юга на север в рудоносном кварце увеличивается сохранность водно-углекислотных включений. Последние чрезвычайно склонны к декрепитации, которая часто наступает еще до их гомогенизации. Этот факт еще раз подтверждает положение о том, что по декрептограммам без изучения состава индивидуальных флюидных включений невозможно корректно оценить условия образования пород.

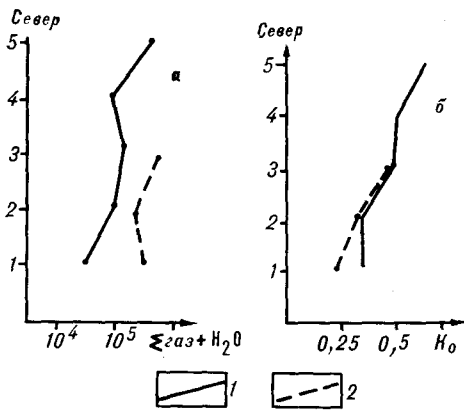


Рис. 4. График изменения общей флюидонасыщенности (а) и коэффициента окисленности флюида (б) в рудносном кварце (1) и в самородном золоте (2). Объекты исследования (1—5) — аналогично рис. 3.

Растяннутость пиков газовой выделению по шкале температур ранее объяснялась полигенностью жильного кварца (С. А. Куршев и др., 1984 г.), что подтверждается нашими данными по изучению индивидуальных включений.

Максимальной флюидонасыщенностью характеризуется температурный интервал 150—400, а для большинства проб — 150—250 °С. Общая флюидонасыщенность кварца возрастает к северу (рис. 4, а), а температурный интервал максимального газовой выделения сужается к северу и к югу от участка Юр.

Самородное золото методом декрепитации проанализировано в шести пробах. Нагрев производился до 800 °С. Сравнительный анализ декрепитограмм проведен на диаграмме $T - \Delta P$ по методике А. В. Кокина [4]. Установлено, что флюидонасыщенность золота, аналогично кварцу, повышается от Дуэта через Юр, к Фиву, т. е. на север (см. рис. 4, а).

Хроматографическое изучение состава флюида. Методом газовой хроматографии на установке ЛХМ-8МД с извлечением газов термовскрытием изучен состав флюидной фазы кварца рудных жил (без разделения на генерации), а также самородного золота. В составе флюида определялись содержания H_2O , CO_2 , CH_4 , C_2H_2 , CO , N_2 , NH_3 , H_2S и H_2 . Как и исследование индивидуальных включений, хроматографический анализ показал увеличение доли CO_2 во флюиде при движении от южного фланга ЮБП к северному. В этом же направлении повышается рассчитанный по методике В. А. Гуменюка [3] коэффициент окисленности флюида (см. рис. 4, б), понижаются отношения CO/CO_2 , суммы восстановленных газов к сумме H_2O и CO_2 . В то же время в южном направлении растет роль восстановленных газов и воды во флюиде.

Аналогичные закономерности выявляются и при анализе данных хроматографии самород-

ного золота. Важно подчеркнуть, что отдельные температурные интервалы газовой выделения из самородного золота характеризуются как существенно водным, так и водно-углекислотным составом. Данное обстоятельство может, по-видимому, интерпретироваться как признак отложения золота, аналогично кварцу, в ходе двух этапов минералообразования.

Региональные вариации состава флюида, выявленные хроматографическим анализом, можно, по-видимому, объяснить влиянием повторного прогрева. Доля углекислоты увеличивается в кварце и самородном золоте участков, расположенных на северном фланге узла, где интенсивность прогрева была менее значительна и сохранились первичные водно-углекислотные включения. В то же время в кварце центральных и южных участков флюид обогащен водой и восстановленными газами, т. е. компонентами, оставшимися после дегазации CO_2 . Кроме того, на юге ЮБП — там, где интенсивность повторного прогрева была максимальной — увеличению доли восстановленных компонентов во флюиде могли способствовать процессы термического преобразования метаморфизованного рассеянного органического вещества.

Изотопно-геохимические исследования.

С целью выяснения природы рудообразующего флюида определен состав изотопов кислорода и водорода воды, выделенной из рудного кварца. Анализ проб выполнен в ИГиФМ АН УССР по разработанной в этом институте методике.

Установлены значительные вариации изотопного состава кислорода ($\delta^{18}O$ (−4,6 ÷ 9,0 ‰) и водорода (δD (−85 ÷ 142 ‰)). В целом изотопные отношения сдвинуты в область низких значений, что существенно отличает их от изотопных характеристик стандартной средней океанической воды (SMOW), а также от первично-магматических и собственно метаморфических высокотемпературных вод, выделяющихся в процессе метаморфической дегидратации при температурах 300—600 °С и выше (рис. 5).

Как можно заключить из анализа литературных источников [6 и др.], полученные изотопные характеристики отвечают метаморфизованной метеорной воде северных и умеренных широт Северного полушария, вовлеченной в глубинные гидротермальные системы. В частности, они близки к изотопным соотношениям, установленным для стратиформных месторождений полиметаллов и в рассолах нефтяных месторождений Северной Америки (бассейн Альберта). Не исключено, что рудообразующие растворы были в определенной мере полигенными, представляя собой смесь амагматических вод различного генезиса, прежде всего катагенетических, метаморфических и метеорных при резко преобладающей роли последних.

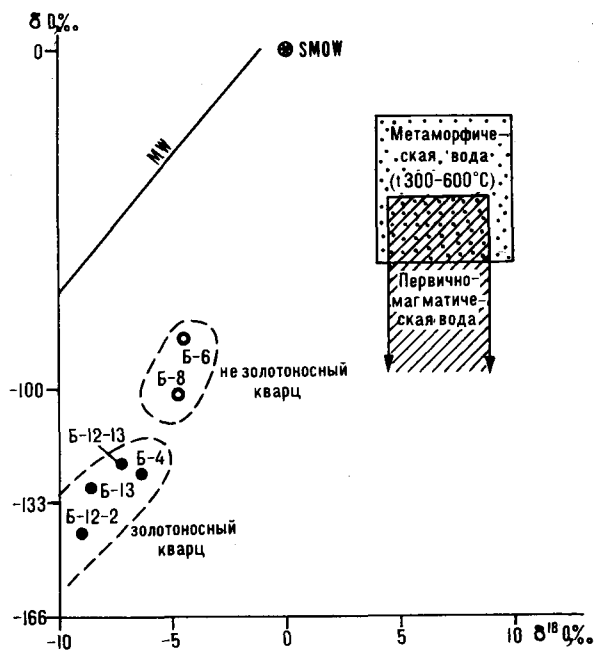


Рис. 5. Изотопные характеристики водорода и кислорода в воде флюида газово-жидких включений из жильного кварца ЮБП. SMOW — стандарт средней океанической воды; MW — линия метеорной воды.

Рудные кварцы в сравнении с безрудными имеют существенно более низкие значения изотопного состава кислорода $\delta^{18}\text{O}$ (соответственно $-4,6 \div 4,8$ и $-6,4 \div 9,0\text{‰}$) и водорода δD (соответственно $-121 \div -142$ и $-85 \div -102\text{‰}$). Рудный кварц более значительно отличается от SMOW, по-видимому, вследствие трансформации первичного флюида под влиянием метаморфизирующего воздействия предполагаемых нескрытых массивов гранитоидов.

Обсуждение результатов. Приведенные результаты исследований позволяют реконструировать этапность и флюидный режим формирования оруденения, связать рудный процесс с основными геологическими событиями на территории ЮБП.

Выше мы показали, что вмещающий оруденение жильный комплекс имеет альпийскую природу, т. е. как безрудные жилы, так и их рудоносные участки начали формироваться во время метабенетических преобразований вмещающих пород. Образование жильного комплекса происходило при участии водно-углекислотного флюида, источником которого, по данным изотопной геохимии, были сами метаморфизирующиеся толщи. Катионная специализация флюида была преимущественно натриевая (возможно, с калием), анионная, вероятнее всего, хлоридная. Водно-углекислотный состав флюида установлен в ряде проб самородного золота. Следовательно, отложение золота из гидротермальных растворов шло еще во время первого («альпийского») этапа образования

жил. Как показали полевые исследования, рудообразование наиболее интенсивно шло на участках с максимальными градиентами условий метабенеза. И это вполне понятно, так как именно здесь параметры растворов (в первую очередь температура) существенно менялись, что приводило к их дестабилизации и выпадению рудного компонента. Таким образом, первый этап рудообразования в пределах ЮБП непосредственно связан с региональным метаморфизмом осадочных толщ.

Второй этап рудообразования выделяется на основании анализа отличий жильного кварца рудоносных жил от безрудного, которые состоят в следующем. Во-первых, флюидные включения второго этапа в рудоносном кварце характеризуются водно-солевым составом при повышенном содержании солей $\text{Ca}(\text{Mg})$. Во-вторых, в их составе содержится флюид с другими изотопными характеристиками. Эти различия достаточно логично объясняются термальным воздействием нескрытых интрузий на функционирующую гидротермальную систему. Повторный прогрев привел к трансформации изотопного состава гидротермальных растворов, активизировал их восходящее движение по зонам разрыва. Следствием этого явилось проникновение в верхние горизонты гидротермальной системы глубинных растворов, несущих тепло и обогащенных щелочно-земельными катионами (Ca , Mg). Последнее можно объяснить дегазацией самих нескрытых интрузий или, что более вероятно, кальциево-магниевого специализацией подстилающих терригенно-карбонатных толщ нижнего — среднего палеозоя. Привнос в зону рудоотложения глубинных горячих растворов иной катионной специализации обусловил термическую и химическую дестабилизацию рудоносного раствора, выпадение из него рудного компонента. Поэтому руды второго этапа локализованы преимущественно в зонах наиболее интенсивных разрывных нарушений, а флюид в них обогащен изотопами кислорода и водорода глубинного амагматического происхождения.

В заключение следует отметить, что предложенная двухэтапная модель формирования оруденения, включающая в себя последовательное развитие двух геологических процессов — регионального и контактового метаморфизма, реализуется при недостатке флюида во время последнего. На территории ЮБП контактовый метаморфизм (повторный прогрев) в региональном плане был достаточно «сухим», что выразилось в отсутствии здесь обширных полей метасоматитов и новообразованного жильного комплекса. Проникновение в зону рудоотложения глубинных растворов по зонам разрывов обусловило локальный характер оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Борисенко А. С.* Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика.— 1977.— № 8.— С. 16—27.
2. *Варгафтик Н. Б.* Справочник по физическим свойствам газов и жидкостей.— М.: Наука, 1972.
3. *Гуменюк В. А.* Коэффициент окисленности газовой составляющей включений и возможности его использования // Термобарогеохимия эндогенных процессов: Тез. Всесоюз. совещания.— Благовещенск, 1984.— С. 177—179.
4. *Кокин А. В.* Термобарометрия самородного золота и его минералов-спутников из месторождений Юго-Восточной Якутии // Геология и геофизика.— 1981.— № 5.— С. 74—79.
5. *Мельцер М. Л., Назаров И. И.* Гидротермально измененные породы как показатель условий рудообразования на месторождениях золота Южного Верхоянья // Тектономагматические и металлогенические проблемы геологии Якутии/ЯГУ.— Якутск, 1987.— С. 90—98.
6. *Тейлор Х. П.* Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях // Геохимия гидротермальных рудных месторождений.— М.: Мир, 1982.— С. 200—233.
7. *Шванов В. Н.* Литоформационные корреляции терригенных и метаморфических толщ: Южный Тянь-Шань.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1983.
8. *Шмулович К. И., Шмонов В. М.* Таблицы термодинамических свойств газов и жидкостей: Двуокись углерода.— М.: Изд-во стандартов, 1978.
9. *Bowers T. S., Helgeson H. C.* Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of non-ideal mixing in the system H_2O-CO_2-NaCl on phase relations in geologic systems: Equation of State for H_2O-CO_2-NaCl fluids at high pressures and temperatures // *Geochim. et Cosmochim. Acta.*— 1983.— V. 47.— P. 1247—1275.

ДВИМС, ИГиГ ДВО АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
10 апреля 1989 г.

УДК 553.41.078/571.63/

Л. В. Эйриш

РЕГИОНАЛЬНАЯ РУДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ
И РАЙОНИРОВАНИЕ ЗОЛОТОНОСНОСТИ ПРИМОРЬЯ

На территории Приморья развита региональная рудная зональность, конформная региональным гравитационным и магнитным полям, а также ареалам распространения гранитоидов различного типа щелочности, уровня магнитности и окисленности железа. Редкометалльное и золоторедкометалльное оруденение приурочено к интрузивно-купольным структурам, сопряженным с минимумами силы тяжести, отрицательными магнитными полями и калиевыми немагнитными

Региональная рудная зональность Сихотэ-Алиня изучалась рядом исследователей [2, 6, 7]. И. Н. Томсон в 1976 г. по-видимому, первым показал, что золотое оруденение южной части Сихотэ-Алиня располагается по периферии двух сводовых поднятий, выделенных геолого-морфометрическими методами, и что внутренние части сводов неблагоприятны для развития золотого оруденения.

Если нанести на карту ареалы распространения оловянного, вольфрамового, золоторедкометалльного, золотосеребряного и собственно золотого оруденения, то на площади Приморья вырисовывается удлинённая в северо-восточном направлении зональная структура, конформная региональным гравитационным и магнитным полям, а также морфоструктуре горного массива Сихотэ-Алиня (рис. 1).

В центральной части зональной структуры выделяется *Редкометалльная* зона Центрального Сихотэ-Алинского сводового поднятия с многочисленными и разнообразными месторождениями и рудопроявлениями олова с вольфрамовой и шеелитовой минерализацией. Длина зоны в пределах Приморского края около 600 км, ширина уменьшается с северо-востока на юго-запад от 100 до 20 км. В районе Бикинского грабена зона разрывается, но уже через 30 км появляется опять. На геофизических картах она выделяется контрастными отрицательными региональными гравитационными и магнитными аномалиями. Зона сложена преимущественно раннемеловыми дислоцированными песчано-глинистыми породами, которыми

гранитоидами с низкой окисленностью железа. Золотое оруденение развито в межкупольных и периферийных частях куполовидных структур на площадях с относительно повышенными значениями гравитационного поля с положительными магнитными аномалиями в ассоциации с гранитоидами повышенной магнитности, натровости и окисленности железа.

Выявленная зональность использована как основа для районирования золотоносности Приморья.

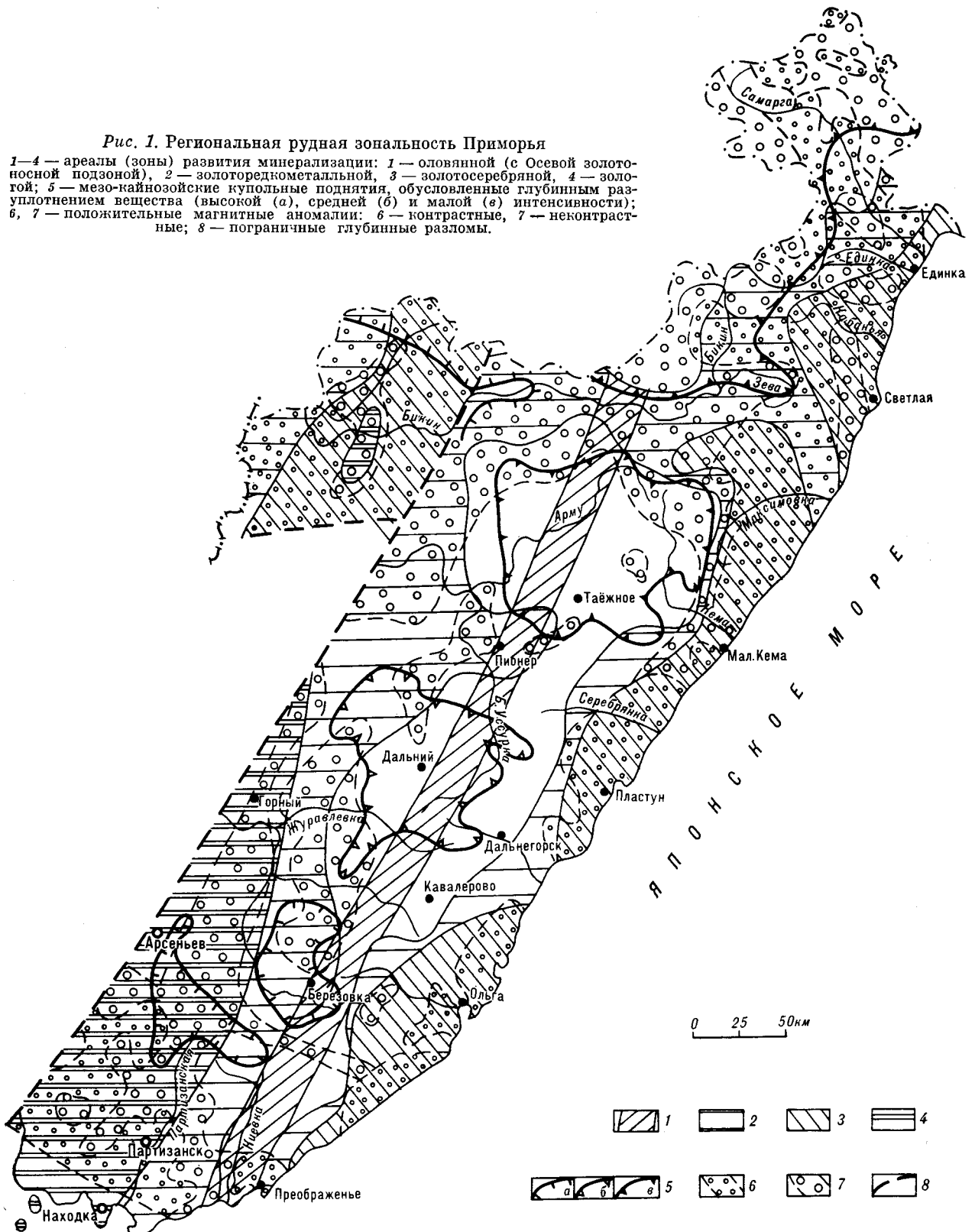
резко подчинены позднемеловые и палеогеновые вулканиты, карбонатно-терригенные толщи позднего палеозоя и позднемеловые гранитоидные батолиты и штоки немагнитных пород калиевых серий. Натровые магнитные граниты ранних фаз внедрения в этой зоне редки, но именно с ними и с локальными магнитными аномалиями зачастую ассоциирует золотоносность, локализуемая преимущественно в породах геосинклинального складчатого комплекса (рис. 2).

Из собственно золоторудных объектов мало-глубинного уровня здесь выделяются месторождение Благодатное, рудопроявления Нежданное, Мал. Приисковое, Соболиная Падь, Герасимовское, Календарное, Железное, Желтое (два последних с существенной примесью серебра). Все они приурочены к глубинному разлому, расположенному по оси Южно-Сихотэ-Алинского сводового поднятия. Эта структура выделяется нами как Осевая подзона Редкометалльной зоны.

Краевая зона окаймляет Редкометалльную и представлена мало-глубинным оруденением собственно золоторудных и «гибридных» золотосереброполиметаллическо-редкометалльных формаций в породах фундамента вулканогена и в субвулканическом ярусе. В значительной мере с ней совпадают ареалы развития вольфрамовой минерализации, которая также чаще всего представляет собой редкометалльную составляющую в золотом и золотосодержащем оруденении. Выделяются три подзоны: Западная, Восточная и Бикинская. Первая — наиболее

Рис. 1. Региональная рудная зональность Приморья

1—4 — ареалы (зоны) развития минерализации: 1 — оловянной (с Осевой золотоносной подзоной), 2 — золотореднометалльной, 3 — золотосеребряной, 4 — золотой; 5 — мезо-кайнозойские купольные поднятия, обусловленные глубинным разуплотнением вещества (высокой (а), средней (б) и малой (в) интенсивности); 6, 7 — положительные магнитные аномалии: 6 — контрастные, 7 — неконтрастные; 8 — пограничные глубинные разломы.



широкая (25—50 км), вторая — узкая (5—25 км), местами почти выклинивается. Эти особенности коррелируются с данными грави-

метрии о постепенном нарастании значений поля на западе и резком — на востоке. Кроме того, выклинивание Восточной подзоны можно

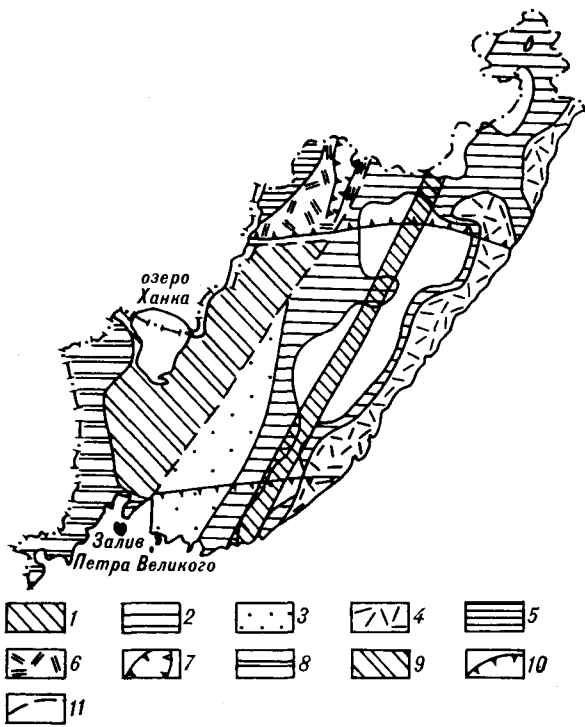


Рис. 2. Схема районирования золотоносности Приморья.

1—7 — Сихотэ-Алинская золотоносная область с мел-палеогеновым оруденением. 1—4 — зоны Сихотэ-Алинского блока: 1 — Редкометалльная, 2 — Краевая, 3 — Чугуевская, 4 — Прибрежная; 5—7 — зоны Нижнебикинского блока: 5 — Улиткинская, 6 — Силанская, 7 — Верхнеалчанского грабена; 8, 9 — зоны Ханкайской золотоносной области: 8 — Западно-Приморская, 9 — Приханкайская; 10 — границы магнитных аномальных зон с повышенной золотоносностью (Бикино-Самаргинская, Южно-Приморская); 11 — границы золотоносных областей.

объяснить ее перекрытием более молодой (палеогеновой) Прибрежной зоной золотосеребряного оруденения. Ширина Бикинской подзоны 25—30 км.

Для зоны в целом характерны переходные от отрицательных к положительным значениям гравитационные и магнитные поля. Положительные аномалии геофизических полей отмечаются лишь на крайнем юге и на северо-востоке в районе пос. Кузнецово.

Геологическая ситуация в пределах Краевой зоны в общем сходна с таковой в Редкометалльной зоне. В Западной и Бикинской подзонах преимущественно развиты нижнемеловые терригенные, верхнепалеозойские вулканогенно-кремнисто-терригенные с известняками толщи, а в Восточной — мезо-кайнозойские вулканиды наряду с нижнемеловыми терригенными образованиями. Аномалией следует считать выступ на юге древнего (докембрийского?) фундамента (габбро-диориты, гранитоиды).

Золоторудные проявления в Краевой зоне теснее, чем в Редкометалльной, сопряжены с локальными магнитными аномалиями, обуслов-

ленными преимущественно гранитоидами и вулканоплутоническими комплексами ранних фаз внедрения (районы Благодатный, Намовский, Пасечный, Порожистый, Светловодный, Плотниковский и др.). В междуречье Колумбе — Бол. Уссурка и к юго-востоку от Дальнегорска Краевая зона совмещается с Редкометалльной, поэтому отнесение Благодатного и Намовского районов к той или иной зоне условно. Но оба эти района находятся за пределами областей максимального орогенеза, где в современном эрозионном срезе вскрыты преимущественно оловорудные месторождения. Среди малоглубинных объектов с золотовольфрамовым оруденением к Краевой зоне отнесены месторождения Незаметнинское и Восток-2, вольфрамосодержащие рудопроявления Порожистое, Хмелевское, Пасечное, Выручка, Соболевское, Среднекузнецовское, Горелое, руч. Спрятанный и др. Отмечаются также оловодержащие золоторудные проявления: Хмелевское, Липовая Падь, уч. Болотный, Горелое, и молибденсодержащие: Сихотэ, Антонов Ключ. Медью и другими цветными металлами заражены руды многих проявлений, расположенных в зоне Бикинского разлома и в Прибрежной зоне, независимо от принадлежности к тому или иному металлогеническому таксону.

Прибрежная зона субвулканического золотосеребряного оруденения окаймляет с востока Редкометалльную зону, а сходная с ней Силанская зона с северо-запада по Арсеньевскому разлому примыкает к Западной подзоне Краевой зоны. Прибрежная зона широкой (до 50 км) полосой протягивается почти непрерывно от пос. Валентин на северо-восток вдоль побережья до границы с Хабаровским краем. Силанская зона шире (до 75 км) и с юга ограничена разломом. Конфигурацией обе зоны повторяют контуры региональных положительных магнитных аномалий и характеризуются положительными полями силы тяжести. Таким образом, их геофизические характеристики противоположны таковым для Редкометалльной зоны. В геологическом отношении это площади повсеместного развития мел-палеогеновых вулканоплутонических комплексов преимущественно кислого состава, в пределах которых выступы довулканического фундамента составляют не более 10%. Предполагается, что Прибрежная зона контролируется глубинным разломом, фрагменты которого закартированы и выделяются на геологических картах. Фундаментом для вулканических пород Прибрежной зоны служат нижнемеловые и частично верхнепалеозойские дислоцированные толщи, а для Силанской — аналогичные по возрасту породы, а также докембрийские образования Ханкайского массива. Характерная особенность Прибрежной зоны — сравнительно

широкое развитие массивов магнитных гранитоидов натровой щелочности (наряду с немагнитными).

В Прибрежной зоне, в отличие от Краевой, оруденение сравнительно однообразное — в основном золотосеребряное субвулканическое с отношением золота к серебру 1:50 — 1:100, значительно реже 1:20 — 1:30 (Ягодное, Приморское). Аномальная концентрация рудопроявлений и месторождений золотосеребряной формации наблюдается в зоне пересечения Прибрежной зоны с Бикинским глубинным разломом. Здесь же иногда отмечается повышенная сульфидность руд, что может быть объяснено отрицательным характером Бикинской поперечной структуры.

В Силанской зоне пока известны единичные рудопроявления (Силанское). Обе рассмотренные зоны, вероятно, являются элементами единой системы зональности Сихотэ-Алиня.

В Южной части Сихотэ-Алинского блока к западу от Краевой зоны выделяется *Чугуевская* зона с гипабиссальным и субвулканическим оруденением собственно золоторудных формаций в породах фундамента вулканогена, краевых прогибов и в субвулканическом ярусе. С запада она ограничена Арсеньевским разломом. При ширине до 70 км зона протягивается на северо-восток на 350 км. Конфигурация зоны контролируется положительной магнитной аномалией, частично «разрушенной» в средней части процессами активизации. Этот участок характеризуется также локальной отрицательной гравитационной аномалией. Поле силы тяжести в пределах зоны неравномерное, в общем положительное и повышается к югу.

Металлогенический облик Чугуевской зоны определяется меловыми вулканоплутоническими комплексами, представленными преимущественно покровными (на севере) и субвулканическими (на юге) андезитами и сопряженными с ними на участках максимальной эрозии малыми интрузиями диоритовых порфириров, штоками и достаточно крупными массивами гранодиоритов с повышенной магнитностью. В центральной части зоны выделяется локальный ареал кислого вулканизма, к югу от которого вулканы быстро выклиниваются, уступая место гипабиссальным и субвулканическим интрузиям, с которыми ассоциирует золотое оруденение. Фундаментом для поздне-меловых вулканитов являются терригенные песчано-глинистые толщи триас-нижнемелового возраста, терригенные и вулканогенные образования верхнего и среднего палеозоя. На юге, в пределах краевого прогиба, это слабодислоцированные (в особенности триас — мел) толщи, местами залегающие на более древних (палеозойских или докембрийских) диоритоид-

дах и гранитоидах, а на севере зоны развиты дислоцированные комплексы палеозоя и мезозоя.

Вулканические комплексы Чугуевской зоны очень слабо изучены на рудное золото. Известны всего два рудопроявления субвулканического уровня, перспективы которых, вероятно, невысоки. Но сам факт их наличия требует более серьезного отношения к структуре в целом.

За пределами вулканитов на севере и в особенности на юге широко распространены гипабиссальные золоторудные проявления, с которыми ассоциируют многочисленные золотосыпные россыпи. Геологические условия локализации и морфология оруденения различны. В основном это кварцевые жилы и минерализованные зоны в древних гранитах, диоритах и габбро-диоритах (Прогресс, Лиенгу), в тектонических контактах юры и палеозоя (Аскольд), в штоках меловых гранитоидов (Криничное), в дислоцированных толщах палеозоя (Солнечная Падь) и др. Таким образом, в Чугуевской зоне золотое оруденение проявлено в значительном вертикальном диапазоне от сравнительно глубинного в породах фундамента мезозой до субвулканического уровня.

В Нижнебикинском блоке, кроме уже упомянутой Силанской зоны выделяется *Улиткинская* зона с гипабиссальным золотым и золоторедкометалльным оруденением, пространственно совпадающая с блоком триас-нижнемеловых геосинклинальных дислоцированных пород песчано-глинистого и кремнистого состава. Зона характеризуется положительным и магнитным и гравитационным полями. Последнее в юго-западном направлении понижается до нулевых значений, а на северо-востоке нарушается локальным минимумом силы тяжести. Золотоносность в зоне представлена многочисленными россыпями и несколькими рудопроявлениями с убогими содержаниями золота, представляющими собой кварцевые и сульфидно-кварцевые жилы и зоны гидротермального изменения в осадочных, вулканогенных и интрузивных породах. Основной ареал золотоносности сдвинут к северо-восточной части зоны, т. е. к локальному минимуму силы тяжести, с которым, по-видимому, следует связывать проявленную в районе вольфрамовую минерализацию.

В пределах упоминавшейся выше Силанской зоны выделяется зона *Верхнеалчанского* грабена в виде меридиональной, сужающейся к югу полосы шириной от 10 до 35 км и длиной в пределах Приморского края 100 км, пересекающей долину р. Бикин и верховья р. Алчан. Грабен образован меловыми (альб — сеноман) конгломератами, гравелитами и песчаниками, палеогеновыми андезитами, трахитами и тра-

хизабальтами, позднепалеогеновыми и неогеновыми рыхлыми отложениями. Магнитное поле положительное, гравитационное — близкое к нулевым значениям положительное, с заметным понижением в северной части, где появляются кислые вулканы, в поле развития которых выявлены два субвулканических рудопроявления — Фланговое и Ударное.

Ханкайский блок находится, по-видимому, за пределами Сихотэ-Алинской системы рудной зональности, хотя влияние ее должно сказываться в структурах тектономагматической активизации (ТМА). В то же время прибрежные положительные аномалии магнитного и гравитационного поля фактически непрерывно протягиваются вдоль границы с КНР, где выделяется *Западно-Приморская* золотоносная зона с глубинным и малоглубинным золотым оруденением, локализованным в палеозойских складчатых черносланцевых и вулканогенных толщах. Оруденение парагенетически связано с палеозойскими магнитными гранитоидами, однако не исключено, что в период мезо-кайнозойской ТМА оно было регенерировано. Золотоносность в Западно-Приморской зоне представлена узлами промышленных россыпей и многочисленными золотосодержащими кварцевыми жилами, прожилковыми и другими минерализованными зонами.

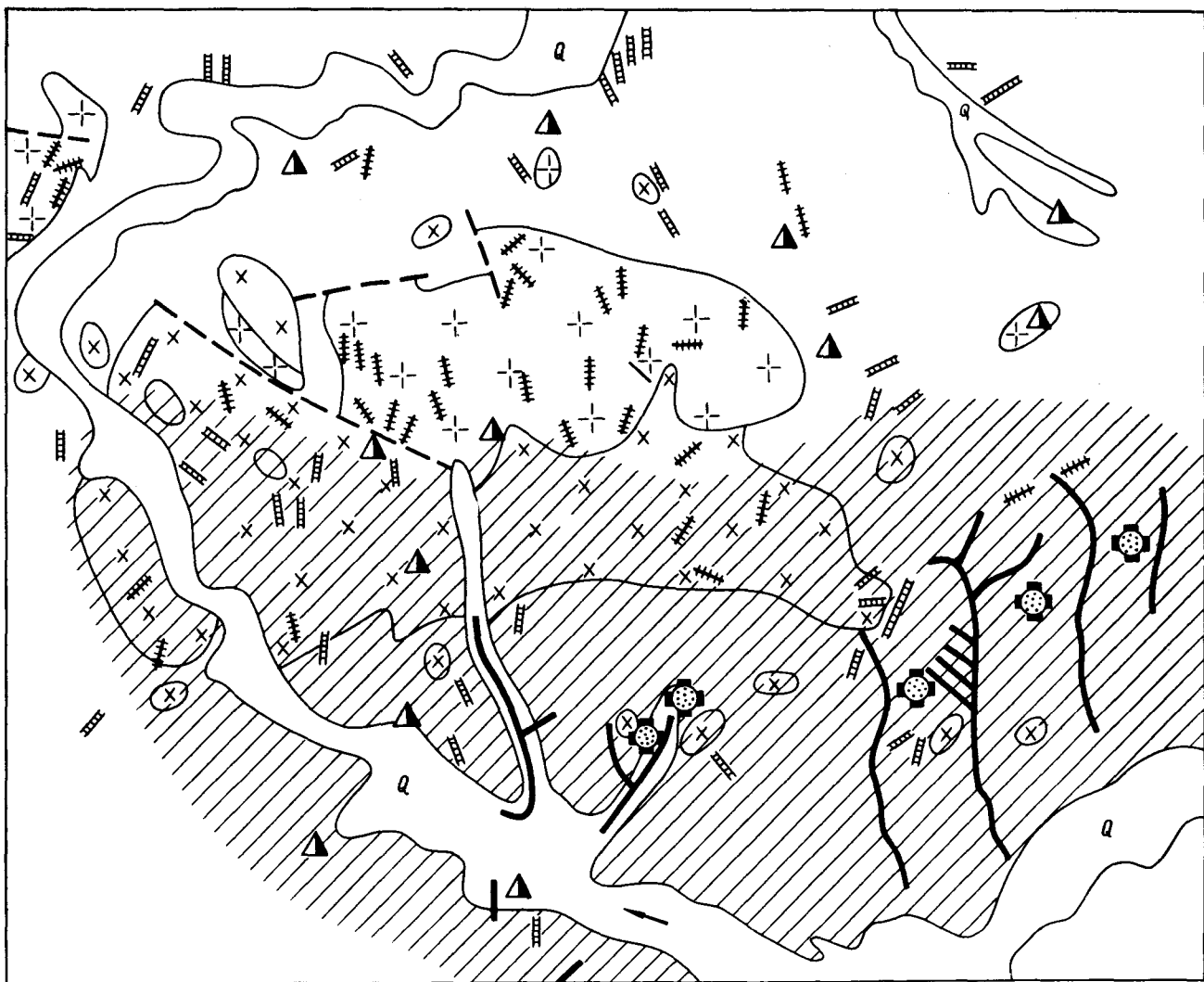
Приханкайская зона со слабо проявленным оруденением охватывает собственно Ханкайский массив и характеризуется нейтральным, либо небольшим положительным магнитным полем и невысоким положительным гравитационным полем. Выделяются два ареала золотоносности — Снегуровский и Лазаревский. Первый охватывает несколько россыпей и рудопроявлений, а также шлиховые ореолы золота с единичными знаками в шлихах. Рудопроявления представлены слабоминерализованным кварцем, зонами окварцевания и прожилкования. Вмещающими породами являются древние граниты, метаморфические и осадочные породы докембрия и палеозоя, в редких случаях — кислые эффузивы (руч. Потерина). На Курнахском скарново-полиметаллическом месторождении известны рудные тела с промышленным содержанием золота. Золотая минерализация в зоне тяготеет к локальным магнитным аномалиям.

Предлагаемое нами районирование золотоносных площадей (см. рис. 2) основано на рассмотренных выше данных о региональной рудной зональности, сформированной вокруг оси Южно-Сихотэ-Алинского сводового поднятия и слагающих его интрузивно-купольных структур, а также на представлениях предшественников о проявленности в Приморье золотоносных зон двух направлений — северо-северо-восточного и близширотного. Рассматриваемая

схема районирования в значительной мере является оригинальной, но в то же время она включает в себя смысловые и графические разработки Г. П. Воларовича (1967 г.), И. Н. Томсона (1976 г.) и Е. А. Радкевич (1965 г., работы не опубликованы). Например, несмотря на несомненное северо-восточное простирание основных металлогенических зон, в Приморье развиты и широтные рудоносные структуры (Южно-Приморская, Бикино-Самаргинская), на существование которых указывали многие геологи.

Приведенные данные о зональном расположении рудоносности позволяют предполагать, что металлогеническая продуктивность мезозойской Сихотэ-Алиния обусловлена развитием в его недрах на уровне верхней мантии и низов коры [5] мезо-кайнозойских структур разуплотнения, в которых, судя по интрузивным и вулканическим продуктам, выплавлялись гранитоидные магмы в нормальной гомодромной последовательности от габбро, диоритов и гранодиоритов натровых серий к гранитоидам калиевой специализации. На гравиметрических картах эти структуры фиксируются интенсивными региональными минимумами силы тяжести в виде округлых в плане ядер, составляющих цепочку из нескольких структур северо-восточного простирания. Интенсивность разуплотнения вещества в ядрах нарастает в направлении с юго-запада на северо-восток. В том же направлении увеличиваются размеры этих структур и мощность геосинклинальных отложений. Гравитационным минимумам Сихотэ-Алиния соответствуют интрузивно-купольные структуры, границы между которыми проходят по глубинным разломам запад-северо-западного простирания.

Судя по гравиметрическим материалам, разуплотнение недр и выплавление гранитоидных магм на ранних стадиях орогенеза происходило в фемической среде (океаническая или переходная кора), богатой металлами и благоприятной для их мобилизации выплавляющимися кислыми магмами и связанными с ними флюидами. Гомодромная последовательность выплавления и внедрения магм, специализированных на различные металлы либо имеющих с ними парагенетическое родство, подтверждается геологическими наблюдениями. Например, в бассейне р. Колумбе с ранними натровыми гранитоидами парагенетически связано золотое оруденение, а с более поздними калиевыми и высокощелочными ассоциируют оловянные и вольфрамовые проявления. Ранние граниты отличаются также повышенной магнитностью (200—300 м) и высокими значениями окисленности железа ($f = 0,33 - 0,6$). В калиевых гранитоидах эти показатели значительно ниже (рис. 3).



1 \square 2 \times 3 \square 4 \square 5 \square 6 \square 7 \square 8 \square 9

Рис. 3. Пространственное соотношение золотой и редкометалльной минерализации в районе Прискового гранитоидного массива (правобережье рек Колумбе и Бол. Уссурка).

1 — четвертичный аллювий; 2 — дислоцированные песчано-глинистые породы нижнего мела; 3, 4 — гранитоиды Прискового массива: 3 — первая фаза, преимущественно натровые с повышенной магнитной восприимчивостью мондогранодиориты, гранодиориты, диориты, мондиониты раннемеловые, 4 — вторая фаза, калиевые немагнитные граниты, биотитовые порфиридные и крупнозернистые; 5 — дайки основных (а) и кислых (б) пород; 6 — ареалы распространения золотоносности; 7 — рудные проявления редких металлов (а), золота (б), 8 — россыпи золота; 9 — разломы.

Анализ геолого-геофизических материалов показывает, что по мере своего развития очаги разуплотнения все более насыщаются кислыми и калиевыми гранитоидами, а металлогенический профиль структур соответственно эволюционирует от золота к вольфраму и олову [3]. При этом относительно ядер разуплотнения формируется региональная пространственно-временная магматическая и рудная зональность. В центральных частях зрелых очаговых структур развито оловянное, далее от центров вольфрамовое (вначале с оловом, а затем с золотом), по периферии золотое оруденение. В пограничных зонах часто проявлено гибрид-

ное, обычно золотовольфрамовое, оруденение, а на осевых и межкупольных участках интрузивно-купольных структур отмечается реликтовое и регенерированное золотое оруденение. В общем случае наблюдается прямая связь между интенсивностью редкометалльного оруденения и степенью разуплотнения ядер гранитизации. Но связь эта не линейная и часто существенно зависит от среды рудообразования. Мезократовые типы оруденения (медь, золото) ассоциируют с блоками пород повышенной магнитности, лейкократовые (олово) — с немагнитными комплексами пород, а полиметаллические руды — с карбонатными толщами.

Описанная пространственно-временная региональная рудная зональность Центрального Сихотэ-Алиня является функцией глубинного разуплотнения вещества очаговых структур и может быть положена в основу региональных прогнозно-металлогенических исследований.

Нынешнее пространственное положение разных типов оруденения зависит от степени эродированности очаговых структур. В общем случае, если на поверхности обнажены калиевые немагнитные гранитоиды,— это зона оло-

ва и вольфрама, а если магнитные натровые — то это зона золота. В процессе своей эволюции очаговая структура уничтожает либо регенерирует ранее созданное оруденение. Поэтому в ареалах распространения оловянных месторождений в Центральном Сихотэ-Алине редко встречаются золоторудные проявления. Но если они есть, то представлены относительно крупным и высокопробным золотом, что обусловлено его метаморфизмом [4] под влиянием поздних редкометалльных гранитоидов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гуменюк В. А., Глюк Д. С. О природе рудно-метасоматической зональности золотосеребряных месторождений // Докл. АН СССР.— 1983.— Т. 269, № 1.— С. 179—184.
2. Кравцов В. С., Середин В. В., Томсон И. Н. и др. Оrogenные структуры Приморья, методы их выявления и металлогеническое значение // Эндогенные рудные месторождения.— М.: Наука, 1980.— С. 43—81.
3. Маракушев А. А. Геохимические особенности золота и условия его эндогенной концентрации // Геохимия золота/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1978.— С. 3—13.
4. Моисеев В. Г. Метаморфизм золота месторождений Приамурья.— Хабаровск, 1965.
5. Петрищевский А. М. О гранитах, гранитизации и природе региональных разуплотнений земной коры на Дальнем Востоке // Геотектоника.— 1985.— № 5.— С. 80—90.
6. Радкевич Е. А., Томсон И. Н., Лобанова Т. М. Геология и металлогения типовых рудных районов Приморья.— М., 1962.— (Тр. ИГЕМ АН СССР; Вып. 58).
7. Эйриш Л. В. О связи золотонности с полями силы тяжести на Дальнем Востоке // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 4.— С. 94—98.

ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
20 июня 1989 г.

УДК 552.3 + 550.4(571.642)

*В. М. Гранник, В. Н. Пискунов, Г. Н. Стафеева***ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ТОНИНО-АНИВСКОГО ПОЛУОСТРОВА**

Установлено, что на Тонино-Анивском полуострове мезозойские магматические породы представлены тремя родственными дифференцированными сериями пород: толентовой (разнообразные базальты, долериты, габро-долериты, андезиты, дациты), субщелочной (щелочные базальты, гавайиты, муджириты, латиты, щелочные риолиты, монцониты, монцодиориты), щелочной (анальцимовые авгититы, лейцитовые меланефелиниты, тефриты, авгититы, латиты, щелочные тра-

хиты, монцониты, нефелиновые сиениты). По петрохимическим особенностям, характеру магматической дифференциации, корреляционным отношениям индикаторных петрогенных и малых элементов все три серии пород относятся к океанической внутриплитовой палеорифтовой ассоциации. Отмечена эволюция петрохимического и геохимического состава, соответствующая смене океанической обстановки магнообразования на окраинно-морскую.

Мезозойские вулканогенно-осадочные породы, развитые на Тонино-Анивском полуострове, геологами-съемщиками относились к островской и новиковской свитам, а также к фаунистически охарактеризованным нижнемеловым отложениям [7]. В 1974 г. Д. Ф. Семенов [20] пришел, на наш взгляд, к правильному выводу о необоснованном выделении островской свиты в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения. Осадочные образования новиковской свиты он отнес к граувакковой (нижняя подсвита), алевролитоглинисто-кремнистой (средняя подсвита) и глинисто-сланцевой (верхняя подсвита) формациям, а вулканогенные породы — к спилито-диабазовой формации [21]. Н. Г. Бродская, В. К. Гаврилов, Н. А. Соловьева [2, 3] рассматриваемые отложения объединили в четыре комплекса пород: спилито-карбонатно-кремнистый, терригенный песчано-глинистый, туфово-кремнисто-терригенный, щелочных базальтоидов, образовавшихся, по их мнению, в различных палеотектонических и палеогеографических обстановках. В. К. Гаврилов и Н. А. Соловьева [4] считали, что спилиты, диабазы и кератофиры развиты в островской, а щелочные базальтоиды — в новиковской свитах и, более того, они имеют различный генезис. Отмечены коллективом исследователей были высказаны представления о рифтовой природе палеозойско-мезозойского бассейна Сахалина, возникшего в результате раздвижения континентальных блоков и по своим особенностям соответствовавшего окраинному морю. Осевые

зоны рифтов, по их данным, фиксируются в настоящее время ареалами развития низкокальцевых толентов, а фланги, прилегающие к расходящимся блокам, — полями зонально располагающихся натровых толентовых базальтов и щелочных базальтоидов [3, 5]. По петрохимическим особенностям вулканические породы сопоставлялись этими исследователями с толентами срединно-океанических хребтов, абиссалий и островов океанов, а также рифтовыми образованиями континентов — вулканическими комплексами Маймеча-Котуйской провинции и Восточной Африки [25]. Аналогичная природа сахалинского эвгеосинклинального прогиба предполагается О. А. Мельниковым [15].

Новые данные по строению и возрасту вулканогенно-осадочных отложений Тонино-Анивского полуострова были получены А. В. Рихтером и Н. Ю. Брагиним [18, 19], установившими на западе и востоке полуострова небольшие выходы триас-нижнемелового вулканогенно-яшмового комплекса, перекрытого мощной (более 2000 м) толщей верхнемеловых терригенных отложений. В результате выполненных исследований сформировались представления о чешуйчато-надвиговой структуре Тонино-Анивского полуострова, согласно которым триас-нижнемеловые вулканогенно-кремнистые толщи и альб-сеноманские терригенные отложения с олистостромами надвинуты на сеноман-туронский флиш [16].

Чешуйчато-надвигово-складчатая структура рассматриваемого района была подтверждена и более поздними исследованиями С. В. Зябре-

ва и Л. И. Попеко [11], представлявшими ее в виде серии чередующихся крутозалегающих тектонических пластин, сложенных вулканогенно-кремнистыми толщами от триаса — нижнего мела до альба — сеномана включительно и разделяющих их выходов верхнемеловых терригенных толщ, в которых обнаружена фауна только альба — сеномана.

Полученные нами данные не противоречат высказанным представлениям, а свидетельствуют о еще более сложном фрагментарном, мелкоблоковом и пластинчато-надвиговом внутреннем строении как вулканогенно-кремнистых, так и терригенных комплексов, широком развитии разновозрастных и разнопорядковых разрывных нарушений, ограничивающих разноразмерные блоки сложной конфигурации и тектонические клинья вулканогенно-кремнистых пород в более пластичных терригенных отложениях. Выполненными исследованиями среди мезозойских образований полуострова установлены следующие структурно-вещественные комплексы: кремнисто-вулканогенные, вулканогенно-кремнистые и кремнистые, различающиеся по содержанию вулканогенных и кремнистых пород; вулканомиктово-вулканогенные и карбонатно-вулканомиктово-вулканогенные, включающие вулканомиктовые обвално-оползневые образования (эдафогенные и олистостромовые брекчии); терригенно-вулканогенно-кремнистые и терригенно-кремнистые с обвално-оползневыми и автокинетическими [27] кремнеобломочными породами (кремнистыми олистостромами и грейнистами); терригенные, вулканомиктово-терригенные и кремнисто-терригенные с обвално-оползневыми и автокинетическими терригенными и вулканомиктовыми образованиями (олистостромами, грейнистами, турбидитами). Среди последней группы комплексов присутствуют также карбонатно-вулканогенно-кремнистый и вулканогенно-вулканомиктовый, свидетельствующие о продолжении незначительной по масштабам вулканической деятельности. С вулканогенными комплексами ассоциируют силлы и залежи, редко дайки габбро-долеритов, кварцевых монцодиоритов, а также, по данным В. К. Гаврилова и Н. А. Соловьевой [4], монцонитов и нефелиновых сиенитов. На восточном побережье полуострова в районе устья р. Водопадная отмечается выступ меланократового фундамента в виде тектонической пластины серпентинизированных перидотитов среди терригенных отложений. По имеющимся палеонтологическим и радиологическим данным [6, 18, 19, 26], перечисленные комплексы формировались непрерывно в течение раннетриасового — палеогенового времени.

Петрографической и петрохимической характеристике мезозойских вулканических пород

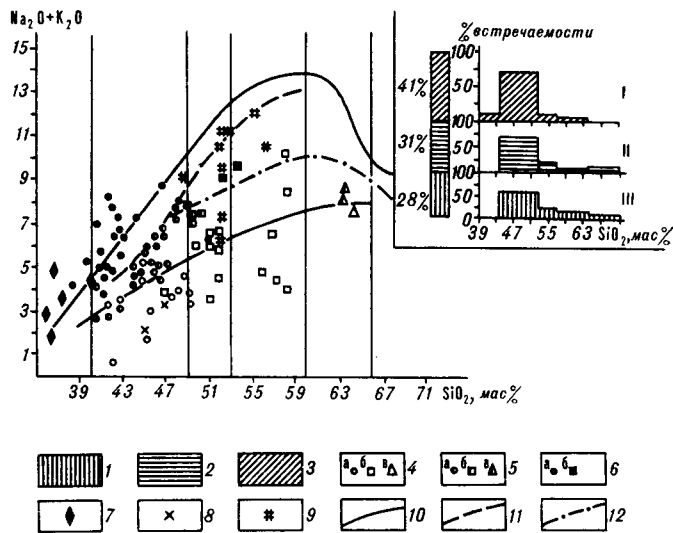


Рис. 1. Распространенность, характер дифференциации и положение на классификационной диаграмме «щелочи» мезозойских вулканических серий.

1—3 — серии пород: 1 — толеитовая, 2 — субщелочная, 3 — щелочная; составы пород серий: 4 — толеитовой, 5 — субщелочной, 6 — щелочной; а — в — группы пород по содержанию кремнезема: а — основные, б — средние, в — кислые; 7 — ультраосновные породы щелочной серии; 8 — габбро-долериты; 9 — монцониты и сиениты; 10—12 — границы полей: 10 — субщелочных пород, 11 — щелочных пород, содержащих щелочные фельдшпатоиды, 12 — щелочных пород, содержащих щелочные пироксены и амфиболы.

посвящено значительное количество публикаций [2—4, 7, 22—24 и др.]. В предлагаемой работе, учитывающей все ранее выполненные исследования, приводятся новые данные, позволяющие существенно уточнить или изменить сформировавшиеся представления по затрагиваемым вопросам. При описании пород авторами использована номенклатура А. Ритмана [17] и Терминологической комиссии Петрографического комитета [9].

Нашими исследованиями установлено, что по нормативному, петрографическому и петрохимическому составу рассматриваемые породы образуют три непрерывно дифференцируемые серии пород: толеитовую, субщелочную и щелочную. При этом толеитовая и субщелочная серии дифференцированы от основных до кислых, а щелочная — от ультраосновных до средних разновидностей пород. Распространенность выделенных серий в геологическом разрезе, а также соотношения в каждой из них между ультраосновными, основными, средними и кислыми дифференциатами оценены по частоте встречаемости (рис. 1). Произведенные оценки показали, что в составе всех трех серий резко преобладают основные породы.

Толеитовая серия представлена пироксеновыми афировыми и оливинсодержащими базальтами, лейкобазальтами, пироксеновыми долеритами, лейкодолеритами, гавайит-долеритами, габбро-долеритами, кварцевыми андезитами (альбитофирами) (табл. 1). В состав этой

Разновидности пород	P1	Anor	Or	O1	Orx	Срх	Но
I. Пироксеновые, афировые базальты						45	
Лейкобазальты	62						
Оливиносодержащие базальты	47			6	6	23	
Пироксеновые долериты	10—15	20—25				45—50	
Лейкодолериты	60					35	
Гавайит-долериты	74					21	
Габбро-долериты	47				13	37	
Кварцевые андезиты (альбитофиры)	55					0—23	0—5
II. Щелочные базальты	55					10	
Гавайиты	43—75					15—30	
Оливиновые гавайит-долериты	62			5		15	
Оливиновые муджиериты	65			5			
Авгититы:							
порфировые	10			5		70	3
афировые	40					25	
Кварцсодержащие гавайиты (спилиты)	68					27	
Оливиновые муджиериты (кератоспилиты)	45—70	5—10				0—20	
Монцодиориты	78		Ед.			15	
Монциты	45		5			17	12
III. Анальцимовые авгититы	5					37	3
Тефриты (спилиты)	55					8	
Фонотефриты (лейкократовые спилиты)	78			5		5	
Авгититы:							
порфировые						25	40
афировые	40					10	
Латиты	70						10
Тефриты (альбитофиры)	60					2	17
Щелочные трахиты (кератофиры)	20—60	20—70				20—40	

Примечание. I—III — серии пород: I — толеитовая, II — субщелочная, III — щелочная. P1 — плагиоклаз, Anor — апс — анольцит, Spn — сфен, Tn — титанит, Mgt — магнетит, титаномагнетит, Ap — апатит G1 — вулканическое стекло.

серии включены также установленные Д. Ф. Семеновым [23, 24] кварцевые андезиты (кератофиры нормальной щелочности)*.

Базальты слагают лавовые потоки мощностью от 4 до 35 м, пласты и пачки гялокластитов, туфобрекчий и туфов мощностью от первых метров до 130 м, выполняют в виде кластолав и туфобрекчий некки, а также встречаются в виде обломков и глыб в гравелитах, грейнитях и олистостромах. Долериты слагают центральные части наиболее мощных лавовых потоков, а также залегают в виде залежей и силлов мощностью в первые метры. Альбитофиры образуют потоки мощностью до

2,5 м, а также присутствуют в виде глыб в олистостромах. Габбро-долериты слагают согласные залежи или силлы мощностью до 25 м.

Субщелочная серия включает щелочные, оливиновые щелочные базальты, гавайиты, оливиновые гавайит-долериты и муджиериты, латиты, кварцсодержащие гавайиты, порфировые и афировые авгититы, монцодиориты и монциты (см. табл. 1).

Субщелочные эффузивные породы образуют горизонты и блоки гялокластитов мощностью до 40 м, слагают потоки шаровых, подушечных и массивных лав мощностью до 10—30 м, а также встречаются в виде обломков и глыб в туфобрекчиях и олистостромах. При этом латиты отмечены только в туфобрекчиях, выполняющих некки. Монцодиориты и монциты залегают в виде небольших залежей и секущих даек мощностью в первые метры.

* Здесь и далее в скобках приведены названия пород, использованные авторами цитированной литературы.

магматических пород

Bi	Anc	Sph, Th	Mgt	Ap	G1	Вторичные минералы	Структуры, текстуры
		5			50	50	Афировые, гиалиновые
		10	3		25	25	Афировые, интерсертальные
		7	3		3	15	Порфиновые, пилотакситовые
		0—13	0—8		2—12	15—30	Пойкилофитовые, микрогаббровые
		5				20	Пегматофитовые, пойкилофитовые
		3	2			16	Порфировидные, офитовые
			3			15	Пойкилофитовые
		0—2	0—5		10—23	15—40	Олигофировые, интерсертальные, сферолитовые
		10			25	40	Афировые, олигофировые, интерсертальные, миндалекаменные
		3—5	2		10—13	50—60	Олигофировые, интерсертальные, метельчатые, миндалекаменные
8			7	3		30	Офитовые
		10	8		12	40	Долеритовые, аксиолитовые, интерсертальные
		10	2			20	Порфиновые, лампрофировые
		20	5		10	30	Афировые, миндалекаменные
			5			30	Порфиновые, интерсертальные
					20—50	70—80	Афировые, олигофировые, гиалопилитовые, микролитовые
		2	5			10	Гипидиоморфно-зернистые, аксиолитовые
15	5	6				20	Субофитовые
		15	5			20	Порфиновые, лампрофировые
		2	2		23	40	Афировые, интерсертальные, миндалекаменные
		2	5		5	50	Олигофировые, трахитоидные, миндалекаменные
5		7	5		18	18	Лампрофировые, микроцентрические
		20	5		25	25	Афировые, интерсертальные
		5	5		10	30	Гипидиоморфно-зернистые, микролитовые
		2	3		16	16	Порфиновые, интерсертальные
		Ед.	Ед.	Ед.	15—30		Серийно-порфировые, олигофировые, пилотакситовые, интерсертальные, гиалопилитовые, бластоофитовые, диабазовые

анортклаз, Ог — ортоклаз, О1 — оливин, Орх — ортопироксен, Срх — клинопироксен, Но — роговая обманка, В1 — биотит, В в скобках приведены названия пород, использованные авторами цитированной литературы [2—4, 7, 20—24].

Щелочная серия представлена анальцимовыми авггитами и лейцитовыми меланефелинитами, относящимися к семейству ультраосновных фойдитов [9], тефритами, порфиловыми и афировыми авггитами, латитами, щелочными трахитами (кератофирами [22]), монцонитами и нефелиновыми сиенитами [4].

Ультраосновные породы щелочной серии слагают отдельные горизонты гиалокластитов и маломощные (до 1,5 м) лавовые потоки. Анальцимовые авггиты отмечены среди потоков шаровых лав субщелочных и щелочных авггитов. Основные и средние вулканические породы рассматриваемой серии обнаружены в виде обломков в гиалокластитах, эдафогенных брекчиях и гравелитах. Кроме того, тефриты слагают маломощные (первые метры), а авггиты довольно мощные (до 12—45 м) потоки шаровых и подушечных лав. Монцониты и не-

фелиновые сиениты образуют силлы мощностью до 70 м.

Кроме того, среди рассматриваемых образований В. К. Гавриловым и Н. А. Соловьевой [4] были отмечены ультраосновные вулканические породы нормального ряда — пикриты и меймечиты, встречающиеся как включения в гиалокластитах или слагающие маломощные дайки. По данным упомянутых исследователей, пикриты и меймечиты различаются между собой только по степени раскристаллизации: для первых характерна микродолеритовая или микролитовая структура, для вторых — порфировая с микролитовой или гиалопилитовой основной массой. Среди вкрапленников и микролитов преобладают авггит и оливин, плагиоклаз (Ап₇₀₋₉₀) играет подчиненную роль. Кристаллы оливина и интерстиции между минералами часто нацело замещены сер-

лентином. Выполненный нами пересчет химического анализа описанного пикрита по методу А. Ритмана [17] показал его принадлежность к ультраосновным вулканическим породам щелочного ряда — оливиновым мелатекрифтам.

Детальное петрографическое описание образующих серии разновидностей пород приведено авторами в работе [8]. Ниже мы отметим лишь наиболее характерные для них структурно-минералогические особенности. Так, в толеитовых базальтах и андезитах наиболее широко распространены афировые и олигофировые структуры с гиалиновыми, интерсертальными, пилотакситовыми и сферолитовыми структурами основной массы. Долеритам и габбро-долеритам присущий пойкилоофитовые, пегматоофитовые и офитовые структуры. Типоморфными и существенными пороодообразующими минералами для них являются плагиоклазы от альбита до битовнита и клинопироксены из группы диопсид-авгита, реже анортотоклаз, оливин, клинопироксен и обыкновенная роговая обманка. Плагиоклазы вкрапленников и основной массы обнаруживают обратную зональность, при этом центральные участки кристаллов сложены основным андезином — кислым лабрадором (An_{47-57}), а периферические зоны — битовнитом (An_{71-79}). Клинопироксены имеют углы оптических осей от 52° до 60° и углы погасания от 37° до 46° . Максимальные углы погасания и оптических осей отмечены у клинопироксенов габбро-долеритов.

Субщелочные эффузивные породы обладают порфиоровыми, олигофировыми и афировыми структурами с интерсертальными, пилотакситовыми, гиалопилитовыми, микролитовыми и метельчатыми структурами основной массы. Типоморфными и существенными пороодообразующими минералами являются плагиоклазы (от альбита до андезина), анортотоклаз, ортоклаз, клинопироксены (диопсид-авгит, титанистый авгит, титан-авгит), светло-зеленая роговая обманка, биотит, реже оливин. Клинопироксены имеют углы оптических осей от 51° до 58° и углы погасания от 44° до 47° . Наименьшие углы оптических осей и наибольшие углы погасания отмечены в монцодиоритах.

Для щелочных эффузивных пород характерными являются порфиоровые и серийно-порфиоровые структуры с интерсертальными, трахитоидными, микроцентрическими, гиалопилитовыми и микролитовыми структурами основной массы. Значительно реже встречаются афировые и олигофировые породы. Полнокристаллическим разностям присущи долеритовые, диабазовые, пойкилитовые, гипидиоморфно-зернистые и бластоофитовые структуры. Типоморфными и существенными пороодообразующими минералами для них являются плагиоклазы (от альбита — олигоклаза до битовнита), анортотоклаз, ортоклаз, нефелин, апальцит, клинопироксены (диопсид, титанистый авгит, титан-авгит), зеленые, сине-зеленые и бурые (титанистые) роговые обманки, биотит, оливин, а, по данным В. К. Гаврилова и Н. А. Соловьевой [4], кроме того, ромбический пироксен, эгирин и лейцит. Клинопироксены имеют углы оптических осей от 50° до 56° и углы погасания от 35° до 44° .

Акцессорные и рудные минералы в охарактеризованных сериях пород представлены сфеном, лейкоксеном, апатитом, цирконом, монацитом, ксенотимом, мелилитом, магнетитом, титаномангнетитом, ильменитом и рутилом (см. табл. 1) [4, 23].

Нормативные составы вулканических и ассоциирующих с ними субвулканических и интрузивных пород, вычисленные по методу А. Ритмана [17], приведены в работе [8].

В составе толеитовой и субщелочной серий преобладают существенно лейкократовые (за исключением авгититов) разновидности пород, содержащие нормативные нефелин или кварц. Возрастаще щелочности пород сопровождается одновременным увеличением количества разновидностей их с нормативными нефелином и санидином, а также ростом содержания отмеченных минералов в их составе. Появляются разновидности пород с нормативным кордиеритом (пересыщенные глиноземом). Плагиоклазы в породах толеитовой и субщелочной серий представлены олигоклазом, андезином, кислым лабрадором и исключительно редко битовнитом. В аналогичных по основности плагиоклазах субщелочных пород заметно выше изоморфная примесь ортоклаза. Клинопироксены в рассматриваемых породах представлены диопсидом, гиперстеном, феррогиперстеном, авгитом, субкальциевым авгитом, пижонитом и титан-авгитом. Во многих из них присутствует также нормативный оливин.

Щелочную серию образует непрерывный ряд меланократовых и лейкократовых разновидностей пород с более высокими, чем в охарактеризованных выше сериях, содержаниями нормативных нефелина, лейцита, кальсилита, санидина и анортотлаза. Среди них присутствуют породы с нормативными биотитом, роговой обманкой, мелилитом, меланитом, перовскитом и ульвошпинелью. Плагиоклазы в рассматриваемых породах представлены непрерывным по основности рядом от кислого олигоклаза до анортита с повышенным содержанием изоморфной примеси ортоклаза в плагиоклазах средних разновидностей пород. Среди клинопироксенов наиболее часто встречается нормативный титан-авгит, значительно реже — нормативные диопсид и авгит. Для описываемых пород характерным также является присутствие нормативного оливина.

Химический состав магматических пород

Окси-ды	Толентовая				Субщелочная								Щелочная				
SiO ₂	50,30 6,08	55,10	57,83	50,02	49,56	50,05 0,53	51,86	46,24	49,10	55,62	56,50	55,84	40,10	40,66	47,51 2,27	49,09 2,77	53,06
TiO ₂	2,19 2,31	1,78	1,02	1,37	2,83	3,56 0,35	1,60	2,62	2,27	1,52	3,97	1,34	3,32	4,16	3,61 0,91	3,47 0,87	1,20
Al ₂ O ₃	14,24 2,54	16,98	16,03	13,54	13,50	15,51 1,30	19,04	11,18	13,30	15,92	15,78	13,45	11,68	13,67	12,45 1,46	15,74 1,85	17,59
Fe ₂ O ₃	3,85 3,73	0,15	4,78	3,78	2,48	4,21 1,10	6,00	1,04	10,54	3,38	4,65	2,81	4,57	3,79	6,82 2,72	7,97 1,15	5,69
FeO	6,13 2,93	5,84	5,71	6,74	8,76	6,01 1,86	3,87	6,02	6,50	8,03	2,20	7,21	3,88	9,16	2,42 1,77	4,77 1,99	3,43
MnO	0,18 0,06	0,16	0,17	0,19	0,19	0,21 0,07	0,14	0,14	0,14	0,18	0,25	0,24	0,16	0,26	0,18 0,05	0,37 0,07	0,14
MgO	8,93 6,45	7,26	3,96	8,40	7,56	6,94 1,09	4,10	7,00	6,31	3,85	2,19	7,64	9,88	6,68	6,38 2,00	3,06 1,81	3,56
CaO	10,53 7,31	8,98	4,05	13,22	9,88	8,01 0,70	5,70	22,41	6,33	5,04	6,35	4,96	23,03	15,94	15,25 4,27	7,81 0,61	7,34
Na ₂ O	2,98 2,07	2,97	5,84	2,42	4,22	4,22 0,18	5,35	2,49	3,02	5,19	4,95	3,50	2,00	2,74	3,99 0,64	6,00 1,36	7,05
K ₂ O	0,44 0,79	0,52	0,48	0,16	0,74	0,56 0,52	2,32	0,45	2,47	1,23	2,23	2,78	0,88	2,16	0,80 1,32	1,17 0,68	0,58
P ₂ O ₅	0,19 0,28	0,26	0,14	0,18	0,27	0,74 0,48	0,02	0,42	0,02	0,04	0,93	0,23	0,50	0,78	0,61 0,18	0,55 0,05	0,36
n	9	1	2	2	2	3	1	2	1	1	1	1	1	1	4	3	1

Примечание. 1 — базальты, долериты; 2 — кварцевые гавайит-долериты; 3 — кварцевые андезиты (альбитофиры); 4 — габбро-долериты; 5 — щелочные базальты; 6 — гавайиты; 7 — муджериты; 8 — авгититы; 9 — латиты; 10 — кварцсодержащие гавайиты (спилиты); 11 — монцодиориты; 12 — монцониты; 13 — анальцимовые авгититы; 14 — лейцитовые меланефелиниты; 15 — авгититы; 16 — тейриты (спилиты); 17 — тейриты (альбитофиры). В числителе средние значения, в знаменателе — стандартные отклонения.

Химический состав мезозойских магматических пород, отобранных авторами при полевых работах, приведен в табл. 2 (полностью анализы помещены в [8]). Большой частью высокотитанистые, железистые и магниезальные основные породы толентовой серии по значениям петрохимических коэффициентов фемичности (f') и глиноземистости (al') относятся к меланократовым и мезократовым низко-, умеренно- и высокоглиноземистым породам. Средние и кислые разновидности пород этой серии являются лейкократовыми и высокоглиноземистыми, что, очевидно, отражает их существенно полевошпатовый состав. По характеру щелочности значительная часть основных и средних разновидностей рассматриваемых пород принадлежит к натриевой серии и лишь некоторые из них, а также кислые породы относятся к калиево-натриевой серии. Необходимо отметить, что по химическому и нормативному составу толентовая серия обнаруживает большее сходство с субщелочной серией, обладая в целом промежуточными между отмеченными сериями свойствами. Характерным для нее является и то, что возрастание кремнекислотности пород сопровождается одновременным насыщением их глиноземом.

Основные породы субщелочной серии по сравнению с толентовыми имеют более высокие содержания титана и фосфора, иногда железа, суммы щелочей (в основном за счет увеличения содержания окиси калия) и более низкие содержания магния и кальция, хотя среди них изредка встречаются высокомагние-вые и высококальциевые разновидности пород. В средних и кислых породах происходит заметное снижение концентраций большей части перечисленных выше окислов, сопровождающееся возрастанием общей щелочности пород. По значениям петрохимических коэффициентов фемичности и глиноземистости основные породы серии относятся к меланократовым и мезократовым низко-, умеренно- и высокоглиноземистым, а средние и кислые породы — к лейкократовым и мезократовым высокоглиноземистым образованиям, принадлежащим к натриевой и калиево-натриевой сериям. В свою очередь, субщелочные породы по химическому составу обнаруживают определенное сходство с породами щелочной серии.

В основных и ультраосновных породах щелочной серии в целом ниже, чем в субщелочных породах, содержание кремнезема и выше содержание титана, фосфора, кальция и суммы

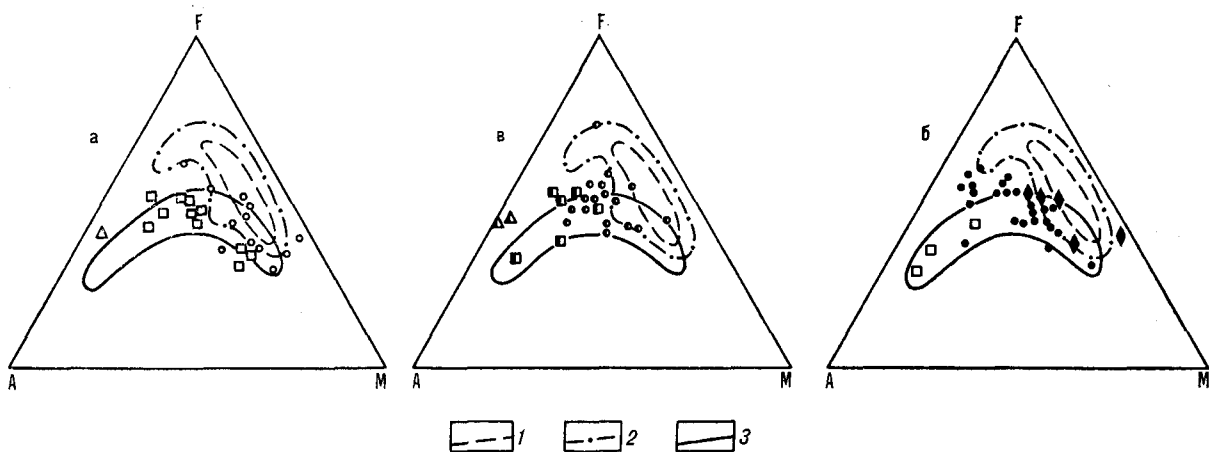


Рис. 2. Диаграмма AFM для мезозойских вулканических пород толеитовой (а), субщелочной (б) и щелочной (в) серий.

1 — поле фигуративных точек базальтов срединно-океанических хребтов; 2 — то же, Исландии; 3 — то же, о-ва Кокос и Гавайских островов. Ост. усл. обозн. см. на рис. 1.

щелочей при наличии высоконатриевых и высококалиевых разновидностей пород. По значениям коэффициентов фемичности и глиноземистости ультраосновные породы относятся к меланократовым низкоглиноземистым, основные породы — к меланократовым и мезократовым низко-, умеренно- и высокоглиноземистым, а средние породы — к лейкократовым высокоглиноземистым и весьма высокоглиноземистым образованиям, принадлежащим к натриевой, калиево-натриевой и калиевой сериям.

На основной классификационной диаграмме «кремнезем — щелочи» (см. рис. 1) породы всех трех серий образуют довольно компактные поля с практически линейными трендами дифференциации, соответствующими по классификации и номенклатуре Терминологической комиссии Петрографического комитета [9] нормальному, субщелочному и щелочному рядам. На диаграммах AFM (рис. 2) рассматриваемые серии образуют сходные поля фигуративных точек, соответствующие составам вулканических пород таких внутриокеанических поднятий, как, например, остров Кокос и Гавайские острова [10]. На приведенных диаграммах также отчетливо видно, что в мезозойских вулканических породах присущая толеитовым сериям срединно-океанических хребтов тенденция обогащения дифференциатов железом проявлена слабо.

Для выяснения особенностей кристаллизационной дифференциации толеитовой, субщелочной и щелочной магм, установления характера поведения в ходе этого процесса петрогенных окислов и микроэлементов в качестве универсального показателя магматической дифференциации нами принят предложенный Л. С. Бородиным [1] показатель кислотности Ac , отражающий концентрационные соотноше-

ния кремнезема и остальных петрогенных элементов и одновременно учитывающий различия в их относительной основности.

Как видно на рис. 3, намечаются четыре группы петрогенных окислов, с изменениями концентраций которых меняется концентрация микроэлементов в толеитовой, субщелочной и щелочной сериях.

В толеитовой серии наблюдается сопряженное понижение концентрации MgO и CaO и элементов группы железа (Cr , Ni , Co), вначале достаточно быстрое, а затем медленное. Это может свидетельствовать о кристаллизации из расплавов с температурой не выше 1100° магнезиально-кальциевых пироксенов [17], таких как клиноэнстатит, диопсид, низкожелезистые авгит и салит, извлекавших из расплавов перечисленные выше микроэлементы. При таких температурных условиях кристаллизация магнезиального оливина (фоялита) могла происходить только при достаточно высоком давлении воды. Изменение концентраций остальных микроэлементов этой серии происходит синхронно с изменениями концентраций FeO , TiO_2 и Al_2O_3 . Таким образом, при понижении температуры расплавов, сопровождающемся повышением их кислотности, происходит близкоодновременная кристаллизация железокальциево-магниевого пироксенов, плагиоклазов, рудных и аксессуарных минералов и одновременное извлечение из расплавов остаточных микроэлементов. В остальных расплавах накапливаются щелочные компоненты с очень низкими концентрациями большей части микроэлементов, показанных на рис. 3 и приведенных в табл. 3.

Судя по трендам петрогенных окислов (см. рис. 3), последовательность минералов при формировании субщелочной серии была сходной с толеитовой серией. Однако поведе-

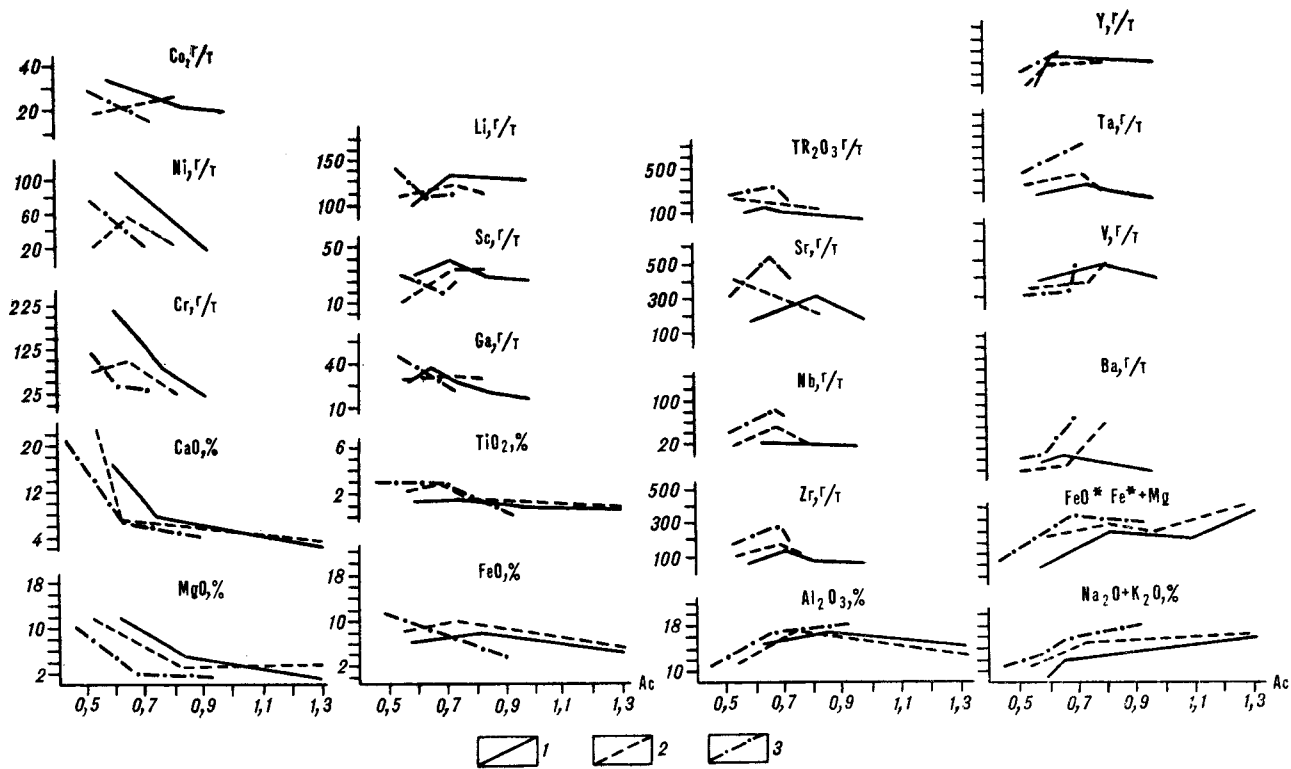


Рис. 3. Зависимость содержаний петрогенных и малых элементов от кислотности расплавов.

Тренды концентраций окислов и элементов в породах серий: 1 — толеитовой, 2 — субщелочной, 3 — щелочной. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

ние микроэлементов в процессе кристаллизационной дифференциации было иным.

При повышенной щелочности магматических расплавов в начальные моменты кристаллизации могли образоваться наряду с перечисленными выше щелочные магнезиально-кальциевые низкожелезистые пироксены, такие как эгирин-авгит и титан-авгит. Исходя из конформности трендов петрогенных окислов (MgO , CaO) и литофильных элементов (TR_2O_3 , Sr) кристаллизация пироксенов сопровождалась извлечением из расплавов стронция и редких земель. При понижении температуры расплавов и повышении их кислотности происходит близкосообщественная кристаллизация железо-кальциево-магниевого пироксенов, плагиоклазов, рудных и аксессуарных минералов. Параллельно происходит извлечение накопившихся к этому моменту в расплавах хрома, никеля, лития, галлия, циркония, ниобия и тантала. В последнюю очередь из наиболее кислых расплавов происходит кристаллизация щелочных полевых шпатов, обогащенных кобальтом, скандием, иттрием, ванадием и барием (см. тренды щелочных металлов и перечисленных элементов на рис. 3).

Тренды окислов магния, железа, титана и кальция пород щелочной серии свидетельствуют о кристаллизации из щелочных магм желе-

зомагниево-кальциевых титанистых пироксенов и, возможно, при высоком давлении воды — железисто-магнезиальных оливинов, извлекавших из расплавов вначале только хром, никель, кобальт, литий, скандий и галлий, а при повышении кислотности расплавов, кроме того, редкие земли, стронций, ниобий и цирконий. В остаточных расплавах накапливались глинозем и щелочи, а также сопутствующие им иттрий, тантал, ванадий и барий (см. рис. 3), выпадение которых из расплавов контролировалось кристаллизацией щелочных полевых шпатов.

Фракционная кристаллизационная дифференциация толеитовой, субщелочной и щелочной магм сопровождалась тождественным постепенным ростом в остаточных расплавах железомagneзиевого отношения (рис. 3).

Анализ тектонической природы магматических образований проводился с помощью диаграммы Дж. Пирса (рис. 4), построенной в координатах первых двух факторов, представляющих линейные комбинации порообразующих окислов с соответствующими факторными нагрузками [28]. Области сгущения точек на ней локализуются в поле внутриплитовых базальтов (континентальных и океанических островных толеитов) и базальтов дна океана (I и IV на рис. 4). Еще одна область концен-

Микроэлементы	Толейтовая				Субщелочная		
	Пределы	Среднее	Пределы	Среднее	Пределы	Среднее	Среднее
Li	$\frac{1,9-7,0}{27,7}$	21	$\frac{33-49}{41}$	$\frac{4,2-5,8}{5}$	$\frac{20-24}{22}$	$\frac{20-63}{37,7}$	34
Rb	$\frac{0-16}{1,7}$	0	0	0	0	0	47
Sr	$\frac{90-350}{221,1}$	340	$\frac{180-310}{24,5}$	$\frac{80-130}{105}$	$\frac{160-380}{270}$	$\frac{270-430}{350}$	220
Ba	$\frac{30-500}{186,6}$	140	$\frac{80-140}{110}$	$\frac{30-30}{30}$	$\frac{40-150}{95}$	$\frac{100-300}{180}$	100
Sc	$\frac{23-64}{39,7}$	33	$\frac{32-35}{33,5}$	$\frac{49-53}{51}$	$\frac{30-44}{37}$	$\frac{17-40}{30,3}$	38
Y	$\frac{160-270}{206,5}$	130	$\frac{200-330}{26,5}$	$\frac{200-320}{26}$	$\frac{200-210}{205}$	$\frac{120-210}{163,5}$	140
Cr	$\frac{14-250}{127}$	130	$\frac{10-28}{19}$	$\frac{98-210}{154}$	$\frac{76-130}{103}$	$\frac{6-76}{42}$	250
Co	$\frac{19-40}{30,1}$	27	$\frac{16-18}{17}$	$\frac{28-32}{30}$	$\frac{19-40}{29,5}$	$\frac{17-23}{19,5}$	29
Ni	$\frac{35-120}{85,4}$	80	$\frac{12-33}{22,5}$	$\frac{46-80}{63}$	$\frac{43-77}{60}$	$\frac{6-54}{29,5}$	80
Ga	$\frac{10-30}{22,2}$	20	$\frac{16-19}{17,5}$	$\frac{20-27}{23,5}$	$\frac{18-27}{22,5}$	$\frac{26-33}{30}$	17
Y	$\frac{10-40}{28,8}$	40	$\frac{30-30}{30}$	$\frac{30-30}{30}$	$\frac{20-40}{30}$	$\frac{30-50}{40}$	30
Zr	$\frac{50-260}{130}$	100	$\frac{70-90}{80}$	$\frac{90-420}{255}$	$\frac{80-150}{115}$	$\frac{150-360}{230}$	100
Nb	$\frac{14-70}{24,8}$	14	$\frac{14-14}{14}$	$\frac{14-14}{14}$	$\frac{14-14}{14}$	$\frac{28-91}{56}$	14
Ta	$\frac{0,6-7,9}{2,2}$	0,7	$\frac{0,7-0,7}{0,7}$	$\frac{0,7-0,7}{0,7}$	$\frac{0,7-0,2}{1,4}$	$\frac{2,3-6,6}{3,0}$	0,8
La	$\frac{0-40}{17,7}$	30	$\frac{0-30}{15}$	$\frac{0-30}{15}$	$\frac{0-30}{15}$	$\frac{30-70}{43,5}$	0
TR ₂ O ₃	$\frac{65-313}{151,6}$	93	$\frac{55-105}{80}$	$\frac{85-115}{100}$	$\frac{116-203}{160}$	$\frac{123-461}{269,7}$	115
n	9	1	2	2	2	3	1

Примечание. В числителе пределы концентраций, в знаменателе — средние значения. Названия пород см. в табл. 2.

трации составов пород располагается на границе полей дна океана и островных дуг (III и IV на рис. 4), что может указывать на присутствие среди исследуемых образований вулканических пород с промежуточным между указанными типами петрохимическим составом. К тождественному выводу мы пришли при анализе составов пород с помощью петрохимической диаграммы, предложенной Б. Н. Пискуновым [9, 15].

Рассмотрение индикаторных корреляционных отношений между микроэлементами (рис. 5) позволяет выявить дополнительные геохимические особенности мезозойских магматических пород Тонино-Анивского полуострова, а также уточнить их тектоническую природу. Общей особенностью корреляционных отношений практически всех показанных на рис. 5 пар элементов является распределение фигур

ративных точек на две совокупности, одна из которых тяготеет к трендам или полям океанических пород, а вторая занимает промежуточное положение между трендами океанических и островодужных образований. Свойственные океаническим ассоциациям тенденции в изменении уровня концентраций и корреляционных отношений в направлении от толейтовых к щелочным породам проявляют такие пары элементов, как K, Ti; Zr, Ti; Ti, Cr; Sr, Ba (см. рис. 5) [13]. По значениям кобальт-никелевого отношения часть пород попадает в поле островодужных образований. Своеобразная корреляционная зависимость наблюдается для ванадия и хрома. По уровню концентраций этих элементов все описываемые породы тяготеют к островодужному тренду, сохраняя при этом характерное для океанических вулкаников уменьшение хрома от толейтовых к

в магматических породах, г/т

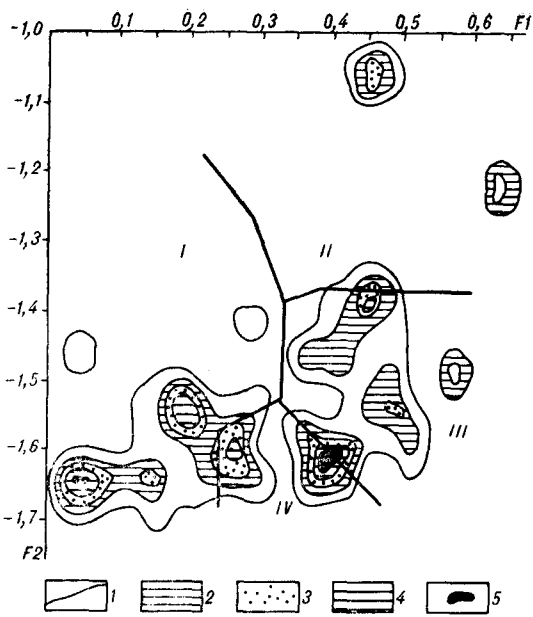
Субщелочная					Щелочная				
$\frac{21-44}{32,5}$	24	23	19	23	42	35	$\frac{9,6-24}{13,9}$	$\frac{11-30}{22}$	11
0	0	0	37	46	9	47	$\frac{0-25}{6,3}$	$\frac{0-29}{19}$	0
$\frac{310-420}{365}$	280	220	230	360	460	480	$\frac{330-480}{412,5}$	$\frac{540-600}{560}$	430
$\frac{100-200}{150}$	450	530	230	250	840	380	$\frac{90-370}{180}$	$\frac{150-1500}{633,3}$	110
$\frac{10-35}{22,5}$	38	41	37	24	15	14	$\frac{22-35}{29,3}$	$\frac{15-20}{18,3}$	34
$\frac{160-240}{200}$	200	250	330	170	160	150	$\frac{120-200}{177,5}$	$\frac{130-150}{136,7}$	330
$\frac{77-120}{98,5}$	63	22	33	84	49	5	$\frac{27-92}{53,5}$	$\frac{5-31}{13,7}$	
$\frac{19-29}{24}$	25	25	25	28	18	19	$\frac{19-24}{22}$	$\frac{18-23}{20,3}$	12
$\frac{23-75}{49}$	65	17	40	100	53	24	$\frac{39-73}{60}$	$\frac{19-50}{31}$	16
$\frac{24-34}{29}$	20	24	20	32	19	29	$\frac{15-33}{23,5}$	$\frac{18-37}{18}$	13
$\frac{10-20}{15}$	20	30	20	60	20	40	$\frac{20-30}{27,5}$	$\frac{40-50}{46,7}$	30
$\frac{100-170}{135}$	110	90	80	290	117	530	$\frac{170-240}{197,5}$	$\frac{290-460}{363,3}$	50
$\frac{14-42}{28}$	35	14	14	56	14	126	$\frac{21-49}{40,2}$	$\frac{84-105}{95,7}$	14
$\frac{1,6-2,8}{2,2}$	1,8	0,7	0,7	2,1	1,2	7,4	$\frac{2,1-4,6}{3,0}$	$\frac{4,4-7,2}{5,4}$	7,9
$\frac{30-30}{30}$	0	30	0	50	30	70	$\frac{30-40}{32,5}$	$\frac{50-70}{60}$	0
$\frac{288-256}{242}$	136	135	106	259	276	643	$\frac{196-385}{270,2}$	$\frac{353-471}{418,3}$	95
2	1	1	1	1	1	1	4	3	1

щелочным сериям (для островодужных пород типичной является противоположная тенденция). Отсутствие синхронного роста концентраций ванадия в отмеченном направлении подчеркивает, на наш взгляд, своеобразные условия генерации толентовой, субщелочной и щелочной магм.

Выясненные петрохимические особенности мезозойских вулканических и интрузивных образований Тонино-Анивского полуострова определяют их принадлежность к своеобразной сложной по сериальному составу ассоциации, обнаруживающей сходство как с океаническими внутриплитовыми, так и с континентальными рифтовыми образованиями.

По установленному характеру проявления вулканизма, начавшегося с мощных трещинных излияний магм умеренной щелочности и сменившегося центрально-канальным типом извержений щелочных и щелочно-ультраоснов-

ных магм, а также по присутствию в составе щелочных пород высококальциевых разновидностей магматические образования Тонино-Анивского полуострова сходны с ассоциациями континентальных рифтов [12, 13]. Известно, что смена ассоциаций умеренной щелочности ассоциациями повышенной щелочности в континентальных рифтах обусловлена не дифференциацией какой-то единой магмы, а первичным характером родоначальных расплавов, зарождающихся на разных глубинах, т. е. связана с изменением условий глубинности плавления мантии. В наиболее глубоких щелевых рифтовых зонах генерируются щелочные магмы калиевой специфики. Соответственно, более глубокие магмы континентальных рифтов несут больше флюидных составляющих, чем менее глубокие океанические магмы, и, следовательно, они наиболее обогащены литофильными некогерентными элементами. Кроме того, в



континентальных рифтах более широко развиты кислые породы и щелочно-ультраосновные комплексы.

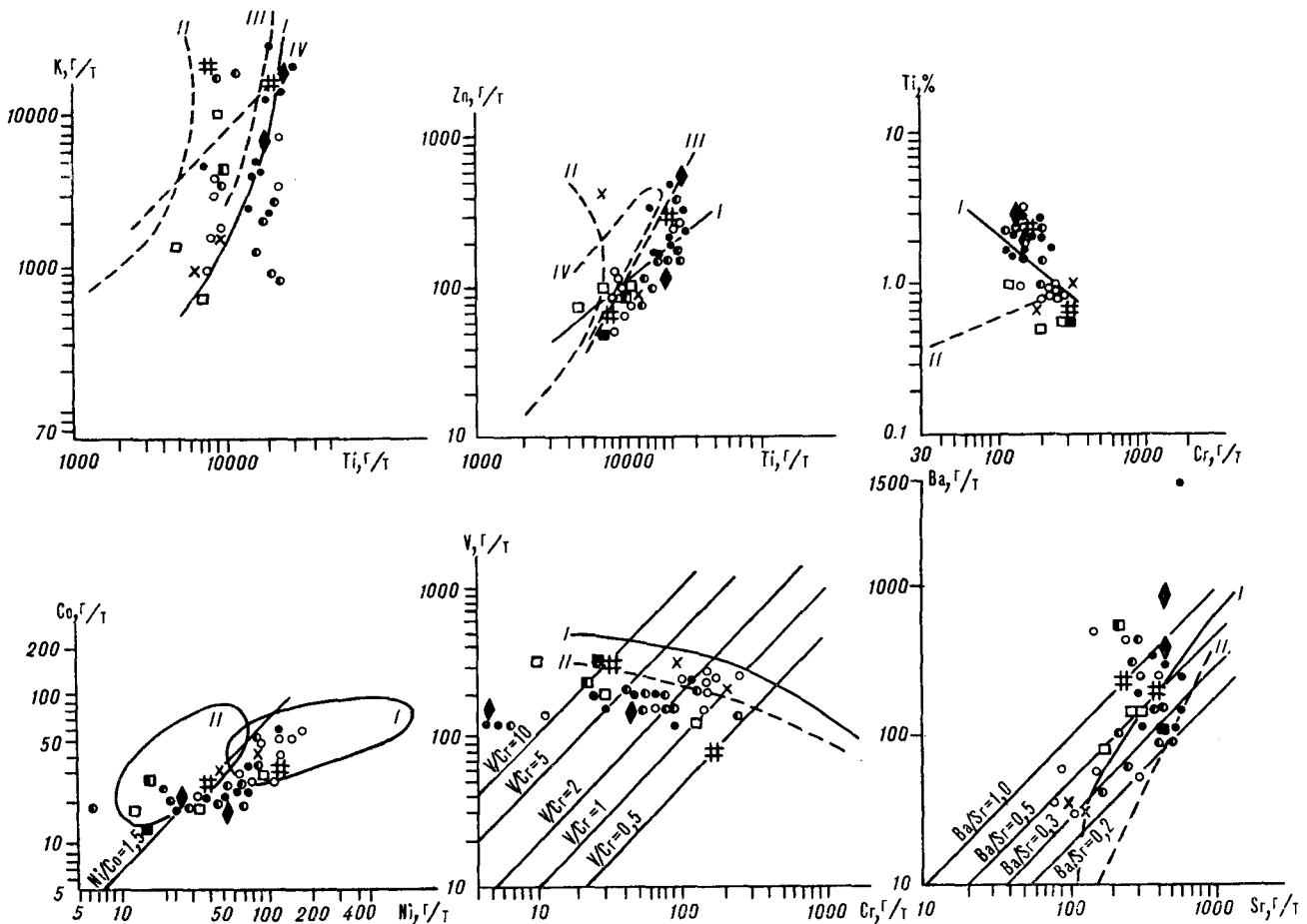


Рис. 5. Индикаторные корреляционные отношения микроэлементов для мезозойских магматических пород. I—IV — тренд или поле составов пород: I — океанов, II — островных дуг, III — континентальных рифтов, IV — платформенных областей. Ост. усл. обозн. см. на рис. 1.

Рис. 4. Диаграмма Дж. Пирса [27] составов мезозойских магматических пород.

Оконтурены области с количеством проектируемых точек в единичном квадрате: 1 — 2,5 %, 2 — 5 %, 3 — 7,5 %, 4 — 10 %, 5 — более 10 %. Значения факторов: $F_1 = 0,0088\text{SiO}_2 - 0,0774\text{TiO}_2 + 0,0102\text{Al}_2\text{O}_3 + 0,0066\text{FeO} - 0,0017\text{MgO} - 0,0143\text{CaO} - 0,0155\text{Na}_2\text{O} - 0,0007\text{K}_2\text{O}$; $F_2 = 0,013\text{SiO}_2 - 0,0185\text{TiO}_2 - 0,0129\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,0134\text{FeO} - 0,63\text{MgO} - 0,0204\text{CaO} - 0,0481\text{Na}_2\text{O} + 0,0715\text{K}_2\text{O}$.

Поля составов: I — внутриплитовых базальтов (континентальные и океанические островные толиты); II — шононитов, III — островодужных базальтов (известково-щелочных и низкокальциевых), IV — базальтов океанического дна.

Как следует из приведенных данных по содержанию микроэлементов, характеру изменения их концентраций и корреляционным зависимостям рассматриваемая ассоциация обнаруживает большое сходство с внутриплитовыми океаническими образованиями. В основном соответствуют геохимическим данным установленные особенности кристаллизационной дифференциации расплавов, реконструированные температуры и соответствующие им глубины (15—25 км [17]) генерации магматических расплавов. С учетом всего изложенного выше, а также высказываемых в последние годы представлений о рифтогенной природе щелочно-базальтовых и щелочных комплексов океа-

нов [13] охарактеризованные мезозойские образования Тонино-Анивского полуострова мы относим к океанической внутриплитовой палеорифтовой ассоциации. Наблюдаемая эволюция петрохимического и геохимического состава в направлении от океанических к островодужным ассоциациям (см. рис. 4, 5), сопро-

вождавшаяся снижением уровня концентрации микроэлементов, очевидно, соответствует смене океанической обстановки магмообразования окраинно-морской. Судя по геологическим данным, в рассматриваемом районе такая смена палеотектонических обстановок произошла во второй половине раннего мела.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бородин Л. С.* Геохимия главных серий изверженных пород.— М.: Недра, 1981.
2. *Бродская Н. Г., Гаврилов В. К., Соловьева Н. А.* Об условиях образования мезозойских отложений Сахалина // Докл. АН СССР.— 1975.— Т. 225, № 6.— С. 1385—1388.
3. *Бродская Н. Г., Гаврилов В. К., Соловьева Н. А.* Осадконакопление и вулканизм в позднепалеозойском — раннемезозойском бассейне Сахалина.— М.: Наука, 1979.— (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 337).
4. *Гаврилов В. К., Соловьева Н. А.* Мезозойские вулканические образования Южного Сахалина // Вулканизм Курило-Камчатского региона и острова Сахалин/СахКНИИ ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1976.— С. 82—97.
5. *Гаврилов В. К., Соловьева Н. А.* Тектонические условия формирования вулканических комплексов Сахалина и Японии в палеозое и мезозое // Магматические и метаморфические породы океанической коры.— М.: Наука, 1983.— С. 226—241.
6. *Гаврилов В. К., Соловьева Н. А.* Новые данные о возрасте комплекса щелочных базальтоидов на Сахалине // Докл. АН СССР.— 1986.— Т. 286, № 6.— С. 1466—1467.
7. *Геология СССР.*— Т. 33.— М.: Недра, 1970.
8. *Граник В. М., Пискунов Б. Н., Стафеева Г. Н.* Петрогеохимическая характеристика мезозойских вулканических пород Тонино-Анивского полуострова.— Южно-Сахалинск, 1989.
9. *Классификация и номенклатура магматических пород:* Справочное пособие/Богатиков О. А., Большакова В. И., Ефимова С. В. и др.— М.: Недра, 1981.
10. *Золотарев Б. П.* Сравнительная петрохимическая характеристика базальтов Срединно-Атлантического хребта и Восточно-Тихоокеанского поднятия // Геология дна океанов по данным глубоководного бурения.— М.: Наука, 1984.— С. 103—112.
11. *Зябрев С. В., Попеко Л. И.* Полигенные микститы Тонино-Анивского полуострова (Сахалин) // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 6.— С. 62—66.
12. *Лазаренков В. Г.* Формационный анализ щелочных пород континентов и океанов.— М.: Недра, 1988.
13. *Лугц Б. Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма.— М.: Недра, 1980.
14. *Мельников О. А.* Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области.— М.: Наука, 1987.
15. *Пискунов Б. Н.* Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг.— М.: Наука, 1987.
16. *Пуцаровский Ю. М., Зинкевич В. П., Мазарович А. О. и др.* Покровные и чешуйчато-надвиговые структуры в обрамлении Тихого океана // Геотектоника.— 1983.— № 6.— С. 30—45.
17. *Ритман А.* Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород: Метод пересчета с дополнениями В. Готтини, У. Хьюреса, Г. Пихлера, Р. Стенгелина.— М.: Мир, 1975.
18. *Рихтер А. В., Брагин Н. Ю.* Строение и возраст вулканогенно-кремнистых отложений о. Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1984.— № 12.— С. 89—95.
19. *Рихтер А. В.* Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое.— М.: Наука, 1986.— (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 411).
20. *Семенов Д. Ф.* К вопросу о палеозойских образованиях Сахалина // Палеозой Дальнего Востока.— Хабаровск, 1974.— С. 276—287.
21. *Семенов Д. Ф.* Ряды геологических формаций Сахалина // Принципы тектонического районирования.— Владивосток, 1975.— С. 99—105.
22. *Семенов Д. Ф.* Находки авгититов на Сахалине // Докл. АН СССР.— 1976.— Т. 227, № 2.— С. 448—450.
23. *Семенов Д. Ф.* О происхождении кератофилов (на примере Южного Сахалина) // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1977.— № 2.— С. 110—117.
24. *Семенов Д. Ф.* Магматические формации тихоокеанских складчатых областей (на примере Сахалина).— М.: Наука, 1982.
25. *Соловьева Н. А., Гаврилов В. К., Скворцов В. М.* Аналогии океанических базальтов в палеозойско-мезозойских разрезах Сахалина // Магматические и метаморфические породы океанической коры.— М.: Наука, 1983.— С. 51—62.
26. *Тарасевич Ю. Н.* О находке нижнемеловой фауны на о. Сахалине // Известия Сахалинского отдела Географического общества СССР.— Вып. 2.— Южно-Сахалинск, 1971.— С. 52—53.
27. *Хворова П. В., Вознесенская Т. А., Гречин В. Н. и др.* Геосинклиальная и океанская седиментация и вулканизм (сравнительная характеристика).— М.: Наука, 1984.— (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 396).
28. *Pearce J. A.* Statistical Analysis of Major Element Patterns in Basalts // J. Petrol.— 1976.— V. 17, N 1.— P. 15—43.

ИМГиГ ДВО АН СССР
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
7 июля 1989 г.

УДК 551.242(571.64)

*В. Т. Старожилов***СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ПИОНЕРСКО-ШЕЛЬТИНГСКОЙ ЗОНЫ
ВОСТОЧНО-САХАЛИНСКИХ ГОР О. САХАЛИН**

Пионерско-Шельтингская зона Восточно-Сахалинских гор сложена образованиями системы океан — глубоководный желоб — континентальный склон. Они залегают в виде блоков, пластин, становление которых происходило в донеогеновый аккреционный и неогеновый постаккреционный (деструктивный) этапы тектогенеза. В результате в современном эрозивном срезе состыкованы различные уровни разрезов коры Тихого океана и образований континентальной окраины. В формировании структур зоны участвовали образования палеохребта Тихого океана, подобного современному хребту Лайн. По возрасту они представляют

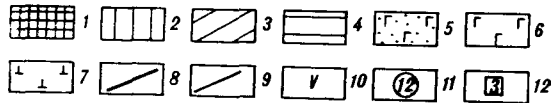
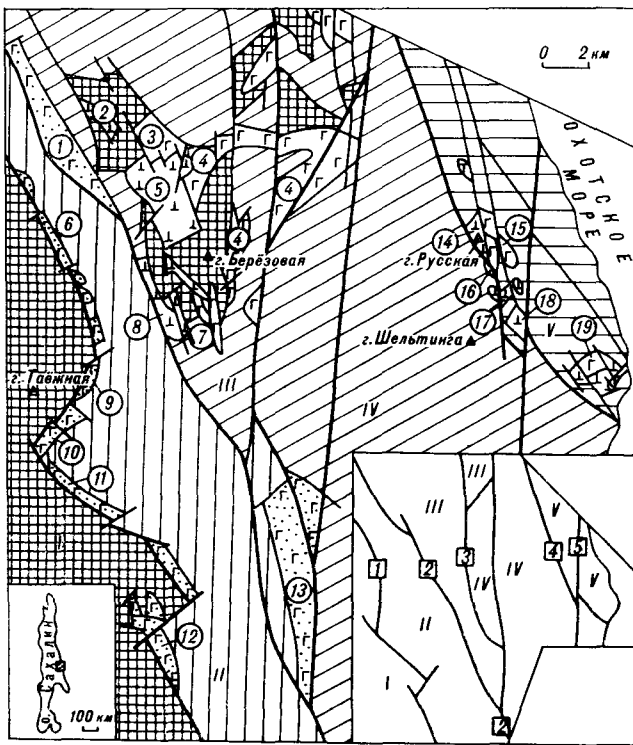
собой более молодые части океанической коры в отличие от среднепалеозойско-домеловых образований палеоокеанического плато, участвовавшего в формировании Сихотэ-Алинской складчато-глыбовой системы. Выделяются пять структурно-тектонических подзон: Пионерская, Клязменская, Березовско-Гераньская, Нерпиченско-Ягодинская и Шельтингско-Песковская. Рекомендуются при рассмотрении рудоносности зоны и образований приокеанической части северо-запада Пацифики учитывать влияние океанического вещества основания складчато-глыбовых систем на рудный процесс.

Исследования рудоносности базит-гипербазитов зоны перехода Азиатского континента к Тихому океану на юге Дальнего Востока показали, что геологическая изученность базит-гипербазитового магматизма для целей оценки и прогноза оруденения остается недостаточной. Это в равной мере относится к Сахалинскому региону и к Пионерско-Шельтингской зоне как его части. По магматизму обычно приводятся общие сведения, достаточные для решения односторонних задач. Остаются все еще геологически не охарактеризованными многие тела базит-гипербазитов, не ясно распределение их в тектонических структурах, не проведено детальное структурно-тектоническое районирование многих территорий региона. Все это определило необходимость наших исследований.

За период с 1985 г. нами проведены полевые и аналитические работы на п-ове Шмидта, в Набильской зоне, Восточно-Сахалинских горах, бассейнах рек Комисаровка и Сокол и на Тонино-Анивском полуострове. Большое внимание уделялось изучению состава, строения и тектонического положения базит-гипербазитовых, вулканогенно-кремнисто-терригенных, вулканогенно-терригенных, туфотерригенных и граувакковых комплексов, меланжей и олистостромов. Только в Пионерско-Шельтингской зоне нами изучены особенности 19 наиболее крупных аллохтонов базит-гипербазитов (см. рисунок).

В Сахалинском регионе широко распространены покровные и чешуйчато-надвиговые структуры, становление которых сопровождалось образованием олистостромовых комплексов, зон меланжа и региональной тектонизацией пород [7], часто встречаются сдвиги и взбрососдвиги [9]. Это в равной мере относится и к Пионерско-Шельтингской зоне. Наблюдаемые в бассейнах рек Кругозорная, Таежная, Березовка, Герань, Томаринка и Песковка зоны разломов представляют собой обычно взбрососдвиги, но есть и реликты надвигов. Зоны контролируются выходами базит-гипербазитов являющимися обычно реперными при их выделении. Определяются следующие зоны разломов (с запада на восток, см. рисунок): Перевальнинская, Владимировская, Меридиональная, Восточная [2], Лиманская [9].

Зоны разломов ограничивают участки Пионерско-Шельтингской зоны, отличающиеся литологическим составом и степенью тектонизации слагающих их образований. По этим признакам можно выделить пять структурно-тектонических подзон (см. рисунок): Пионерскую, Клязменскую, Березовско-Гераньскую, Нерпиченско-Ягодинскую и Шельтингско-Песковскую. Перечисленные подзоны представляют собой тектонические пластины, ограниченные разломами и состоящие, в свою очередь, из блоков меньших разломов, в том числе и блоков базит-гипербазитов. Магматиты слагают аллохтоны и относятся к кристаллическим комплексам



Структурно-тектоническое районирование Пионерско-Шельтингской зоны Восточно-Сахалинских гор и положение аллохтонов кристаллических комплексов офиолитов (составлено автором с использованием материалов геолого-съемочных работ Сахалинской ГРЭ).

1—4 — литологический состав подзон: 1 — вулканогенно-кремнисто-терригенный меланж, 2 — вулканогенно-терригенный, 3 — вулканогенно-терригенный с зонами олистостромов, 4 — вулканогенно-терригенный с зонами вулканогенно-кремнисто-терригенного и серпентинового меланжа, олистостромов; 5—7 — парагенезисы: 5 — гранитизированных метагабброидов; 6 — габброидов; 7 — расслоенный габброидно-пироксенит-дунит-перидотитовый (ГПДП); 8 — зоны разломов; 9 — граниты комплексов; 10 — структурно-тектонические подзоны: I — Пионерская, II — Клязменская, III — Березовско-Гераньская, IV — Нерпиченско-Ягодинакская, V — Шельтинго-Песковская; 11 — аллохтоны кристаллических комплексов офиолитов: 1 — Зловещенский, 2 — Тигровый, 3 — Лысинский, 4 — Гераньский, 5 — Березовский, 6 — Корейский, 7 — Березовский, 8 — Комсомольский, 9 — Таежнинский, 10 — Клязменский, 11 — Марсовский, 12 — Кругозорнинский, 13 — Нерпиченский, 14 — г. Русская, 15 — Высотнинский, 16 — Левопесковский, 17 — Правопесковский, 18 — Левотомаринский, 19 — Шельтингский; 12 — надвиговые зоны, трансформированные в неогене во взбросовые и сдвиговые (1 — Перевальнинская, 2 — Владимировская, 3 — Меридиональная, 4 — Восточная, 5 — Лиманская). Классификация и номенклатура аллохтонов, кроме Березовского, Комсомольского, Тигрового и Шельтингского, предлагаются автором.

офиолитов и, как показывают наши исследования, в зависимости от их геологических, петрографических и петрохимических особенностей группируются в различные парагенезисы. В породах Корейского, Таежнинского, Клязменского, Марсовского, Кругозорнинского, Зловещенского и Нерпиченского аллохтонов широко развиты процессы окварцевания, калишпатизации, альбитизации, в них присутствуют реликты пи-

роксенов и основного плагиоклаза, что позволило нам объединить их в парагенезис гранитизированных метагабброидов. Лысинский, Гераньский, Березовский и Высотнинский аллохтоны, в которых не наблюдается широкого развития окварцевания, выделены в габброидный парагенезис. Породы Тигрового, Березовского, Комсомольского, г. Русская, Лео- и Правопесковского, Левотомаринского и Шельтинского аллохтонов образуют парагенезис расслоенных габброидов — пироксенитов — дунитов — перидотитов (ГПДП). В них установлена расслоенность, включающая широкий спектр пород: дунит, гарцбургит, лерцолит, верлит, ортопироксенит, вебстерит, клинопироксенит, габбро, габбро-норит, норит. Аллохтоны парагенезисов приурочены к крупным зонам разрывных нарушений.

Пионерская подзона расположена в верховьях рек Кругозорная, Таежная, Пионерская, Зловещая, Мелкая и ограничена на западе Пионерской, а на востоке Перевальнинской зонами разломов. Подзона сложена интенсивно тектонизированным вулканогенно-кремнисто-терригенным меланжевым комплексом, изученным в бассейнах рек Кругозорная, Таежная, Зловещая и Клязма. Наиболее полно он обнажен по дороге из бассейна р. Кругозорная через перевал в бассейн р. Таежная. Породы комплекса состоят из обломков и глыб базальтоидов, яшмовидных кремней и туфов основного состава, заключенных в туфогенный, туфогенно-кремнистый или кремнисто-глинистый, часто брекчированный и рассланцованный матрикс. Преобладают округлые, изометричные с ровными краями, угловатые, иногда линзовидные формы обломков. Размер их колеблется от первых миллиметров до 1—2, иногда 10—20 м. Количество обломков варьирует в широких пределах, в разрезе выделяются насыщенные и менее насыщенные ими интервалы, отделенные друг от друга зонами интенсивного рассланцевания и брекчирования. Этот «хаотичный» разрез, характеризующийся сильной изменчивостью, участками со слабо выраженной слоистостью, разбит многочисленными разломами и трещинами. На плоскостях разрывов отмечаются зеркала скольжения.

Мнения о возрасте комплекса противоречивы. В. М. Гранник считает его сантонским [3], Д. Ф. Семенов с соавторами — верхнемеловым [10, 11], Л. И. Казинцова — кампанским (возможно, низы маастрихта) [4].

Вулканы обломков, глыб и линз представлены базальтоидами и туфами. Среди базальтоидов выделяются пироксеновые и титан-авгитовые разновидности, в различной степени измененные с образованием карбонатизированных, альбитизированных, калишпатизированных и хлоритизированных разновидностей. Иногда

Химические составы базальтов и их туфов Пионерской и Клязменской подзон Пионерско-Шельтингской зоны Восточно-Сахалинских гор

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	42,67	48,29	46,46	50,79	53,99	50,54	47,50	48,55	50,21	47,88	51,01	51,13	55,37	50,00	45,34	49,64	52,13	50,48
TiO ₂	1,60	0,76	1,42	1,27	0,40	0,82	1,08	1,09	0,63	0,99	0,59	1,02	0,37	0,20	1,50	1,32	0,82	0,79
Al ₂ O ₃	15,84	13,56	13,73	14,03	17,51	12,77	15,28	13,63	13,73	14,32	13,94	13,14	16,08	14,45	12,06	17,44	13,39	13,11
Fe _{общ}	6,52	10,31	12,13	11,32	7,89	12,97	11,18	13,36	12,59	11,98	11,58	11,65	9,85	6,38	13,07	8,32	7,68	8,96
MnO	0,11	0,18	0,28	0,19	0,28	0,24	0,16	0,21	0,20	0,24	0,20	0,21	0,14	0,16	0,23	0,16	0,20	0,18
MgO	3,21	6,50	5,79	4,01	2,79	5,17	4,12	4,59	5,26	5,49	5,17	5,00	2,52	6,70	6,27	3,58	1,97	1,86
CaO	11,36	10,40	10,13	7,77	3,40	9,37	9,12	8,71	8,48	9,32	10,58	10,59	6,30	17,66	10,77	9,81	7,90	8,01
K ₂ O	2,31	0,21	0,24	0,86	0,47	0,15	0,86	0,13	0,08	0,66	0,07	0,06	0,38	0,05	0,17	1,36	0,93	1,09
Na ₂ O	4,20	2,80	2,74	2,82	6,82	3,82	4,04	4,08	4,89	2,54	3,02	4,63	4,16	0,76	1,43	3,47	1,28	1,21
P ₂ O ₅	0,30	0,04	0,10	0,10	0,04	0,06	0,09	0,17	0,08	0,12	0,06	0,09	0,06	0,02	0,10	0,22	0,20	0,21
П. п. п.	11,32	6,42	6,42	6,29	5,85	3,54	6,02	4,94	3,29	5,91	3,23	1,91	4,23	3,07	8,51	4,12	12,93	13,55
Сумма	99,45	99,47	99,44	99,45	99,44	99,45	99,45	99,46	99,44	99,45	99,45	99,43	99,45	99,45	99,45	99,45	99,45	99,45

Примечание. 1—6 — базальты востока Пионерской подзоны; 1, 5 — титан-авгитовые, 2—4, 6 — пироксеновые толеитовые; 6—12 — толеитовые базальты запада Пионерской подзоны; 13—15 — туфы базальтов Пионерской подзоны; 16—18 — базальты Клязменской подзоны.

развиваются актинолит-тремолитовые радиально-лучистые, волокнистые, игольчатые агрегаты и идингсит.

При петрохимической типизации пород (химические составы показаны в таблице) установлено, что пироксеновые базальты относятся к нормально-щелочным, низкотитанистым и низкоглиноземистым разновидностям базальтов. Титан-авгитовые базальты также низкотитанистые и низкоглиноземистые, но щелочные. По разрезу щелочность закономерно изменяется с востока на запад. В восточной части разреза комплекса в бассейне р. Кругозорная в виде редких глыб и липз встречаются щелочные титан-авгитовые базальты, в районе перевала и за перевалом в бассейне р. Таежная распространены нормально-щелочные низкокальциевые толеитовые базальты.

По химическому составу базальты близки к океаническим, а весь вулканогенно-кремнисто-терригенный меланжевый комплекс — к тектонизированным океаническим разрезам, что подтверждается присутствием в нем комплекса радиолярий, общего с тремя видами комплекса радиолярий кампанского возраста в осадках Тихого океана [4].

Клязменская подзона занимает бассейн р. Клязма, часть бассейна р. Зловецкая и верховья р. Мелкая и ограничена с запада Перевальнинской, а с востока Владимировской зонами разломов. Подзона сложена вулканогенно-терригенным комплексом, изученным в бассейнах рек Зловецкая, Кругозорная, Клязма и ручьев Вилка, Узкий и Корейский. Комплекс представлен тонко-, грубо-, часто флишеидно-переслаивающимися тонкообломочными туфами, туффитами, кремнисто-глинистыми и глинистыми алевролитами и аргиллитами. Наблюдаются псефитовые туфы и туфобрекчии, коли-

чество которых увеличивается перед контактом с меланжевым комплексом Пионерской подзоны. Встречаются единичные слои двупироксеновых базальтов мощностью до 2—3 м. По петрохимическим особенностям они относятся к низкотитанистым, нормально-щелочным типам (см. таблицу).

Тектонизация пород подзоны в целом слабая. Ее усиление наблюдается на интервале 70—110 м в зоне контакта пород комплекса с аллохтонами базит-гипербазитов Перевальнинской и Владимировской зон разломов. В расчлененном и брекчированном туфогенном матриксе появляются обломки и мелкие глыбы метагбброидов, туфов основного состава. Породы разбиты мелкими разломами и трещинами, на плоскостях разрывов отмечаются зеркала скольжения.

К зонам разломов, ограничивающих Клязменскую подзону, приурочены выходы кристаллических комплексов офиолитов парагенезиса гранитизированных метагбброидов. К Перевальнинской зоне приурочены Корейский, Таежинский, Клязменский, Марсовский и Кругозорнинский выходы, к Владимировской — Зловецкий и Нерпиченский массивы. К последней также приурочен Комсомольский аллохтон пород парагенезиса ГИДП.

Возраст пород вулканогенно-терригенного комплекса, по данным геолого-съёмочных работ, сантон-кампанский.

Березовско-Гераньская подзона занимает бассейн р. Герань, верховья р. Березовка и среднее течение р. Кругозорная и ограничена с запада Владимировской, а с востока Меридиональной зонами разломов.

В пределах подзоны совмещены блоки вулканогенно-кремнисто-терригенного меланжевого, вулканогенно-терригенного с олистострома-

ми комплексов и базит-гипербазитовых парагенезисов офиолитов.

Вулканогенно-кремнисто-терригенный меланжевый комплекс, изученный в бассейнах рек Кругозорная, Березовка и Герань, представляет собой «хаотичную» толщу интенсивно тектонизированных пород. По составу и степени тектонизации он близок к комплексу Пионерской подзоны, но отличается присутствием в составе большого количества обломков и глыб базит-гипербазитов. Последние обычно покрыты серпентиновыми «рубашками» и концентрируются чаще в зонах серпентинового меланжа, развитых на контактах базит-гипербазитовых аллохтонов.

Вулканогенно-терригенный с олистостромами комплекс распространен по краям и в северной части подзоны. Его отличает слабая тектонизация пород, по составу он близок к комплексу Клязменской подзоны. Сложен мощными однородными пачками переслаивающихся тонкозернистых псаммитовых и редко псефитовых туфов, туффитов, кремнисто-глинистых и глинистых алевролитов и аргиллитов. Встречаются слои пироксен (диопсид)-плагиоклазовых андезитов мощностью от 5 до 25 м. Для комплекса характерны изменчивость разрезов, бедность органическими остатками, присутствие редких зон олистостромов, отмеченных нами в верховьях р. Березовка и распространенных, по данным Ю. Н. Разницына [8], севернее и восточнее подзоны по долинам рек Мелкая, Богатая, Озерная и др.

В верховьях р. Березовка олистострома представляет собой «хаотичную» толщу, состоящую из рассланцованного кремнисто-глинистого и глинистого аргиллитового цемента, в который погружены обломки размером 5—10, редко 30—50 см миндалекаменных базальтов, яшм, туфов основного состава и туфогенных песчаников. Форма их обычно круглая, без рваных угловатых ограничений. Породы разбиты разломами и многочисленными трещинами.

Образования базит-гипербазитовых парагенезисов слагают Березовский, Тигровый, Гераньский, Комсомольский, Березовкинский, Зловещенский и Нерпиченский аллохтоны, которые считаются комплексом основания Сахалинской складчато-глыбовой системы и представляют различные уровни разрезов офиолитов.

Взаимоотношения выделенных в Березовско-Гераньской подзоне комплексов тектонические. Контакты между крупными блоками и составляющими их мелкими наиболее отчетливо выражены на стыках базитовых и гипербазитовых аллохтонов друг с другом и с блоками тектонизированных стратифицированных толщ. Такие контакты наблюдались в скальных обнажениях по долинам рек Зловещая, Лысая, Герань и Березовка. На контактах с базит-гипербазитовыми аллохтонами обычно наблюдаются зо-

ны серпентинового меланжа мощностью до 10—50 м, разбитые мелкими разрывами и трещинами с зеркалами скольжения на плоскостях разрывов. Ориентировка разрывов и борозд скольжения блоков показала, что в зонах восточных и западных контактов проявлены надвиги, взбросовдвиги и сдвиги, а в южных и северных преобладают надвиги. Соотношение между этими двумя типами разрывов в скальных обнажениях установить обычно трудно, но иногда удается видеть пересечение надвигов взбросовдвигами и сдвигами, что указывает на более позднее становление последних и соответственно на сложное и многостадийное тектоническое становление аллохтонов. Это подтверждается анализом распределения блоков в подзоне. Так, в центральной части подзоны в результате преобладающих вертикальных и горизонтальных дислокаций выведены наиболее древние верхнеюрские гипербазитовые части офиолитового разреза (парагенезис ГПДП, Березовский аллохтон). Возраст их считается допозднеюрским на том основании, что, по данным [12], абсолютный возраст габбро-норитов и габбро-пегматитов Березовского аллохтона составляет 140 ± 12 млн лет. По периферии гипербазитов располагаются аллохтоны метагабброидов, которые, в свою очередь, сменяются кампанскими вулканогенно-кремнисто-терригенными образованиями океанских разрезов. На юге и на севере подзоны преобладают породы вулканогенно-терригенного с олистостромами комплекса, который рассматривается нами как комплекс системы континентальная окраина — глубоководный желоб. По петрографическим характеристикам комплекс близок к характерной для этой системы туфогенно-кремнисто-граувакковой формации [5].

Нерпиченско-Ягодинаская подзона занимает бассейн среднего течения р. Нерпичья, верховья рек Песковка и Ягодная и ограничена с запада Меридиональной, а с востока Восточной зонами разломов.

Подзона сложена вулканогенно-терригенным комплексом с редко встречающимися олистостромами, широко развитыми севернее подзоны по долинам рек Мелкая, Богатая, Озерная и др. [8]. Обнаружены также мелкие аллохтоны кристаллических комплексов офиолитов, но они редки.

Основной объем образований подзоны составляет вулканогенно-терригенный комплекс, представленный изменчивыми разрезами. Характерны мощные однородные пачки, сложенные переслаивающимися псаммитовыми и тонкозернистыми туфами, туффитами, туфогенно-кремнистыми и туфогенно-глинистыми алевролитами и аргиллитами, иногда мелко- и тонкозернистыми песчаниками. Встречаются пачки псефитовых туфов, иногда слои андезитов и базальтов. Комплекс разбит разломами и тре-

пинами, наблюдаются зоны брекчирования.

Зона олистостромов наблюдалась в долине р. Песковка, подобные образования описаны также В. Т. Шейко при геолого-съёмочных работах в верховье р. Березовка. Олистострома представляет собой «хаотичную» толщу, состоящую из обломков базальтов, иногда миндалекаменных, яшм, песчаников, туфов основного состава в рассланцованном, чаще аргиллитовом матриксе. Размер олистолитов варьирует от нескольких сантиметров в поперечнике до 0,1—0,2 м, форма их обычно округлая, эллипсоидальная, редко изометричная со сглаженными поверхностями. Толща разбита мелкими разломами и трещинами.

Комплексы Нерпиченско-Ягодинской подзоны по фациальным условиям образования рассматриваются нами как образования системы континентальная окраина — глубоководный желоб. По петрофизическим признакам они близки к туфогенно-кремнисто-граувакковой формации, характерной для этой системы.

Шельтингско-Песковская подзона занимает бассейн нижнего течения рек Томаринка, Песковка и Ягодная. Подзона состоит из совмещенных блоков, сложенных вулканогенно-кремнисто-терригенным меланжевым, вулканогенно-терригенным с олистостромами комплексами и аллохтонами кристаллических комплексов офиолитов. Нами изучались разрезы комплексов на побережье Охотского моря, в долинах рек Томаринка, Песковка и южных притоков р. Ягодная.

Вулканогенно-кремнисто-терригенный меланжевый комплекс распространен в северной части подзоны. В скальных обнажениях наблюдается «хаотичная» интенсивно брекчированная толща, состоящая из угловатых, изометричных с рваными поверхностями, овальных обломков и глыб туфов основного состава, метабазальтов, яшмовидных кремней и песчаников в интенсивно рассланцованном, разбитом мелкими разломами и трещинами кремнисто-глинистом и глинистом цементе. Меланжированные породы толщи близки к породам вулканогенно-кремнисто-терригенного меланжевого комплекса Пионерской и Березовско-Гераньской подзон.

Вулканогенно-терригенный с олистостромами комплекс слагает центральную и южную часть подзоны. Отличается присутствием в разрезах большого количества олистостромовых горизонтов, обнаженных на побережье Охотского моря в районе мыса Шельтинга и по долинам рек Томаринка и Песковка. Как и в сопредельных подзонах, олистострома представляет собой «хаотичную» толщу. Ее отличает присутствие большого количества обломков миндалекаменных базальтов, андезитов и туфов основного состава в обычно туфогенном, реже глинистом рассланцованном цементе. Форма обломков

овальная, сглаженная, их размер варьирует от нескольких сантиметров до 0,1—0,2 м.

Вулканогенно-терригенные части разрезов сложены тонко- и грубопереслаивающимися псефитовыми, псаммитовыми и тонкообломочными туфами, кремнисто-глинистыми и глинистыми алевролитами и аргиллитами, иногда туфогенными песчаниками. Для разрезов характерно увеличение количества пачек и слоев псефитовых и псаммитовых туфов.

Вдоль юго-западной части подзоны наблюдаются линейно вытянутые аллохтоны базит-гипербазитовых комплексов офиолитов: Шельтингский, Томаринский, г. Русская, Высотинский, Левопесковский, Правопесковский, Левотомаринский. Они, как показали наши исследования, расслоены, имеют тектонические контакты с вмещающими породами, на контактах часто наблюдаются зоны серпентинового меланжа.

Приведенные результаты исследований свидетельствуют о том, что Пионерско-Шельтингская зона Восточно-Сахалинских гор сложена разнофациальными образованиями системы океан — глубоководный желоб — континентальная окраина. Изученные комплексы пород в современном эрозионном срезе залегают в виде пластин и блоков, по соотношению которых с ограничивающими их разломами выделяются пять структурно-тектонических подзон.

На примере Пионерско-Шельтингской зоны Сахалина подтверждаются выводы Ю. М. Пущаровского, А. А. Пейве, Ю. Н. Разницина, А. В. Рихтера, В. С. Рождественского и других о широком развитии чешуйчато-надвиговых, сдвиговых и взрососдвиговых структур в Сахалинском регионе. Тектонические структуры разновозрастные: чешуйчато-надвиговые и часть взрососдвиговых формировались в донеогеновые этапы тектогенеза, а большинство взрососдвиговых и сдвиговых — в послемезозойский, неогеновый этап. При этом наблюдается наложение структур, надвиговые структуры обычно трансформированы в неогеновый деструктивный этап во взрососдвиги и сдвиги. Поэтому в современном эрозионном срезе блоки чешуйчато-надвиговых структур обычно ограничены не надвигами, а сдвигами и взрососдвигами.

Положение фрагментов системы океан — глубоководный желоб — континентальная окраина определяется двумя генеральными типами тектонических структур: аккреционными и постаккреционными (деструктивными). К первым относятся донеогеновые чешуйчато-надвиговые и частично взрососдвиговые, ко вторым — взрососдвиговые и сдвиговые неогеновые. Формирование типов структур связывается с двумя одноименными этапами геологического развития о. Сахалин. Палеореоконструкции показы-

вают, что структуры аккреционного этапа образовались в процессе формирования аккреционной призмы [6], фрагментом которой является рассматриваемая Пионерско-Шельтингская зона. Постаккреционный тип структур формировался в процессе неогеновой и посленегеновой деструкций аккреционной призмы. В результате этих процессов были совмещены различные фрагменты системы океан — глубоководный желоб — континентальная окраина и смешаны образования нескольких структурных этажей.

Аккреционные и постаккреционные структуры, этапы их становления и геологического развития являются типичными не только для Пионерско-Шельтингской зоны и о. Сахалин, но и для сопредельных территорий, в частности для Приморья [13, 14]. Как показали палеорекострукции, геодинамические режимы становления аккреционных и постаккреционных складчато-разрывных структур о-ва Сахалин и одноименных структур Приморья близки. Однако в их формировании участвовали образования различных структурных подразделений системы Тихий океан — континент.

В формировании аккреционных структур Приморья участвовали образования палеоокеанического плато Тихого океана. Плато, переместившееся из районов южных широт, столкнулось в домеловое время с окраиной Ханкайского массива [1, 13, 14]. Предполагается, что оно представляло собой поднятие, близкое к современному плато Онтонс-Джава с поднимающимися отдельными вершинами, часть которых венчали атоллы или рифы [15]. Породы разрезов плато в современном эрозионном срезе выведены в Краевом Сихотэ-Алинском шве [13], Ольгинском, Кавалеровском и Дальнегорском районах. Так же, как и в Пионерско-Шельтингской зоне, они залегают в блоках и пластинах, тектонизированы, но представлены среднепалеозойскими и верхнепермскими базит-гипербазитовыми, верхнепермско-верхнеюрскими вулканогенно-кремнисто-терригенными и терригенными с олистостромами и зонами меланжа комплексами. В них содержатся глыбы, обломки, мелкие и крупные блоки рифоподобных построек девон-верхнепермского возраста. Мы предполагаем, что они представляют собой остатки переработанных рифоподобных построек передового фронта плато и сейчас это инородные тела в верхнепермско-верхнеюрском комплексе основания Сихотэ-Алинской складчато-глыбовой системы. Схема, по нашему мнению, объясняет и присутствие в Краевом Сихотэ-Алинском шве разновозрастных кристаллических комплексов офиолитов. Предполагается, что среднепалеозойские партизанско-киевские метагабброиды также представляют собой блоки и пластины образований нижних

структурных этажей того же передового фронта плато.

В формировании аккреционных структур Пионерско-Шельтингской зоны принимали участие кампанские океанические образования с комплексом радиолярий, подобным тем видам из скв. 313, пробуренной в северной части хребта (поднятия) Лайн Тихого океана [4]. В составе образований зоны и за ее пределами встречаются обломки коралловых известняков, продукты океанического магматизма. Таким образом, строение и состав зоны позволяют предполагать, что в формировании ее аккреционных структур, как и о. Сахалин в целом, принимали участие образования расчлененного палеохребта (поднятия) с отдельными вершинами, надстроенными коралловыми рифами. Предполагается, что обломки и глыбы органогенных известняков и верхнеюрские кристаллические комплексы офиолитов представляют собой различные уровни образований передового фронта палеохребта.

Сравнение возраста кристаллических комплексов офиолитов и органогенных известняков Пионерско-Шельтингской зоны о. Сахалин с возрастом подобных образований Приморья показывает их омоложение с запада на восток. На основании этого предполагается, что образования палеоплато, участвовавшие в формировании структур Приморья, представляют собой более древние, а образования палеохребта — более молодые части коры Тихого океана.

Общие особенности геологического развития сравниваемых территорий не могут рассматриваться как случайные, и поэтому можно ожидать их проявления в истории формирования Дальневосточного континентального обрамления Тихого океана в целом.

Результаты исследований имеют металлогенное значение. При прогнозе и оценке рудоносности магматических систем, построении рудогенетических моделей ранее не учитывался фактор участия океанического вещества, присутствующего в комплексах основания складчато-глыбовых систем континентального обрамления Тихого океана, в рудном процессе. Этот фактор, как показали наши исследования рудоносности системы офиолиты — гранитизированные офиолиты — кислый магматизм юга Дальнего Востока, во многом определяет конечную рудоносность многих магматических систем, в том числе и Пионерско-Шельтингской зоны. В связи с этим встает необходимость пересмотреть перспективы аккреционных образований океанической системы на марганец, медь, хромиты и платиноиды, постаккреционных образований системы офиолиты — гранитизированные офиолиты и океанические толщи — кислый магматизм на вольфрам, олово и другие элементы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бен-Аврахам Э., Нур А., Джонс Д., Кокс А. Континентальная аккреция: От океанических плато к аллохтонным массивам // Современные проблемы геодинамики.— М.: Мир, 1984.— С. 101—121.
2. Геология СССР.— Т. XXIII, ч. 1: Остров Сахалин.— М.: Недра, 1970.
3. Граник В. М. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор.— М.: Наука, 1978.
4. Казинцова Л. И. Возраст кремнистых толщ Восточно-Сахалинских гор по данным радиолярий // Тихоокеан. геология.— 1988.— № 2.— С. 90—96.
5. Меланхолина Е. Н. Формационные комплексы в структурах Сахалина и Хоккайдо // Геотектоника.— 1978.— № 2.— С. 90—96.
6. Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд северо-востока Азии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.
7. Пуцаровский Ю. М., Зинкевич В. П., Мазарович А. О. и др. Покровные и чешуйчато-надвиговые структуры в северо-западном обрамлении Тихого океана // Геотектоника.— 1983.— № 6.— С. 30—45.
8. Разницын Ю. Н. Серпентиновый меланж и олистограмма юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор // Там же.— 1978.— № 2.— С. 96—108.
9. Рождественский В. С. Сдвиги Северо-Восточного Сахалина // Там же.— 1975.— № 2.— С. 85—97.
10. Семенов Д. Ф., Речкин А. Н., Рождественский В. С., Нарыжный В. Н. Схема корреляции магматических образований Сахалина // Корреляция эндогенных процессов Дальнего Востока СССР/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1984.— С. 121—123.
11. Семенов Д. Ф. Геологическая природа зоны сочленения континента и океана.— М.: Недра, 1986.
12. Сладкевич В. В. Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы Сахалина: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук/ВСЕГЕИ.— Л., 1975.
13. Старожилов В. Т. Апатитовосность и петрологические особенности фанерозойских базит-гипербазитовых комплексов Приморья/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1988.
14. Старожилов В. Т. Офиолитовый шов Приморья // Тез. докл. III Тихоокеанской школы по морской геологии, геофизике и геохимии.— Ч. I/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 189—191.
15. Тектоника континентов и океанов: Объяснительная записка к Международной тектонической карте мира масштаба 1 : 1 500 000.— М., Наука, 1988.

ДВГИ
Владивосток

Поступила в редакцию
20 марта 1989 г.

ДИСКУССИЯ

Статья представляет собой обобщение новых наблюдений и данных аналитических исследований по Пионерско-Шельтингской зоне Восточно-Сахалинских гор. В ней развивается идея об аккреционном строении Пионерско-Шельтингской зоны. Впервые идея была выдвинута Л. М. Парфеновым (1984 г.), выделившим на востоке о. Сахалин два аккреционных клина — альб-сеноманский и кампан-палеогеновый. Такое предположение не объясняет присутствие в Восточно-Сахалинских горах наряду с хаотическими меланжевыми комплексами стратифицированных разрезов позднеюрско-нижнемеловых (остринская свита) и верхнемеловых (рымпиская серия) отложений. В. Т. Старожилов также не проясняет это противоречие.

Вулканогенно-кремнисто-терригенный меланжевый комплекс, описанный им, видимо, лишь содержит глы-

бы кампанских образований ракетинской свиты. Цемент меланжа в подобных случаях обычно рассматривается по сравнению с включениями как более древний, поэтому вывод о кампанском возрасте всего меланжевого комплекса не совсем правомерен.

Вулканогенно-терригенный комплекс содержит прослой кремнистых туфов, постепенно переходящих в кремнистые породы, так что термин «вулканогенно-терригенный комплекс» не совсем удачен.

Статья посвящена тектонической структуре Восточно-Сахалинских гор, и в то же время на тектонической схеме не показано падение надвиговых зон. Геологическими работами установлено, что в большинстве случаев надвиги в этом районе имеют юго-западное падение под углом 35—50°.

ИМГиГ ДВО АН СССР
Южно-Сахалинск

В. С. Рождественский, К. Ф. Сергеев

УДК 550.42 : 546.26

В. И. Киселев, М. А. Михайлов, М. А. Мишкин

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА ДОКЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Изучены изотопные и химические составы и условия метаморфизма карбонатных толщ Дальнего Востока раннепротерозойского (Ханкайский массив), позднеархейского (Становая складчатая область) и раннеархейского (Алданский щит, Охотский массив) возрастов. Для гранат-кордиеритовой фации на Ханкайском массиве получены следующие оценки температуры и давления: 650—700 °С и 5,0—5,5 кбар. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатов этой фации характеризуется величинами $25,3 \pm 17,6\%$ и $-1,1 \pm 4,8\%$. Для верхнеархейских толщ, метаморфизованных при температуре 620—680 °С и давлении порядка 8,0 кбар, изотопные значения $\delta^{18}\text{O} - 17,9 \pm 3,2\%$ и $\delta^{13}\text{C} - 4,2 \pm 4,2\%$. Для нижнеархейских ме-

таморфических толщ получены различные оценки температуры и давления: от 600—650 °С до 900 °С и от 4,0—4,5 до 9,0 кбар. Эти породы характеризуются наиболее низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (от 12,8 до 15,0 ‰) и весьма широким диапазоном колебаний содержания тяжелого углерода (от -12 до 4,0 ‰).

Полученные данные свидетельствуют о первично-морском генезисе метаморфических толщ. Изотопные характеристики этих пород соответствуют распределению изотопов кислорода и углерода в однообразных толщах других регионов мира. Отмеченное облегчение изотопного состава кислорода и углерода карбонатных пород в процессе метаморфизма «не стерло» возрастные закономерности в распределении изотопов в породах.

Карбонатные породы метаморфических комплексов Дальнего Востока исследовались нами с помощью изотопно-геохимического метода. Распределение изотопов кислорода и углерода карбонатов дает возможность осветить некоторые генетические особенности и характер изменений в разновозрастных докембрийских карбонатных породах.

Условия метаморфизма, изотопный и химический составы изучены на образцах карбонатных пород раннепротерозойского (Ханкайский массив), позднеархейского (Становая складчатая область) и раннеархейского (Алданский щит, Охотский массив) возраста.

Масс-спектрометрический анализ карбонатных образцов выполнен на модернизированном приборе МИ-1201В, позволяющем проводить одновременное измерение изотопного состава углерода и кислорода [10]. Углекислый газ для изотопных определений был получен, согласно методике [30], реакцией вещества пробы со 100 %-й ортофосфорной кислотой в вакууме при 50 °С. Средняя погрешность анализа, рассчитанная из условий достоверительной вероятности 0,95, составляет $\pm 0,20\%$. Все значения изотопного состава кислорода приведены к стандарту SMOW, а величины $\delta^{13}\text{C}$ — к стандарту РВД.

Протерозойские метаморфические толщ.
В восточной части Монголо-Охотского пояса

наиболее древние нижнепротерозойские и верхнепротерозойские метаморфические образования выходят на поверхность в пределах так называемых срединных массивов: Ханкайского, Буреинского, Феншуйлинского, Мало-Хинганского и др.

В настоящее время среди докембрийских метаморфических толщ Ханкайского массива выделяются два метаморфических комплекса: нижне- и верхнепротерозойский [17, 18, 20], каковые комплексы соответствуют двум этапам метаморфизма. Первый этап проявился в конце раннего протерозоя, о чем свидетельствуют имеющиеся радиологические датировки по метаморфическим породам — 1650 млн лет, K—Ar-метод [5], 1517 млн лет, Rb—Sr-метод [16]. Второй этап метаморфизма относится к концу позднего протерозоя — 748 млн лет, Rb—Sr-метод [16].

Метаморфические образования нижнепротерозойского комплекса представлены иманской и уссурийской сериями (последняя в статье не рассматривается). В составе иманской серии, распространенной в северной части Ханкайского массива, выделяются (снизу вверх) ружинская и матвеевская свиты.

Химический состав карбонатных пород ружинской и матвеевской свит приведен в табл. 1. В этих породах содержатся значительные количества SiO_2 и Al_2O_3 , а также повышенные

Химический состав карбонатных пород протерозоя и архея Дальнего Востока

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. п.	Сумма
Ханкайский массив												
Ружинская свита (Pt₁)												
П-13	9,30	0,21	1,52	0,24	1,29	0,03	0,53	49,07	0,42	0,51	36,21	99,92
Матвеевская свита (Pt₁)												
186	29,90	0,17	3,97	0,09	2,30	0,10	3,49	43,34	0,28	0,57	29,90	99,75
197	15,50	0,01	0,59	0,18	0,54	0,05	17,90	29,54	0,05	0,03	42,20	99,62
Бурейнский массив												
Зейско-Селемджинский блок (A₃)												
8	8,05	0,05	0,15	0,35	0,01	0,01	2,87	50,43	0,01	0,01	36,83	99,97
9	36,85	0,43	4,93	1,97	2,38	0,04	8,08	31,34	0,01	0,08	12,59	99,70
10	3,60	0,06	0,41	0,36	0,01	0,01	2,35	51,52	0,01	0,25	41,02	100,06
10/3	1,25	0,05	0,32	0,45	0,01	0,01	0,73	54,00	0,01	0,06	42,28	99,56
Становая область												
Удско-Майская зона (A₃)												
722-В	0,90	0,02	0,32	0,07	0,14	0,01	1,16	52,87	0,19	0,07	43,19	99,10
A-285-1	14,45	0,02	0,70	1,18	0,64	0,04	17,57	30,54	0,13	0,04	33,68	99,65
719-А	7,20	0,08	1,11	0,10	0,71	0,02	0,22	49,35	0,42	0,26	39,48	99,38
Охотский массив (A₁)												
О-13	13,45	0,11	2,16	0,29	0,50	0,04	17,57	32,94	0,20	1,01	31,04	99,67
О-3	28,25	0,03	0,70	0,01	0,68	0,03	22,92	24,87	0,13	0,32	21,02	99,63
Сивакано-Токский блок (A₁)												
A-296-1	5,40	0,08	1,10	0,16	0,85	0,12	1,89	49,16	0,09	0,28	40,38	99,49
Алданский щит (A₁)												
M-7-Г	18,60	0,31	0,20	0,24	0,06	0,06	1,97	44,20	0,05	0,01	28,98	99,92
10-М-А	29,24	0,45	3,28	0,16	2,64	0,07	0,84	43,58	0,14	1,19	18,79	99,53
M-115	16,63	0,31	3,58	0,22	1,44	0,06	0,16	42,84	0,28	1,01	32,94	99,50
M-115-Б	6,70	0,11	0,79	0,10	0,99	0,05	0,06	51,75	0,08	0,07	38,66	99,54
M-108-9	31,63	0,53	7,82	0,41	2,62	0,09	1,55	31,32	1,00	2,22	19,99	99,46

содержания титана. Во всех карбонатных породах протерозоя Ханкайского массива закисное железо преобладает над окисным, а калий — над натрием. Значительное количество магния отмечается в карбонатных породах матвеевской свиты.

Метаморфический комплекс Ханкайского массива претерпел два этапа метаморфизма. Первый этап относится к двум температурным фациям — гранит-кордиеритовой и биотит-силлиманит-ортоклазовой. Наибольшим распространением пользуются образования биотит-силлиманит-ортоклазовой фации, тогда как минеральные ассоциации, отвечающие гранит-кордиеритовой фации, образуют отдельные изометричные ореолы размером до 10—12 км в поперечнике. Гранат-кордиеритовая фация на Ханкайском массиве представлена только своей наиболее низкотемпературной субфацией — гранат-кордиерит-ортоклазовой. Температура и давление для этой фации, определенные по

гранат-биотитовому геотермометру и гранат-плагиоклаз-силлиманитовому геобарометру, составляют 650—700°C и 5—5,5 кбар. Второй этап метаморфизма связан со становлением верхнепротерозойского комплекса. Метаморфизм его осуществлялся в условиях кварц-мусковитовой фации.

На изотопный анализ были отобраны мраморы ружинской и матвеевской свит. Полученные данные (табл. 2) показывают, что значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в изученных карбонатах меняются в пределах от +17,6‰ до 25,3‰ и от -1,1 до 4,8‰ соответственно.

Верхнеархейские метаморфические толщи. В пределах Становой области (исключая ее крайнюю западную часть — Олекминский Становик) выделены следующие структурно-фациальные зоны: Иликанская, Купуринская, Удско-Майская и Тукурингская. Метаморфические комплексы, слагающие каждую из названных структурно-фациальных зон, выделяются

Изотопный состав кислорода и углерода карбонатов протерозоя и архея Дальнего Востока

в качестве серий с одноименными названиями, за исключением Тукурингской зоны, где выделена усть-гиллюйская серия.

Позднеархейский возраст станового комплекса обосновывается следующим образом. На востоке Становой области, в Маймаканской зоне, на породах батомгской серии, аналоге станового комплекса [7], залегают нижнепротерозойские терригенно-осадочные отложения [19]. В западной части хребта Станового определения радиологического возраста пород олекминской серии, являющейся аналогом станового комплекса, дают величины 2670, 2730, 3160, 2930, 3100 млн лет, К—Аг-метод [6]. Согласно исследованиям [15], олекминская серия несогласно перекрывается нижнепротерозойской удоканской серией. Свинцово-изохронным методом для метаморфических пород удско-майской серии станового комплекса определен возраст в 2500 ± 200 млн лет [11]. При этом авторы отмечают, что расчеты, основанные на рассмотрении только образцов, содержащих минимум радиогенного свинца, дают основание считать, что возраст удско-майской серии древнее 2600 млн лет. Эта серия слагает одноименный грабен, представляющий собой восточное окончание Становой области. В составе серии выделено три свиты: сиваканская, куманская и лавлинская.

Условия метаморфизма пород удско-майской зоны соответствуют в основном эпидот-амфиболитовой фации, хотя местами температуры метаморфизма достигали, вероятно, и ступеней амфиболитовой фации. Температуры метаморфизма, определенные по гранат-биотитовому термометру, варьируют в пределах $620-680^\circ\text{C}$. Оценка давления для гранат-доизит-плагноклазового равновесия составляет 8,2 кбар при $T = 640^\circ\text{C}$.

Изотопные определения выполнены для кальцитовых и графит-кальцитовых мраморов, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Полученные результаты (см. табл. 2) свидетельствуют о более однородном, по сравнению с протерозойскими карбонатами, изотопном составе кислорода и углерода: значения $\delta^{18}\text{O}$ меняются в пределах ошибки измерения около величины $+17,5\text{‰}$, а значения $\delta^{13}\text{C}$ — от $-3,3$ до $-1,2\text{‰}$.

Из табл. 1 видно, что карбонатные породы верхнего архея отличаются от карбонатных пород протерозоя Дальнего Востока. В первых, как правило, содержатся значительно меньшие количества кремнекислоты, алюминия и титана. В верхнеархейских породах присутствуют значительно меньшие количества окисного железа по сравнению с закисными, по содержанию калия и натрия зависимость обратная.

Нижнеархейские метаморфические породы. Глубокометаморфизованные породы охотского комплекса перекрываются чехлом осадочных и

Номер образца	Характеристика пород	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	
П-13	Ханкайский массив Ружинская свита (Pt_1) Диопсид-кальцитовый мрамор	+18,4	+0,8	
	Матвеевская свита (Pt_1)			
	183 Диопсидовый мрамор +21,6 +2,1 186 То же +17,6 -1,1 195 Диопсид-кальцитовый мрамор +25,3 +4,8 196 Диопсидовый мрамор +20,6 +0,5			
772 ^B 719 ^A 658 ^E	Становая область Удско-Майская серия Лавлинская свита (A_3) Кальцитовый мрамор +17,4 -3,2 Графит-кальцитовый мрамор +17,5 -1,2 То же +17,6 -3,3			
	Зейско-Селемджинский блок (A_3)			
	8 Кальцитовый мрамор +17,4 -5,9 9 То же +14,7 -8,4 10/1 Диопсид-кальцитовый мрамор +21,1 0,0 10/3 Кальцитовый мрамор +18,5 -1,5			
	0-13	Охотский массив Надбакинская свита (A_1) Форстерит-флогопитовый кальцифир +12,8 +1,1		
		Становая область Сивакано-Токский блок (A_1) Форстеритовый кальцифир +14,7 -1,2 То же +14,0 -1,7		
296,1 285,1				
М-1-Г М-10-А М-15 М-15-Б М-108-9	Алданский щит Толща плагногнейсов (A_1) Диопсид-кальцитовый мрамор +11,5 +3,9 Диопсид-воластонитовый кальцифир +11,5 +4,0 Диопсидовый кальцифир +14,8 -3,8 То же +13,7 -2,3 » +15,0 -2,9			

вулканогенных пород позднепротерозойского, палеозойского и мезозойского возраста. К—Аг-методом возраст метаморфических пород охотского комплекса установлен в 2640 млн лет [4], а изохронным Th—Rb-методом — 3700 ± 500 млн лет [14]. Эти данные подтверждают принадлежность охотского комплекса к древнейшим нижнеархейским образованиям.

Существуют различные схемы стратиграфического расчленения охотского комплекса [1, 4, 9]. В стратиграфической схеме, предложенной О. В. Авченко [1], охотский комплекс рас-

членен на три свиты (снизу вверх): нядбакинскую, дальсичанскую, няннагинскую.

Кристаллические толщи охотского комплекса являются полиметаморфическими. В процессах их формирования выделяются следующие стадии: 1) гранулитовый метаморфизм; 2) региональная гранитизация, протекавшая в условиях амфиболитовой фации; 3) локально проявленный зеленосланцевый диафторез метаморфических пород. В стадии гранулитового метаморфизма были сформированы различные двупироксеновые, амфибол-двупироксеновые и гранат-двупироксеновые сланцы и гнейсы. Во вторую стадию произошла региональная перекристаллизация первичных гранулитовых парагенезисов в условиях амфиболитовой фации. Термодинамические условия гранулитового метаморфизма можно приблизительно реставрировать по отдельным гранат-двупироксен-плагиоклазовым и гранат-силлиманит-плагиоклазовым ассоциациям. Температуры гранулитового метаморфизма, определенные по гранат-пироксеновым геотермометрам, достигали 750—830 °С. Величина литостатического давления в эпоху гранулитового метаморфизма (гранат-ортопироксен-плагиоклазовый и гранат-силлиманит-плагиоклазовый барометры) составляла 6,0—7,3 кбар. Последующая стадия гранитизации пород характеризуется пониженными сравнительно с условиями наиболее раннего метаморфизма температурами. Они изменялись в пределах 600—650 °С (гранат-биотитовый термометр) при давлении 4—6 кбар [2].

Сивакано-Токский блок раннеархейских пород расположен в нижнем течении рек Сивакан и Ток и структурно входит в состав Становой складчатой области. В составе комплекса метаморфических пород выделяются 3 толщи [12].

Метаморфические породы Сивакано-Токского блока соответствуют наиболее высокотемпературной сапфирин-кварцевой субфации гранулитовой фации. Оценки T — P -параметров высокотемпературной ортопироксен-силлиманитовой ассоциации из метаморфических пород Сивакано-Токского блока составляют 900 °С и 9 кбар [2].

Раннеархейские карбонатные породы юга Алданского щита исследовались в среднем течении р. Сутам, выше ее левого притока р. Усмун. Здесь распространена толща биотитовых и биотит-гиперстеновых плагиогнейсов, содержащая маломощные (5—20 м) прослои известково-силикатных пород и кальцифиров. Общая мощность толщи около 3 км. Толща относится нами к верхнему стратиграфическому уровню раннего архея Алданского щита, являясь, вероятно, аналогом тимптоно-желтулинского комплекса.

Минеральные парагенезисы пород толщи относятся к гранат-кордиеритовой субфации грану-

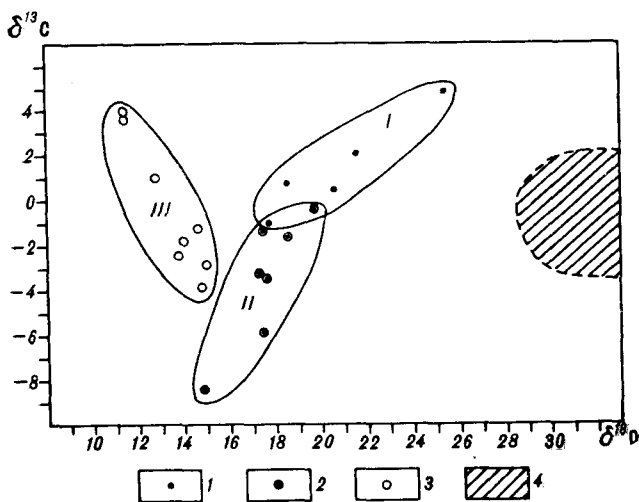
литовой фации. Температуры метаморфизма, определенные по гранат-гиперстеновому и гранат-кордиеритовому термометрам, составляют 750—770 °С. Давление (гранат-кордиеритовый, гранат-плагиоклаз-гиперстеновый и гранат-плагиоклаз-силлиманитовый барометры) при метаморфизме достигало величин 4,5—5,5 кбар.

По химическому составу нижнеархейские карбонатные породы довольно резко отличаются от всех остальных карбонатных пород докембрия Дальнего Востока (см. табл. 1). В них отмечаются стабильно высокие содержания кремнекислоты, алюминия и титана. Окисное железо преобладает над закисным, калий присутствует в значительно больших количествах, чем натрий, в породах содержится значительное количество магния.

Карбонатные породы нижнеархейских метаморфических комплексов по сравнению с другими изученными докембрийскими толщами характеризуются наиболее низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ — от 12,8 до 15,0 ‰ (см. табл. 2). Относительное содержание тяжелого углерода в этих породах колеблется в весьма широких пределах — от 1,2 до 4,0 ‰.

Обсуждение результатов. Результаты изотопного анализа древних карбонатных пород приведены на рисунке совместно со значениями $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ современных карбонатных осадков Охотского, Японского и Филиппинского морей и северо-западной части Тихого океана [8, 13, 24]. Полученные данные подтверждают первично морской генезис изученных метаморфических комплексов [29, 33]. По сравнению с четвертичными морскими отложениями протерозойские и архейские карбонатные породы значительно обеднены тяжелым кислородом. Так, протерозойские карбонаты по кислороду легче современных в среднем на 12,0 ‰, а ранне- и позднепротерозойские — на 14,0 и 19,0 ‰ соответственно. Такое распределение изотопов кислорода в разновозрастных карбонатных толщах закономерно и носит глобальный характер [33].

В литературе высказаны различные, порою противоположные взгляды на причины наблюдаемой закономерности в распределении изотопов кислорода. Некоторые исследователи вслед за Э. Дегенсом и С. Эпштейном [27] объясняют наблюдаемый эффект обменом изотопов кислорода пород с пресными поверхностными и подповерхностными водами. Облегчение кислорода карбоната пропорционально длительности контакта пород с водами, а интенсивность процесса должна усиливаться с ростом температуры при погружении осадка на глубину. При такой интерпретации не принимается во внимание вероятное изменение во времени изотопного состава кислорода морской воды. Согласно другой точке зрения, впервые высказанной Д. Вебером [3], увеличение содержания тяже-



Изотопный состав кислорода и углерода докембрийских карбонатных пород Дальнего Востока.

1 — нижнепротерозойские, 2 — верхнеархейские, 3 — нижнеархейские, 4 — четвертичные карбонаты.

лого изотопа кислорода карбоната от древних к современным осадкам связывается с постепенным в течение геологического времени изменением изотопного состава морской воды в результате добавления к ней ювенильных вод. Д. Вебер обратил внимание на то, что в разновозрастных карбонатных породах разных районов мира диапазон изменения величин $\delta^{18}\text{O}$ не превышает 2,0 ‰. Эти отклонения изотопного состава кислорода почти на порядок величины уступают возрастным колебаниям $\delta^{18}\text{O}$. Такое несоответствие ставит под сомнение гипотезу Э. Дегенса и С. Эпштейна, поскольку в пределах разновозрастных комплексов, залегающих на разных глубинах и в разных геоструктурных зонах, имеются широкие возможности для вторичного изотопного обмена и должны были бы возникнуть различия, сопоставимые с колебаниями величин $\delta^{18}\text{O}$ во времени. Непосредственно проверить правильность взглядов Э. Дегенса и С. Эпштейна на современных природных объектах довольно сложно, так как процессы изотопного обмена кислорода между породами и растворами протекают чрезвычайно мед-

ленно. Более того, осадочные карбонаты древних метаморфических комплексов обогащаются легкими изотопами кислорода и углерода в результате метаморфических и метасоматических процессов [28, 32]. Обусловлено такое обогащение, видимо, несколькими причинами. Так, П. Баерчи [23] на основании изучения метаморфических карбонатов заключил, что это смещение является следствием изотопного обмена карбонатов с изотопно-легкой CO_2 метаморфических растворов. Однако при высокотемпературном разложении карбонатного вещества под действием магматических пород также происходит обогащение осадочных карбонатов легкими изотопами O и C [28, 31, 32]. Согласно этим исследованиям, в основе обогащения лежит разделение изотопов в результате высокотемпературного разложения. Освобождающаяся при этом CO_2 обогащается тяжелыми изотопами, а оставшийся карбонат — легкими [22]. Разделение изотопов может происходить и в ходе различных метасоматических реакций, хотя пределы вариаций $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ незначительны, порядка 3,0 ‰ [25, 32].

Полученные результаты исследования метаморфизованных карбонатных толщ (табл. 3) показали следующее. Для разновозрастных пород Ханкайского массива (Pt_1), Становой складчатой области (A_3) и Охотского массива (A_1), испытавших метаморфизм близких температурных фаций (при таком сопоставлении необходимо учитывать только степень температурного воздействия, поскольку разделение изотопов не зависит от давления), прослеживается очевидная зависимость: более древние породы имеют более низкие значения $\delta^{18}\text{O}$. С другой стороны, карбонат разновозрастных осадочных толщ Охотского массива (A_1), Алданского щита (A_1) и Становой складчатой области (A_1), метаморфизованных в разной степени, характеризуется однородным изотопным составом кислорода. Полученные данные подкрепляют гипотезу Дж. Вебера [3] об эволюционном преобразовании изотопного состава кислорода морской воды, в равновесии с которой осаждались карбонатные осадки.

Таблица 3

Условия метаморфизма и средние значения изотопного состава кислорода и углерода протерозойских и архейских карбонатных толщ Дальнего Востока

Массив, складчатая область	Возраст	Фация	Температура, °C	Давление, кбар	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^{13}\text{C}$, ‰
Ханкайский	Pt_1	Гранат-кордиеритовая	650—700	5,0—5,5	21,3	1,4
Становая	A_3	Эпидот-амфиболитовая	640	8,5	17,5	-3,5
Охотский	A_1	Амфиболитовая	600—650	4,0—6,0	12,8	1,1
Алданский щит	A_1	Гранулитовая	750—770	4,5—5,5	13,5	-1,5
Становая	A_1	Гранулитовая	900	9,0	12,5	-0,5

Как следует из рисунка, полученные изотопные данные распадаются на три изолированные области в зависимости от времени осадконакопления. Область I объединяет значения изотопного состава карбоната метаморфизованных пород Ханкайского массива протерозойского возраста. Величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов верхнеархейских толщ сгруппированы в области II, карбонатов нижнеархейских осадков — в области III. Следует отметить, что значения изотопного состава карбонатов изученных метаморфических толщ Дальнего Востока соответственно согласуются с величинами $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ карбоната разновозрастных осадочных толщ других регионов мира [33].

Как отмечалось выше, для исследованных метаморфических пород прослеживается закономерность: более древние карбонаты имеют

более легкий изотопный состав кислорода. В распределении изотопов углерода определенного возрастного тренда не обнаружено. Это полностью согласуется с имеющимися в литературе данными [24, 26, 27, 29].

Таким образом, выполненное исследование показало, что изученные карбонатные породы метаморфических комплексов Дальнего Востока являются первично морскими осадочными образованиями. Значения изотопного состава кислорода и углерода этих пород согласуются с изотопным составом карбонатов соответствующих возрастов других регионов мира. Хотя в процессе метаморфизма первичный изотопный состав кислорода и углерода облегчается, однако возрастные закономерности в распределении изотопов кислорода и углерода карбонатов метаморфических толщ сохранились и проявлены четко.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авченко О. В. К стратиграфии охотского метаморфического комплекса Кухтуйского выступа Охотского массива // Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1975.— С. 40—45.
2. Авченко О. В. Проблемы интерпретации оценок давления и температуры, основанных на минералогических геотермометрах // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1986.— № 10.— С. 19—28.
3. Вебер Дж. Н. К вопросу об отношении $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ древних океанов // Геохимия.— 1965.— № 6.— С. 674—680.
4. Вельдяков Ф. Ф., Песков Е. Г. Стратиграфия и магматизм Кухтуйского выступа Охотского массива // Метаморфические комплексы Востока СССР/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1973.— С. 81—90.
5. Геология СССР. Приморский край.— Т. 32, ч. I.— М.: Недра, 1969.
6. Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1968.
7. Глебовицкий В. А., Неелов А. Д., Другова Г. М. и др. Джугджуро-Становая складчатая область // Метаморфические комплексы Азии.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1977.— С. 72—77.
8. Горбаренко С. А., Ковалюх Н. Н., Одиноква Л. Ю. и др. Верхнечетвертичные осадки Охотского моря и реконструкция палеоокеанологических условий // Тихоокеан. геология.— 1986.— № 2.— С. 25—34.
9. Гринберг Г. А. Докембрий Охотского массива.— М.: Наука, 1968.
10. Игнатьев А. В., Стрижов В. П., Барвинский А. Д. Методика одновременного измерения величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ на изотопном масс-спектрометре // Заводская лаборатория.— 1982.— № 1.— С. 33—39.
11. Искандерова А. Д., Миркина С. Л., Неймарк Л. А. и др. Новые данные радиологического изучения свинцовым методом архейских метаморфических пород и гранитоиднейсов Становой области Алданского щита // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока.— М.: Наука, 1980.— С. 132—153.
12. Карсаков Л. П. Глубинные гранулиты.— М.: Наука, 1978.
13. Киселев В. И. Закономерности формирования изотопного состава кислорода и углерода карбоната кальция раковин четвертичных фораминифер: Дис. ... канд. геол.-мин. наук./ГЕОХИ АН СССР.— М., 1984.
14. Корольков В. Г., Рудник В. А., Собонович Э. В. О позднеазойском — раннеархеоазойском возрасте древнейших пород Охотского срединного массива // Докл. АН СССР.— 1974.— Т. 219, № 6.— С. 1441—1445.
15. Кудрявцев В. А. О несогласном залегании нижнего протерозоя на архейском фундаменте в Удоканском хребте // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР.— Вып. 18.— Якутск: Кн. изд-во, 1968.— С. 108—117.
16. Леликов Е. П., Мишкина И. В., Милов Н. П. Новые данные о возрасте метаморфических пород Ханкайского массива // Геология и магматизм Дальнего Востока.— Владивосток, 1977.— С. 16—18.
17. Мишкин М. А. Петрология докембрийских метаморфических комплексов Ханкайского массива Приморья.— М.: Наука, 1969.
18. Мишкин М. А. Метаморфизм в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— М.: Наука, 1981.
19. Нужнов С. В., Михайлов В. А. Стратиграфия нижнего протерозоя южной окраины Алданского щита // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР.— Вып. 18.— Якутск: Кн. изд-во, 1968.— С. 70—75.
20. Перчук Л. Л., Мишкин М. А., Котельников А. Р. и др. Очерки физико-химической петрологии.— Вып. IX.— М.: Наука, 1980.— С. 139—167.
21. Плетнев С. П., Гребенников Т. А., Киселев В. И. Палеосоденость Японского моря в позднем вюрме // Количественные параметры природной среды в плейстоцене/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1988.— С. 26—40.
22. Устинов В. И. Фракционирование изотопов углерода в процессе декарбонатизации // Геохимия.— 1976.— № 1.— С. 120—123.
23. Baertschi P. Messung und Deutung relativer hafis keiten von ^{18}O und ^{13}C in Karbonat-gesteinen und Mineralien // Sehweizer. mmer. und petrogr. Mitt.— 1957.— Bd 37, N 1/2.— S. 73—154.
24. Becker R. H., Clayton R. N. Carbon isotopic evidence for the origin of a banded iron formation in Western Australia // Geochim. Cosmochim. Acta.— 1972.— V. 36, N 5.— P. 577—596.
25. Bottinga J. Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite-carbon dioxide-graphite-methane-hydrogen-water vapor // Ibid.— 1969.— V. 33, N 1.— P. 49—64.

26. *Craig H.* The geochemistry of the stable isotopes of carbon // *Ibid.*—1953.— V. 3, N 1.— P. 53—92.
27. *Degens E. T., Epstein S.* Relationship between $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in coexisting carbonates, cherts and diatomites // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists.*—1962.— V. 46, N 4.— P. 534—542.
28. *Deines P., Gold D. P.* The change in C and O isotopic composition during contact metamorphism of the Trenton Limestone by the Mount Royal pluton // *Geochim. Cosmochim. Acta.*—1969.— V. 33.— P. 421—424.
29. *Keith M. L., Weber J. N.* Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils // *Ibid.*—1964.— V. 28, N 12.— P. 1787—1816.
30. *McCrea J. M.* On the isotopic chemistry of carbonates and paleotemperature scale // *J. Chem. Phys.*—1950.— V. 18, N 6.— P. 849—857.
31. *Sharma T., Clayton R. N.* Measurement of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of total Oxygen of carbonates // *Geochim. Cosmochim. Acta.*—1965.— V. 29, N 12.— P. 1347—1353.
32. *Shich G. N., Taylor H. P.* O and C isotope studies of contact metamorphism of carbonate rocks // *J. Petrol.*—1969.— V. 10, N 2.— P. 307—331.
33. *Veiser J., Hoefs J.* The nature of $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ and $\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$ secular trends in sedimentary carbonate rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta.*—1976.— V. 40, N 11.— P. 1387—1395.

ДВГИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
3 мая 1989 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Е. П. Терехов, Н. Г. Ващенкова, М. Т. Гороява, И. Б. Цой

ОЛИГОЦЕН-РАННЕМИОЦЕНОВЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Приведены новые и обобщены литературные данные по составу фундамента и строению основания кайнозойского чехла крупных подводных возвышенностей Японского моря, бордерленда и западного побережья Японии.

В строении основания кайнозойского осадочного чехла крупных подводных возвышенностей и островов Японского моря и западного побережья Японских островов (зона «зеленых туфов») наблюдается ряд характерных сходных черт (рис. 1).

Подводные возвышенности сложены архейскими, протерозойскими и палеозой-мезозойскими породами фундамента и лежащими на них со значительным стратиграфическим переывом кайнозойскими породами чехла. В основании кайнозойских отложений присутствуют пирокластические и осадочные породы континентального генезиса [7]. Пирокластические породы представлены главным образом субщелочными спекшими туфами и игнимбритами. Их радиоизотопный возраст (К — Аг-метод) — 22—27 млн лет (олигоцен — ранний миоцен). Туфы и игнимбриты залегают в виде покровов в юго-восточной части Восточно-Корейской возвышенности, на возвышенностях Ямато, Криштофовича, Кита-Оки, Оки, Уллындо, на хребте Оки, банке Хакусан (Вакаса) (рис. 2). Туфы субщелочного состава обнаружены также на возвышенностях северной части Японского моря (Алпатова, Витязя).

На возвышенности Витязя, кроме того, широко распространены субаэральные туфы андезитового состава. Абсолютный возраст единичных образцов этих туфов (К — Аг-метод) — 24,0 и 16,0 млн лет.

Несмотря на значительную разобщенность покровов, слагающие их субщелочные пирокластические породы имеют близкий (в зависимости от основности пород) химический и петрографический состав. Пирокластические породы этого комплекса (вместе с незначительным количеством лав) по содержанию кремнезема представляют ряд от трахиандезита до трахи-

лиарита. Для пород характерно повышенное содержание щелочей (в среднем 8,7 %) и постоянное преобладание калия над натрием.

Породы выделены в трахиандезитовый комплекс [3] и имеют пространственную и временную связь с базальтоидами островодужной (известково-щелочной) серии, развитыми на возвышенности Ямато и бордерленде Японских островов [4].

Покровы залегают на гетерогенном фундаменте. На возвышенности Криштофовича он

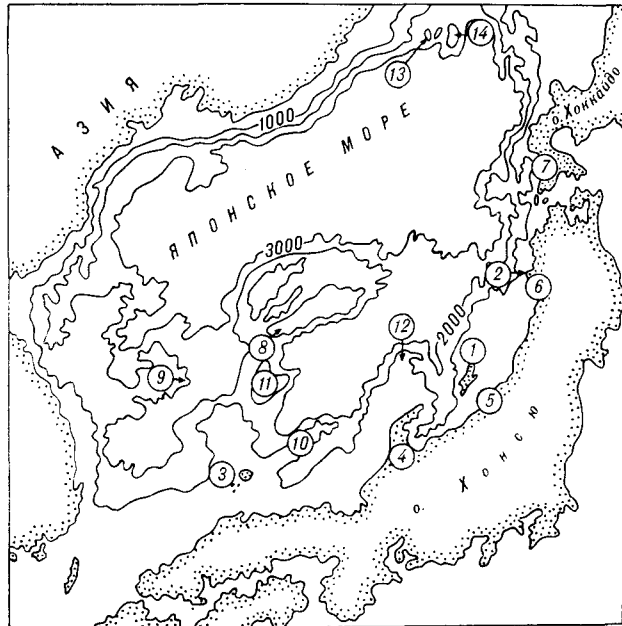


Рис. 1. Местоположение рассматриваемых разрезов.

1 — о-в Садо; 2 — п-ов Ога; 3 — о-ва Оки; 4 — район Яцуо; 5 — район Ниигата; 6 — район Агита; 7 — п-ов Осима; 8 — хребет Южный Ямато; 9 — возвышенность Криштофовича; 10 — хребет Оки; 11 — возвышенность Кита-Оки; 12 — банка Хакусан; 13 — возвышенность Алпатова; 14 — возвышенность Витязя. Показаны изобаты через 1000 м.

сложен роговообманковыми, биотит-амфиболовыми, биотитовыми гнейсами и мигматитами архей-раннепротерозойского возраста [2], которые прорваны биотит-роговообманковыми и лейкократовыми гранитами нижнемелового возраста (110, 102 млн лет).

В северо-восточной части возвышенности Ямато туфы и игнимбриты субщелочного состава лежат на палеозойских осадочных породах и прорывающих их верхнепалеозойских гранитоидах (220 ÷ 270 млн лет).

На хребте Оки и возвышенности Кита-Оки покровы пирокластических пород залегают на биотитовых гранитах позднепалеозойского возраста. В фундаменте хребта Оки незначительно распространены метаморфические породы — роговики, микросланцы и амфиболиты, вероятно, палеозойского возраста.

Толщу вулканитов трахиандезитового комплекса банки Хакусан (Вакаса) подстилают филлиты верхнепалеозойского возраста и прорывающие их верхнемеловые гранитоиды.

На юго-восточном склоне Восточно-Корейской возвышенности и на возвышенности Ульиндо (расположенной в 25 км к западу от одноименного острова) эффузивы и туфы трахиандезитового комплекса залегают на позднепротерозойских гранитах.

Фундамент возвышенности Оки рассматривается большинством геологов как остаточный блок метаморфического пояса Хида. В субщелочных туфах, развитых на возвышенности, встречаются единичные обломки кварц-биотитового состава, что может указывать на наличие в фундаменте гранитогнейсов.

Покровы субаэральных туфов возвышенности Витязя залегают на среднепалеозойских вулканогенно-осадочных метаморфизованных породах, прорванных верхнемеловыми диоритами.

На ряде возвышенностей пирокластические породы пространственно ассоциируют с вулканогенно-осадочными отложениями озерного генезиса. В юго-западной части Южного Ямато на позднепротерозойских гнейсах залегают туфогенно-осадочная толща (туфодиазомиты, туфы, туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, гравелиты, конгломераты), содержащая пресноводные диатомеи. Состав комплекса пресноводных диатомей и спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о раннемиоценовом времени образования пород [7]. На возвышенности Криштофовича в аналогичных отложениях (туфы, туфоалевролиты, туфопесчаники, туффиты), перекрывающих архей-раннепротерозойские гнейсы, также встречаются пресноводные диатомеи.

В северной части Японского моря (возвышенность Алпатова) широко распространены псаммитовые литокристаллокластические и пеп-

ловые кристаллолитокластические туфы. В первых встречаются единичные обломки диатомита, сложенного пресноводными диатомеями, во-вторых — редкие пресноводные диатомеи. Туфы подстилаются среднепалеозойскими метаморфическими породами.

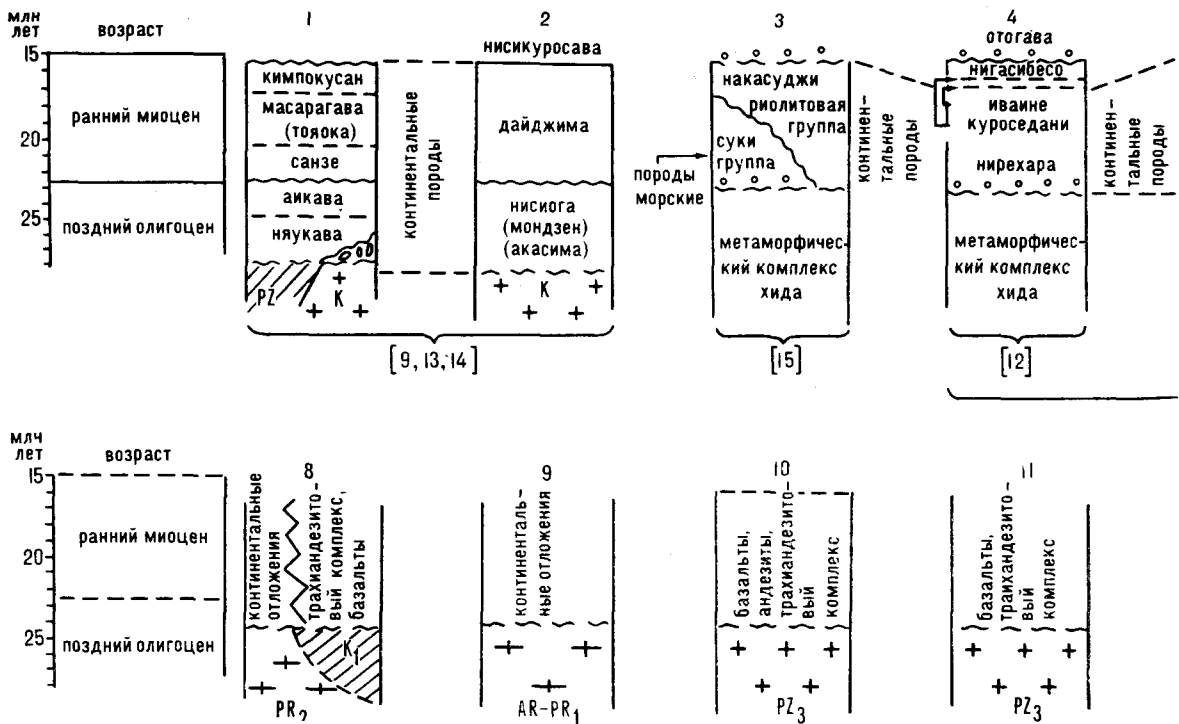
В северо-западной части хребта Окусири в базальных конгломератах неогеновой толщи встречается галька спекшихся туфов и метаморфизованных осадочных пород, что позволяет предполагать под морскими неогеновыми толщами хребта наличие пирокластических пород континентального генезиса, а под ними — палеозойский фундамент. Совместно с конгломератами подняты аргиллиты, содержащие палинокомплекс олигоцен-раннемиоценового возраста.

Геологическое строение островов (Оки, Садо, Окусири) Японского моря и побережья Японии (зона «зеленых туфов») также характеризуется стратиграфическим несогласием между докембрийскими (метаморфические комплексы Хида и Абукума) и палеозой-мезозойскими породами фундамента и кайнозойскими породами чехла. В основании чехла обычно присутствуют толщи вулканогенных и осадочных пород олигоцен-раннемиоценового возраста, осадочные породы как правило имеют континентальное происхождение. Олигоцен-раннемиоценовый возраст устанавливается данными радиоизотопного анализа (трековый метод) вулканитов и по растительным окаменелостям [5].

Вулканические породы олигоцен-раннемиоценового возраста, развитые на островах и в зоне «зеленых туфов» Внутренней Японии, являются породами известково-щелочной серии Куно. Кроме вулканитов этого типа на о. Садо и побережье Северо-Западной Японии широко развиты трахитовые (субщелочные) породы, состав которых меняется от основного до кислого [1]. Вулканогенные породы обычно переслаиваются с осадочными породами континентального генезиса.

На о. Окусири в формации Аонагава вместе с вулканитами встречаются каменные угли. По составу палинофлоры, обнаруженной в породах, формация сопоставляется с ярусом Дайддима [13].

Олигоцен-раннемиоценовые формации, начинающие разрез чехла на о. Садо, состоят в основном из континентальных вулканических пород (пирокластические члены которых частично спекшиеся) при незначительном участии осадочных [14]. В породах формаций Аикава, Масарагава и Кимпокусан встречается флора, сопоставляемая с флорой яруса Кадомаэ — Дайддима [13]. Кроме того, в раннемиоценовых породах обнаружены пресноводные, солоноватые и морские диатомеи, сопутствующие растительным окаменелостям типа Дайддима [10].



Основание неогенового чехла зоны «зеленых туфов» Юго-Западной Японии (район Тояма, п-ов Ното) представлено осадочными породами озерного генезиса раннемиоценовых формаций Нирэхара и Анамидзу. В континентальных породах раннемиоценовой формации Янагида (п-ов Ното) встречаются прослой бурого угля и спекшиеся туфы со стволами ископаемых деревьев [1, 6].

Побережье районов Ниигата, Акита, полуостровов Ога и Осима входит в зону «зеленых туфов» Северо-Восточной Японии. Геологические разрезы олигоцен-раннемиоценовых отложений этих районов схожи между собой.

Лежащие на фундаменте формации (Акисима, Микава, Мондзен, Фукуяма) представлены вулканогенными и осадочными породами континентального генезиса с флорой типа Аниай. Для вышележащих раннемиоценовых формаций характерны большие объемы пирокластических пород, растительные окаменелости типа Дайдзима и появление осадочных пород морского генезиса.

Таким образом, основание кайнозойского чехла крупных подводных возвышенностей Японского моря, бордерленда и побережья Японии имеет сходное строение.

Осадочный чехол обычно залегает на архей-мезозойском складчатом фундаменте, прорванном меловыми гранитоидами. В фундаменте отсутствуют морские осадочные и эффузивные породы мелового возраста. Вулканогенно-оса-

дочные породы, начинающие разрез чехла, имеют олигоцен-раннемиоценовый возраст.

Пирокластические породы составляют большую часть олигоцен-раннемиоценовых образований чехла, для них характерно присутствие спекшихся туфов и переслаивание с континентальными осадочными породами. Осадочные породы обычно имеют озерный генезис. На ряде подводных возвышенностей, островах Оки они содержат комплексы пресноводных диатомей.

Вулканизм, кроме эксплозивного характера извержения, характеризуется изливанием пород двух типов — известково-щелочного и субщелочного состава (возвышенность Ямато, бордерленд и побережье Японии).

Возраст и состав фундамента, сходство геологического строения олигоцен-раннемиоценовых толщ и характер вулканизма подводных возвышенностей, островов и западного побережья Японии указывают на то, что в олигоцен-раннемиоценовое время указанные районы развивались в едином тектоновулканическом режиме.

Внедрение меловых гранитов в породы фундамента домелового возраста, вероятно, происходило в процессе инверсии этого участка земной коры, одновременно с орогенезом в Сихотэ-Алине и на Японских островах. Указанные районы в период верхний мел — средний олигоцен, вероятно, являлись сушей. Период поздний олигоцен — ранний миоцен характеризует-

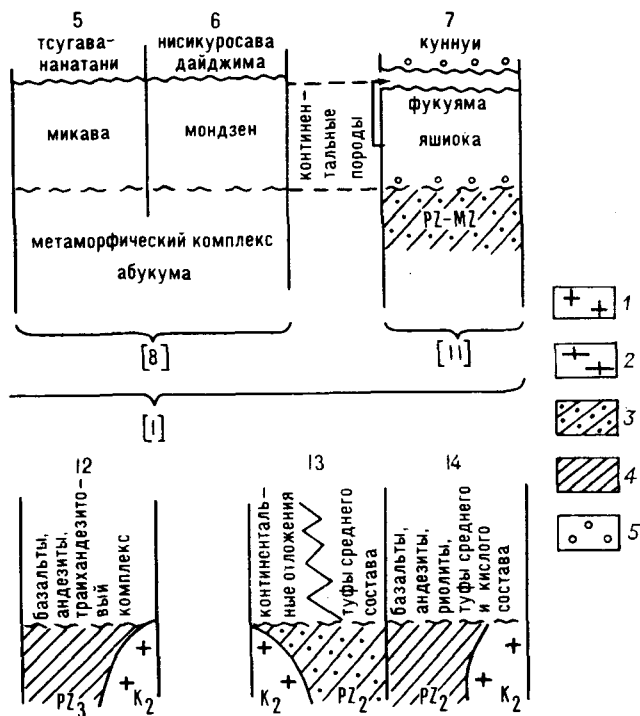


Рис. 2. Геологические разрезы олигоцен-раннемиоценовых отложений Японского моря и Японских островов.

1 — граниты; 2 — гранитоиды; 3 — осадочные породы; 4 — вулканогенно-осадочные породы; 5 — конгломераты. Номера колонок соответствуют рис. 1.

ся широким проявлением наземной вулканической деятельности, обусловленной активной разломной тектоникой. В конце раннего — начале среднего миоцена дифференцированное погружение участков суши приводит к появлению морских условий седиментации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическое развитие Японских островов.— М.: Мир, 1968.
2. Леликов Е. П., Пирогова М. Г. Петрохимические и геохимические особенности пород гнейсомigmatитового комплекса юго-западной части Японского моря // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1977.— № 5.— С. 45—53.
3. Леликов Е. П., Терехов Е. П. Щелочные вулканы дна Японского моря // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 2.— С. 71—77.
4. Съедин В. Т. Формационно-геохимические типы кайнозойских базальтоидов Японского моря // Докл. АН СССР.— 1987.— Т. 296, № 6.— С. 1441—1446.

5. Tareusi M., Kobayasi I. Современное состояние и проблемы стратиграфического изучения верхнекайнозойских отложений побережья Японского моря // Тию Кагаку.— 1984.— Т. 38, № 5.— С. 282—289.
6. Фудзи Н. Геология области Ното на полуострове Ното в Центральной Японии // Канадзав дайгаку кёнку гакубу кие. Судзен кагау хэн.— 1984.— № 29.— С. 57—63.
7. Цой И. Б., Ващенко Н. Г., Горова М. Т., Терехов Е. П. О находке континентальных отложений на возвышенности Ямато (Японское море) // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 3.— С. 50—55.
8. Ikebe Y., Maiya S. Akita and Niigata areas // Stratigraphic outlines of selected Neogene sequences. Neogene of Japan — its biostratigraphy and chronology, IGCP-114.— Shizuoka, 1981.— P. 68—75.
9. Ingle J. C. Late Paleogene-Neogene summary, Philippine Sea and Sea of Japan region // Initial Reports of Deep Sea Drilling Project.— 1973.— V. XXXI.— P. 849—852.
10. Koizumi I. The geological history of the Sea of Japan — based upon sediments and microfossils // Circ. Nihonkai (Japan Sea).— 1979.— N 10.— P. 69—76.
11. Maiya S., Ishinoseki T., Akiba F. Oshima Peninsula // Stratigraphic outlines of selected Neogene sequences. Neogene of Japan — its biostratigraphy and chronology, IGCP-114.— Shizuoka, 1981.— P. 76—80.
12. Morozumi Y., Koizumi I. Himi and Yatsuo areas // Ibid.— P. 65—67.
13. Shimazu M. Geology of the Islands in the Japan Sea and its geological relation to the Japan Sea and Surrounding Areas // Geology of Japan Sea.— Tokai University Press, 1982.— P. 193—210.
14. Shimazu M., Toyama T. Neogene volcanic rocks of the Sado islands // Geology Journal.— 1982.— P. 88, N 5.— P. 381—400.
15. Uchimizu M. Geology and petrology of alkali rocks from Dogo, Oki islands // J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sec. 2.— 1966.— V. 16, p. 1.— P. 85—159.

ТОИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
14 февраля 1989 г.

АНОМАЛЬНЫЕ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИЕ ЗОНЫ НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ ШЕЛЬФЕ О. САХАЛИН

Приведены результаты попутных с инженерно-геологическими нефтегазопромысловыми сейсмоакустическими изысканиями. Рассмотрена методика исследований. Обобщено выделение сейсмоакустических аномалий в

Инженерно-геологические исследования на шельфе о. Сахалин проводятся с целью обеспечения безопасности постановок ПБУ, СПБУ и под строительство морских стационарных оснований. При этом в комплексе геолого-геофизических методов широко применяется непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП).

Нами для этих исследований применялся геолокатор типа «Спаркер», разработанный специалистами треста Дальморнефтегазгеофизразведка ВМНПО Союзморгео. Основные параметры аппаратуры: разрядник — линейный групповой, $n = 110$; энергия разряда — 2,5 кДж; частота взрывов — 0,33 с; пьезокода — одноканальная, $n = 20$; чувствительность пьезоприемников — 100 мкВ/Па; чувствительность усилителя записи — 15 мкВ; диапазон рабочих частот — 200—700 Гц; диапазон временных разверток самописца ФАК-П — 165, 250, 330, 500 мс; диапазон временных задержек — 60, 120, 180 мс; заглубление косы и разрядника — 0,3 м.

В процессе исследований на некоторых участках работ на лентах НСП зарегистрированы аномальные сейсмоакустические зоны, приуроченные, по-видимому, к газонасыщенным песчано-глинистым отложениям плиоцен-четвертичного возраста. На основе современных представлений о вертикальной зональности нефтегазообразования в осадочных бассейнах, принципа дифференциального улавливания углеводородов (УВ) и изучения процессов их миграции установлено, что залежи УВ окружены ореолами концентрации рассеяния. Преобладают диффузионные газовые ореолы, так как газобразные УВ обладают наибольшей подвижностью, проникающей способностью и большими масштабами вертикальной миграции [3]. Перемещение УВ вверх по разрезу происходит не только благодаря диффузии, но и при струйной миграции нефти и газа, а также вместе с восходящим потоком подземных вод в виде растворов и эмульсий. При струйной миграции УВ перемещаются на значительные расстояния. Наличие проводящих разрывных на-

приповерхностной части песчано-глинистых четвертичных и неогеновых отложений, интерпретируемых как проявления нефти и газа.

рушений и ловушек приводит или к аккумуляции флюидного потока в приповерхностных зонах, или к выводу углеводородов на дневную поверхность [7].

Во многих регионах фиксируется новейшая миграция УВ, обусловленная процессами нефтегазовыделения и переформирования залежей, которые существенны в областях активной неотектоники.

Диффузионные газогидрохимические ореолы вокруг залежей могут рассматриваться в качестве локальных количественных показателей газонасыщенности. По ореолам над залежами можно прогнозировать площадь газонасыщенности. Фиксируемые размеры вертикальных ореолов иногда достигают сотен метров. На контрастности и размерах аномалий от этих ореолов сказывается глубина нахождения залежей. При взаимодействии диффузионных газовых аномалий одного и того же знака в разрезе многопластовых месторождений итоговая аномалия на реперной поверхности становится наиболее контрастной.

Влияние газовых залежей на параметры сейсмического волнового поля впервые выявлено советскими геофизиками И. Я. Баллахом [1], И. Г. Медовским и К. А. Мустафаевым [6]. Позднее появился ряд публикаций зарубежных и советских авторов [2, 5, 8—10].

Индикаторами наличия углеводородов служат такие особенности сейсмического волнового поля, как амплитуда и форма отраженных волн, резкое затухание энергии отраженных волн («слепые зоны»), уменьшение скорости распространения упругих волн, отражение от газодянных и водонефтяных контактов (ГВК, ВНК), изменение полярности отражений от кровли газонасыщенного пласта («яркое пятно»).

Мировой практикой установлено, что зоны просачивания природного газа (зоны газонасыщенности) и малоглубинные скопления углеводородов на акваториях морей не только служат прямыми индикаторами значительного скопления углеводородов на глубине, но и сами могут оказаться перспективными месторождениями. Однако обнаружение неглубоко залегающих

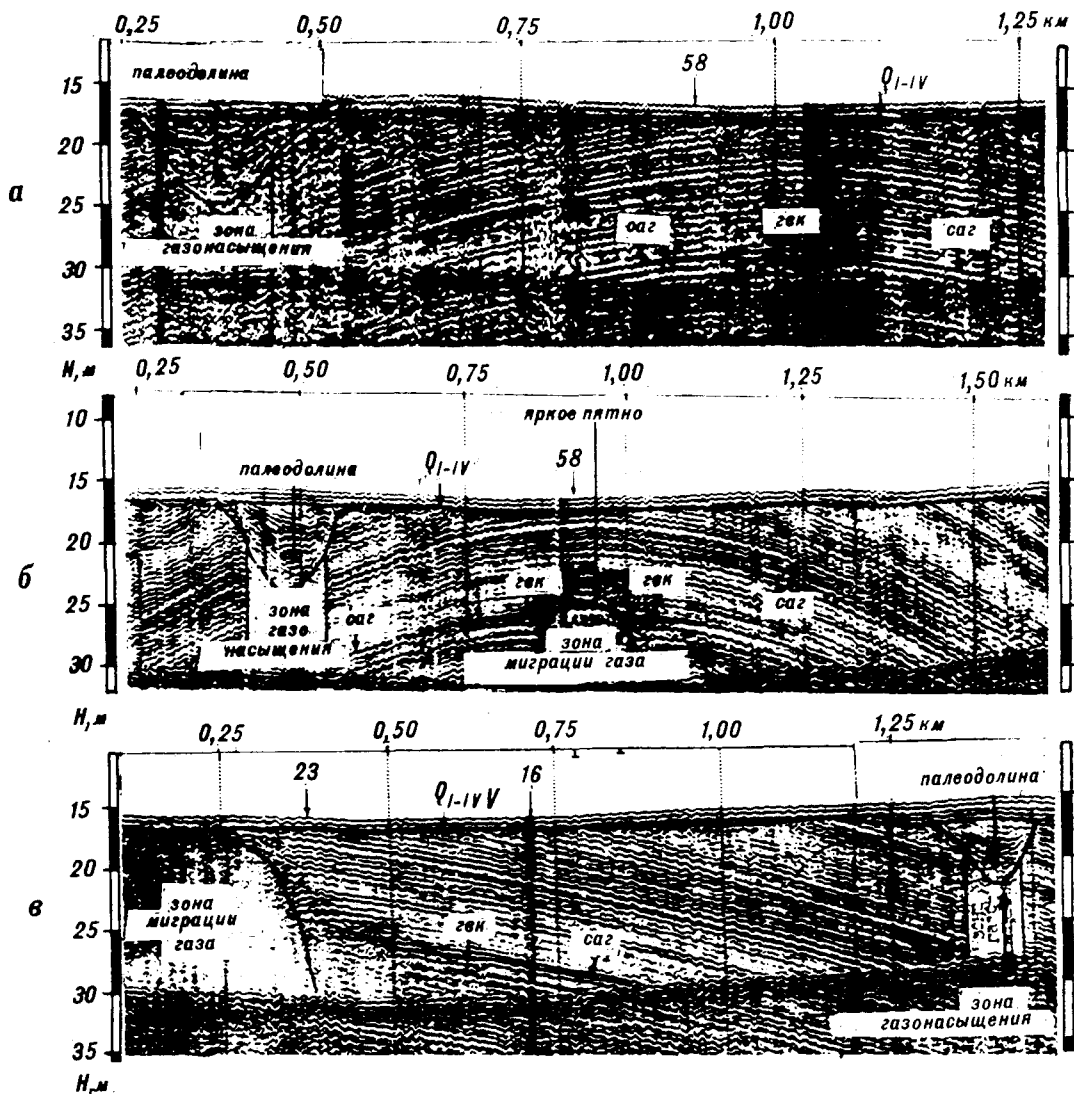


Рис. 1. Временные сейсмоакустические разрезы, участок I.

САГ — сейсмоакустический горизонт; ГВК — газовойдяной контакт; Q_{I-IV} — четвертичные отложения.

скоплений углеводородов находилось за пределами разрешающей способности низкочастотных многоканальных сейсмических исследований, обычно использующихся в разведке. Мало-глубинные месторождения углеводородов можно быстро, эффективно и экономически выгодно обнаружить посредством высокочастотного (400—1400 Гц, по данным американских исследователей) одноканального сейсмического профилирования методом отраженных волн.

Рассмотрим некоторые особенности строения аномальных сейсмоакустических зон на примере северо-восточного шельфа о. Сахалин.

В одном из районов с доказанной промышленной нефтегазоносностью прослежен газовойдяной контакт (ГВК) и оконтурен участок непосредственного выхода газа под дно моря. Отражение от газовойдяного контакта горизон-

тальное, в то время как сейсмоакустические горизонты (САГ) имеют ярко выраженный антиклинальный перегиб (рис. 1, а). Зафиксировано отражение от кровли газонасыщенного пласта (рис. 1, б). При движении углеводородов к более приподнятой части антиклинальной структуры по тектонически ослабленным про-ницаемым зонам происходит прорыв газа в вышележащие отложения. В данном случае видно, что газ из залежи в присводовой части структуры прорвался под дно моря (рис. 1, в). На сейсмоакустических профилях зафиксированы эрозионные врезы, заполненные осадками четвертичного возраста, к которым часто приурочены зоны газонасыщения. Последние, по нашим представлениям, связаны с вертикальной миграцией газов по ослабленным зонам, возникшим в результате неотектонических

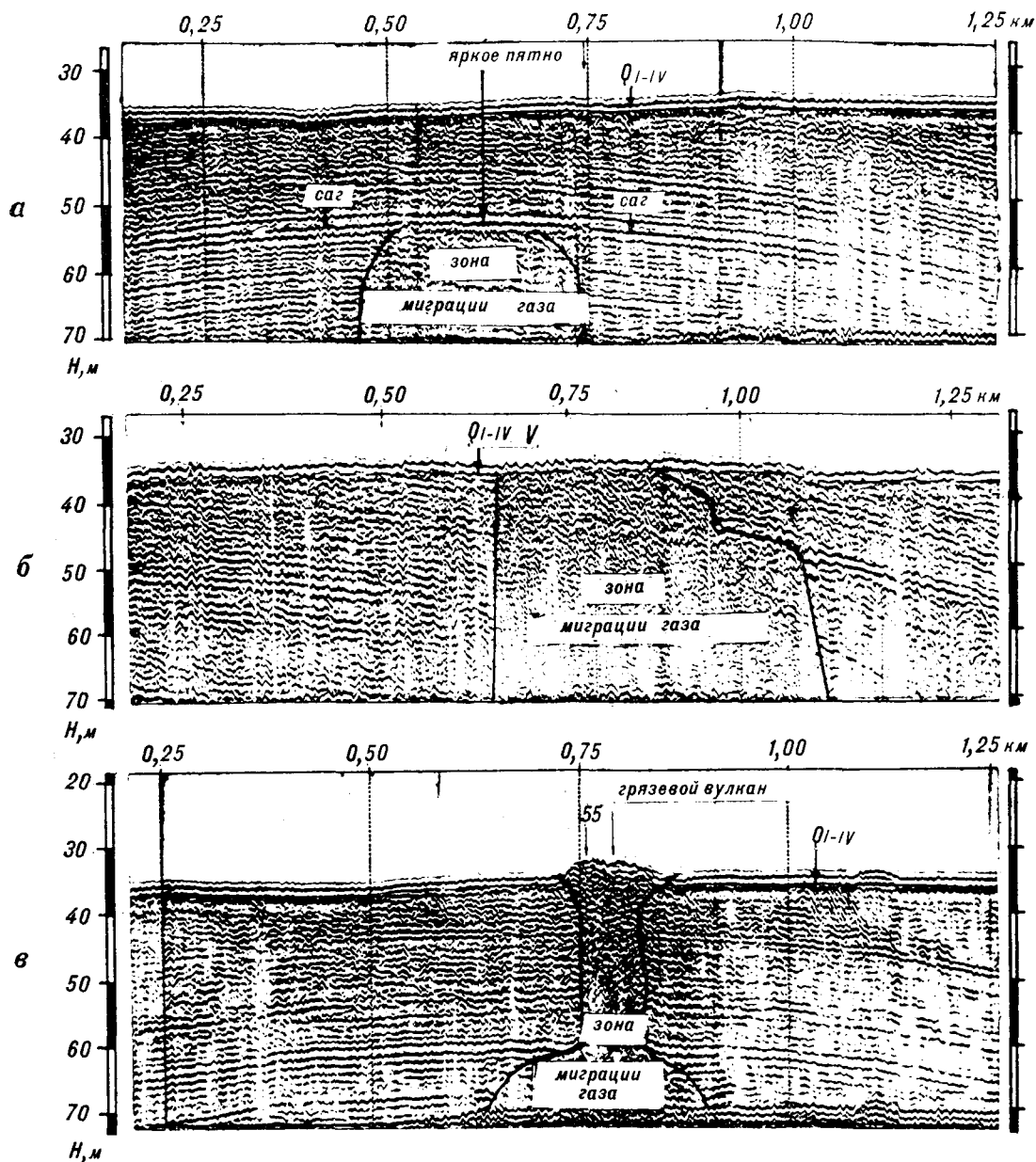


Рис. 2. Временные сейсмоакустические разрезы, участок II. Условные обозначения см. на рис. 1.

движений. Зоны миграции газа обусловлены, по-видимому, латеральной миграцией УВ по пластам-коллекторам к тектонически ослабленным участкам (дальняя струйная миграция).

Другой тип сейсмоакустических аномалий встречен на участке, где видны зона миграции газа и «яркое пятно», вызванное отражением от поверхности газовой залежи (рис. 2, а). К югу происходит прорыв газа в вышележащие отложения с образованием предположительно грязевого вулкана и конуса выноса пород на поверхность дна моря (рис. 2, б, в). Грязевой вулкан имеет субвертикальные стенки и грибовидную форму диапировой «шляпы» [4].

Третий тип сейсмоакустических аномалий обнаружен на участке, для которого характерно сложное тектоническое строение (рис. 3, а, б). В верхней части разреза зафиксированы малоамплитудные разрывы различных типов, вдоль которых происходит вертикальная миграция газа, образующая зону сложной конфигурации.

Четвертый тип сейсмоакустических аномалий приурочен к зоне малоамплитудных разрывов, где наблюдается истечение газа в толщу морской воды в форме газовых конусов (рис. 3, в), разрывы сопровождаются на сейсмоакустических разрезах дифрагированными волнами.

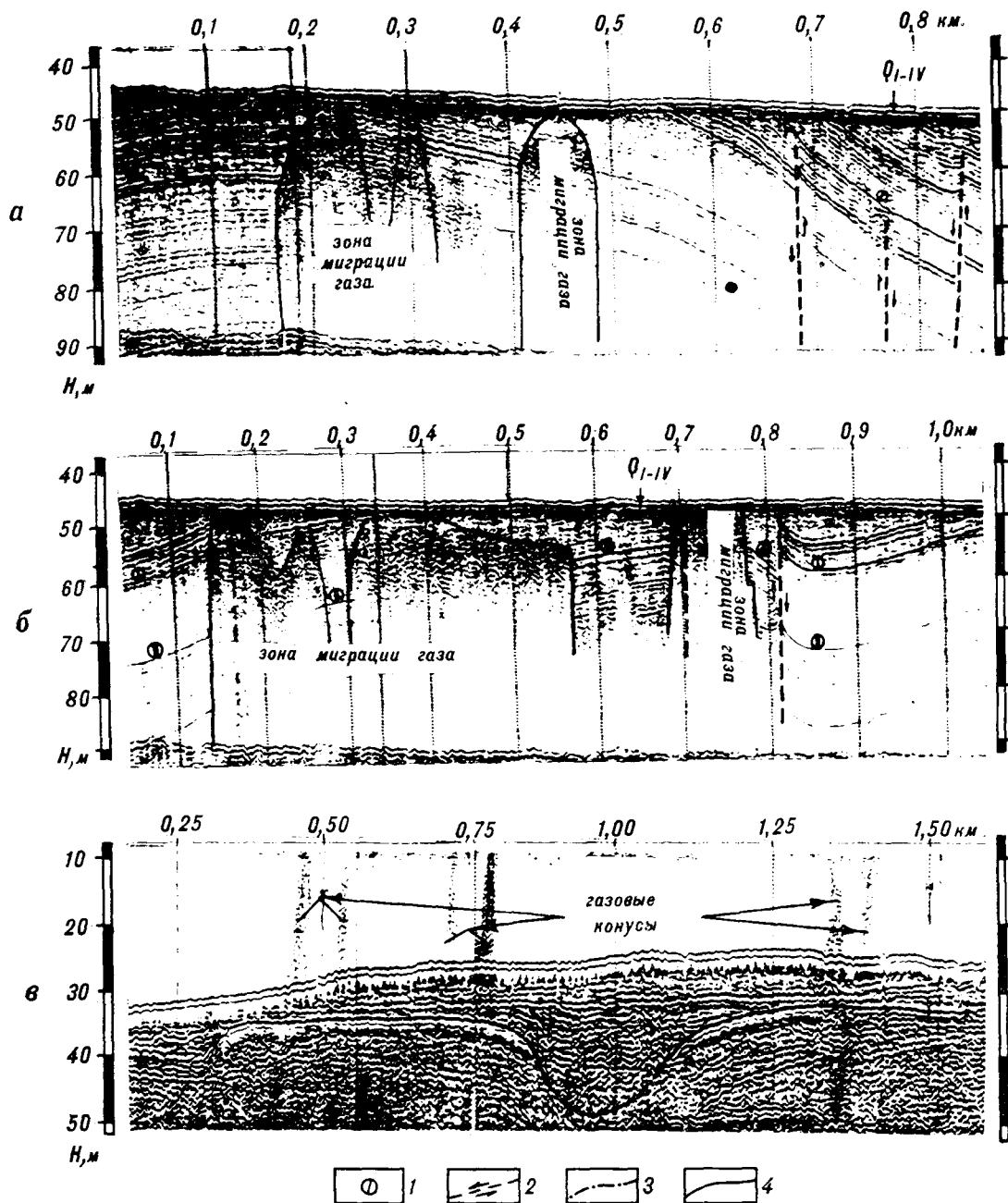


Рис. 3. Временные сейсмоакустические разрезы, участки III, IV.

1 — сейсмоакустические горизонты; 2 — разрывные нарушения; 3 — впадины (палеодолины); 4 — границы зон газонасыщения.

Возможно, на шельфе о. Сахалин существуют и другие типы аномальных сейсмоакустических зон, которые будут выявлены в процессе дальнейших исследований.

При благоприятных сейсмогеологических условиях материалы непрерывного сейсмоакустического профилирования (с высокой разрешающей способностью) позволяют выделять и очертывать аномальные сейсмоакустические зоны, которые являются прямым признаком

наличия залежей углеводородов на глубине и могут быть использованы для оценки перспектив нефтегазоносности исследуемых участков. Особенности строения аномальных сейсмоакустических зон следует учитывать при инженерно-геологических исследованиях на шельфе о. Сахалин с целью изучения физико-механических свойств грунтов, показатели которых необходимы при проектировании и строительстве морских сооружений.

1. Баллах И. Я. Проверка возможностей использования сейсморазведки для прямых поисков нефтяных залежей // Докл. АН СССР.— 1961.— Т. 137, № 5.— С. 1174—1176.
2. Вейл П. Р. Сейсмостратиграфия и глобальные изменения уровня моря // Сейсмическая стратиграфия.— Ч. 1.— М.: Мир, 1982.— С. 104—108.
3. Козлов А. Л. О закономерностях формирования и размещения нефтяных и газовых залежей.— М.: Гостоптехиздат, 1959.
4. Крапивнер Р. Б. Бескорневые неотектонические структуры.— М.: Недра, 1986.
5. Лебедев Л. И., Горчилин В. А., Едигарян З. П. Геоакустическое профилирование — новый метод изучения и оценки перспектив нефтегазоносности континентального шельфа.— М.: Наука, 1980.
6. Медовский И. Г., Мусгафев К. А. О природе «слепых зон» при сейсморазведке в прибрежных районах Каспийского моря // Геофизическая разведка на нефть и газ.— М.: Гостоптехиздат, 1959.— С. 31—37.
7. Панченко А. С. Раздельное прогнозирование залежей газа и нефти.— М.: Недра, 1985.
8. Сик Г. С., Селф Дж. У. Анализ сейсмических данных с высокой разрешенностью // Сейсмическая стратиграфия.— Ч. 2.— М.: Мир, 1982.— С. 598—644.
9. Стефанон А. Акустические характеристики газонасыщенных осадков в северной части Адриатического моря // Акустика дна океана.— М.: Мир, 1984.— С. 59—64.
10. Шериф Р. Е. Ограничения разрешающей способности сейсморазведки МОВ и детальность получаемой геологической информации // Сейсмическая стратиграфия.— Ч. 1.— М.: Мир, 1982.— С. 11—35.

Трест Дальморнефтегеофизика
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
27 февраля 1989 г.

ДИСКУССИЯ

В статье приведены интересные сведения о выделении сейсмоакустических аномалий в приповерхностной части песчано-глинистых четвертичных и плиоценовых отложений на северо-востоке присахалинского шельфа, интерпретируемых как проявления газа. Такие факты широко известны в мировой практике, а их исследования имеют несомненное нефтегазопроисловое значение. Однако они приобрели бы большую определенность, если бы сопровождались анализом материалов осадочных колонок и профиля ОГТ, газогидрохимическим опробованием, исследованиями с резонансной системой.

Применяемая установка непрерывного сейсмического профилирования с интервалом излучения 0,33 с, диапазоном рабочих частот 200—700 Гц и соответственно разрешающей способностью 0,5—1 м действительно может эффективно использоваться для обнаружения аномальных сейсмоакустических зон на небольшой глубине при условии соответствия мощности рыхлых отложений толщине слоя воды в море (при отсутствии крат-

ких волн в исследуемой части разреза) или использовании дереверберационного фильтра при наличии магнитной записи.

Спорным является использование в качестве прямого признака нефтегазоносности аномальных сейсмоакустических зон АСВ. Выделение ГВК (ВНК) и установление связи «слепых зон» (акустических пустот) с газонасыщенностью пород были бы более убедительными, если бы производилась оценка аномально высоких поглощений (Быков, Воробьев, 1987). Из статьи неясно, выполнялась ли такая оценка. Использование же в установке факсимильного аппарата ФАК-П с регистрацией на ЭХБ методом переменной плотности обычно не позволяет это сделать.

Бесспорной является регистрация газовых факелов (рис. 3, в), но при этом следовало бы пояснить, что видимое продолжение газовых факелов вниз по разрезу — не что иное, как результат интерференции двух волн, нормально отраженных от факелов и нормально отраженных от разреза осадочных отложений.

ИТГ ДВО АН СССР
Хабаровск

А. Г. Аношин

УДК 550.834

А. М. Шавандрин

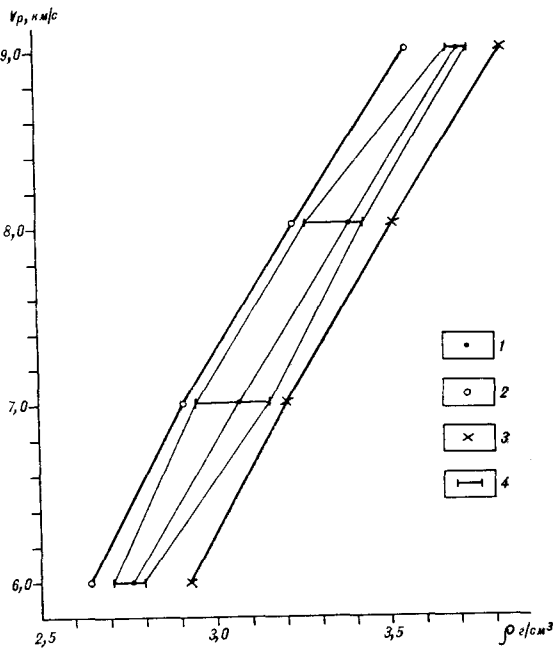
О СВЯЗИ ПРОДОЛЬНОЙ СКОРОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ВОЛНЫ С ПЛОТНОСТЬЮ ПОРОД В КОРЕ

Определение плотности в коре и верхней мантии проводится по значениям продольной скорости распространения сейсмической волны V_p . Сравниваются значения плотностей, рассчитанные по формулам, предложенным разными авторами, со средними и наиболее вероятными плотностями для значений скоро-

сти V_p от 6,0 до 8,5 км/с, и показывается, что расчетные значения оказываются вне наиболее вероятных. Предлагаются формула, по которой рассчитанные значения плотностей попадают в середину наиболее вероятных значений плотностей в данном диапазоне скоростей V_p .

Определение плотности в коре и верхней мантии обычно проводят по экспериментальным значениям продольной скорости распро-

странения сейсмической волны, полученным по данным глубинного сейсмического зондирования. Расчет плотностей проводят по эмпириче-



Связь V_p и ρ из работы [4] (дополненная автором для нецелых значений скоростей).

1 — среднее, 2 — минимальное, 3 — максимальное, 4 — наиболее вероятные значения плотностей.

ским зависимостям $\rho(V_p)$, и возникает вопрос о соотношении рассчитанных значений с возможными, средними и наиболее вероятными значениями плотностей для разных значений скоростей. Данная работа посвящена поиску эмпирической зависимости $\rho(V_p)$ для значений скоростей V_p от 6,0 до 8,5 км/с, по которой рассчитанные значения плотностей попадали бы в область наиболее вероятных значений плотностей для данных скоростей.

Для значений скоростей $V_p = 6,0-6,5$ км/с, соответствующих «гранитному» слою, связь V_p и ρ существенно зависит от пористости пород, состава их по вертикали и горизонтали, давления и температуры [3]. Для «гранитного» слоя и слоев коры ниже него (переходный — $V_p = 6,5-7,0$ км/с; «базальтовый» — $V_p > 7,0$ км/с) связь V_p с ρ задается:

а) соотношением Адамса — Вильямсона ($V_p \sim \rho$);

б) зависимостью от размеров решетки слагающих породу кристаллов ($V_p \sim \rho$);

в) законом Рэлея $V_p \sim 1/\rho$ (зависимость от массы ионов при постоянных размерах решетки).

Ряд эмпирических зависимостей $V_p(\rho)$ показывает, что V_p линейно связана с плотностью [5]:

$$B \approx 3 \left[\frac{\text{км} \cdot \text{см}^3}{\text{с} \cdot \text{г}} \right], \quad V_p = A + B \cdot \rho. \quad (1)$$

В работе [1] для платформенной коры (консолидированных пород — слои «гранитный», «переходный», «базальтовый») рекомендуют

эмпирическую зависимость ρ от V_p :

$$\rho = 2,7 + 0,25(V_p - 6). \quad (2)$$

Для коры активных «перегретых» регионов авторы работы [2] рекомендуют зависимость $\rho = 2,7 + 0,25(V_p - 6) + 0,87 \cdot 10^{-4}(T_n - T)$, (3)

где T_n — платформенная температура, а T — текущая температура активного «перегретого» региона.

При скорости $V_p \approx 8,2$ км/с для верхов мантии под платформенной корой авторы работы [2] рекомендуют

$$\rho = 2,7 + 0,3(V_p - 6). \quad (4)$$

В работе [2] отмечается, что строгой пропорциональной зависимости между плотностью ρ и скоростью упругих колебаний для всех типов пород в различных термодинамических условиях не существует. В работе [4] приведены диапазоны изменения плотностей пород (min и max), средние и наиболее вероятные значения плотностей для скоростей $V_p = 3 \div 9$ км/с.

Нами рассчитаны значения плотностей по значениям скорости в диапазоне 6—8,5 км/с через 0,1 км/с по формулам (2) и (4), проведено сравнение этих значений со средними и наиболее вероятными значениями плотностей, взятыми с рисунка, построенного по данным работы [4].

Расчетные, средние и наиболее вероятные значения плотностей в коре и верхней мантии

V_p , км/с	ρ , г/см ³				
	Расчетные по формуле			Средние	Наиболее вероятные
	(2)	(4)	(5)		
6,0	2,700	2,70	2,78	2,72—2,80	2,77
6,1	2,725	2,73	2,80	2,74—2,84	2,80
6,2	2,750	2,76	2,84	2,77—2,87	2,83
6,3	2,775	2,79	2,86	2,79—2,90	2,86
6,4	2,800	2,80	2,89	2,81—2,94	2,89
6,5	2,825	2,85	2,92	2,83—2,97	2,92
6,6	2,850	2,88	2,95	2,86—3,01	2,95
6,7	2,875	2,91	2,98	2,88—3,04	2,98
6,8	2,900	2,94	3,01	2,90—3,08	3,01
6,9	2,925	2,97	3,03	2,92—3,11	3,04
7,0	2,950	3,00	3,06	2,94—3,15	3,07
7,1	2,975	3,03	3,09	2,97—3,17	3,10
7,2	3,000	3,06	3,12	3,00—3,19	3,13
7,3	3,025	3,09	3,15	3,04—3,22	3,16
7,4	3,050	3,12	3,18	3,07—3,24	3,19
7,5	3,075	3,15	3,21	3,10—3,27	3,22
7,6	3,100	3,18	3,24	3,13—3,30	3,25
7,7	3,125	3,21	3,27	3,16—3,32	3,28
7,8	3,150	3,24	3,30	3,19—3,35	3,31
7,9	3,175	3,27	3,33	3,22—3,37	3,34
8,0	3,200	3,30	3,36	3,25—3,40	3,37
8,1	3,225	3,33	3,40	3,29—3,43	3,40
8,2	3,250	3,36	3,43	3,33—3,46	3,43
8,3	3,275	3,39	3,46	3,37—3,49	3,46
8,4	3,300	3,42	3,49	3,42—3,52	3,49
8,5	3,325	3,45	3,52	3,46—3,56	3,52

Значения плотностей, рассчитанные по формуле (2), не попадают в интервал наиболее вероятных значений плотностей, определенных в работе [4], и отклонение от средних значений плотности составляет от 0,08 до 0,20 г/см³.

Значения плотностей, рассчитанные по формуле (4), исключая $V_p = 6,0-6,4$ км/с и $V_p = 8,4-8,5$ км/с, попадают в интервал наиболее вероятных значений, но отклонение от средних значений плотности составляет 0,06—0,08 г/см³ (среднее ~0,07 г/см³).

Известно [2], что верхний слой консолидированной коры имеет плотность $\rho = 2,7-2,85$ г/см³. Средняя плотность такой коры составляет 2,77 г/см³. Тогда очевидно, что расчет

плотностей по формуле

$$\rho = 2,77 + 0,3(V_p - 6) \quad (5)$$

для «гранитного», переходного и «базальтового» слоев коры дает значения, попадающие в интервал наиболее вероятных значений плотностей ($V_p = 6,0-8,5$ км/с) и в пределах 0,01 г/см³ совпадающие со средними значениями плотности (см. таблицу). То есть расчет значений плотностей для коры и верхней мантии по формуле (5) по значениям продольной скорости распространения сейсмической волны в интервале 6,0—8,5 км/с позволяет получать наиболее вероятные значения плотностей, которые близки к средним значениям плотностей для данных скоростей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Кулик С. Н., Логинов И. М. Комплексное геофизическое изучение тектоносферы континентов.— Киев: Наук. думка, 1983.
2. Красовский С. С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле.— Киев: Наук. думка, 1981.
3. Лебедев Г. С., Корчин В. А., Савенко Б. Я. и др. Физические свойства минерального вещества в термо-

барических условиях литосферы.— Киев: Наук. думка, 1986.

4. Романовский Н. П. Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем тихоокеанского пояса.— М.: Наука, 1987.
5. Чи Юэн Ванг. Phase Change in the upper Mantle above 350 km // Nature.— 1970.— V. 227.— P. 938—940.

Политехнический институт
Хабаровск

Поступила в редакцию
4 ноября 1988 г.

УДК 549.283

В. П. Самусиков

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ САМОРОДКОВ ЗОЛОТА И ИХ ГЕНЕЗИС

Изучен химический состав 186 самородков золота с общим весом 275 кг, построен график распределения их пробности. По представлениям автора, основными факторами, определяющими образование самородков золота, являются: умеренное пересыщение гидротермальных растворов в отношении золота в процессе

рудотложения; небольшая мощность рудолокализирующих трещин; локально-гнездовое распределение ранних сульфидов в рудных телах при общей слабой сульфидности руд либо пересечение рудных тел с более ранними кварц-сульфидными жилами или углистыми прослоями во вмещающих породах.

В отношении изученности самородков золота до сих пор остаются справедливыми слова В. И. Вернадского: «В сплошной погоне за золотом человек мало тратил времени и средств на познание его свойств» [2, с. 128]. В связи с большой ценностью самородков они редко попадают в руки минералогов, поэтому, несмотря на длительную дискуссию о их происхождении, единого мнения среди исследователей на этот счет нет. Причем дискуссия ведется, главным образом, лишь о том, где образуются самородки (т. е. имеют они эндогенное или гипергенное происхождение), вопрос же о том, как они образуются, практически остается открытым. Фактический материал по самородкам и неко-

торые выводы об их генезисе имеются в работах [1—5, 7, 10, 13, 14].

Материалы автора, публикации и отчеты геологических организаций Северо-Востока СССР содержат данные о пробности золота 186 самородков с общим весом 275 кг. Для большинства самородков ассоциирующий с ними кварц из подсчета исключен. Территориально 55 % (по весу) самородков найдено в россыпях Северо-Востока СССР, 33 % — в других районах СССР и около 10 % — на месторождениях зарубежных стран. Из них 75 самородков имеют вес от 10 до 100 г, 57 — от 100 г до 1 кг, 51 — от 1 до 10 кг и 3 — свыше 10 кг. Вес наиболее крупного — 36 кг. Пробность металла

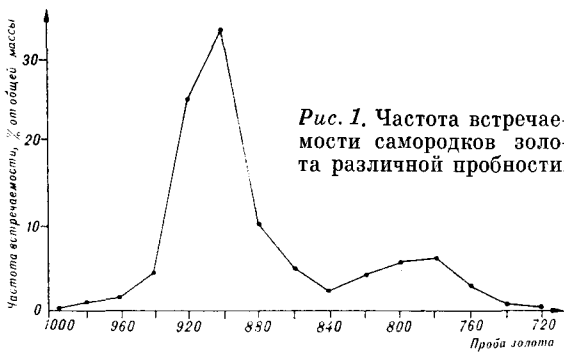


Рис. 1. Частота встречаемости самородков золота различной пробности.

варьирует в интервале от 990 до 720‰, основная масса самородков, в том числе самые крупные, имеют пробность 930—860‰ (рис. 1). В диапазоне более 930‰ они составляют 9% по количеству и 6 по весу, от 930 до 860‰ — соответственно 60 и 71, от 860 до 790‰ — 20 и 13, от 790 до 720‰ — 11 и 10%. Характерно, что преимущественная концентрация самородков в интервале пробности 930—860‰ наблюдается во всех районах, по которым мы располагаем данными (Урал, Южная Сибирь, Енисейский край, Ленский район, Восточная Якутия, Чукотка и единичные самородки из США, Канады и Австралии). При этом, как правило, россыпи с самородками пространственно находятся в полях развития месторождений малосульфидной золотокварцевой формации. По данным [5], частота встречаемости и вес самородков золота в районах развития месторождений умеренно сульфидной формации заметно меньше, чем в районах с малосульфидным оруденением. Отмечается также [5], что в малоглубинных месторождениях и связанных с ними россыпях самородки имеют вес в основном до 10—20 г и, редко, до 100 г, хотя по содержанию сульфидов эти месторождения в большинстве своем являются убогосульфидными.

В наших предыдущих работах [8, 9] было показано, что одним из главных факторов, определяющих пробность и крупность выделений самородного золота, является степень пересыщения растворов относительно золота при его кристаллизации. Приведенный фактический материал по самородкам, по нашему мнению, тоже можно объяснить с этих позиций.

Из физики твердого тела [12] известно, что размер зерен кристаллических тел (D) прямо пропорционален линейной скорости кристаллизации (C) и обратно пропорционален скорости возникновения центров кристаллизации (N); $D = C/N$. Абсолютные значения C и N являются функциями степени пересыщения (переохлаждения) растворов (рис. 2). Взаиморасположение кривых C и N зависит от природы кристаллизующегося вещества, но в большинстве случаев кривая N обычно несколько сме-

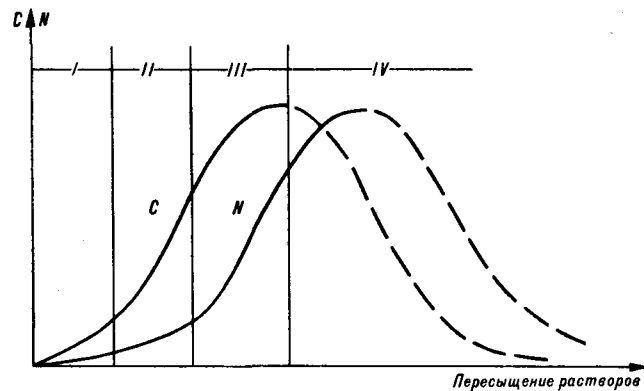


Рис. 2. Принципиальная схема зависимости линейной скорости кристаллизации (C) и скорости возникновения центров кристаллизации (N) от степени пересыщения растворов.

щена относительно кривой C в сторону большего пересыщения. С некоторой долей условности на рис. 2 можно выделить четыре участка, различающиеся между собой по соотношению C и N . Следует отметить, что область высоких пересыщений изучена пока еще недостаточно и поведение кривых на участке IV является предположительным [12]. Применительно к самородному золоту с учетом того, что проба золота является показателем степени пересыщения растворов, выделенные участки, по нашим данным [8], соответствует следующим интервалам пробности: I — 1000—930‰, II — 930—860‰, III — 860—750‰, IV — меньше 750‰. Совместный анализ рис. 1 и 2 позволяет высказать следующие соображения о возможном генезисе самородков золота.

При кристаллизации золота из слабопересыщенных растворов (участок I) должны образовываться сравнительно мелкие зерна, поскольку абсолютные значения N и C минимальны. Объединение большого числа индивидуальных зерен в агрегаты затруднительно из-за низкой плотности центров кристаллизации, в связи с чем вероятность образования самородков здесь очень мала.

При умеренном пересыщении растворов (участок II на рис. 2) в связи с опережающим ростом C по сравнению с N размер индивидуальных зерен должен увеличиваться. Поскольку одновременно с этим несколько возрастает и количество центров кристаллизации, вероятность объединения их в агрегаты будет значительно больше, чем на участке I. И все же объяснить этим приуроченность подавляющего большинства самородков к данному диапазону пробности вряд ли возможно — мала плотность центров кристаллизации. Нами проведено детальное химическое (пробность), спектральное (элементы-примеси) и микроскопическое (полированные шлифы) изучение нескольких

самородков весом в десятки и первые сотни граммов. Одновременно проведено аналогичное изучение обычного мелкого золота из тех же россыпей. Заметных различий между ними ни по составу, ни по микроструктурным особенностям нет. Важно отметить, что изменений пробности в поперечном сечении самородков не обнаружено — этот факт можно интерпретировать как результат одновременного (одностадийного) их образования. Размер зерен, составляющих самородки, колеблется от сотых долей миллиметра до нескольких миллиметров) средний размер их 0,5—1,0 мм. Примерно такие же размеры зерен имеет и обычное россыпное золото крупных фракций. Иными словами, самородки — это, в сущности, агрегаты огромного количества (десятки и сотни тысяч) близодновременно кристаллизовавшихся зерен. Следовательно, в местах образования самородков должны существовать особые условия, обеспечивающие значительно более высокие значения N при данном пересыщении растворов.

С позиций термодинамики скорость возникновения центров кристаллизации зависит от количества энергии, необходимой для их роста до критического (устойчивого) размера: чем меньше энергетический барьер, тем больше скорость их возникновения [11]. Поэтому для увеличения N необходимы условия, которые обеспечивают образование центров кристаллизации с наименьшими энергетическими затратами. При неизменном пересыщении растворов это возможно лишь при гетерогенном зародышеобразовании, т. е. при росте центров кристаллизации на «подложках», или, иначе говоря, на поверхности активных для данного элемента веществ. Энергия образования устойчивых зародышей на «подложках» примерно в 10^4 раз меньше, чем при гомогенном их образовании [11].

С учетом сказанного можно предположить, что на пути движения гидротермальных золотоносных растворов в каких-то локальных участках встречаются подложки — осадители золота, которые способствуют образованию многочисленных центров кристаллизации. Это обуславливает соответственно многократное увеличение скорости отложения золота в таких местах по сравнению с теми участками рудного тела, где кристаллизация идет лишь на гомогенно возникающих зародышах, которых при данном пересыщении растворов сравнительно мало (см. рис. 2). Участками массового зарождения центров кристаллизации могут служить места пересечения жилы с сульфидизированными или углистыми прослоями вмещающих пород либо гнездовые скопления сульфидов ранних стадий рудного процесса. И те и другие, как известно, являются активными осадителями золота.

Поскольку в этих местах, по существу, идет принудительное осаждение золота, оно будет выделяться только из тех порций раствора, которые непосредственно контактируют с веществом-осадителем. Следовательно, немаловажное значение имеет мощность жилы, по которой движется раствор продуктивной стадии, — очевидно, чем больше путей для циркуляции раствора (т. е. чем больше мощность жилы), тем меньшая доля раствора будет соприкасаться с веществом-осадителем. В маломощных жилах разгрузка растворов на таких участках будет, несомненно, более полной, чем, вероятнее всего, и объясняется то, что подавляющее большинство самородков имеет уплощенную форму, и, по-видимому, их толщина — это мощность тех трещин, в которых они образовались. Толщина известных нам самородков из россыпей Яно-Колымского пояса (более 200 шт.) в основном 2—5 см, а упоминавшийся выше крупнейший самородок нашей страны весом 36 кг имеет толщину 8 см. Этот вывод позволяет объяснить причину более частого нахождения самородков в россыпях по сравнению с рудными месторождениями. Во-первых, маломощные жилы не привлекают особого внимания разведчиков, а во-вторых, даже если они и опробуются с поверхности, то в силу гнездового распределения в них металла, они, вероятнее всего, попадают в разряд слабозолотосносных, не имеющих практического значения.

Из предлагаемой модели образования самородков следует также, что с увеличением общего содержания сульфидов в рудах вероятность образования самородков, особенно крупных, должна уменьшаться в связи с рассредоточением золота по всей жиле. Отсюда становится понятной редкая встречаемость самородков в районах с преимущественным развитием месторождений умеренно сульфидной формации.

При кристаллизации из среднепересыщенных растворов (участок III на рис. 2) размер индивидуальных зерен должен уменьшаться в связи с возрастанием N . В то же время этот фактор (т. е. увеличение N) вроде бы должен создавать более благоприятные возможности для объединения индивидуальных зерен в агрегаты, но фактически, как нам представляется, его роль в этом плане является отрицательной. В результате многочисленности гомогенных центров кристаллизации при данном пересыщении выделение золота из растворов идет одновременно во множестве точек рудного тела, причем весьма интенсивно (C максимальное), и для образования крупных самородков просто не хватает материала. Вещества-осадители при повышенном пересыщении не должны играть той роли, что в предыдущем случае, так как из-за обилия центров кристаллизации

разгрузка растворов идет практически повсеместно на всем рудном теле. Но все же плотность центров кристаллизации в таких местах, несомненно, больше, поэтому вероятность образования самородков здесь будет более высокой в сравнении с бессульфидными участками. В целом при данном пересыщении растворов условия неблагоприятны для роста крупных самородков, но достаточно благоприятны для образования мелких и средних (десятки и сотни граммов). Нам представляется, что частота встречаемости их должна быть больше, чем на рис. 1, но в связи с небольшими размерами, они не привлекают особого внимания горняков и далеко не всегда документируются.

При сильном пересыщении растворов (участок IV на рис. 2) условия для образования самородков еще более ухудшаются — C уменьшается, а N увеличивается до максимальных значений. Следствиями этого являются уменьшение размера индивидуальных зерен и расщепление их в объеме рудного тела, что не способствует объединению их в агрегаты — самородки. Если исходить из пробности золота, соответствующей этому участку графика ($<750\text{‰}$), при данном пересыщении происходит рудоотложение в малоглубинных месторождениях. Широкое развитие дендритов и скелетных кристаллов золота в таких месторождениях подтверждает высокое пересыщение рудо-

носных растворов. Самородки для них, как указывалось выше, не характерны и редко бывают тяжелее 10—20 г. Основная масса металла представлена золотиными размером от сотых до десятых долей миллиметра, а размер индивидуальных зерен — первые десятки микрон. Роль сульфидов как осадителей золота при рассматриваемом пересыщении растворов должна быть еще меньше, чем в предыдущем случае. Имеющиеся в литературе данные согласуются с этим выводом. Например, в работе Н. В. Петровской с соавторами при характеристике малоглубинных золоторудных месторождений Балейского рудного поля в Забайкалье отмечается: «Пространственные связи золота с ранними выделениями сульфидов, обычно служащими активными осадителями позднего золота, в рудах Балейского типа явно ослаблены» [6, с. 79].

Таким образом, по нашим представлениям, основными факторами, определяющими образование самородков золота, являются: 1) умеренное пересыщение растворов в отношении золота в процессе рудоотложения; 2) локально-гнездовое распределение ранних сульфидов в рудном теле при общей слабой сульфидности руд либо пересечение рудных тел с более ранними кварц-сульфидными жилами или углестыми прослоями во вмещающих породах; 3) небольшая мощность рудокалализующих трещин (в основном до 10 см).

ЛИТЕРАТУРА

1. Альбов М. Н. Вторичная зональность золоторудных месторождений Урала.— М.: Наука, 1960.
2. Вернадский В. И. Избранные сочинения.— Т. 2.— М., 1955.
3. Жемчужный С. Ф. Физико-химическое исследование золотых самородков в связи с вопросом об их генезисе // Известия Ин-та физико-химического анализа АН СССР.— 1922.— Т. 2, вып. 1.— С. 5—28.
4. Мурзин В. В., Таланцев А. С., Леонтьев Р. Л. Самородки золота на глубоких горизонтах Березовского месторождения // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1987.— № 5.— С. 70—77.
5. Петровская Н. В. Самородное золото.— М.: Наука, 1973.
6. Петровская Н. В., Бернштейн П. С., Мирчинк С. Г. и др. Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Боглейского рудного поля.— М., 1961.— (Тр./ЦИНИГРИ; Вып. 45, ч. 2.).
7. Самусиков В. П. О крупности золота в россыпях Верхне-Индигирского района // Геология россыпей золота и закономерности их размещения в центральной части Яно-Колымского складчатого пояса.— М.: Наука, 1966.— С. 194—206.
8. Самусиков В. П. Минералогические особенности самородного золота как критерии физико-химических условий рудоотложения // Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области.— М.: Наука, 1975.— С. 309—328.
9. Самусиков В. П., Петрова Н. И. Корреляционная зависимость содержаний серебра, сурьмы и меди в самородном золоте // Типоморфные особенности рудных минералов и эндогенных образований Якутии.— Якутск, 1983.— С. 39—53.
10. Смолин А. П. Самородки золота Урала.— М.: Недра, 1970.
11. Тимофеева В. А. Рост кристаллов из растворов-расплавов.— М.: Наука, 1978.
12. Уманский Я. С., Скаков Ю. А. Физика металлов.— М., 1978.
13. Шило Н. А. Геологическое строение и коренные источники Яно-Колымского пояса россыпной золотоносности.— Магадан, 1960.
14. Dunn E. I. Geology of gold.— London, 1929.

Институт геологии ЯФ СО АН СССР
Якутск

Поступила в редакцию
18 января 1989 г.

КРИТИКА И БИБЛИОГРАФИЯ

УДК [002 : (051)] : 55

В. А. Маркусова, Л. А. Цветкова, Т. В. Венедиктова

БИБЛИОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЖУРНАЛА «ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ»

Проведен анализ годовых комплектов журнала «Тихоокеанская геология». Подтверждена необходимость депонирования статей в связи с их «пролеживанием»

в портфеле редакции, отмечен рост цитируемости иностранных источников, которая все же ниже среднестатистической.

Научная литература, являясь неотъемлемой частью социального механизма науки и важным компонентом научной коммуникации, выполняет ряд существенных функций: не допускает снижения темпов развития науки, способствует интернациональному характеру развития науки и повышению эффективности научных исследований, облегчает преодоление информационных барьеров и тормозит их рост. В системе научной литературы важнейшее место принадлежит периодическим изданиям.

Из опыта советских и зарубежных информационных служб известно огромное значение правильного формирования потока научной литературы, на основе которого осуществляются подготовка и выпуск различных видов информационных изданий (реферативных журналов, сигнальной и экспресс-информации), а также формирование соответствующих баз данных. В настоящее время в мире выходит около 50 тыс. журналов по естественным наукам и технике. По данным абонемента отдела Британской библиотеки, получающего 56 тыс. журналов по естественным, техническим, общественным и гуманитарным наукам, а также по медицине, 70 % всех запросов приходится лишь на 5 тыс. журналов. Как показали многочисленные исследования, 75—80 % всех статей по любой отрасли, предмету или проблеме обычно содержится в журналах «ядерной» зоны, составляющих 15—20 % всех журналов, в которых публикуются статьи по этой отрасли, проблеме или предмету («закон рассеяния» Брэдфорда) [1].

Современная информационная технология, основанная на использовании новейших средств вычислительной техники, позволяет в считанные доли секунды проводить многоаспектный информационный поиск по колоссальным массивам научной периодики. Например, поиск по

годовому массиву базы данных Science Citation Index — Указателя цитированной литературы (или, как его часто называют в советской литературе, «Индекса цитирования») осуществляется по 670 тыс. библиографических описаний статей и 9,5 млн ссылок, содержащихся в 3,5 тыс. ведущих периодических изданий по науке и технике. Специалисты Института научной информации США (ИНИ), которые выпускают этот указатель, считают, что эти 3,5 тыс. научных журналов вместе с содержащимися в них ссылками покрывают 90 % всех важнейших статей по науке и технике. Попасть в число журналов-источников, обрабатываемых в ИНИ, — трудная задача. Отражение того или иного журнала в изданиях ИНИ, который кроме УЦЛ выпускает также пользующееся огромной популярностью у мирового научного сообщества издание «Current Contents» («Текущие оглавления», выходящие в семи сериях еженедельно, в том числе есть специальная серия по наукам о Земле), является и мерой информационной значимости журнала, и в то же время показателем его международного признания*. Для специалистов, печатающих статьи в таком журнале, — это дополнительная возможность выхода на международную арену. Поэтому редакторы вновь выходящих научных журналов предпринимают энергичные меры для отражения этих журналов в изданиях ИНИ. Подробно о критериях отбора новых журналов можно прочитать в работе [1].

* Через год после выхода первого номера ТГ его редколлегия обратилась к Ю. Гарфилду — создателю УЦЛ и президенту ИНИ — с просьбой включить ТГ в число советских журналов, обрабатываемых для подготовки СС и УЦЛ. В ответ нам сообщили, что фирмой будут тщательно изучаться данные о цитируемости ТГ советскими и иностранными журналами.

Т а б л и ц а 1

Статистические сведения о годовых комплектах ТГ за 1983 и 1988 гг.

Показатель	Год издания	
	1983	1988
Всего публикаций	122	105
Количество ссылок, содержащихся в журнале	1829	1636
Количество иностранных ссылок:		
абсолютное	254	380
%	13	23
Среднее количество ссылок в статье	15,0	15,6
Самоцитируемость журнала, %	8,6	20,0

Одним из важнейших критериев признания журнала в мировом научном сообществе является его цитируемость. К сожалению, у нас нет сведений о цитируемости журнала «Тихоокеанская геология» (ТГ) другими журналами, относящимися к наукам о Земле*, но безусловный интерес представляет рассмотрение динамики развития журнала. В журнале, как писала в предисловии к первому номеру его редакционная коллегия, должны освещаться научные разработки в области тектоники литосферных плит, а также неотектонические, геоморфологические, морфотектонические и геодезические исследования в Тихоокеанском регионе. На страницах журнала не могут быть обойдены философские и методологические проблемы геологии, геофизики, геоморфологии, приобретающие особую остроту в связи со слабой изученностью океанического дна по сравнению с континентами и постановкой задач, связанных с большими процессами, глубинами Земли и протекающими в них процессами [3].

Для изучения внутренних связей структуры журнала «Тихоокеанская геология» мы проанализировали годовые комплекты этого журнала за 1983 и 1988 гг. (табл. 1), полагая, что второй год выпуска журнала — это период формирования его структуры и принципов составления портфеля редакции. Использование метода цитирования для анализа структуры потоков научной литературы и изучения внутренних связей между публикациями стало регулярным в исследованиях по информатике. Тем не менее считаем необходимым подчеркнуть, что цитирование представляет собой формальное выражение связей между работами. Гипотеза, что ссылки — это символы научных концепций, составляет теоретическую основу УЦЛ, на массиве данных которого построены в настоящее время все наукометрические исследования по

* Сведения о цитируемости научных журналов даются в годовом томе «J. Citation Reports», который входит в состав УЦЛ, но ТГ в нем не отражается.

анализу деятельности научных коллективов и отдельных специалистов, по оценке научной периодики и научных дисциплин, роли стран или групп стран в мировом научном сообществе.

В нашем исследовании ставились следующие вопросы:

- 1) распределение ссылок по языкам и видам изданий;
- 2) старение публикаций;
- 3) выявление круга наиболее цитируемых периодических изданий;
- 4) выявление круга наиболее цитируемых авторов;
- 5) изучение срока «пролеживания» статей в портфеле редакции.

В течение пяти лет произошло снижение количества публикуемых статей при относительно постоянном количестве ссылок, содержащихся в одной статье. Практика цитирования зависит от области знания, и, как показывают многочисленные исследования ИНИ, обычно наибольшее количество ссылок (около 30 %) содержится в статьях по биохимии, в статьях по математике — около 10, в журналах по наукам о Земле — около 20 %.

Самоцитируемость журнала хотя и увеличилась в 1988 г. до 20 %, однако находится в пределах среднестатистических показателей для самоцитируемости научных журналов.

Обычно советские ученые значительно лучше осведомлены о работах своих зарубежных коллег, чем последние — о советских. В советских публикациях обычно содержится от 40 до 50 % ссылок на иностранные работы, в журнале «Тихоокеанская геология» — несколько меньше (табл. 1).

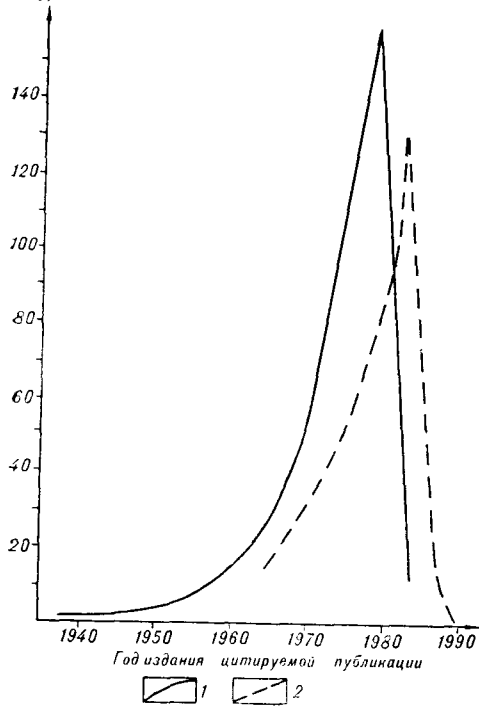
Т а б л и ц а 2

Распределение в ТГ ссылок по видам документов

Показатель	Год издания	
	1983	1988
Всего ссылок	1829	1636
Периодические издания	615	719
	33 %	44 %
Книги, сборники	1017	764
	56 %	47 %
Труды институтов	87	47
	5 %	2,9 %
Труды конференций	52	52
	3 %	3,1 %
Диссертации	22	20
	1 %	1 %
Техническая литература	36	34
	2 %	2 %

Примечание. В числителе — абсолютное количество ссылок, в знаменателе — % от общего количества ссылок.

Количество ссылок
в журнале ТГ



Распределение цитируемой литературы по годам.
1 — ТГ за 1983 г.; 2 — ТГ за 1988 г.

Рост в 1988 г. количества цитируемой научной периодики до 44 % хотя и остается более низким, чем в других областях знаний, однако подтверждает важную роль научной периодики в информационном обеспечении ученых.

В информатике для оценки старения научной литературы используется показатель, именуемый периодом полужизни научной литературы, т. е. временем, в течение которого перестает использоваться половина всей опубликованной литературы по данной отрасли или предмету. Обычно в первые 1—2 года после издания публикация цитируется мало, а затем картина резко меняется. Конечно, на старение литературы оказывает влияние целый ряд факторов, в том числе и язык первоисточника, его доступность и общий уровень информационной культуры исследователя.

Распределение цитируемой литературы по годам (см. рисунок) отражает типичную картину цитирования, когда в первые годы после опубликования статьи цитирование замедлено.

В 1983 г. период полужизни цитируемой литературы составил 6 лет, а в 1988 г. — 10 лет. Такой рост свидетельствует обычно о тенденции к замедлению темпов развития отрасли знаний. С другой стороны, рост числа ссылок на иностранные публикации может коррелировать с ростом периода полужизни в том случае, если авторы публикации не очень хорошо владеют иностранными языками и нуждаются в

дополнительном времени для проработки литературы на иностранном языке.

Фронт активной литературы, т. е. литературы, на которую приходится до 80 % ссылок, в 1983 г. составлял 15 лет, а в 1988 г. — 18 лет. В исследовании [2], посвященном анализу научной литературы, используемой морскими геологами, фронт активной литературы составил 12 лет, а период полужизни 6,5 лет.

В 1983 г. до 95 % ссылок на иностранные публикации составили источники, опубликованные на английском языке, в 1988 г. — 87 % ссылок было сделано на работы, опубликованные на английском языке, 3 % — на японском.

Особо нас интересовал вопрос о «пролеживании» статей в портфеле редакции ТГ. Этот вопрос активно обсуждается как в СССР, так и во всем мире, хотя в нем мы, к сожалению, намного «опережаем» наших зарубежных коллег:

Время со дня поступления статьи до ее публикации, мес	Год	
	1983	1988
8—12	90 %	17 %
13—18	10 %	35 %
19—24	—	37 %
25—30	—	8 %

Естественно, что во второй год публикации журнала, т. е. в 1983 г., 90 % статей печатались в течение одного года, а 10 % — в те-

Таблица 3

Наиболее цитируемые в ТГ советские и иностранные журналы

Название журнала	Количество ссылок на данный журнал	
	1983 г.	1988 г.
Бюллетень МОИП	15	3
Геотектоника	51	16
Геология и геофизика	61	29
ДАН СССР	73	62
Изв. АН (сер. геология)	30	35
Советская геология	42	19
Тихоокеанская геология	34	70
Вулканология и сейсмология	7	11
Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.	17	—
Amer. Mineralogist	5	6
Geology	5	—
Int. Rep. DSDP	11	26
J. Geophys. Res.	13	19
J. Japan Assoc. Min. Petr. Econ. Nature	5	—
Nature	6	9
Bull. Geol. Assoc. Amer.	5	14
Contrib. Miner. Petrology	—	16
Earth and Planet. Sci. Lett.	—	11
Geophys. J. RAS	—	11
Geophys. Cosmoch. Acta	—	13
Tectonophysics	—	13

Примечание. В таблицу включались журналы, цитируемые: советские — более 10, а иностранные — более 5 раз.

ние полутора лет. Картина резко меняется в 1988 г., когда лишь 17 % статей печатается в течение года, а основная масса статей публикуется в течение полутора - двух лет. Поэтому совершенно оправданны энергичные меры редколлегии по депонированию статей, которое начато с 1989 г.

Особого внимания заслуживает вопрос о научных журналах, которые наиболее часто используются авторами статей. Данные о наиболее цитируемых советских и иностранных журналах, свидетельствуют (табл. 3), что журналы теоретического профиля, такие как "Известия АН СССР" (сер. геол.) и "Nature", неизменно входят в число изданий, наиболее активно используемых авторами ТГ. Одним из наиболее цитируемых иностранных журналов является "Initial Report Deep Sea Drilling Project". Об этом свидетельствуют материалы комплексного исследования научной литературы, используемой морскими геологами /2/. К сожалению, этот журнал перестал поступать в СССР, и мы надеемся на его приобретение ВИНТИ в 1990 г.

Проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы.

1. Значительно выросли сроки "проживания" статей в портфеле редакции - лишь 17 % статей публикуется в течение года, 35 % - в течение полутора лет. Проведение дополнительной работы с авторами по пропаганде системы депонирования и более широкое использование этой системы позволят ускорить доведение научной информации до читателя и значительно облегчить портфель редакции.

2. Цитируемость иностранных научных публикаций обычно ниже, чем в других советских журналах, но налицо тенденция ее увеличения, и в 1988 г. она составила 23 %.

3. Период полужизни научной периодики по проблемам, охватываемым ТГ, составляет 6,5 лет, а фронт активной литературы публикации - около 15 лет. Только спустя 4 года начинается активное цитирование публикаций, что в общем отвечает среднестатистическому уровню.

ЛИТЕРАТУРА

1. Маркусова В.А., Черный А.И. Информационная продукция и технология ее подготовки в Институте научной информации США // НТИ. Сер. I. - 1985. - № 12. - С. 6-15.
2. Маркусова В.А., Ерохова А.В., Венедиктова Т.В., Поздняк И.И. Комплексный анализ научной периодики, используемой морскими геологами // Там же. - 1988. - № 10. - С. 24-27.
3. От редколлегии // Тихоокеан. геология. - 1982. - № 1. - С. 3.

ВИНТИ
Москва

Поступила в редакцию
4 сентября 1989 г.

1р. 80к.

Индекс 70985

(Адрес подписчика)

ISSN 0207-4028. ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1990. № 3. 1-121.