

ISSN 0207-4028

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ



5

1992

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор *Н.А.ШИЛО*

Ю.А. Косыгин (зам. главного редактора), *А.Д. Щеглов* (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. Реввердатто*, *К.Ф. Сергеев*, *А.А. Сидоров*, *В.Н. Шарапов*

А Д Р Е С А Р Е Д А К Ц И И : 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65

ИТиГ ДВО РАН. Тел. 38-58-50

630099, Новосибирск, ул. Советская, 18. ВО "Наука". Сибирская издательская фирма.
Тел. 35-72-52

Зав. редакцией *Н.А. Лившиц*

Мл. редактор *М.А. Языкова*

Художественный редактор *Л.В. Матвеева*

Технический редактор *Г.Я. Герасимчук*

Корректор *В.В. Борисова*

Сдано в набор 11.06.92. Подписано к печати 10.09.92. Формат 70 × 108 1/16. Бумага тип. № 2. Высокая печать. Усл. печ. л. 14. Усл. кр.-отт. 14,5. Уч.-изд. л. 15. Тираж 408 экз. Заказ 255.

Ордена Трудового Красного Знамени ВО "Наука". Сибирская издательская фирма.

630099 Новосибирск, ул. Советская, 18

Новосибирская типография № 4 ВО "Наука". 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25

**ТИХООКЕАНСКАЯ
ГЕОЛОГИЯ**

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

№ 5, 1992

СОДЕРЖАНИЕ

Старицына Г. Н., Табунов С. М. Рудоносные вулканотектонические структуры ложа Тихого океана	3
Кругляков А. А., Кулинич В. Р., Турманов Ю. А. Геологическая информативность остаточного магнитного поля Земли (для акватории северной части Тихого океана)	13
Кириллова Г. Л. Типы кайнозойских осадочных бассейнов активной континентальной окраины Восточной Азии	19
Коновалов Ю. И., Мартынов Ю. А. Вулканический комплекс гайота Ламонт (поднятие Маркус-Уэйк, Тихий океан)	40
Астахов А. С., Горбаренко С. А., Ковалюх Н. Н. Строение и физико-механические свойства верхней части осадочного чехла на западе Южно-Китайского моря	47
Плюснина Л. П., Лихойдов Г. Г. Минералогия и генезис глаукофановых сланцев Селдовия, северо-западная Аляска	57
Григорян Б. Р., Дрондин В. Г., Лебедев Е. Л., Степина Т. С., Филичев И. И. О завершающем этапе развития вулканизма Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Ульянский сектор)	63
Морин А. О. О соотношении трещиноватости и слоистости (Удской вулканогенный пояс)	71
Куликов Н. В., Деревскова Н. А. Параметрическое бурение в заливе Анива (Хоккайдо-Сахалинская складчатая область)	80
Полякова И. Д., Натальин Б. А., Рязанова Т. А. Сравнительный анализ критериев нефтегазоносности Среднеамурской впадины и бассейнов Восточного Китая	89
Болотникова Т. Н. Новые данные по стратиграфии угленосных отложений участка Правобережный Бикинского бурогоугольного месторождения	94
Аблаев А. Г., Худик В. Д. Проблема возраста и корреляции некоторых угленосных толщ кайнозоя юга Дальнего Востока	102
Бердников Н. В., Карсаков Л. П., Ленников А. М. Геология и условия образования анортозитов Джугджурского массива по данным термобарогеохимии	104
Симаков К. В. Размышления о состоянии, перспективах развития и актуальных проблемах стратиграфии	118
Сидоров А. А. Актуальные проблемы геологии рудных месторождений	128
<i>КРАТКИЕ И ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ СООБЩЕНИЯ</i>	
Карп Б. Я., Хирата Н., Киношита Х., Суехиро К., Здоровенин В. В., Карнаух В. Н. Советско-японский сейсмический эксперимент в Японском море. Предварительные результаты	138
Пан В. П., Змиевский Ю. П. Реологические особенности литосферы и тектоника плит	147
Каница А. А. О проявлении ларамийской орогении в Японо-Сахалинском архипелаге	150
Власов Г. М. Глубинные разломы, мантийные диапиры и тектоника плит	154

CONTENTS

Staritsyna G. N., Tabunov S. M. Metalliferous volcanotectonic structure of the Pacific ocean floor	3
Kruglyakov A. A., Kulinich V. R., Turmanov Yu. A. Geologic informativeness of the Earth's remanent magnetic field, northern Pacific ocean area	13
Kirillova G. L. Cenozoic sedimentary basin types of the East Asia active continental margin	19
Kononov Yu. I., Martynov Yu. A. Volcanic complex of La Mont guyot (Marcus-Wake uplifting, Pacific ocean)	40
Astakhov A. S., Gorbarenko S. A., Kovalyukh N. N. Composition and physico-mechanical features of the upper part of the sedimentary cover in the western South China sea	47
Plyusnina L. P., Likhoidov G. G. Mineralogy and genesis of the glaucophane schists near Seldovia, northwestern Alaska	57
Grigoryan B. R., Drondin V. G., Lebedev E. L., Stepina T. S., Philichev I. I. On the final stage of the volcanic development in the Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt (Ulyinsky section)	63
Morin A. O. On the relationship between jointing and stratification, Udsk volcanogenic belt	71
Kulikov N. V., Derevskova N. A. Parametric drilling in the Aniva bay (Hokkaido-Sakhalin folded area)	80
Polyakova I. D., Natal'in B. A., Ryasanova T. A. Comparative analysis of oil and gas content criteria in the Middle Amur basin and East China ones	89
Bolotnikova T. N. New data on stratigraphy of the coal-bearing deposits in the "Right bank" area, Bikin brown coal field	94
Ablaev A. G., Khudik V. D. Age and correlation problem of some Cenozoic Far Eastern south coal measures	102
Berdnikov N. V., Karsakov L. P., Lennikov A. M. Geology and conditions of the formation of Dzhugdzhursky massif anorthosites from thermobarogeochemical data	104
Simakov K. V. Thoughts on condition, prospective development and actual problems of stratigraphy	118
Sidorov A. A. Urgent problems of geology of ore deposits	128

BRIEF AND PRELIMINARY COMMUNICATIONS

Karp B. Ya., Hirata N., Kinoshi'a X., Suyehiro K., Zdorovenin V. V., Karnaukh V. N. Soviet-Japanese seismic experiment in Japan sea. Preliminary results	138
Pan V. P., Zmievisky Yu. P. Rheological peculiarities of lithosphere and plate tectonics	147
Kapitsa A. A. On manifestation of Laramide orogeny in Japan-Sakhalin archipelago	150
Vlasov G. M. Deep faults, pallial diapirs and plate tectonics	154

УДК 551.242.25 : 552.323.5 : 553.061.2

Г. Н. Старицына, С. М. Табунов

РУДОНОСНЫЕ ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЛОЖА ТИХОГО ОКЕАНА

В Тихоокеанском талассократоне выделяются разновозрастные плиты, рифтогенные структуры и наложенные вулканические пояса. В зоне перехода континент — океан — пассивные и активные окраины. Активные окраины состоят из желобов, островных дуг и рифтогенных структур окраинных морей. В пределах пассивных окраин выделяются рифтогенные структуры внутренних морей и орогенные структуры. Магматические породы, слагающие все эти структуры, различаются по геологопетрологическим параметрам и потенциальной металлогенической специализации, образуя соответствующие рудно-магматические системы.

В последние годы все больше накапливается данных о латеральной и вертикальной структурно-вещественной неоднородности океанического ложа, в частности, о гетерогенности слагающих его магматических пород. В то же время магматические породы океанического ложа стали привлекать особенно пристальное внимание исследователей как возможный эндогенный источник обнаруженных в океане руд. Многие исследователи отмечают, что базальтовые магмы в осевых зонах срединно-океанических хребтов (СОХ) могут быть носителями рудных элементов, причем с концентрациями, имеющими промышленное значение. Все это делает проблему изучения рудоносных вулканотектонических структур океанического ложа и выяснения типоморфных ассоциаций пород в отношении их металлоносности чрезвычайно актуальной. Она не может быть решена в отрыве от изучения глубинного геологического строения океанической коры и, в частности, от структурно-формационного расчленения кровли базальтового фундамента. Известно, что наиболее эффективным при формационном анализе является комплексный подход, сочетающий структурное и петрохимическое районирование.

В основу структурного районирования океанической коры положены обобщенные данные интерпретации опубликованных геологических и геофизических материалов, т. е. анализ карт естественных физических полей, составленных по магнитометрическим данным и данным сейсмической томографии мантии, карт рельефа уровня океана, а также изменения мощности земной коры. При петрохимическом районировании базальтового фундамента на базе материалов скважин глубоководного бурения и дражирования были выделены вещественные разновидности магматических пород, связанные с геотектоническим типом океанической коры и приуроченные к определенным тектоническим структурам [1].

Выявленные разновидности пород были подвергнуты формационному анализу, в результате которого установлено несколько магматических формаций рифтогенных структур и межрифтовых пространств [4].

В итоге проведенных исследований в пределах Тихоокеанского талассократона (структуры гигантской океанической впадины, образовавшейся на фундаменте погружившейся платформы) выделены разновозрастные рифтогенные структуры, геотектонический тип океанической

коры которых можно считать ведущим, и межрифтовые пространства, образованные также океанической корой, но иного геотектонического типа [5].

Межрифтовые пространства, охватывающие в современной морфоструктуре Тихоокеанского талассократона абиссальные котловины, наиболее труднодоступны для изучения. Глубоководное бурение в них крайне ограничено. Из числа пробуренных скважин лишь около десяти достигли базальтового основания, по которому пройдены первые метры. К тому же базальты из этих скважин большей частью оказались измененными в процессе метаморфизма и гальмиролиза. Драгированный же материал носит фрагментарный характер. В связи с этим определяющим фактором при выделении межрифтовых пространств являются геофизические методы, результаты применения которых подтверждаются при наличии фактического материала формационной принадлежностью слагающих эти пространства пород, т. е. составом базальтов.

В целом межрифтовые пространства Тихоокеанского талассократона характеризуются безаномальным магнитным полем, крайне низким тепловым потоком и наиболее интенсивными положительными аномалиями Буге (до +450 мГал). Им свойственна пониженная мощность океанической коры, особенно слоя ЗВ. Второй слой океанической коры межрифтовых пространств представлен потоками базальтов с прослоями осадочных пород суммарной мощностью около 2 км и характеризуется сейсмическими скоростями 4,0—5,8 км/с. Третий сейсмический слой по своим характеристикам более однороден: сейсмические скорости колеблются в пределах 6,7—6,9 км/с, а мощность в среднем равна 4 км.

Таким образом, разновозрастные блоки межрифтовых пространств Тихоокеанского талассократона с низкоскоростными характеристиками третьего слоя океанической коры обычно соответствуют глубоководным котловинам или их частям, имеющим постоянную тенденцию к опусканию.

По геофизическим параметрам базальты, заливающие межрифтовые пространства, соответствуют «спокойному» полю, граничащему с линейными полосовыми магнитными аномалиями рифтогенных структур. Спокойные излияния лав, сопровождавшиеся остановками, присущими ареальному типу, носили массовый характер, в результате чего огромные океанические пространства были залиты этими базальтами. При последующем процессе рифтообразования области их развития были разобщены и в современной морфоструктуре океанического дна сохранились в виде разобренных блоков, слагающих дно глубоководных котловин. Их более древний возраст по сравнению с базальтами рифтогенных структур подтверждается возрастом перекрывающих осадков.

По составу базальты межрифтовых пространств отличаются от рифтогенных базальтов или базальтов срединно-океанических хребтов и рассматриваются как плитобазальты. В отличие от афировых или микропорфировых рифтогенных базальтов, это порфиновые породы с крупными вкрапленниками пироксена и плагиоклаза (до 10%), наличие которых свидетельствует об этапе протокристаллизации и спокойном характере излияния, что подтверждается также наличием интерсертальной и пойкилоофитовой структур. По составу плитобазальты являются пироксен-плагиофировыми, реже полифировыми базальтами, т. е. безоливиновыми разновидностями. По петрохимическим параметрам они соответствуют толеитовым базальтам, сходным с платобазальтами континентов, особенностью состава которых является соотношение щелочей, присущее основным породам нормального ряда (табл. 1), в отличие от базальтов срединно-океанических хребтов, для которых характерны низкокальциевые разновидности.

Вышеперечисленные особенности базальтов межрифтовых пространств позволяют выделить их в плитобазальтовую формацию, исходный состав которой близок среднему составу мирового базальта по Дели. Базальты этой формации обеднены никелем, хромом и обогащены цир-

Химический состав базальтов межрифтовых пространств, мас. %

Компонент	1	2	3	4
SiO ₂	49,44	48,3	51,0	50,90
TiO ₂	1,03	1,5	2,0	1,52
Al ₂ O ₃	14,96	14,7	13,3	13,87
Fe ₂ O ₃	4,19	4,3	3,1	11,79
FeO	6,96	8,2	10,95	
MnO	0,18	0,19	0,18	
MgO	7,02	6,9	5,4	6,74
CaO	12,56	11,6	9,3	11,17
Na ₂ O	2,91	2,2	2,4	2,54
K ₂ O	0,38	0,45	0,35	0,24
H ₂ O ⁺	0,64	1,5	1,2	0,47
H ₂ O ⁻	1,19	—	0,21	0,55
CO ₂	0,18	0,07	0,05	
P ₂ O ₅	0,11	0,12		
Σ	101,77	100,3		99,81

П р и м е ч а н и е. Северо-западная часть Тихоокеанского талассократона: 1 — скв. 169 — плитобазальты; 2 — скв. 289 — ферробазальты; восточная часть Тихоокеанского талассократона: 3 — скв. 172 — ферробазальты; 4 — скв. 162 — базальты.

конием [3]. Будучи породами, предшествующими рифтообразованию и представляющими собой первые продукты подплавления мантийного диапира, они не являются рудоносными, так как не содержат в своем составе рудных компонентов и не обладают какой-либо потенциальной металлогенической специализацией.

Рифтогенные структуры Тихоокеанского талассократона в современном эрозионном срезе образуют отчетливо линейные срединно-океанические хребты, входящие в систему рифтов планетарного значения, и более мелкие по масштабам разноориентированные рифтогенные структуры, сформированные в результате так называемого «рассеянного» спрединга.

Сравнительный структурно-петрологический анализ показал, что указанные морфологические различия рифтогенных структур являются следствием различных геодинамических условий их образования.

Для рифтогенных структур Тихоокеанского талассократона наметилась зависимость их структурных особенностей от возраста. Эта зависимость нашла отражение в геолого-геофизических параметрах (изменении мощности земной коры, линейных полосовых магнитных аномалиях, сейсмоактивности и величинах теплового потока). По этим параметрам выделено две крупные разновозрастные группы рифтогенных структур: мезозойские и кайнозойские.

Мезозойские рифтогенные структуры развиты только в западной части Тихоокеанского талассократона. Они рассматриваются как самостоятельные образования, которые развиваются независимо от кайнозойских рифтогенных структур (рис. 1).

Известно, что в пределах Тихоокеанского талассократона начальный этап формирования океанической коры датируется поздней юрой — ранним мелом. В этот период в западной части талассократона в результате «рассеянного» спрединга появляются разноориентированные рифтогенные структуры, которые в современной морфоструктуре океанического дна не выражены. Они определяются звеньями высокоскоростных (по третьему океаническому слою ЗВ) блоков с инверсионными аномалиями магнитного поля соответствующих последовательностей, которые часто совпадают с направлением осей гравитационных аномалий. Меловые рифтогенные структуры полностью закончили свое развитие к концу мела, в связи с чем для них характерно отсутствие сейсмичности и теп-

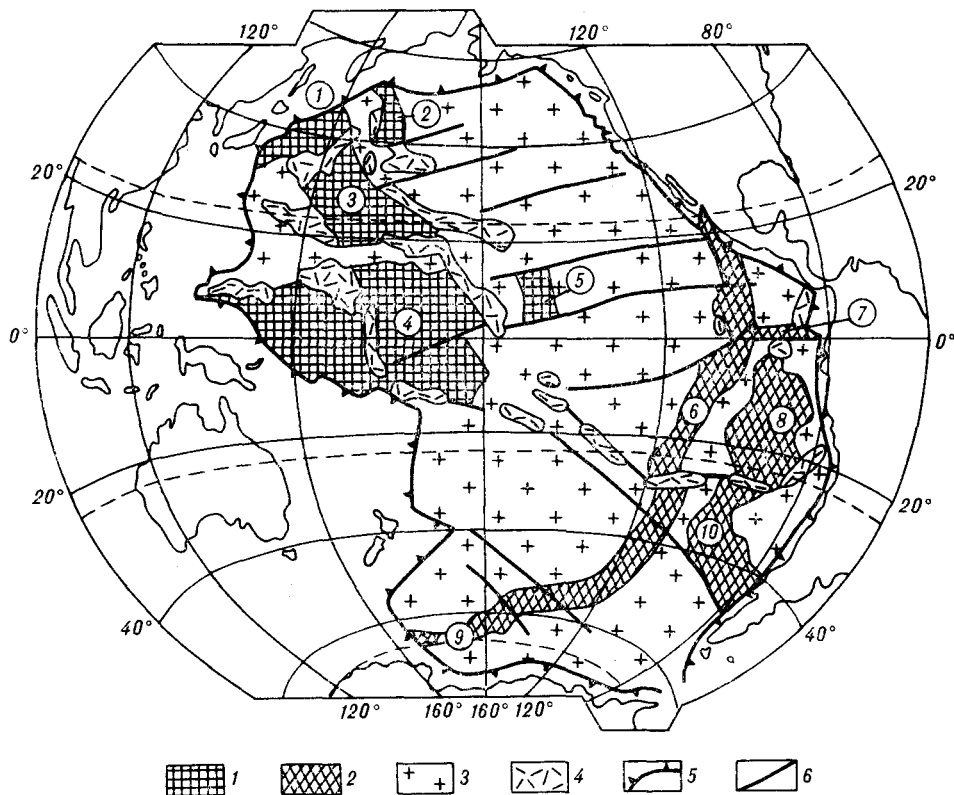


Рис. 1. Схема структурного районирования Тихоокеанского талассократона.

1 — мезозойские рифтогенные структуры (цифры в кружках: 1 — Японская; 2 — Северо-Хесская; 3 — Гавайская; 4 — Феникс (совместно с Магеллановой и Восточно-Центральной); 5 — Купера); 2 — кайнозойские рифтогенные структуры (цифры в кружках: 6 — Восточно-Тихоокеанского поднятия; 7 — Галапагосского рифта; 8 — Южно-Галапагосского поднятия; 9 — Южно-Тихоокеанского поднятия; 10 — Чилийского поднятия); 3 — межрифтовые пространства; 4 — наложенные вулканические пояса; 5 — тихоокеанский геораздел; 6 — разломы.

лового потока, а также большая мощность океанической коры, особенно слоя ЗВ. Они формируют систему палеорифтов, представленную Гавайской, Японской, Феникс, Купера и Северо-Хесской последовательностями, которые образуют удлиненные формы магматические узлы субширотного и северо-западного простирания, являющиеся по существу реликтами меловых рифтогенных структур. В современной морфоструктуре дна последние образуют отдельные фрагменты геоморфологических единиц — поднятий и впадин (основание плато Купера, северная часть основания возвышенности Хесса, впадина Науру и т. д.).

Рифтогенная природа вышеперечисленных структур подтверждается также составом базальтов, которые по петрогеохимическим признакам являются базальтами СОХ и MORB, т. е. низкокальциевыми глиноземистыми относительно повышенно магнезиальными базальтами. Для них характерно повышенное содержание магния, хрома, никеля и пониженное — циркония, тория, гафния, тантала. Это оливин-плагиофировые и плагиоклаз-оливинофировые базальты с метельчатой, гялиновой и вариолитовой структурами. Петрохимические параметры указывают на принадлежность базальтов, формирующих меловые рифтогенные структуры, к оливиновым базальтам толентовской серии, производным гипербазит-базитовой магмы, типоморфная ассоциация которой характеризуется незначительным диапазоном изменения химического состава, за исключением базальтовых коматитов, образующих линзовидные тела, приуроченные преимущественно к средней части разреза вулканитов (табл. 2). Медно-никелевая специализация рифтогенных пород мелового

Химический состав базальтов мезозойских рифтогенных структур (на примере плато Манихики и Купера), мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	48,84	48,8	49,26	49,77	49,19	49,3	47,0	50,2	46,2
TiO ₂	0,88	0,98	0,82	0,46	0,47	1,09	1,13	1,10	1,50
Al ₂ O ₃	13,92	14,46	13,18	11,6	11,90	14,52	15,7	17,2	14,6
Fe ₂ O ₃	3,67	4,48	4,08	9,70	9,00	10,42	9,46	7,72	13,5
FeO	6,64	6,72	6,26	—	—	—	0,21	0,02	0,29
MnO	0,17	0,23	0,14	0,14	0,14	—	—	—	—
MgO	8,56	7,64	9,15	14,40	13,36	8,64	8,45	4,73	11,1
CaO	11,97	11,08	12,18	9,87	9,95	11,73	13,0	15,8	12,8
Na ₂ O	1,86	1,97	1,82	1,81	1,76	2,22	2,52	2,73	0,42
K ₂ O	0,04	0,02	0,07	0,12	0,23	0,06	0,12	0,28	0,49
H ₂ O ⁺	1,52	1,54	1,45	—	—	0,70	—	—	—
H ₂ O ⁻	1,54	2,26	1,68	—	—	0,55	—	—	—
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,05	—	—	—	—	—	—
CO ₂	0,11	0,12	0,12	0,03	0,01	—	—	—	—
П. п. п.	0,08	0,09	0,18	—	—	—	—	—	—
Σ	99,74	99,77	100,24	98,30	96,27	99,23	—	—	—

Примечание. Скв. 317, плато Манихики: 1 — оливинофирмовый базальт, 2 — оливин-плагиофирмовый базальт, 3 — базальтовый коматиит, 4, 5 — габбровые кумулиты о. Опасный; скв. 163, плато Купера: 6 — оливинофирмовый базальт, 7 — вулканическое стекло, зона закалки, в нем глобулы: 8 — красные, 9 — черные.

возраста подтверждается также материалами драгирования. На о. Опасный (плато Манихики) были подняты образцы габбровых кумулитов, являющихся интрузивными гомологами оливиновых базальтов, с резко увеличенным содержанием меди (89 против 40), никеля (550 против 120) и хрома (2500 против 550). Совокупность приведенных данных позволяет высказать предположение о сходстве характеризующей вулканоинтрузивной ассоциации, развитой в западной части Тихого океана, с Норильским промышленно-никеленосным вулканоинтрузивным комплексом Северо-Сибирского региона [2].

Зарубежные исследователи относят характеризующие породы к базальтам срединно-океанических хребтов. При общих петрохимических чертах, присущих базальтам меловых рифтогенных структур и базальтам срединно-океанических хребтов, первые имеют свою специфику, которая заключается в обогащении пород железом при повышенном содержании магния, хрома и сидерофильных металлов относительно среднего состава рифтогенных базальтов. Эта петрохимическая особенность ставит характерную никеленосную вулканоинтрузивную ассоциацию в особый ряд и позволяет выделить ее по аналогии с пикрит-коматиит-толеитовой формацией Норильского региона в коматиит-толеитовую океаническую формацию, вкладывая в это название генетическую связь с никеленосной гипербазит-базитовой магмой. Коматиитовая природа океанического рифтогенного магматизма определяется наличием в разрезе оливинофирмовых базальтов, среди которых отмечаются маломощные быстро выклинивающиеся потоки оливиновых базальтов со структурой спинифекс и особенно повышенным содержанием магния, явлениями микроликвации в верхних частях базальтовых потоков, приводящими к возникновению микроглобул пикритового и андезит-базальтового состава, а также одинаковой пикритоидной тенденцией дифференциации.

Так же, как и на континенте, формированию коматиит-толеитовой формации в океанических рифтогенных структурах предшествовало развитие площадного толеитового магматизма. Общими особенностями коматиит-толеитовых формаций, развитых в Норильском районе и западной части Тихоокеанского талассократона, являются четко проявленная толеитовая тенденция, глиноземистость, железистость и титанистость по сравнению с докембрийскими коматиитами, а также приуроченность ко-

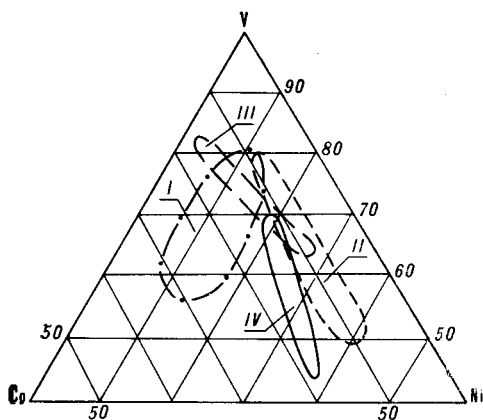


Рис. 2. Диаграмма Co — V — Ni для базальтов разновозрастных рифтогенных структур Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Поли химического состава базальтов: I—III кайнозойских рифтогенных структур: I — базальты флангов плиоцен-плейстоценового возраста (скв. 420—427); II, III — базальты осевой зоны голоценового возраста (II — меланократового ряда; III — лейкократового ряда); IV — мезозойских рифтогенных структур: базальты мелового возраста впадины Науру, скв. 462A; плато Манихики, скв. 317.

матит-толеитовой формации обоих регионов к активизированным, глубоко проницаемым рифтовым зонам, доходящим до мантии, что в совокупности и определяет их никеленосность.

В восточной части Тихоокеанского талассократона развиты рифтогенные структуры кайнозойского возраста (миоценовые — Южно-Галапагосское, Чилийское поднятия и плиоцен-четвертичные — Восточно-Тихоокеанское, Южно-Тихоокеанское поднятия и Галапагосский рифт) (рис. 2). Они характеризуются четкими линейными структурами субмеридионального простирания, которые в современном эрозионном срезе образуют срединно-океанические хребты. Поскольку структуры не закончили свое развитие, в их осевых частях сохранились магматические камеры, фиксируемые сейсмометрией. Для осевых частей этих структур характерны мелкофокусные землетрясения, а также максимально высокий тепловой поток с эманациями гелия и современной гидротермальной деятельностью.

В современной морфоструктуре срединно-океанических хребтов четко выделяются два элемента: осевая зона и фланги [3]. Они отвечают двум разорванным во времени тектономагматическим этапам: образованию грандиозной рифтогенной структуры в плиоцен-плейстоцене и формированию в голоцене узкой вулканотектонической надстройки — осевой зоны. На флангах рифтогенной структуры базальты отвечают плагиофиоровым и пироксен-плагиофиоровым базальтам с метельчатой и интерсертальной структурами. Петрохимические параметры указывают на принадлежность базальтов, формирующих фланги рифтогенных структур, к базальтам нормального ряда, типоморфной ассоциации которых свойственно закономерное и однонаправленное изменение химического и микроэлементного состава пород, входящих в этот ряд. В процессе формирования типоморфной ассоциации пород этого ряда конечные продукты обогащаются железом и четко коррелируются содержанием петрогенных и редких элементов с величиной коэффициента фракционирования. Образовавшаяся таким путем типоморфная ассоциация базальтов однородна и выдержана на огромной площади развития рифтогенных структур, что согласуется с гипотетической моделью плавления маантийного диапира, когда фракционирование базальтовой магмы протекает в условиях стабилизации геотермального градиента под осевой частью зоны растяжения.

Базальты осевой зоны явились результатом нового тектономагматического этапа развития рифтогенных структур, ярко проявившегося в голоценовое время лишь в отдельных ее сегментах. Напряженная и неустойчивая тектоническая обстановка, сложившаяся в период формирования базальтов на этих сегментах, резко сократившийся объем излившихся в этот период пород, а также наличие амагматического периода между периодами формирования базальтов флангов и осевой зоны свидетельствуют об изменении геодинамического режима излияния базальтов осевой зоны по сравнению с геодинамическим режимом излияния базальтов фланговых частей СОХ.

Специфика геодинамической обстановки излияния базальтов осевой зоны выразилась в своеобразии морфологии лавовых потоков (пластинчатые, трубчатые, лопастные лавы), невыдержанности их мощности и простирации, резко повышенной стекловатости пород, наличии в составе пород магнезиохромитов и игольчатой формы магнезиальной разновидности оливина. Это резко переохлажденные лавы, сформированные в неустойчивой тектонической обстановке при быстрой пульсационной подаче магматического расплава из мелких центров излияния. По минеральному составу они являются оливинофирированными, оливинплагиофирированными и афирированными оливиновыми разновидностями, в которых так же, как и в базальтах флангов, развиты метельчатые структуры и только им свойственные вариолитовые и спинифекс-структуры.

По петрохимическим параметрам базальты осевых грабенов также отличаются от базальтов, развитых на флангах, повышенным содержанием глинозема, железа и магния (табл. 3). Постоянное присутствие в составе пород оливина (форстерита) свидетельствует о магнезиальном (гипербазит-базитовом) исходном составе магмы базальтов осевых грабенов по сравнению с толеит-базальтовой исходной магмой вулканитов флангов.

В отличие от типоморфной ассоциации пород, развитой на флангах, последовательные члены которой связаны закономерным изменением содержания породообразующих окислов, ассоциация пород осевых грабенов характеризуется скачкообразным его изменением. Различия в эволюции вулканизма двух морфоструктурных элементов СОХ, отвечающие плиоцен-плейстоценовому и голоценовому этапам рифтообразования, наиболее ярко проявились на заключительной стадии развития магматического процесса.

Базальты флангов, образующие серию пород: базальты → базальты, переходные к ферробазальтам → ферробазальты, являются продуктами глубинного фракционирования исходной базальтовой магмы с последующей внутрикамерной кристаллизационной дифференциацией, в совокупности определяющими гомодромную ее направленность. Конечные продукты этой дифференциации обогащаются щелочами, железом, кобальтом и обедняются магнием. Такая дифференциация типична для толеит-базальтовых серий, не обладающих потенциальной рудоносностью. Эти базальты заливают огромные пространства коренного ложа океана и являются определяющим веществом второго слоя океанической коры.

Эволюция базальтов осевой зоны СОХ более сложная, о чем свидетельствуют типоморфные ассоциации пород, формирующие два параллельно существующих эволюционных ряда пород меланократового и лейкократового состава. Различия в составе и закономерностях развития эволюционных рядов пород дают основание полагать, что определяющим фактором их формирования является многоступенчатая ликвация, проявившаяся в первоначальном виде на глубине и обусловившая расслоение исходной гипербазит-базитовой магмы на меланократовую и лейкократовую составляющие. Меланократовая часть силикатного расплава, характерной особенностью состава которой является одновременное обогащение ее магнием и железом, формирует эволюционный ряд пород, образованный пикритовыми, оливиновыми и титанокальцевыми базальтами, в пространственной ассоциации с которыми находятся сульфидные полиметаллические руды и области гидротермальной разгрузки. Тесная пространственная связь сульфидов с зонами гидротермальной разгрузки дает основание ряду исследователей связывать появление сульфидов с процессами выщелачивания базальтов, термальным источником которых, по их представлениям, являются близповерхностные магматические очаги в осевой зоне хребтов, фиксируемые сейсмометрией. Однако наблюдаемые нами петрологические аспекты связи сульфидного оруденения с базальтами осевой зоны СОХ позволяют высказать иную точку зрения на формирование сульфидов, т. е. связывать их образование с за-

Химический состав базальтов кайнозойских рифтогенных структур (на примере Восточно-Тихоокеанского поднятия, 9—13° с. ш.), мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	50,62	50,80	50,30	49,27	49,87	51,56	47,85	48,93	50,08	48,36	48,90	48,25	48,66	48,67	50,41
TiO ₂	1,43	2,10	2,14	0,84	1,21	2,01	1,73	1,73	1,57	1,50	1,28	0,75	1,84	1,91	2,42
Al ₂ O ₃	14,35	13,98	13,40	16,11	16,03	14,61	16,19	17,40	15,43	16,39	18,30	21,51	18,99	19,30	17,65
Fe ₂ O ₃	3,83	5,20	5,70	8,37	1,49	1,82	9,54	8,25	1,07	1,01	0,98	1,71	6,66	7,40	6,77
FeO	7,63	5,90	7,01	8,37	7,45	9,12	9,54	8,25	9,60	9,14	7,52	5,60	1,33	1,42	1,35
MnO	0,18	0,20	0,19	0,10	Н. о.	Н. о.	0,15	0,11	0,17	0,15	0,15	0,16	Н. о.	0,15	—
MgO	7,84	6,60	6,80	9,56	8,66	6,31	9,20	8,01	7,25	6,90	5,98	5,50	6,88	5,64	4,50
CaO	11,90	11,10	10,80	12,54	11,98	11,15	10,62	10,73	11,50	12,17	12,88	12,80	10,20	9,95	8,24
Na ₂ O	2,71	2,80	2,60	2,12	2,64	9,34	3,41	3,43	3,30	3,27	3,41	2,80	3,48	3,35	4,71
K ₂ O	0,14	0,33	0,34	0,03	0,12	0,21	0,47	0,40	0,17	0,19	0,14	0,12	0,99	0,94	2,18
P ₂ O ₅	0,15	0,19	0,21	—	0,14	0,19	0,18	Н. о.	0,14	0,14	0,14	0,28	0,37	0,38	0,77
H ₂ O ⁺	Н. о.	0,44	Н. о.	—	Н. о.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,63	0,39	0,80	—	Н. о.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	0,11	0,17	Н. о.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	0,51	0,63	0,89	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ	100,43	100,50	100,96	98,94	99,59	100,32	99,31	98,69	100,26	99,69	100,98	100,24	99,30	100,64	0,990
"	4	7	9												

Примечание. Флаги: 1 — базальты, 2 — базальты переходные к ферробазальтам, 3 — ферробазальты, 4 — оливинофиоровые, 5 — оливинилабифиоровые, 6 — платинофиоровые, 7, 8 — титанокальциевые базальты; лейкократовый рид — 9 — оливинилабифиоровые, 10 — плагиофиоровые, 11, 12 — лейкократовые плагиофиоровые базальты, 13—15 — андезитобазальты. п. — среднее из числа анализов.

ключительным этапом формирования голоценового магматического процесса.

Многоступенчатое расслоение исходного силикатного расплава приводит на первой ступени развития магматического процесса к резкому обеднению лейкократовой составляющей железом и обогащению им меланократовой, что и явилось первопричиной потенциальной металлогенической специализации последней.

В дальнейшем пути развития меланократовой и лейкократовой частей силикатного расплава были разобщены, что привело, соответственно, к формированию при этом лейкократового и меланократового эволюционных рядов пород.

Лейкократовый ряд пород, образованный оливин-плагнофиловыми базальтами → лейкократовыми плагноандезитобазальтами → андезитами (иногда риолитами), явился продуктом фракционирования и кристаллизационной дифференциации отликвировавшей от исходной магмы лейкократовой части расплава.

Меланократовый ряд пород (образованный совокупностью базальтов, различающихся между собой по содержанию оливина, и титанокалиевых базальтов, являющихся также оливиновыми, но отличающихся от последних повышенным содержанием титаномагнетита) — это результат последующего ликвационного расслоения первоначально отликвировавшей от исходной магмы меланократовой части силикатного расплава.

Завершением многоступенчатого ликвационного процесса является остаточный расплав, унаследованный от меланократового ряда пород с насыщением его железом, а также обогащенный флюидами, калием и содержащий в своем составе халькофильные и сидерофильные элементы.

На эндогенную природу рудообразующего флюида указывают находки металлических пластинок и шариков меди, железа и алюминия в самородной форме и в форме интерметаллических соединений, обнаруженные в металлоносных осадках, находящихся вблизи полей и зон гидротермальной разгрузки и в порых оливиновых базальтов, выстилающих стенки подводных каналов трубчатой формы, а также факты оклотрецинного изменения базальтов, сопровождающегося вкрапленным и прожилково-вкрапленным сульфидным оруденением. Гидротермально измененные базальты часто наблюдаются вблизи зон повышенной тектонической активности и обычно приурочены к субвертикальным расколам, вдоль которых, по-видимому, с больших глубин поступают рудообразующие флюиды. Для последних коры базальтов (промежуточные камеры) и сами базальты являются флюидопроводниками. По-видимому, в осевом блоке СОХ, в участках повышенной мобильности и проницаемости земной коры, проявляются рудообразующие магматические процессы, связанные с перестройкой глубинной структуры региона в голоценовое время. Это участки рифтогенных структур повышенной тектонической активности, в пределах которых развивается потенциально рудоносный гипербазит-базитовый магматизм. Региональные масштабы его проявления в голоценовое время и связь с ним глубоководных полиметаллических сульфидов позволяют считать этот период развития рифтогенных структур минерагенической эпохой, проявившейся не только на Восточно-Тихоокеанском поднятии, но и в других срединно-океанических хребтах Мирового океана.

Установленные различия в условиях формирования флагов и осевой зоны кайнозойских рифтогенных структур указывают на различную формационную принадлежность базальтов, слагающих указанные морфоструктурные элементы срединно-океанических хребтов. В рифтогенной структуре Восточно-Тихоокеанского поднятия выделена единая магматическая формация низкокальциевых глиноземистых базальтов — ферробазальтов, которая подразделяется на две субформации, отвечающие двум этапам развития рифтогенной структуры. Первый соответствует плиоцен-плейстоценовому, второй — голоценовому времени.

В итоге исключительно мощного пароксизма магматической деятельности первого этапа формируется срединно-океанический хребет шириной 400—600 км, вулканы которого объединены в субформацию низкокальциевых базальтов — ферробазальтов. Второй этап, характеризующийся резким сокращением масштаба магматической деятельности, локализованной в пределах осевой зоны шириной 6—20 км и в близлежащих подводных вулканических горах, образован вулканитами, объединенными в субформацию магнезиальных глиноземистых базальтов — высокоглиноземистых базальтов. Вулканы флангов и осевой зоны рифтогенной структуры Восточно-Тихоокеанского поднятия представляют собой независимо развивающиеся эволюционные ряды, которые отражают изменение физико-химических условий магмообразования в связи со сменой тектонических режимов рифтообразования.

Таким образом, различия в условиях формирования рифтогенных структур, образующихся в различные временные эпохи, приводят к появлению в рифтогенных структурах Тихоокеанского талассократона нескольких магматических формаций, породные группы которых характеризуются различной геохимической специализацией.

Выявленные различия в петрогеохимическом составе и эволюции базальтового магматизма Тихоокеанского талассократона обусловлены гетерогенностью мантии, а также различным уровнем заложения магматических очагов и, соответственно, различными физико-химическими условиями кристаллизации магматических расплавов.

Проведенные исследования по типизации базальтовых серий раскрывают возможность расчленения базальтов Мирового океана на уровне формационного анализа, подводят к районированию и последующему выделению крупных петрохимических провинций, к оценке их потенциальной металлогенической специализации.

На основании результатов этих исследований намечаются петрологические аспекты связи оруденения с базальтовым магматизмом соответствующих магматических формаций, что позволит в дальнейшем развивать генетические модели формирования оруденения, т. е. выделять рудно-магматические системы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Маракушев А. А., Мамедов А. И., Безмен Н. И. Значение жидкостной несмесимости в генезисе обсидианов и перлитов Азербайджана // Докл. АН СССР.— 1988.— Т. 303, № 2.— С. 440—442.
2. Старицына Г. Н., Табунов С. М., Томаповская Ю. И. Магматические формации базальтового фундамента Тихого океана.— М.: Недра, 1987.— С. 152. (Тр. ВНИИОкеангеология; Т. 195).
3. Старицына Г. Н., Томаповская Ю. И., Табунов С. М. Структурно-магматическое районирование базальтов центральной части Тихого океана // Твердая кора океанов (проект «Литос»).— М.: Наука, 1987.— С. 55—65. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 414).
4. Старицына Г. Н., Краснов С. Г., Порошина И. М., Табунов С. М. Магматизм и тектоника осевой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия в районе 13° с. ш. в связи с гидротермальной деятельностью // Докл. АН СССР.— 1989.— Т. 308.— № 2.— С. 432—435.
5. Старицына Г. Н., Табунов С. М. Коматиит-толеитовая формация Северо-Сибирского региона и ее аналоги в океане // Тезисы докл. Всесоюзного совещания «Базитовый магматизм Сибирской платформы и его металлогения»/ЯНЦ СО АН СССР.— Якутск, 1989.— С. 44—45.
6. Табунов С. М., Старицына Г. Н., Томаповская Ю. И. Особенности геологического строения базальтового фундамента Тихоокеанского талассократона // Геолого-геофизические исследования в Тихом океане/ПГО Севморгеология.— Л., 1985.— С. 49—59.

А. А. Кругляков, В. Р. Кулинич, Ю. А. Турманов

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИВНОСТЬ ОСТАТОЧНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ

(для акватории северной части Тихого океана)

Рассмотрен вопрос о применимости международного аналитического поля в качестве поля относимости для выделения геологически информативной части геомагнитного поля. Показана необходимость создания региональной модели нормального поля и векового хода для акватории Тихого океана. Предложен алгоритм реализации такой модели.

Современное состояние магнитного приборостроения, уровень методического обеспечения гидромагнитных съемок и их математической обработки позволяет существенно расширить класс задач как геолого-геофизического, так и прикладного характера, решаемых на основании морской магнитометрии, и существенно увеличить точность и строгость получаемых выводов [5, 8, 10, 11].

Огромный опыт, накопленный магнитологами за 35 лет планомерного изучения геомагнитного поля на акваториях океанов и морей, свидетельствует о том, что в настоящее время существуют следующие основные препятствия увеличению геологической информативности гидромагнитных съемок в их современной модульной модификации:

1. Основной парадокс современной морской магнитометрии заключается в том, что при использовании магнитометров с чувствительностью 0,1 нТл мы получаем модели поля (графические или численные) с точностью не ниже 20 нТл, т. е. на два порядка ниже возможностей измерительной аппаратуры [2, 5].

2. Исследования только полного вектора на поверхности океана при практическом отсутствии достаточно надежных данных о магнитных свойствах горных пород приводят при решении целого ряда важнейших геологических задач (например, определение вектора намагниченности аномалиеобразующих объектов) к принципиальным трудностям.

3. Использование традиционных методов камеральной обработки данных гидромагнитных съемок, при которых решение основной задачи — построение графической (карта) или численной модели поля — является прерогативой не магнитолога, а интерпретатора, что приводит к массовому появлению сугубо концептуальных моделей аномального магнитного поля Земли (АМПЗ), не имеющих ничего общего с моделируемым объектом [8, 11].

Геомагнитное поле (ГМП), измеренное в любой точке на поверхности Земли, является суммой полей целого ряда источников [1, 16]:

$$T_{\text{изм}} = T_{\text{д}} + T_{\text{м}} + T_{\text{з}} + T_{\text{р}} + T_{\text{л}} + \delta T + \Delta T, \quad (1)$$

где $T_{\text{изм}}$ — измеренное значение геомагнитного поля; $T_{\text{д}}$ — поле центрального диполя; $T_{\text{м}}$ — поле мировых аномалий; $T_{\text{з}}$ — поле зональных (крупных региональных) аномалий; $T_{\text{р}}$ — поле региональных аномалий; $T_{\text{л}}$ — поле локальных объектов; δT — переменная часть геомагнитного поля (поля внешних и индуцированных источников); ΔT — ошибка выделения $T_{\text{изм}}$, включающая в себя ошибки аппаратурные, методические, интерполяционные и т. д.

Первые два члена описывают поле, источниками которого являются магнитогидродинамические процессы в земном ядре (главное магнитное поле). Это поле подвержено вековым вариациям с амплитудами до 10 000 нТл и периодами от первых десятков до тысяч лет. (Здесь не рассматриваются вопросы, связанные с палеомагнетизмом — изучением

эволюции геомагнитного поля за геологическую историю Земли). Сумма следующих трех членов ($T_s + T_p + T_n$) является геологически информативной частью геомагнитного поля — аномальным магнитным полем Земли (АМПЗ), источники которого находятся в земной коре и, возможно, в верхней мантии вплоть до глубин, определяемых положением изотермы Кюри для основных ферромагнитных минералов.

Таким образом, вопрос о выделении геологически информативной части ГМП сводится к минимизации двух последних слагаемых в выражении (1) и корректному разделению главного и аномального полей.

В результате многолетних исследований морфологии геомагнитного поля Мирового океана выявлена и, в первом приближении, закартирована система линейных магнитных аномалий, генетически связанных со вторым океаническим слоем коры.

Накопленный фактический материал как по морфологии геомагнитного поля на акватории Мирового океана, так и по магнитным свойствам горных пород океанического дна позволяет сформулировать две первоочередные задачи морских геомагнитных исследований — изучение тонкой структуры аномального геомагнитного поля и крупных региональных (зональных) аномалий [6].

Каждая из вышеперечисленных задач накладывает жесткие требования как к технике и методике проведения гидромагнитных съемок, так и к методам картирования АМПЗ в соответствующих областях пространственного спектра. Первая задача, в геомагнитном плане, сводится к введению поправок за вариацию в данные гидромагнитных съемок и является предметом специального обсуждения [8, 12, 13]. Решение второй задачи зависит, в первую очередь, от качества приведения разновременных и разномасштабных съемок к единому уровню.

Основным методом создания поля относимости (нормального ГМП) является определение коэффициентов разложения в ряд Гаусса результатов спутниковых глобальных единовременных высокоточных съемок. Другой алгоритм заключается в выделении поля относимости методами низкочастотной фильтрации результатов единовременных площадных съемок на ограниченных акваториях.

Не вдаваясь в дискуссию о преимуществах и недостатках каждого из этих алгоритмов, отметим лишь, что использование второго метода предполагает наличие независимой модели векового хода геомагнитного поля. Существующая мировая сеть геомагнитных обсерваторий (их около 300), с учетом ее существенной пространственной неоднородности, позволяет достаточно уверенно описывать пространственные особенности вековой вариации (SU) размерами не менее 70° по долготе и 40° по широте. В терминах сферического гармонического анализа это означает, что ряд развит до $n = m \leq 5$ (это утверждение несложно проверить, мысленно распределив 300 обсерваторий в узлах равномерной по широте и долготе сети с равным шагом по обеим координатам). Само явление безусловно значительно сложнее, чем модель такого типа, и введение поправок за SU по такой, явно слишком сглаженной, модели приведет к существенным ошибкам при выявлении длиннопериодных особенностей АМПЗ вплоть до потери информации о таковых.

Модель векового хода, полученная по результатам разновременных сферических гармонических анализов (СГА) спутниковых данных обладает тем же недостатком. Дело в том, что значения временных производных коэффициентов \dot{g}_n^m, \dot{h}_n^m при $n = m \geq 7-8$ лежат в пределах погрешности самих коэффициентов и, если ряд Гаусса для поля развит до $n = m = 11-12$, то соответствующий ряд для SU развит до коэффициентов порядка (n) и степени (m) не выше 8.

Практически аналогичным образом обстоят дела при использовании глобальных графических моделей поля и вековой вариации. Вследствие указанных причин модель SU, особенно в районе Тихого океана, по понятным причинам очень слабо обеспеченного магнитными обсервато-

рями, существенно сглажена (в пространстве) и, таким образом, ее использование в целях картирования аномального геомагнитного поля Земли может привести к существенным погрешностям.

Это обстоятельство иллюстрируется табл. 1, где для ряда обсерваторий, расположенных вдоль побережья северной части Тихого океана приведены разность значений синтезированного ($T_{\text{синт}}$) и измеренного ($T_{\text{изм}}$) полей на эпохи проведения анализов. Из табл. 1 видно, что, так как значения разностного поля $T = T_{\text{синт}} - T_{\text{изм}}$ неравны между собой и меняются от эпохи к эпохе, модели сферического гармонического анализа не согласованы по времени.

Несогласованность значений поля в реперных точках приведет к еще большей несогласованности при линейной интерполяции синтезированных значений между эпохами (см. табл. 1).

Среднеквадратическое отклонение между измеренными и синтезированными полями составляет величину до 35 нТл. Из этого следует, что погрешность модели IGRF может достигать первых сотен нТл.

По данным Г. И. Коломийцевой и В. П. Головова [7], использование наиболее взаимосогласованной модели СГС9/80 для эпохи 1960—1980 гг. дает оценку среднеквадратичной погрешности векового хода не лучше 5 нТл/год. Близкие значения получены Л. Г. Касьяненко и Б. М. Цудкаревым для Центральной Европы. Из аналогичного исследования, проведенного нами по 17 обсерваториям Северотихоокеанского региона [3, 4], следует, что среднеквадратическая погрешность поля IGRF по вековому ходу составляет величину порядка 10—15 нТл/год (табл. 2), что может привести к погрешностям уровня при проведении съемок порядка 100—150 нТл и выше.

Из анализа табл. 1, 2 и рис. 1 следует еще один вывод, а именно: пятилетний интервал недостаточен для описания свойств векового хода. Необходима корректировка моделей SU не реже чем через 2,5 года. Аналогичный результат получен Олдриджем [16].

В практическом плане использование существующих полей относимости и SU приводит к тому, что уровни нормальных полей на каждом полигоне гидромагнитной съемки (вне зависимости от площади изучаемой акватории и масштаба съемки) исправляются на величину математического ожидания АМПЗ.

Исправленные таким «кустарным» образом поля на отдельных полигонах гидромагнитных съемок не «сшиваются» в аномальных значениях, что может существенно исказить представление о распределении АМПЗ и, как следствие, о строении магнитоактивного слоя на всей изучаемой акватории.

Аналогичные оценки получены при сравнении геомагнитных полей моделей IGRF и ИЗМИРАН и векового хода для этих же моделей [14]. На рис. 2 изображена карта разностей ГМП для земного шара, синтезированная по моделям IGRF и ИЗМИРАН для эпохи 1985 г. Максимальная разность достигает на акватории Тихого океана 82 нТл (максимум для земного шара порядка 100 нТл), математическое ожидание — 7 нТл, среднеквадратическое значение разностей — 30 нТл.

На рис. 3 аналогичное сравнение для этих же моделей проведено для разностей векового хода. Максимальные расхождения на изучаемой акватории составляют 22 нТл/год (по Земле 25 нТл/год), математическое ожидание — 1,5 нТл/год, среднеквадратическое значение разностей — 7 нТл/год.

Сравнение двух равноправных моделей свидетельствует о том, что суммарная погрешность в выборе уровня при использовании современных международных моделей ГМП может достигать первых сотен нТл.

Из вышеизложенного вытекает насущная необходимость в создании уточненных моделей поля относимости и SU изучаемой акватории. Поставленная задача может быть решена в три этапа:

а) по измеренным полям на достаточно длинных ($L > 1200$ км) квазипрямолинейных профилях, площадным гидромагнитным съемкам соот-

Разности среднегодовых и синтезированных значений ГМП на обсерваториях северного побережья Тихого океана, нГл

Обсерватории

Год	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
65	12	2	75	59	66	-100	—	—	—	-94	-49	-97	-49	89	-273	-47	92
66	-8	-8	55	36	67	-114	—	-62	-5	-103	-60	-104	-57	86	-278	-64	105
67	-37	-38	36	10	54	-124	—	-73	-9	-119	-79	-116	-64	84	-300	-75	99
68	-55	-85	-3	-37	22	-133	—	-86	-19	-129	-88	-125	-75	69	-306	-75	101
69	-67	-97	-28	-63	-2	-137	-27	-94	-34	-138	-100	-129	-77	68	-306	-68	104
70	-88	-63	-31	-67	-22	-127	-36	-91	-27	-143	-110	-129	-83	65	-310	-75	99
71	-85	-68	-39	-73	-28	-121	-29	-95	-23	-136	-108	-128	-83	42	-307	-72	106
72	-82	-93	-25	-75	-28	-112	-27	-102	1	-129	-104	-124	-83	34	-313	-74	101
73	-76	-105	-26	-81	-27	-109	-20	-115	13	-116	-93	-115	-75	37	-316	-73	103
74	-70	-108	-37	-73	-18	-97	-8	-122	32	-99	-74	-100	-65	47	-317	-72	105
75	-71	-96	-3	-78	-4	-84	-6	-124	41	-91	-61	-90	-57	56	-313	-59	116
76	-67	-85	5	-60	-5	-74	-19	-117	34	-96	—	-94	-60	51	-317	-62	114
77	-66	-84	8	-60	-5	-70	-31	-115	35	-98	-75	-96	-62	47	-320	-56	119
78	-58	-81	21	-48	-6	-60	-40	-112	30	-102	-83	-101	-71	36	-332	-60	106
79	-66	-72	7	-53	-13	-60	-44	-111	24	-105	-83	-102	-69	37	-336	-61	112
80	-83	-60	6	-42	-10	-56	-53	-114	22	-109	-86	-103	-69	42	-334	-41	125
81	-79	—	20	-41	-18	-44	-52	-107	19	-113	-89	-112	-80	35	-337	-63	113
82	-54	—	23	-38	-15	-45	-46	-97	24	-113	-91	-117	-89	32	-343	-57	101
83	-92	—	7	-46	-17	-60	-46	-108	28	-108	-86	-113	-83	30	-338	-91	108
84	-109	-112	-21	-58	-23	-81	-40	-124	27	-101	-79	-109	-80	45	-340	-91	108
85	-119	-105	-21	-70	-19	-87	-40	-135	35	-98	-76	-106	-77	53	-336	-75	115
86	-128	-108	-15	-70	-17	-93	-34	-148	43	-93	-68	-104	-75	—	-336	-89	121
87	-133	-112	-13	-62	-15	-111	-27	-167	52	-85	-56	-97	-67	—	-328	-50	133
88	-128	-94	5	-49	-3	-118	-12	-180	60	-78	-47	-99	-71	—	-337	-94	89
89	-101	-75	—	-21	9	—	—	—	69	-75	—	-103	-80	—	—	—	—
M	-75	-78	0	-45	-2	-91	-31	-112	19	-106	-79	-108	-71	52	-319	-68	109
S	34	31	28	34	27	28	13	26	27	17	17	12	10	18	18	13	9

Примечание. Здесь и в табл. 2 М — среднее арифметическое по столбцам; S — среднее квадратическое отклонение. Обсерватории: 1 — м. Челюскин, 2 — Тикси, 3 — м. Барроу, 4 — м. Уэлен, 5 — Магадан, 6 — Ситка, 7 — Паратунка, 8 — Дьюлор, 9 — Юкино-Сахалинск, 10 — Мемамбету, 11 — Горно-Тасянал, 12 — Какиока, 13 — Каноя, 14 — Ланцинг, 15 — Говолула, 16 — Мультилуна, 17 — о. Гуам.

Разности измеренных и синтезированных значений векового хода на обсерваториях северного побережья Тихого океана в нТл/год

Год	Обсерватории																
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
65	-19	-9	-20	-22	0	-13	-	-	-12	-8	-11	-7	-8	-2	-5	-16	12
66	-29	-30	-19	-25	-12	-10	-	-11	-3	-15	-19	-12	-6	-2	-21	-10	-5
67	-18	-46	-38	-46	-31	-8	-	-13	-9	-10	-9	-8	-10	-14	-5	-1	1
68	-11	-11	-25	-26	-24	-3	-	-8	-14	-9	-11	-4	-1	0	0	8	3
69	-21	33	-2	-3	-19	9	-8	2	6	-4	-10	-4	-5	-3	-3	-7	-5
70	3	-4	-8	-6	-6	6	6	-3	3	7	1	5	0	-22	2	3	7
71	3	-24	13	-1	0	8	1	-6	24	7	3	4	0	-8	-5	-2	-5
72	6	-12	0	-5	0	2	6	-9	11	12	10	9	7	3	-3	0	2
73	6	-3	-11	8	9	11	11	-9	18	17	18	14	9	9	0	1	2
74	0	12	34	-4	14	13	2	-2	8	7	13	9	8	9	4	12	11
75	3	10	7	18	0	9	-12	7	-6	-4	-7	-3	-3	-5	-4	-2	-2
76	1	1	3	0	0	4	-12	1	0	-2	-	-1	-2	-3	-3	6	4
77	7	3	12	11	0	9	-8	3	-4	-3	-7	-5	-9	-11	-12	-3	-12
78	-7	8	-13	-4	-6	0	-4	1	-5	-3	0	0	1	1	-3	-1	5
79	-16	11	-1	10	3	4	-8	-3	-2	-3	-3	0	0	4	1	19	12
80	3	-12	13	1	-8	11	0	7	-2	-3	-3	-9	-11	-6	-2	-22	-11
81	24	-	3	2	3	-1	5	9	4	0	-1	-5	-9	-2	-6	6	-11
82	-38	-	-16	-7	-1	-15	0	-11	4	5	4	4	5	-1	5	-34	7
83	-16	-	-28	-12	-5	-21	5	-15	0	7	6	3	2	14	-2	0	0
84	-10	7	0	-12	3	-6	0	-10	7	2	3	2	3	8	4	16	7
85	-8	-2	6	0	2	-6	5	-12	7	4	8	1	1	0	0	-13	5
86	-4	-3	1	7	2	-18	7	-19	9	7	11	6	7	-	8	39	12
87	5	18	18	12	12	-6	14	-12	7	6	9	-1	-4	-	-8	-44	-34
88	26	18	0	27	12	0	0	0	8	2	0	-4	-8	-	0	0	0
M	-4	-1	-2	-2	-1	0	1	-4	3	1	0	0	0	-1	-2	-1	0
S	15	18	16	16	11	10	7	8	9	7	9	6	6	8	6	17	10

ветствующего масштаба и данным обсерваторий создается первое приближение уточненной модели поля относимости и SU акватории (нулевым приближением являются результаты СГА). Эта модель может быть использована при ретроспективном анализе результатов морских гидромагнитных исследований акваторий;

б) на основании методики рандомизированной гидромагнитной съемки [11] закладывается сеть морских пунктов векового хода. В связи с достаточной громоздкостью этих работ первоначально сеть закладывается в районах с максимальной пространственно-временной изменчивостью SU, выявленных на основании исследований, проведенных по пункту а);

в) одновременно начинаются работы по созданию опорной геомагнитной картографической сети акватории (аэромагнитная съемка).

В результате, на основании имеющейся относительно плотной сети геомагнитной съемки северной части Тихого океана в сочетании с заранее запланированными длинными галсами на путях подхода к рабочим полигонам, результатами площадных средне- и мелкомасштабных съемок и данными по морским пунктам векового хода можно достаточно легко

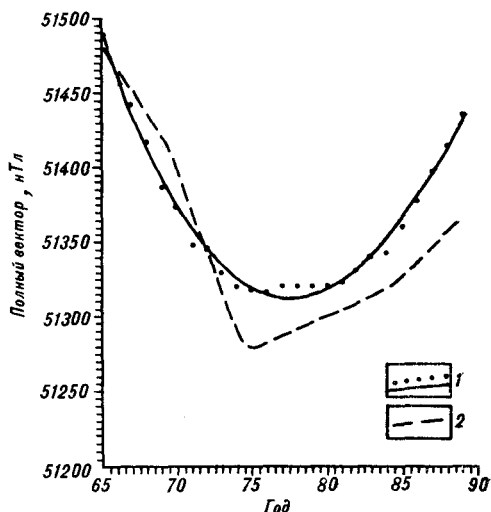


Рис. 1. Среднегодовые значения поля на обсерватории «Южно-Сахалинск».

1 — пункт — наблюдаемые значения, сплошная линия — синтезированные методом наименьших квадратов; 2 — модель IGRF.

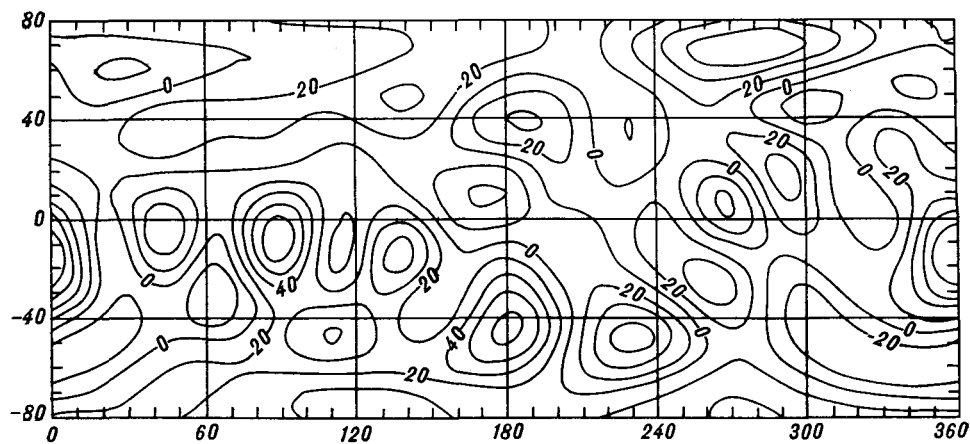


Рис. 2. Карта разностей ГМП (в нТл) моделей IGRF и ИЗМИРАН для эпохи 1985 г.

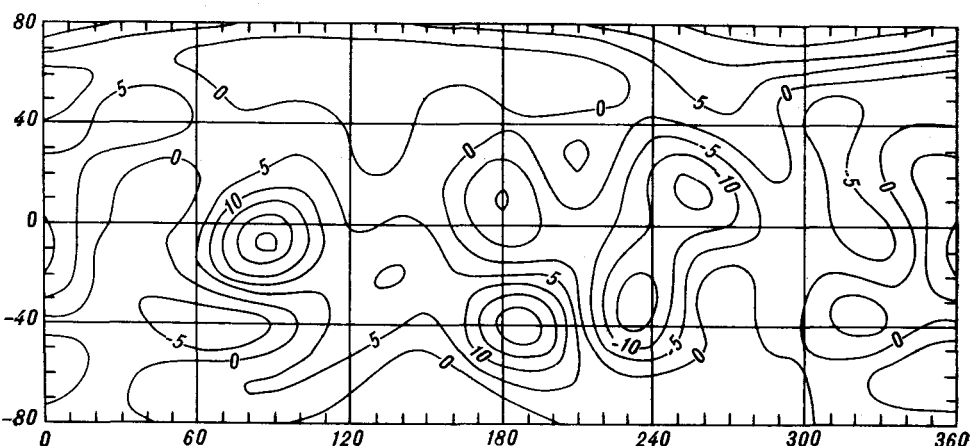


Рис. 3. Карта разностей векового хода (в нТл/год) моделей ИЗМИРАН и IGRF для эпохи 1985 г.

и без особых дополнительных затрат построить сеть точек с определенными на ней значениями сглаженных полей и векового хода. Такая сеть предназначена не столько для изучения векового хода как физического явления, сколько для внесения достаточно обоснованных корректив в данные полигонных магнитных съемок для последующего составления сводных и обзорных карт и схем изучаемой акватории.

Реализация этого алгоритма, возможная только в рамках тесного международного сотрудничества заинтересованных стран, не только обеспечит будущее морских геомагнитных исследований, но и существенно увеличит геолого-геофизическую информативность имеющихся результатов морских магнитных съемок. Этот аспект особенно важен в связи с созданием Геолого-геофизического атласа Тихого океана.

Следует отметить, что существующее алгоритмическое и программное обеспечение этих исследований разработано.

Полученные выводы подтверждаются результатами камеральной обработки ряда гидромагнитных съемок. Так, уровни нормального поля на одной и той же акватории, полученные по данным гидромагнитных съемок ИМГиГ на НИС «Пегас» (1985 г.) и НИС «Морской геофизик» (1988 г.) в Филиппинском море отличаются на величину порядка 100 нТл. Аналогичные результаты получены по Охотскому морю (НИС «Морской геолог», 1987 г.), возвышенности Шатского (НИС «Пегас»,

1985 г.) и ряду других районов Тихого океана, что еще раз свидетельствует о настоятельной необходимости реализации предлагаемых в данной статье исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисов А. А., Круглякова Г. И. Региональные и зональные аномалии геомагнитного поля европейской части СССР // Сов. геология.— 1967.— № 1.— С. 74—96.
2. Вакке В. Геомагнетизм в морской геологии.— Л.: Недра, 1976.
3. Головкин В. П., Димант Е. М., Коломийцева Г. И. Сводные таблицы среднегодовых значений элементов геомагнитного поля мировой сети магнитных обсерваторий. Вып. 20/ИЗМИРАН.— М., 1987.
4. Головкин В. П., Димант Е. М., Коломийцева Г. И. Сводные таблицы среднегодовых значений элементов геомагнитного поля мировой сети магнитных обсерваторий. Вып. 24/ИЗМИРАН.— М., 1988.
5. Гордин В. М., Розе Е. Н., Углов Б. Д. Морская магнитометрия.— М.: Недра, 1986.
6. Городницкий А. М. Проблемы изучения аномального поля в океане // Тезисы докл. III съезда советских океанологов, секция «Геология, геофизика и геохимия океана, твердая кора океана, зоны перехода».— Л., 1987.— С. 64—65.
7. Каталог среднегодовых значений элементов геомагнитного поля мировой сети магнитных обсерваторий. Вып. 16/В. П. Головкин, Г. И. Коломийцева, Л. П. Конешенко, Г. М. Семенова/ИЗМИРАН.— М., 1983.
8. Кругляков А. А., Розе Е. Н., Чесноков Л. В. Статистическая модель аномального геомагнитного поля акватории Индийского океана // Океанология.— 1976.— Т. 16, № 3.— С. 473—478.
9. Кулинич В. Р. Модификация метода оценки естественных электромагнитных полей внешних источников по данным площадных гидромагнитных съемок // Материалы 17 конференции молодых ученых ИМГиГ.— Южно-Сахалинск, 1991.— С. 61—69.
10. Мардерфельд Б. Е. Береговой эффект в геомагнитных вариациях и глубинное геоэлектрическое строение прибрежных районов Тихого океана/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1989.
11. Морские геомагнитные исследования на НИС «Заря»/А. М. Карасик, Л. Г. Касьяненко, Б. М. Цупкарев и др.— М.: Наука, 1986.
12. Паламарчук В. К. Учет вариаций геомагнитного поля и увязка наблюдений при высокоточных аэромагнитных съемках // Геология и геофизика.— 1983.— № 10.— С. 111—119.
13. Розе Е. Н., Пылаева Т. А. Метод оценки естественных электромагнитных полей внешних источников по данным площадных гидромагнитных съемок // Геомагнетизм и аэрономия.— 1981.— Т. 21, № 6.— С. 1075—1080.
14. Турманов Ю. А. Возможность использования различных моделей международного аналитического поля в качестве поля относимости для северо-западной части Тихого океана // Материалы 17 конференции молодых ученых ИМГиГ.— Южно-Сахалинск, 1991.— С. 53—60.
15. Яновский Б. М. Земной магнетизм. Т. 1.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1964.
16. Allredge L. R. On predicting changes in the geomagnetic field // J. Geophys. Res.— 1987.— V. 92, N B7.— P. 6331—6338.

ИМГиГ ДВО РАН
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
17 июля 1991 г.

УДК 551.24

Г. Л. Кириллова

ТИПЫ КАЙНОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ БАСЕЙНОВ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Типизация кайнозойских осадочных бассейнов важна как с теоретической, так и практической точки зрения, поскольку с разными типами бассейнов связаны различные виды полезных ископаемых.

Основой предложенной типизации являются тип земной коры и позиция относительно основных морфоструктур активной континентальной окраины.

Описаны 17 кайнозойских осадочных бассейнов Филиппинского, Восточно-Китайского, Желтого морей, залива Бохай. По серии геолого-геофизических признаков среди группы бассейнов с корой океанического и переходного типов выделены бас-

сейны-желоба, задуговые, междуговые, преддуговые, внутридуговые бассейны. Среди бассейнов с корой континентального типа описаны окраинно-континентальные шельфовые и внутриконтинентальные бассейны.

В междуговых и внутридуговых бассейнах, характеризующихся бимодальным вулканизмом, концентрируются сульфидные полиметаллические руды типа куроко. Окраинно-континентальные и внутриконтинентальные бассейны вмещают залежи углеводородов.

Введение. При изучении кайнозойских осадочных бассейнов в полной мере может использоваться принцип актуализма, поскольку события и процессы, обусловившие формирование бассейнов, происходили в недалеком прошлом и могут быть сопоставлены с современными, изучение которых в последние годы значительно продвинулось вперед, благодаря применению новейшей высокоточной техники и современных методов исследований.

Кайнозойские осадочные бассейны являются вмещателем различных видов полезных ископаемых. Достаточно сказать, что половина мировых запасов нефти сосредоточена в мезозойско-кайнозойских отложениях и среди них более 75 % месторождений-гигантов [10].

К окраинным бассейнам приковано внимание и специалистов по рудным полезным ископаемым, поскольку именно в обстановке островных дуг и окраинных бассейнов формировались и формируются ныне рудные залежи, подобные колчеданным рудам Урала или полиметаллическим месторождениям Куроко. Особенно впечатляющи результаты работ 1990 г. в бассейне Вудларк (юго-западная часть Тихого океана). Здесь обнаружены богатейшие полиметаллические руды, в которых содержание цинка достигает 57 %, меди — 30 %, содержание золота 10—21 г, а серебра 500 г на тонну. Важные открытия сделаны и в троге Окинава, где также обнаружены сульфидные руды с содержанием до 0,6 % серебра, 6 меди, 25 свинца и 40 % цинка.

Объектами исследований выбраны Филиппинское, Восточно-Китайское, Желтое моря и залив Бохай, что обусловлено как высокой степенью геолого-геофизической изученности этого региона (особенно в последнее десятилетие), так и большим разнообразием типов бассейнов. Здесь проведено (вплоть до 1990 г.) 9 рейсов буровых судов «Гломар Челленджер» и «Джойдес Резолюшен» (6, 31, 58—60, 87, 125, 126, 134), которым предшествовали детальные геофизические исследования. Выполнена серия исследований по национальным и интернациональным проектам: программа морских геологических исследований континентального шельфа и склона вокруг Японии, в результате которой составлена серия геологических карт м-ба 1:1 000 000 (1977—1982 гг.); интернациональная программа «Динамика и эволюция литосферы» (DELP), франко-японский проект «Кайко», советско-китайско-японский проект «Геотраверс», серия исследований с погружаемых обитаемых аппаратов в желобах Нанкай (Наутилус), Марианском (Алвин), троге Окинава (Синкай-2000). Кроме того, проведено множество геолого-геофизических рейсов научно-исследовательских судов разных стран, в том числе немало и советских, внесших значительный вклад в дело изучения этого региона.

Такая изученность позволила подойти к проблеме создания моделей строения различных типов осадочных бассейнов в зоне сочленения континента и океана, которые могут быть использованы как эталоны в менее изученных районах в целях прогнозирования различных видов полезных ископаемых.

Некоторые методологические аспекты исследования. Задачей данной работы было описание всего многообразия кайнозойских осадочных бассейнов, начиная от глубоководных океанических желобов через окраинные бассейны к внутриконтинентальным, их типизация по группам признаков и сравнительный анализ.

Методологической основой для выделения осадочных бассейнов как структурных элементов I ранга, а также структурных элементов более высоких рангов внутри осадочных бассейнов было соблюдение основных

методологических принципов: специализации, соразмерности, целесообразности и однородности описания [5, 6].

Описание и типизация бассейнов проводились по нескольким группам признаков (параметров):

геофизическим (тип коры, ее мощность, гравитационные, магнитные аномалии, тепловой поток или геотермический градиент, сейсмичность, сейсмостратиграфический разрез);

седиментологическим (состав, мощность, форма осадочного выполнения с выделением фаций, формаций, циклов, комплексов, характеристик их границ, обстановки и скорости седиментации, особенностей синседиментационного магматизма);

тектоническим, включающим бассейнообразующие и бассейновидоизменяющие (на разных этапах) тектонические процессы;

морфологическим (площадь, форма, гипсометрическое положение и др.);

минералогическим (наличие нефти, газа, угля, соли, железомарганцевых конкреций, сульфидных руд).

Обоснование выбора классификационных признаков. Анализ материала по осадочным бассейнам зоны сочленения Восточной Азии с Тихим океаном, а также имеющихся структурно-морфологических классификаций осадочных бассейнов последних 20 лет как советских, так и зарубежных, привели к выбору главных классификационных признаков.

Прежде всего, бассейны разделяются на две большие группы: бассейны с корой преимущественно океанического типа (в том числе и бассейны-желоба, являющиеся пограничными структурами) и бассейны с континентальной корой. Кроме того, имеет место и третий тип коры — переходный, который встречается и в первой группе, и во второй.

Поскольку рассматриваются кайнозойские осадочные бассейны активной окраины, для которой типично присутствие триады: глубоководный желоб, островная дуга, окраинный бассейн, дальнейшее деление целесообразно вести относительно этих морфоструктур, а в пределах континента — относительно положения бассейна внутри или на краю континента, что обуславливает, в конечном итоге, основные черты его строения.

Предварительно следует дать некоторые пояснения. Под названием задуговых (back arc) или окраинных (marginal) бассейнов в современной литературе рассматривается довольно большая (более 30) группа структур, расположенных преимущественно в северо-западной части Тихого океана, точнее, в пределах его окраинных морей и пространственно связанных системами островных дуг и желобов [9]. Первоначально к окраинным бассейнам, по определению Д. Карига [17], относились полужамчатые котловины или серии котловин, расположенные за вулканическими цепями островодужных систем. Л. Лоувер и Дж. Хокинс [21] расширили это понятие, включив в него любые малые площади океанической литосферы, расположенные между островными дугами или между двумя континентальными фрагментами. Группа этих структур довольно разнородна. Многие из окраинных бассейнов обнаруживают черты, указывающие на их происхождение путем растяжения в ходе субдукции океанической литосферы, и располагаются, как правило, над погружающейся плитой. Растяжение либо происходит до появления островной дуги, либо возникает позднее в преддуговой, внутридуговой или задуговой структуре. Некоторые бассейны, однако, не связаны непосредственно с субдукцией и развиваются за счет неупорядоченных движений малых плит, вызванных перемещением главных плит. Иногда окраинные бассейны представляют собой отчлененные фрагменты литосферы крупных океанов. И, наконец, к этой же группе окраинных бассейнов относят бассейны, формирующиеся внутри континентальной коры на деструктивных окраинах плит. Под дном этих бассейнов отмечается заметное угонение коры, сопровождающееся или не сопровождающееся рифтообразованием с последующим формированием океанской литосферы.

Сравнительная характеристика глубоководных желобов Филиппинского моря

Параметры	Желоба					
	Идзу-Бонинский	Волкано	Марианский	Яп	Рюкю	Нанкай
Площадь, км ²	76 500	33 000	178 500	28 000	72 000	13 000
Глубина моря, м	10 600	9 156	11 022	8 530	7 500	4 800
Мощность осадочного выполнения, м	До 1000	0—50	0—50	0—100	До 1000	До 3000
Гравитационные аномалии в свободном воздухе, мГал	—260	—220	—220	—200	—130	—40
Тепловой поток, ЕТП	0,6	?	0,3	1,8	0,88	2,7
Сейсмичность	Сильная	Сильная	Сильная	Слабая	Сильная	Слабая

Для объяснения происхождения основных структурных элементов окраинных или задуговых бассейнов предложены различные модели, обзор их дан С. Уедой [7]. Следует заметить, что в основу построения этих моделей закладываются, как правило, геофизические и геодинамические параметры, палеорекострукции былых процессов. Нам представляется более рациональным при разработке классификации бассейнов использовать их современное положение по отношению к основным морфоструктурам континентальной окраины.

Таким образом, принята следующая классификация кайнозойских осадочных бассейнов зоны сочленения Восточной Азии с Тихим океаном, наиболее близкая к глобальной классификации бассейнов Д. Кингстона, С. Дишруна и П. Уильямса (1983 г.):

1. Бассейны с корой океанического и переходного типов: бассейны-желоба, задуговые, междуговые, преддуговые, внутридуговые.
2. Бассейны с корой континентального типа: окраинно-континентальные шельфовые, внутриконтинентальные.

Бассейны с корой океанического и переходного типов. Бассейны-желоба. Бассейны-желоба прерывистым кольцом опоясывают Филиппинское море, являясь пограничными структурами, отделяющими Филиппинскую плиту на востоке от Тихоокеанской плиты, а на западе — от зрелых островных дуг (рис. 1). Недавно проведено их детальное описание [3]. При большом общем сходстве они имеют и некоторые отличия (табл. 1). Это глубочайшие депрессии, расположенные на границе блоков с различным типом земной коры, причем мощность земной коры на островодужном склоне в 2—3 раза больше, чем на океаническом. Мощность осадочного выполнения различна и зависит от близости источника сноса осадков. Скорость седиментации меняется от нулевой до ураганной. Желоба характеризуются сильными отрицательными гравитационными аномалиями в свободном воздухе, различными значениями теплового потока, но обычно невысокими. Характерны сильные мелко- и глубокофокусные землетрясения, однако в желобах Яп и Нанкай сейсмичность слабая. Преобладающий тип осадков — турбидиты.

Не для всех желобов приемлема модель субдукции [8]. Аккреционная призма формируется не путем соскребания осадков с океанической плиты, а за счет транспортировки их с прилегающей островной дуги. Это видно, в частности, на примере Идзу-Бонинского желоба (рис. 2), а также желоба Нанкай [32].

Характер напряжений в районе желоба часто менялся, что нашло отражение в сформировавшихся структурах и характере осадков. В Идзу-Бонинском желобе, например, 0,5 млн лет назад растяжение, зафиксированное формированием узких трогов, заполненных осадками, на внутреннем склоне желоба, сменилось сжатием, отраженным серией надвигов северо-восточного простирания, которые, в свою очередь, смеще-

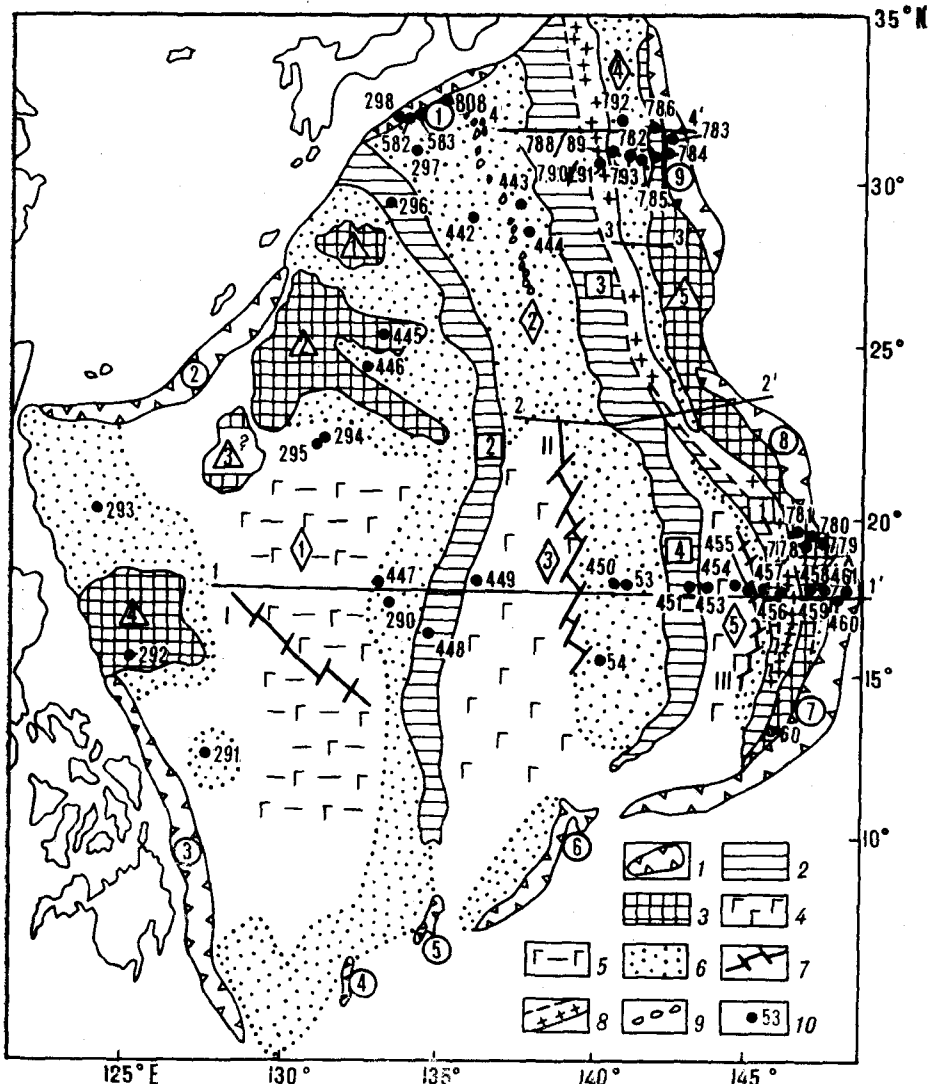


Рис. 1. Тектоническая схема дна Филиппинского моря.

1 — глубоководные желоба; 2 — остаточные островные дуги; 3 — карбонатные платформы; 4—6 — междуговые и задуговые прогибы, выполненные: 4 — базальтами, 5 — базальтами с прерывистым чехлом пелагических глин, 6 — вулканокластическими турбидитами; 7 — рифтовые системы; 8 — современная активная островная дуга с вулканами; 9 — гряда вулканических гор Кинан; 10 — скважины DSDP, ODP. Цифры в кружках — глубоководные желоба и трои: 1 — Нанкай; 2 — Рюкю; 3 — Филиппинский; 4 — Айю; 5 — Палау; 6 — Яг; 7 — Марианский; 8 — Волкано; 9 — Идзу-Бонинский. Цифры в квадратах — островные дуги: 1 — Восточно-Марианская; 2 — Кюсю-Палау; 3 — Иводзима; 4 — Западно-Марианская. Цифры в треугольниках: 1 — плато Амаи; 2 — хребты Дайто-Оки-Дайто; 3 — плато Урданетта; 4 — плато Бенхам; 5 — Марианское преддуговое поднятие. Цифры в ромбах — междуговые и задуговые прогибы: 1 — Филиппинский; 2 — Сикоку; 3 — Паресе-Вела; 4 — Отасавара (Бонин); 5 — Марианский. Римские цифры — рифтовые системы: I — Тайвань (Центральная); II — Паресе-Вела (Яп); III — Марианская. Арабские цифры (2—2') — линии разрезов.

вы правосторонними сдвигами северо-западного направления [15, 30, 33]. Близкая картина наблюдается на склоне желоба Нанкай [31].

В последние годы получены некоторые сведения о накоплении углеводородов на ранних стадиях развития бассейнов-желобов (скв. 808).

Задуговые и междуговые бассейны. К задуговым бассейнам, ограниченным островной дугой только с одной стороны, можно отнести один Филиппинский бассейн (см. рис. 1), хотя на происхождение его существуют различные точки зрения [14, 18, 26, 28, 34—37]. Остальные бассейны Филиппинского моря (Бонин, Паресе-Вела, Сикоку, Марианский, Нисиносима) следует относить к междуговым. Возраст ограничивающих их с запада и востока дуг, как правило, различен.

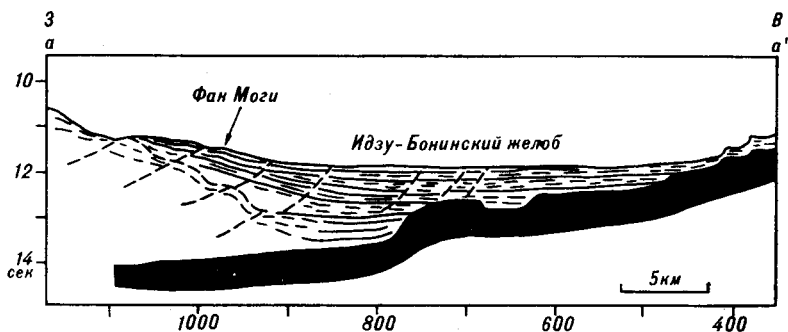


Рис. 2. Интерпретация сейсмического профиля [15] через Идзу-Бонинский желоб.

Задуговые и междуговые бассейны Филиппинского моря сформировались на островодужной и океанической коре, находятся на разных стадиях своего развития и имеют различный возраст (табл. 2), различную площадь, преимущественно линейную форму, за исключением Филиппинского бассейна. Они не компенсированы осадконакоплением. Осадочный чехол имеет разнообразную форму. В Филиппинском бассейне осадочный чехол маломощный, прерывистый. Бассейны Паресе-Вела и Марианский имеют асимметричное строение [2]: восточный борт перекрыт клином осадков мощностью до 3 км, а западный почти лишен осадков (рис. 3). Бассейн Бонин, по-видимому (рис. 4), представляет лишь восточную часть большого бассейна, возможно, Сикоку, от которого он сейчас отделен молодым вулканическим хребтом Иводжима. Бассейн Сикоку, по мнению многих исследователей, имеет трехлопастное строение, так как осадки поступали из трех источников сноса.

Мощность осадков в междуговых бассейнах меняется от 0,6 до 3 км. Как правило, в нижней части залегает вулканокластическая турбидитная формация, выше ее сменяет глинистая или карбонатно-глинистая турбидитная формация.

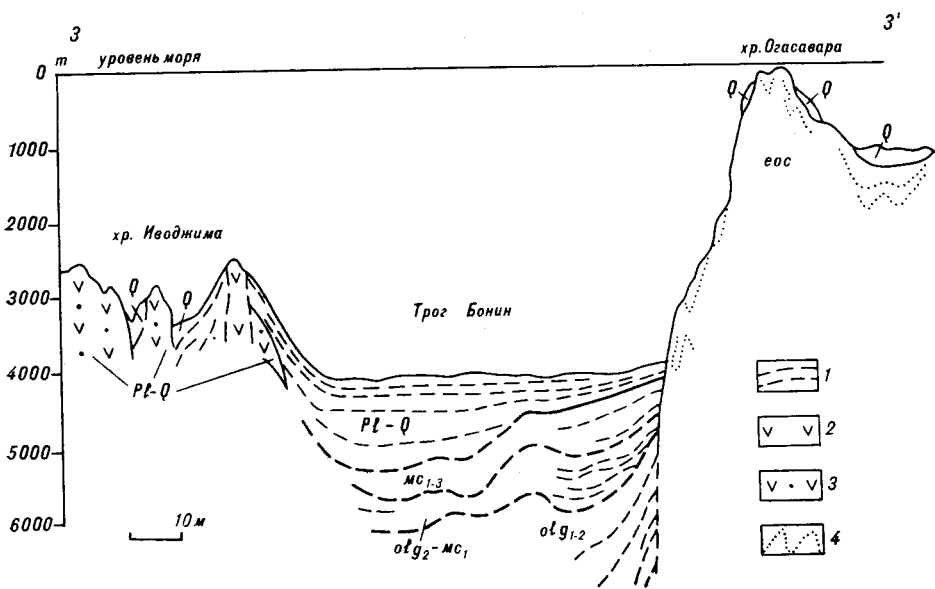


Рис. 3. Сейсмостратиграфический разрез 3—3' через трог Бонин [11 с дополнением по данным рейса 126 ODP]. Местоположение см. на рис. 1.

1 — отражающие горизонты; 2 — молодые вулканы хр. Иводжима; 3 — плиоцен-четвертичная вулканокластическая формация хр. Иводжима; 4 — фрагменты отражающих горизонтов хр. Огасавара.

Сравнительная характеристика междуговых и задюговых бассейнов Филиппинского моря

Параметр	Бассейны						Нисносыма
	Филиппинский	Бонин	Паресе-Вела	Сякоку	Марианский	Нисносыма	
Площадь, км ²	2 310 000	66 000	660 000	297 000	200 000	33 000	Линейная
Форма	Субэаометричная	Линейная	Линейная	Линейная	Линейная	Линейная	Линейная
Глубина моря, м	5 640	4 500	5 000	5 000	3 820	2 850	Призмовидная
Форма осадочного выполнения	Прерывистый покров	Клиновидная	Клиновидная асимметричная	Клиновидная трехлопастная	Клиновидная асимметричная	До 0,8	До 0,8
Мощность чехла, км	До 1	До 3,0	До 3	До 1,5	До 0,6	До 0,8	До 0,8
Возраст фундамента: островодужного океанического	Дозоценовый	Доэолигоценовый	Доэолигоценовый	Домиоценовый	Доэолигоценовый	Доэолигоценовый	Доэолигоценовый
Линейные магнитные аномалии	ЗСЗ	—	СВ	ССЗ	СЮ	—	—
Гравитационные аномалии в свободном воздухе, мГал	+5+10	+60	0+25	+15	+50	+40	+40
Мощность коры, км	5	5,92	4,7—8	6,7—7,1	4,2—5,3	4,9	4,9
Тепловой поток, ЕТП	1,45	1,33—4,1	0,1—5,0	0,1—5,0	0,1—8,3	0,8—10,7	0,8—10,7
Характер синседиментационного магматизма	Щелочной	Основной	Основной	Основной	Основной и кислый	Основной и кислый	Основной и кислый
Продолжительность спрединга, млн лет	25—30	20	13	11—13	8—9	1—3	1—3
Сейсмичность *	—	—	—	Слабая	Слабая	Слабая	Слабая

* Прочерк — асейсмичность.

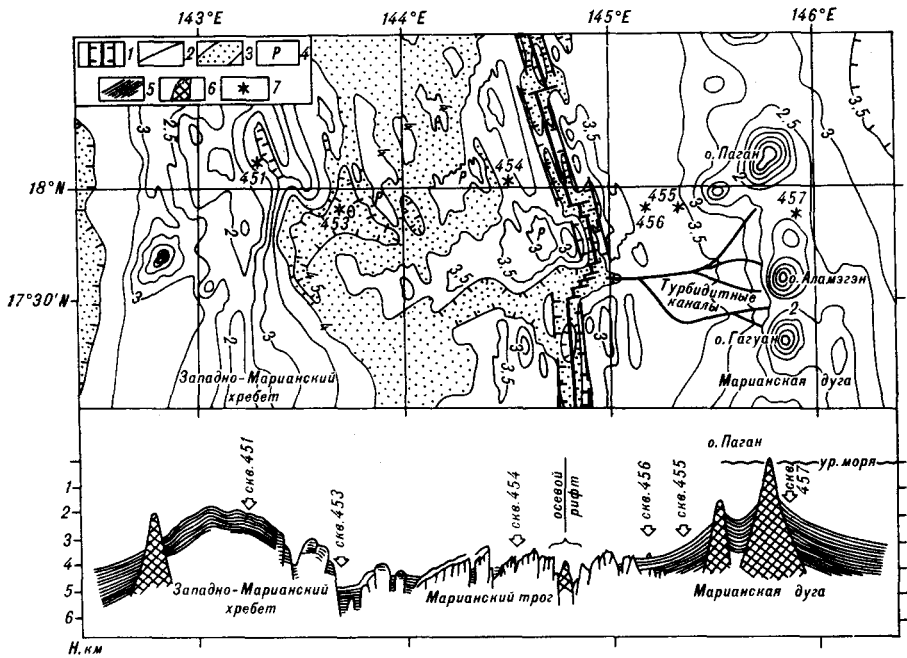


Рис. 4. Батиметрическая карта и разрез Марианского трога [25].

1 — рифтовая долина и ось спрединга; 2 — изобаты, км; 3 — глубины более 4 км; 4 — места находок риодацитовых пемз; 5 — образования чехла; 6 — молодые вулканические постройки; 7 — скважины глубоководного бурения.

Возраст фундамента различен (см. табл. 2). Обычно наблюдаются линейные магнитные аномалии и положительные гравитационные аномалии в свободном воздухе, за исключением бассейна Бонин. Все бассейны имеют близкую мощность земной коры. Значения теплового потока сильно варьируют. Сейсмичность слабая или отсутствует совсем.

Седиментация обычно сопровождается вулканизмом. В Филиппинском бассейне он основной с щелочной тенденцией, в бассейнах Бонин, Паресе-Вела и Сикоку основной, а в бассейнах Марианский и Нисиносима — бимодальный [13]. В двух последних установлено, что с вулканами связано формирование сульфидных руд типа куроко.

Преддуговые бассейны. Преддуговые бассейны шириной 50—100 км протягиваются прерывистой цепью вдоль юго-западной Японии и дуги Рюкю на расстояние около 2000 км. С одной стороны они ограничены складчатым поясом Симанто и дугой Рюкю, с другой — поднятиями внешних хребтов вдоль глубоководных желобов Нанкай и Рюкю.

Бассейны характеризуются отрицательными гравитационными аномалиями в -100 мГал, мозаичными магнитными аномалиями, тепловым потоком в $0,9$ ЕТП, иногда отмечается повышенная сейсмичность. Мощность земной коры составляет 18—20 км.

Заложению преддуговых бассейнов на флишеподобных образованиях комплексов *M* и *T* (рис. 5) предшествовали значительные поднятия, эрозия, перерыв в интервале 9—6 млн лет и несогласие, слабо наклоненное на юго-восток.

Первая стадия развития бассейнов, по мнению Е. Окуда [32], характеризуется растяжением, дроблением разнородного фундамента и погружением по сбросам. В это время (см. рис. 5) накопились верхнемиоцен-нижнеплейстоценовые вулканокластические формации K_1 , K_2 , K_3 мощностью 3—5 км. В отдельных местах вдоль разломов внедрялись плиоцен-раннеплейстоценовые риолиты.

Четвертичная стадия развития преддуговых бассейнов характеризуется условиями сжатия, что выразилось в сокращении площади бассейнов, воздымании внешних хребтов, формировании надвигов и попереч-

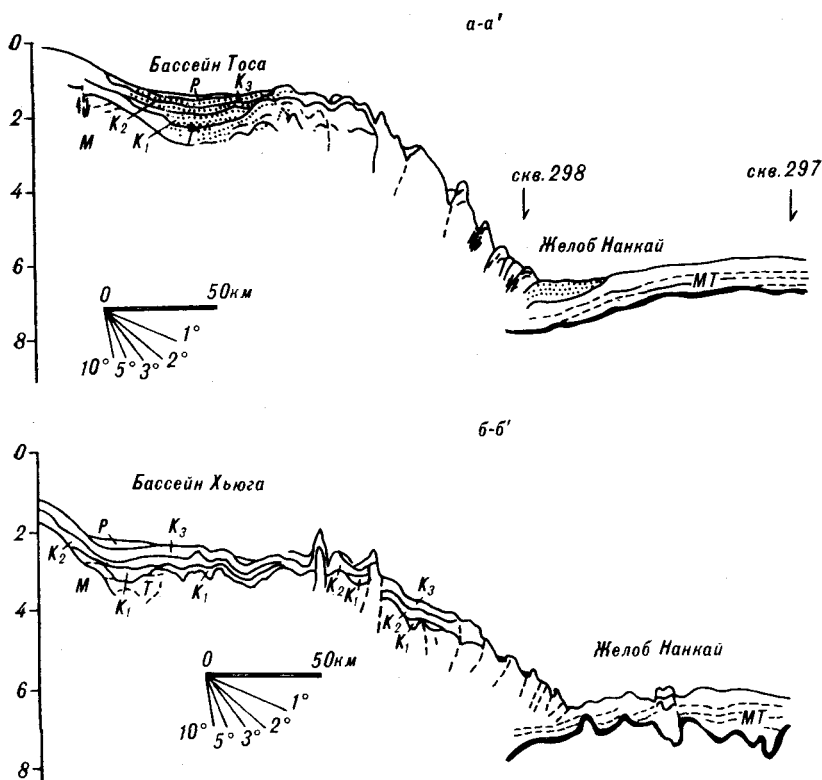


Рис. 5. Разрезы преддуговых осадочных бассейнов юго-западной Японии [32].

Объяснение буквенных обозначений см. в тексте.

ных им сдвигов северо-западного простирания, обусловивших, видимо, наблюдаемую ныне сегментацию преддугового бассейна на отдельные прогибы. Состав плейстоценовой формации *P* преимущественно терригенный.

Внутридуговой трог Окинава. Трог Окинава (рис. 6) образовался в результате двух фаз рифтинга Южно-Японской вулканической дуги, фрагменты которой еще обнаруживаются по краям и в основании трога [22]. Следовательно, по своему происхождению он является типичным внутридуговым трогом, но обычно называется задуговым бассейном, хотя такое название корректно лишь по отношению к современной вулканической дуге Токара.

Трог Окинава протягивается от о. Кюсю до о. Тайвань. С запада он ограничен Синцзи-Тайваньским складчатым поясом, на востоке — дугой Рюкю. Двумя левосторонними сдвигами трог делится на три сегмента: северный, центральный и южный, которые имеют существенные различия, что обусловлено, прежде всего, строением фундамента.

Мощность коры северного сегмента 20—24 км, центрального и южного 15—18 км. Угол наклона зоны Бенъоффа меняется от 25° в северном сегменте до 75° в южном. Величина теплового потока — от 2 единиц на севере до 8 на юге. Вдоль трога прослеживается зона гравитационных аномалий Буге интенсивностью до 160 мГал. Характерна сильная сейсмичность.

Схематический разрез трога Окинава показан на рис. 7, где выделены сейсмокомплексы *D*, *C*, *B* и *A* [19]. Состав их недостаточно ясен и определяется на основании сопоставления с подобными комплексами, вскрытыми скважинами и обнажившимися на островах. Общая мощность разреза меняется от 5 до 12 км.

Сейсмокомплекс *D* датируется ранним-средним миоценом. Сейсмокомплекс *C* сопоставляется с группой Самадзири позднемиоцен-раннеплей-

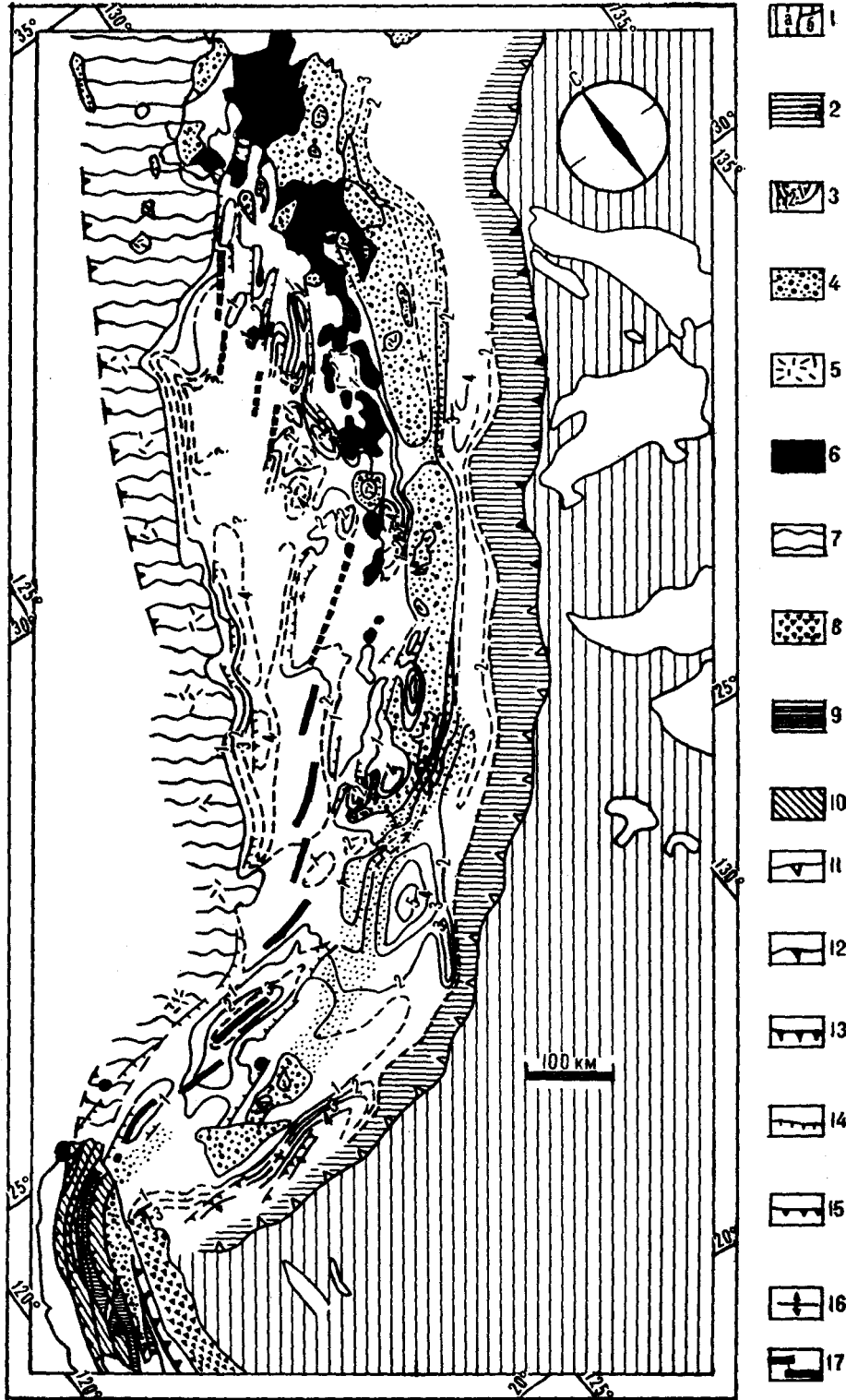


Рис. 6. Структурно-геологическая карта трюга Окинава и прилегающих областей [22].

1 — Филиппинское море (а — погруженные участки; б — хребты и плато); 2 — склон желоба и аккреционный комплекс; 3 — позднмиоцен-четвертичные преддуговые бассейны с изопакхитами в км (зона с точками обозначает область плейстоценового растяжения); 4 — допозднемиоценовые осадки и метаморфические породы; 5 — ранне-среднемиоценовые изверженные породы (формация зеленых туфов); 6 — плейстоцен-современные вулканиты дуги Рюкю; 7 — Синцзи-Тайваньский складчатый пояс; 8 — Лусон-Тайваньская вулканическая дуга; 9 — палеогеновые породы центрального хребта Тайваня; 10 — неогеновые осадки центрального хребта Тайваня; 11 — зона субдукции; 12 — зона коллизии; 13 — Восточно-Тайваньская структура; 14 — сбросы; 15 — надвиги; 16 — антиклинали; 17 — центральный грабен трюга Окинава (сплошная линия — оси спрединга, прерывистая — оси рифта).

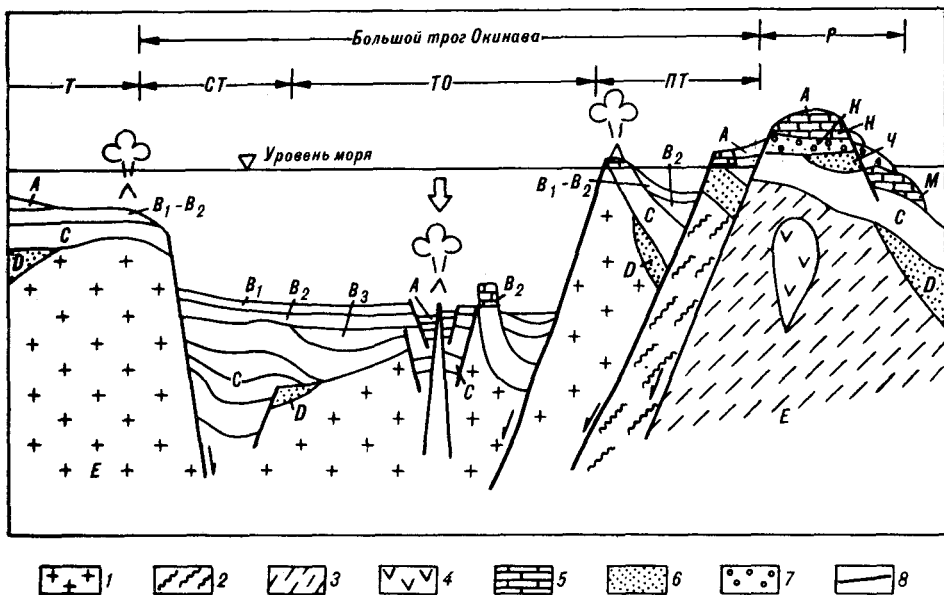


Рис. 7. Схематичный геологический разрез (вне масштаба) Большого трога Окинава [19].

1—3 — террейны (1 — Риоке; 2 — Чичибу, 3 — Симанто); 4 — палеоген-миоценовые интрузии (андезиты, граниты); 5 — карбонатные образования (известняки Наха (Н), известняки Минатогава (М)); 6 — песчаники Чайнини (Ч); 7 — гравелиты Кунигами (К); 8 — несогласия. Расшифровку слоев А—Е см. в тексте. Морфоструктурные элементы: Т — шельф Тунгай; СТ — склон Тунгай; ТО — трог Окинава; ПТ — поднятие Токара; Р — хр. Рюкю.

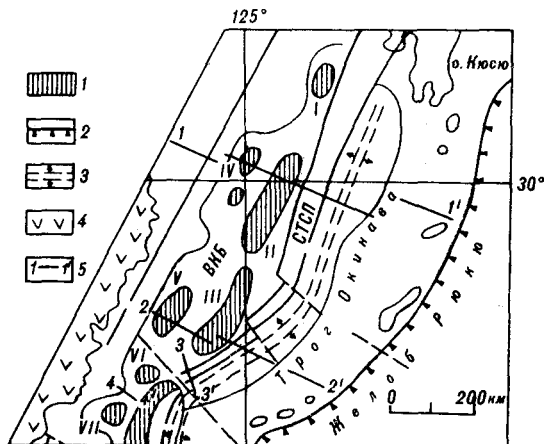
стоценового возраста. Это аргиллиты, силты, переслаивающиеся с песчаниками и туфами. Предполагается, что сейсмокомплексы В и А сложены преимущественно глинистыми илами и турбидитами.

Важную роль в формировании трога Окинава играли вулканические процессы. Миоцен-раннеплиоценовая вулканоплутоническая зона сформировалась в результате первой фазы рифтинга. Вторая фаза рифтинга началась 2 млн лет назад и продолжается до сих пор. С базальтами и дацитами этой фазы связаны массивные сульфидные руды, обнаруженные японскими и немецкими исследователями в средней части трога Окинава [12].

Бассейны с корой континентального типа. Окраинно-континентальный шельфовый бассейн Восточно-Китайского моря. Шельфовый бассейн Восточно-Китайского моря (рис. 8) от трога Окинава отделен узким Синцзи-Тайваньским складчатым поясом и с запада ограничен Неокатазийским вулканоплутоническим поясом и его подводным продолже-

Рис. 8. Тектоническая схема Восточно-Азиатской окраины [23].

1 — депозиты седиментации основных впадин бассейна Восточно-Китайского моря (I—VII); 2 — желоб Рюкю (Нансей-Шото); 3 — ось рифта Окинава; 4 — Неокатазийский вулканический пояс; 5 — линии разрезов. ВКБ — Восточно-Китайский бассейн; СТСП — Синцзи-Тайваньский складчатый пояс.



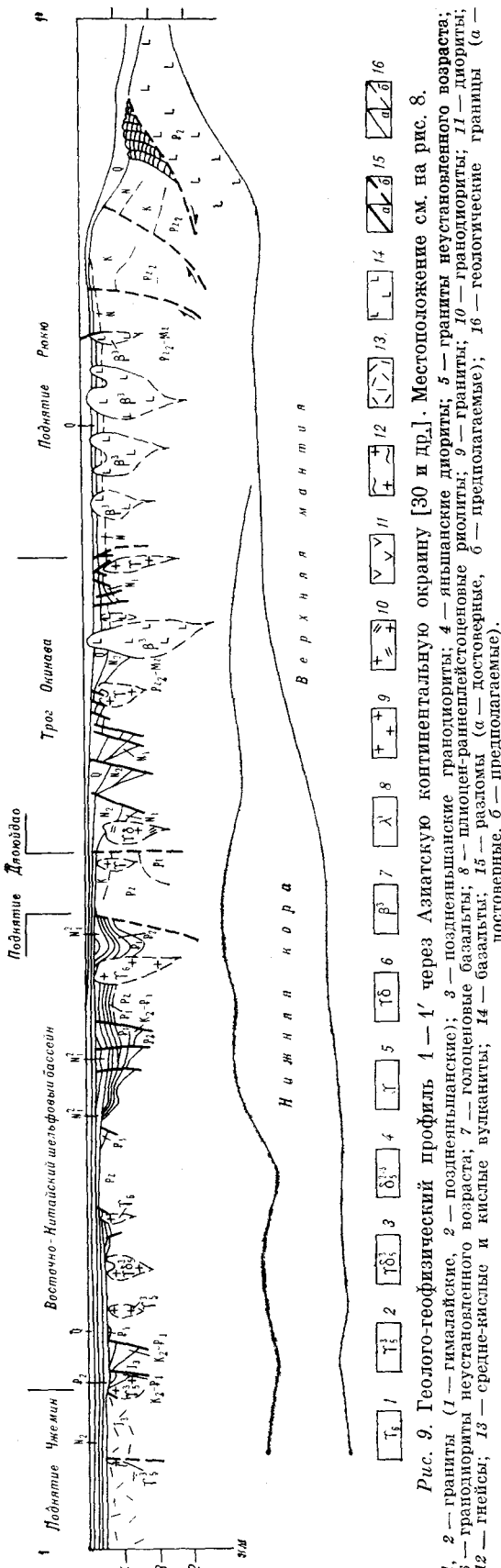


Рис. 9. Геолого-геофизический профиль 1—1' через Азиатскую континентальную окраину [30 и др.]. Местоположение см. на рис. 8.

1, 2 — граниты (1 — гималайские, 2 — позднечиньшанские); 3 — позднечиньшанские гранодиориты; 4 — яньшанские диориты; 5 — граниты неустоявшегося возраста; 6 — гранодиориты неустоявшегося возраста; 7 — голоценовые базальты; 8 — плиоцен-раннеплейстоценовые риолиты; 9 — граниты; 10 — гранодиориты; 11 — диориты; 12 — гнейсы; 13 — средне-кислые и кислые вулканиты; 14 — базальты; 15 — разломы (а — достоверные, б — предполагаемые); 16 — предпологаемые).

нием. Бассейн представлен двумя системами узких впадин, разделенных поднятиями. В последние годы бассейна интенсивно изучался в рамках международного сотрудничества, материалы обобщены в статье [4].

Мощность континентальной земной коры составляет 30 км. Характерны положительные гравитационные аномалии до 10 мГал. Магнитное поле знакопеременное, величина теплового потока достигает 2,6 единиц теплового потока. Сейсмичность сильная. Фундамент бассейна весьма разнороден.

Ценной компиляцией геолого-геофизических данных являются два трансекта в северной и южной частях бассейна (см. рис. 9, 10), выполненные китайскими исследователями [1, 39]. В кайнозойском разрезе выделяются три сейсмокомплекса (рис. 10). Палеоцен-эоценовый рифтовый сейсмокомплекс заполняет систему грабенов, полуграбенов и достигает мощности 4 км. О составе его сведений очень мало. В южной части бассейна на о. Тайвань известны аргиллиты мелководно-морского происхождения. Олигоцен-миоценовый сейсмокомплекс имеет более широкое распространение и характеризует стадию пострифтового погружения. Комплекс сложен песчано-глинистыми осадками озерного происхождения с прослоями конгломератов, мощность его достигает (иногда превышает) 5 км. Скорость седиментации менялась от 77 до 150 м/млн лет.

Плиоцен-четвертичный комплекс мощностью до 2 км залегает горизонтально и имеет наибольшее распространение. Он сложен песчано-глинистыми образованиями преимущественно морского происхождения.

Китайские исследователи выделяют на сейсмических профилях до 10 несогласий, что отражает высокую тектоническую активность района в кайнозое.

Важную роль в формировании бассейна играли разломы, формировавшиеся с зависимости от направления движения главных плит — Индийской, Евроазиатской и Филиппинской. В итоге длительной эволюции сформировались две главных системы разломов: северо-северо-восточные сбросы и сбрососдвиги и субширотные левосторонние сдвиги.

По классификации Д. Ли [23], этот бассейн относится к эпиконтинентальным рифтовым бассейнам. Здесь наблюдаются весьма благоприятные условия для генерации и накопления углеводородов, т. е. большая мощность осадков, высокий геотермальный градиент, обусловленный рифтогенными процессами и сопровождающим их вулканизмом, оптимальное сочетание ловушек и покрышек, большая мощность нефтематеринских пород, высокие скорости седиментации.

Внутриконтинентальные рифтовые бассейны. *Субей-Желтоморский бассейн* (рис. 11) расположен на северо-восточном краю платформы Янцзы. Серией поднятий бассейн разделен на четыре крупных впадины. В пределах бассейна выполнен большой объем геолого-геофизических исследований и бурения в связи с поисками нефти и газа [16, 42].

По гравиметрическим данным, состояние региона близко к изостатическому равновесию. Наблюдаются лишь небольшие положительные аномалии в 20—30 мГал над морем Бохай [27]. Глубина бассейна M по краям бассейна 38—44 км, в центре она на 10—15 км меньше. Средние значения теплового потока составляют 1,8 ЕТП, что значительно выше, чем в соседних структурах. Для бассейна характерны четкие положительные и отрицательные магнитные аномалии северо-восточного простирания. В период с 1966 до 1976 г. отмечено пять сильных землетрясений.

В этом регионе интенсивно проявились позднечаньшанские и раннегималайские движения на границе мела и палеоцена, сформировавшие ортогональную систему разломов, глубоко проникших в фундамент.

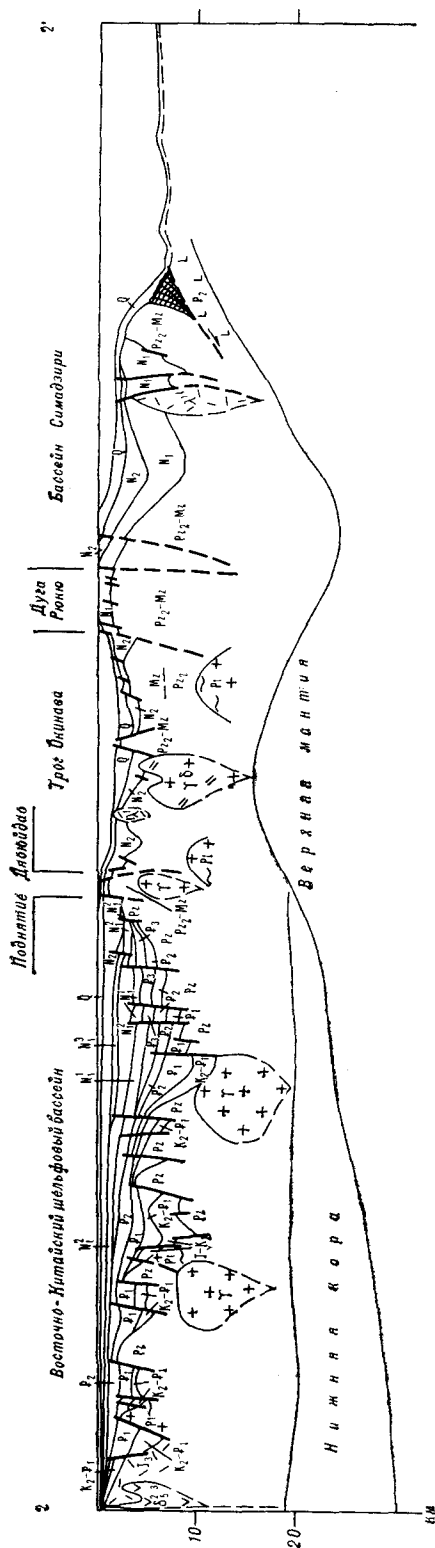


Рис. 10. Геолого-геофизический профиль 2—2' через Восточно-Азиатскую окраину [39]. Местоположение см. на рис. 8, усл. обозн.— рис. 9.

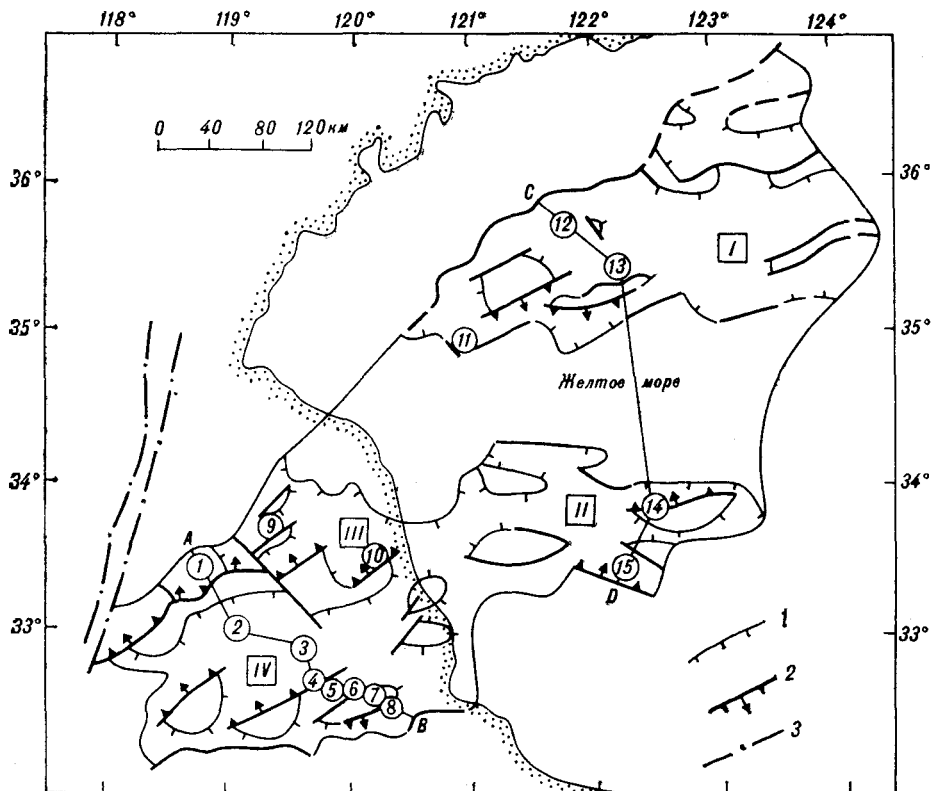


Рис. 11. Структурная схема Субей-Желтоморского бассейна [42].

1 — границы впадин и поднятий; 2 — нормальные разломы; 3 — системы разломов Танлу. I—V — отдельные впадины. Цифры в кружках — номера скважин.

Строение бассейна показано на двух разрезах, построенных китайскими исследователями (рис. 12). Здесь видно, что бассейн начал развиваться с позднего триаса, однако мы рассмотрим только кайнозойский этап его развития. В кайнозое выделяются три главных тектонических цикла, каждый из которых начинается воздыманием, рифтингом с образованием грабенов, и заканчивается погружением [41]. Состав трех основных сейсмокомплексов палеоценового, эоцен-олигоценового и неоген-четвертичного довольно однообразен. Это озерно-аллювиальные, нередко красноцветные осадки, представленные преимущественно аргиллитами и песчаниками, реже конгломератами и гравелитами. Общая мощность толщи кайнозойских осадков достигает 7 км. В кайнозое преобладал режим растяжения, формировались сбросы, амплитуда перемещения по которым достигала 3 км.

Проявления нефти, газа установлены почти во всех формациях бассейна, поэтому бассейн считается весьма перспективным, но поиски следует сосредоточить на более глубоких горизонтах, где геотермальный градиент выше.

Бассейн Хуабей-Бохайвань (рис. 13) расположен в восточной части Сино-Корейской платформы и имеет грубо ромбическую форму. Он представляет собой множество небольших впадин (около 50), группирующихся в более крупные прогибы, разделенные поднятиями. Впадины имеют разный фундамент, различные состав и строение чехла, различную тектоническую эволюцию. Основные системы разломов имеют северо-восточное и субширотное простирание.

В обобщенном кайнозойском разрезе выделяются три основных сейсмокомплекса (рис. 14): эоцен-нижеолигоценовый, средневерхнеолигоценовый и неоген-четвертичный. Состав их довольно однообразен: озерно-аллювиальные, нередко красноцветные осадки, представленные, в ос-

новном, аргиллитами и песчаниками, реже конгломератами, мергелями, гипсами и базальтами. Очень редко в олигоценовых формациях находят глауконит и морские ископаемые органические остатки [40]. Общая мощность кайнозойских осадков достигает 10—12 км.

Для кайнозоя характерен режим растяжения. Наряду с крутыми разломами отмечаются ковшеобразные листрические разломы, дайки, реже отмечаются сдвиги [20, 24]. Происхождение бассейна, по мнению китайского исследователя Д. Ли [23], связано с подъемом мантийного диапира и утонением коры под действием регионального растяжения, что подтверждается геофизическими данными.

Бассейн Хуабей-Бохайвань, как известно, богат нефтью и газом. Здесь открыто несколько десятков крупных и средних месторождений.

Заключение. Анализ геологического строения 19 кайнозойских осадочных бассейнов зоны сочленения Восточной Азии с Тихим океаном, проведенный по комплексу геофизических, седиментологических, тектонических, морфологических, минерагенических признаков, позволил наметить основные черты их строения, этапы эволюции, связь с тектоническими и вулканическими процессами разного порядка, содержание тех или иных видов полезных ископаемых.

Широкий класс структур Восточно-Азиатской активной окраины, относимых к окраинным или задуговым бассейнам, по типу земной коры удалось разделить на две большие группы: бассейны с корой океанического и переходного типов и бассейны с корой континентального типа. Внутри первой группы выделены бассейны-желоба, задуговые, междуговые, преддуговые, внутридуговые бассейны, внутри второй группы — окраинно-континентальные шельфовые и внутриконтинентальные бассейны (табл. 3).

Бассейны находятся на разных стадиях своего развития и геофизические характеристики (гравитационные, магнитные, сейсмические), которые ныне наблюдаются и измеряются, являются суммарным итогом той или иной стадии развития отдельного бассейна. Наиболее ярко

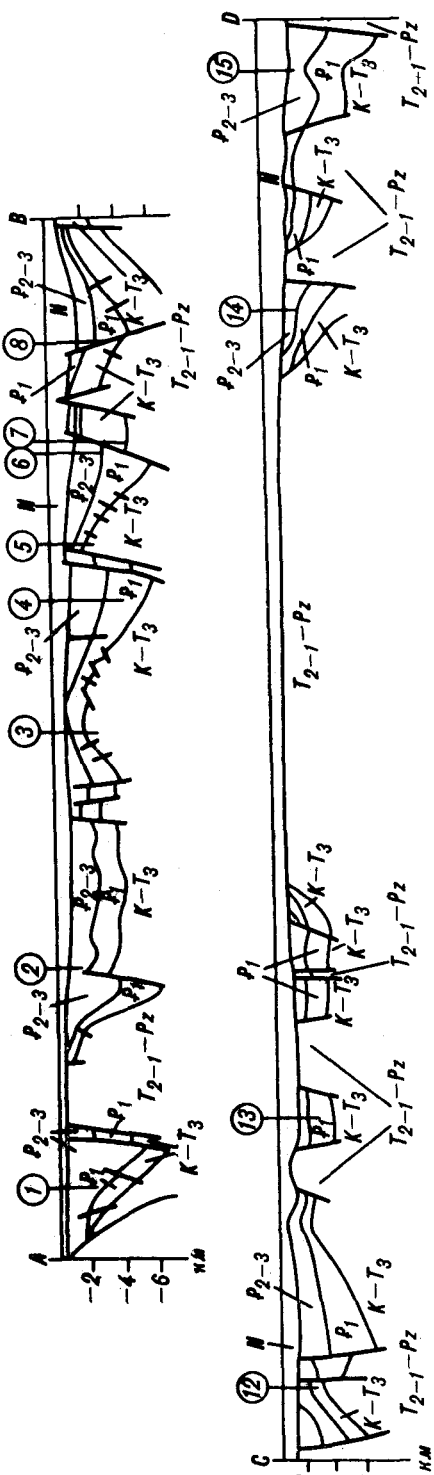


Рис. 12. Сейсмостратиграфические разрезы через Субей-Желтоморский бассейн [42]. Местоположение разрезов см. на рис. 11.

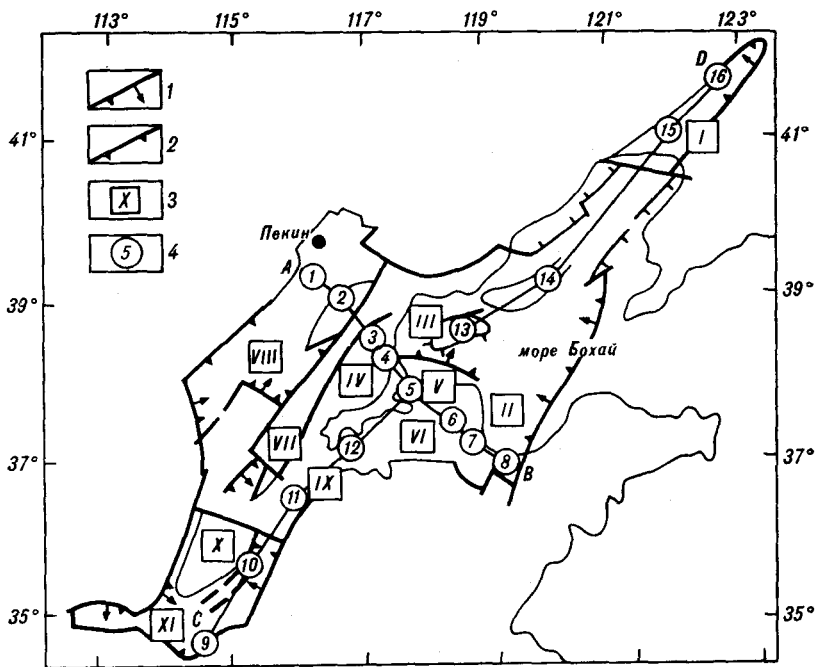


Рис. 13. Структурная схема бассейна Хуабей-Бохайвань [41].

1 — нормальные разломы; 2 — прочие тектонические границы; 3 — I—XI — основные структурные элементы; 4 — скважины и их номера.

в гравитационном поле — сильными отрицательными аномалиями — выделяются бассейны-желоба, для других типов бассейнов гравитационное поле невыразительно. Для задуговых и междуговых бассейнов характерны линейные магнитные аномалии. Очень высокие значения теплового потока отмечены в междуговых и внутридуговых бассейнах. Почти для всех типов бассейнов характерна сильная сейсмичность, отражающая высокую тектоническую активность Восточно-Азиатской окраины и на современном этапе. Этот же вывод подтверждается практически непрерывным вулканизмом, усиливающимся в отдельные периоды кайнозойской истории.

Каждый тип бассейна характеризуется определенными ассоциациями фаций, формаций с установленной скоростью седиментации, отражающими отдельные этапы развития бассейнов, а также обстановки осадконакопления. Внутри бассейнов выделяются структурно-формационные зоны со специфическими рядами формаций. Мощность коры, как и мощность осадочного чехла, в бассейнах возрастает с востока на запад.

С разными типами кайнозойских осадочных бассейнов связаны различные виды полезных ископаемых. В самых молодых междуговых бассейнах (Нисиносима, Марианский), характеризующихся бимодальным вулканизмом, концентрируются сульфидные полиметаллические руды типа куроко. Гидротермально измененные породы, похожие на те, что обычно ассоциируют с сульфидными рудами, обнаружены в междуговом бассейне Паресе-Вела. В задуговых и междуговых бассейнах в том или ином количестве присутствуют железомарганцевые конкреции. Таким образом, междуговые бассейны могут рассматриваться как перспективные на обнаружение полиметаллических сульфидных и железомарганцевых месторождений. Кроме того, полиметаллические сульфидные руды типа куроко найдены в последние годы и во внутридуговом бассейне Окинава, в той его части, где проявился бимодальный вулканизм и начались процессы спрединга или дрифтинга. Отсюда следует вывод, что гидротермальные процессы и проявления сульфидных руд связаны с бимодальным вулканизмом, который и формирует «океаническую» кору с определенными геофизическими параметрами.

В процессе исследования выявились определенные закономерности в отношении размещения месторождений и проявлений нефти и газа в пределах Восточно-Азиатской активной окраины. Прежде всего, следует отметить, что наиболее благоприятны позиции бассейнов, расположенных в пределах зрелой континентальной коры. Это положение подтверждают данные мировой статистики по этому вопросу. Нефтегазоносность связана с неоднократно проявлявшимися процессами рифтогенеза, что обусловило формирование нескольких этажей нефтегазоносности, создавало благоприятный тепловой и флюидный режимы, способствующие глубокой переработке вещества, повышению реализации нефтематеринского потенциала. Перспективы нефтегазоносности связываются как с эпиконтинентальным окраинным шельфовым бассейном Восточно-Китайского моря, так и с внутриконтинентальными рифтовыми бассейнами: Субей-Желтоморским и Хуабей-Бохайваньским. Для этих бассейнов характерно весьма благоприятное для генерации и накопления углеводородов сочетание условий: большая мощность осадков, высокий геотермальный градиент, обусловленный рифтогенными процессами и сопровождающим их вулканизмом, большая мощность нефтематеринских формаций, представленных преимущественно глинистыми образованиями озерного, прибрежно-морского и дельтового происхождения с богатой органикой, большие скорости седиментации.

Полученные сведения о накоплении углеводородов на ранних стадиях развития бассейнов-желобов и междугловых бассейнов позволяют рассматривать их как перспективные в будущем объекты, особенно в свете тех результатов, которые получены в рифтовой зоне Калифорнийского залива (бассейн Гуаймас), где производится молодая нефть.

Современные концептуальные модели не отражают всей сложности геологического строения кайнозойских осадочных бассейнов в рассмотренном регионе. Фактический материал свидетельствует об общем режиме растяжения, быстрых высокоамплитудных погружениях и даже

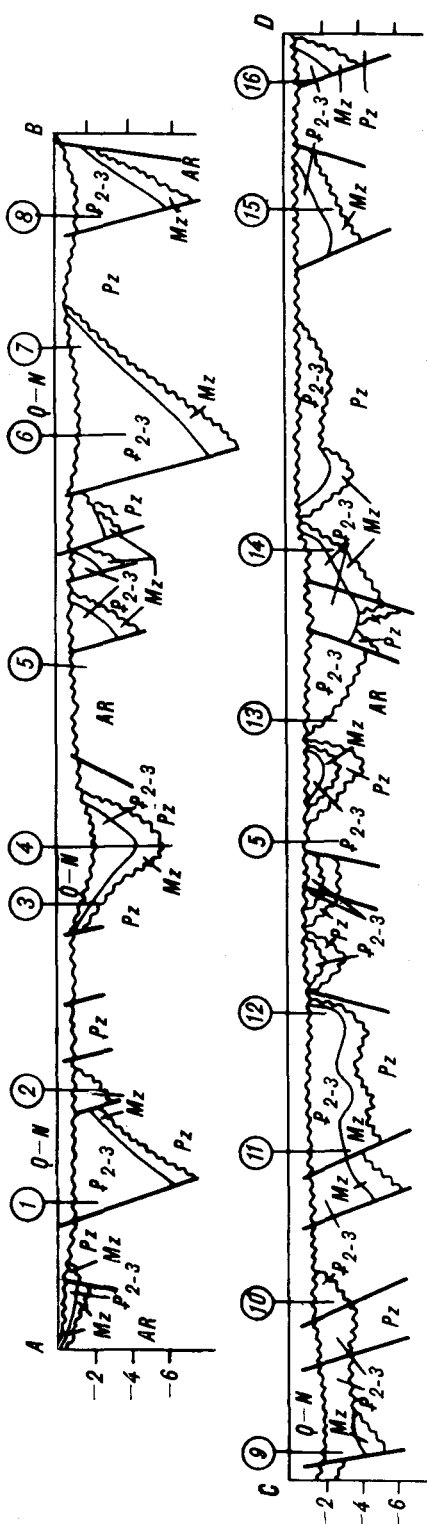


Рис. 14. Поперечные разрезы AB, CD по скважинам через бассейн Хуабей-Бохайвань. Местоположение см. на рис. 13

Сравнительная характеристика типов кайнозойских осадочных бассейнов Филиппинского, Восточно-Китайского, Желтого морей и залива Бохай

Параметры	Бассейны с корой океанического и переходного типов					Бассейны с корой континентального типа	
	Желоба	Задуги	Междуги	Преддуги	Внутридуги		
Площадь бассейна, тыс. км ²	13—178	310	66—660	40—84	286	90—196,6	
Форма бассейна	Линейная	Суббизометричная	Линейная	Линейная	Рогообразная	Ромбовидная	
Глубина моря, км	4,8—11,02	5,6	2,8—5	1,5—2	1,3	0—0,05	
Гравитационные аномалии, мГал	-220	+5	+40	-100	+160	+70	
в свободном воздухе							
Буге	Нет	Линейные	Линейные	Изометричные	На севере — изометричные, на юге — линейные	Слабо выраженные	
Магнитные аномалии						Выраженные	
Толловой поток, ЕТП	0,3—2,7	4,45	0,1—40,7	0,9	2—8,95	Не изучен	
Сейсмичность	Сильная	Нет	Слабая	Сильная	Сильная	Сильная	
Мощность коры, км	Океанский склон — 5,5, островодужный склон — 13	5	4,2—8	18—20	28—32	29—44	
Не характерен							
Синседиментационный магнетизм	Языковидная	Щелочной и основной	Основной и кислый	Кислый	Основной, средний	Основной	
Форма осадочного тела	Языковидная	Прерывистый покров	Клиновидная	Линзовидная	Призмовидная	От призмовидной к плащобразной	
Его мощность, км	0—1	0—1	0,6—3	2—6	1—12	3—11	
Строение тела (основные комплексы, формации, скорости седиментации, м/млн лет)	Глинистая, турбидитная, формации — 900	Вулканокластическая формация — 60, карбонатно-территенная — 40, глинистая — 2	Вулканокластическая формация — 18—300, глинистая, карбонатно-глинистая — 7—10	Вулканокластическая формация — 150—430, терригенная — 200—700	Турбидитная вулканокластическая формация — до 1500, турбидитная глинистая — 200—1000	Глинистая формация — 133, песчано-глинистая — 225, глинистая — 10—120, глинисто-песчаная — 48—100	Песчано-глинистая формация — 10—225, глинистая — 10—120, глинисто-песчаная — 48—100
Обстановка осадконакопления	Морская глубоководная	Морская глубоководная	Морская глубоководная	Морская	Морская	Континентальная	
Полезные ископаемые	Газ?	ЖМК	Полиметаллические сульфидные руды	Полиметаллические сульфидные руды	Нефть, газ	Нефть, газ, соли	

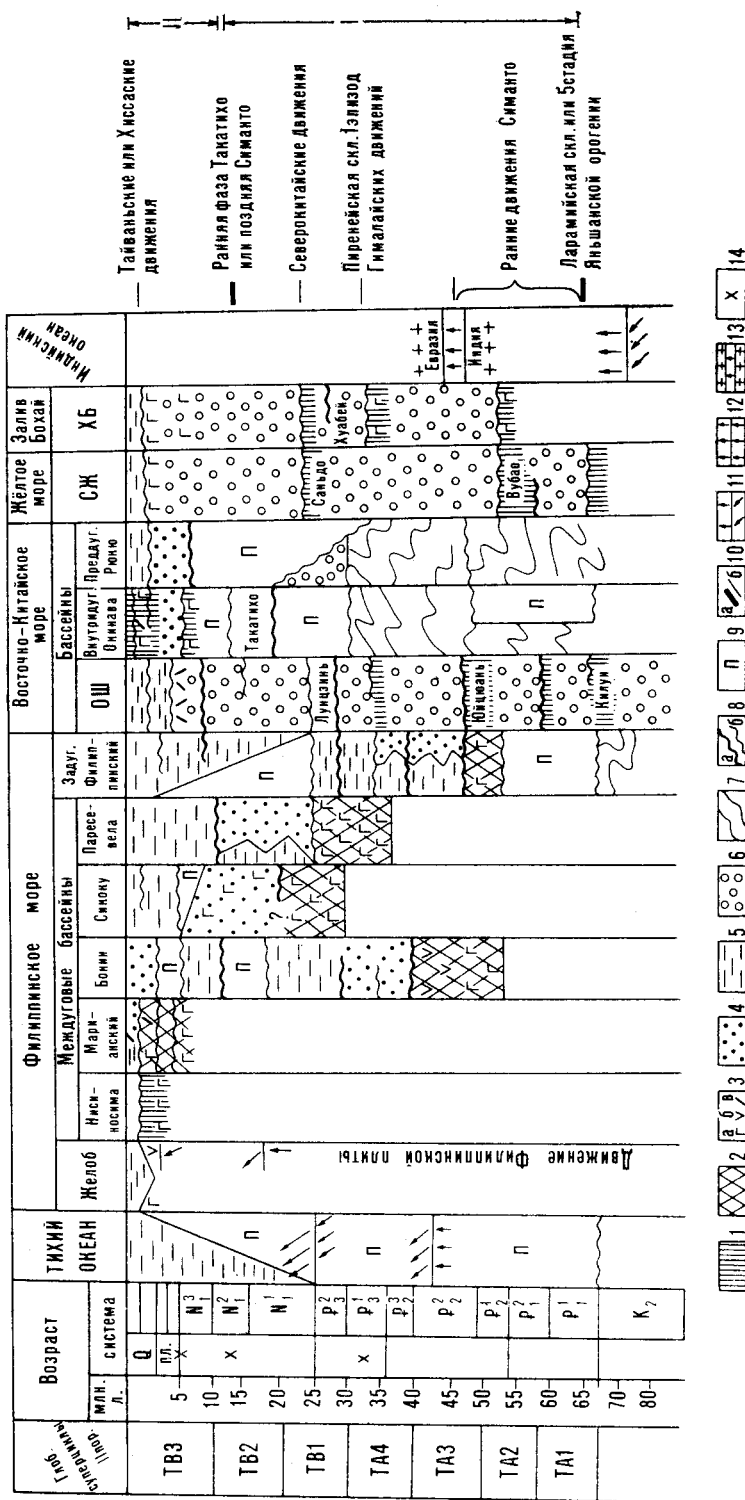


Рис. 15. Корреляция основных кайнозойских событий в зоне сочленения Азии с Тихим океаном в пределах Филиппинского, Восточно-Китайского, Желтого морей и залива Бохай.

1 — рифтогенез; 2 — спрединг; 3 — вулканоглиническая деятельность (а — продукты основного, б — среднего, в — глинистая и карбонатно-глинистая пелагическая, г — комплекс континентальных территорий, преимущественно песчано-глинистых формаций); 7 — складчатый фундамент; 8 — несогласия (а — совпадающие с границами глобальных суперциклов второго порядка, б — прочие); 9 — перерывы; 10 — границы тектонических циклов (а — главных, б — второстепенных); 11 — изменение направления движения литосферных плит; 12 — изменение скорости движения плит; 13 — коллизия плит; 14 — фазы похолодания. ТА2, ТВ3 — индентация суперциклов второго порядка глобальных изменений уровня Мирового океана; ОШ — окраинно-шельфовый, СЖ — Субей-Желтоморский, ХБ — Хуабей-Бохайваньский бассейны.

обрушениях, которые носят стадийный характер и чередуются с короткими периодами сжатия. Создается своеобразная «клавишная» структура, в которой «клавиши» то поднимаются, то опускаются. Структура осадочных бассейнов формировалась в результате сложного сочетания эндогенных и экзогенных процессов: глобальных движений плит и местных внутриплитных деформаций в условиях частой смены полей напряжений (рис. 15).

Велика роль докайнозойского фундамента, предопределяющего сегментацию и различный тип дислокаций в пределах единого бассейна, что особенно ярко проявляется на примере бассейнов Восточно-Китайского моря, бассейнов Субей-Желтоморского и Хуабей-Бохайвань. Сочетание разнотипных и различно ориентированных движений создает специфические сдвигораздвиговые структуры, так называемые «pull-apart», характерные для всей Восточно-Азиатской окраины. В исследованном регионе к этому типу относится бассейн Хуабей-Бохайвань, ромбовидная форма которого сформировалась под влиянием северо-восточных сдвигов, унаследовавших рифты такого же направления, и растяжения северо-восток — юго-западного направления.

Собранная информация в одном из наиболее изученных районов зоны сочленения Восточной Азии с Тихим океаном с высокой плотностью бурения открывает широкие возможности для сравнительного тектонического анализа с однотипными осадочными бассейнами еще слабо изученных активных окраин с целью прогнозирования подобных типов полезных ископаемых в этих регионах. В прикладной геологии ранние прогнозы имеют большое значение и предопределяют стратегию поисков в том или ином регионе.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Геотраверс* Северо-Китайская равнина — Филиппинское море — Марианский желоб. — М.: Наука, 1991.
2. Кириллова Г. Л. Стрoение междугoвых бассейнов Филиппинского моря // Докл. АН СССР. — 1990. — Т. 312, № 3. — С. 675—678.
3. Кириллова Г. Л. Глубоководные желоба Филиппинского моря: строение и эволюция // Тихоокеан. геология. — 1991. — № 4. — С. 19—31.
4. Кириллова Г. Л. Кайнозойские осадочные бассейны Восточно-Китайского моря: строение и эволюция // Там же. — № 5. — С. 64—83.
5. Косыгин Ю. А. Тектоника. — М.: Недра, 1983.
6. Косыгин Ю. А. Тектоника. — М.: Недра, 1988.
7. Уеда С. Происхождение задуговых бассейнов // Геодинамические исследования. № 11. Тектоника Восточно-Азиатских окраинных морей/Междуведомственный геофизический комитет при Президиуме АН СССР. — М., 1988. — С. 5—14.
8. Aubouin J. Some aspects of the tectonics of subduction zones // Tectonophys.— 1989. — V. 160, N 1—2. — P. 1—22.
9. Brooks D. A., Carlson R. L., Harry D. L. et al. Characteristics of back-arc regions // Ibid.— 1984. — V. 102, N 1—4. — P. 1—16.
10. Chen Quanmao, Dickinson W. R. Contrasting nature of petroliferous Mesozoic-Cenozoic basins in Eastern and Western China // AAPG Bulletin.— 1986. — V. 70, N 3. — P. 263—275.
11. Geological map of the Northern Ogasawara arc. Sc. 1: 1 000 000.— Geol. Surv. of Japan, 1982.
12. Halbach P., Nakamura K., Wahsner M. et al. Probable modern analogue of Kuroko-type massive sulphide deposits in the Okinawa Trough back-arc basin // Nature.— 1989. — N 338. — P. 496—499.
13. Hawkins J. W., Lonsdale P. F., Macdougall J. D., Volpe A. M. Petrology of the axial ridge of the Mariana Trough back-arc spreading center // Earth and Planet. Sci. Lett.— 1990. — V. 100. — P. 226—250.
14. Hilde T. W. C., Lee C.-S. Origin and evolution of the West Philippine basin: a new interpretation // Tectonophys.— 1984. — V. 102, N 1—4. — P. 85—104.
15. Huchon P., Labaume P. Central Japan triple junction: a three-dimensional compression model // Ibid.— 1989. — V. 160, N 1—4. — P. 117—133.
16. Juan V. C. Thermal-tectonic evolution of the Yellow sea and East China sea implication for transformation of continental to oceanic crust and marginal basin formation // Ibid.— 1986. — V. 125. — P. 231—244.
17. Karig D. E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific // J. Geophys. Res.— 1971. — V. 76. — P. 2542—2561.
18. Karig D. E. Basin genesis in the Philippine sea // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— Washington: US Govern. Print. Office, 1975. — V. 31.

19. Kimura M., Uyeda S., Kato Y. et al. Active hydrothermal mounds in the Okinawa Trough backarc basin, Japan // *Tectonophys.*— 1988.— V. 145.— P. 319—324.
20. Lao Qiuyuan, Gao Wenzue. The characteristics of Cenozoic sedimentary basins in the North China Platform // *Sediment. Geol.*— 1984.— N 40.— P. 89—103.
21. Lawver L. A., Hawkins I. W. Diffuse magnetic anomalies in marginal basins: their possible tectonic and petrologic significance // *Tectonophys.*— 1978.— V. 45.— P. 323—339.
22. Letouzey J., Kimura M. The Okinawa Trough: genesis of a back-arc basin developing along a continental margin // *Ibid.*— 1986.— V. 125.— P. 209—230.
23. Li Desheng. Geologic evolution of petroliferous basins of continental shelf of China // *The Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*— 1984.— V. 68, N 8.— P. 993—1003.
24. Liu Xun. The sedimentary association sequence of Cretaceous-Paleogene basins of eastern China // *Collection of Structural Geology. Publishing House of Geology, Beijing, 1.*— 1981.— P. 190—202.
25. Lonsdale P., Hawkins J. Silicic volcanism at an off axis geothermal field in the Mariana Trough back-arc basin // *Geol. Soc. Amer. Bull.*— 1985.— V. 96, N 7.— P. 940—951.
26. Loudon K. E. Magnetic anomalies in the West Philippine basin // *The geophysics of the Pacific ocean basin and its margins.*— Washington (D. C.), 1976.— P. 253—267.
27. Ma X., Deng Q., Wang Y., Liu H. Cenozoic graben systems in N. China // *Z. Geomorphol., N. F., Suppl.*— 1982.— V. 42.— P. 99—116.
28. Mizuno A., Okuda Y., Tamaki K. et al. Marine geology and geologic history of the Daito Ridges Area, Northwestern Philippine Sea. Pt. 1, 2 // *Mar. Sci.*— 1975.— V. 7.— P. 52—59; V. 7, N 8.— P. 39—44.
29. Mrozowski C. L., Lewis S. D., Hayes D. E. Complexities in the tectonic evolution of the West Philippine basin // *Tectonophys.*— 1982.— V. 82.— P. 1—24.
30. Ogawa Y., Seno T., Akiyoshi H. et al. Structure and development of the Sagami trough and the Boso triple junction // *Ibid.*— 1989.— V. 160, N 1—4.— P. 135—150.
31. Okada H. Anatomy of trench-slope basins: examples from the Nankai trough // *Paleogeogr., Paleoclim., Paleocol.*— 1989.— V. 71.— P. 3—13.
32. Okuda Y. Late Cenozoic evolution of the fore-arc basins off southwest Japan // *Geology of the Northern Philippine sea. Geological results of the GDP Cruises of Japan.*— Tokai Univ. Press, Tokyo, 1985.— P. 247—259.
33. Seno T., Ogawa Y., Tokuyama H. et al. Tectonic evolution of the triple junction off central Honshu for the past 1 million years // *Tectonophys.*— 1989.— V. 160, N 1—4.— P. 91—116.
34. Shih T.-C. Marine magnetic anomalies from the western Philippine Sea: implications for the evolution of marginal basin // *The tectonic and geologic evolution of southeast Asian seas and islands.*— Washington (D. C.), 1980.— P. 49—76.
35. Uyeda S., Ben-Avraham Z. Origin and development of the Philippine Sea // *Nature Phys. Sci.*— 1972.— V. 240.— P. 176—178.
36. Uyeda S., McCabe R. A possible mechanism of episodic spreading of the Philippine Sea // *Accretion Tectonics in the Circum Pacific Region.*— Tokyo: Terrapub., 1983.— P. 291—306.
37. Watts A. B., Weissel J. K., Larson R. L. Sea floor spreading in marginal basins of the western Pacific // *Tectonophys.*— 1977.— V. 37.— P. 167—181.
38. Wezel Forese-Carlo. The Pacific island arcs: produced by post-orogenic vertical tectonics? // *Origin Arcs: Invit. Pap. Int. Conf., Urbino. Sept. 22nd—25th, 1986.*— Amsterdam e. a., 1986.— P. 529—567.
39. Xu Weiling, Le Junying. Tectonic movement and evolution of East China Sea // *Mar. Geol. Quartern. Geol.*— 1988.— N 1.
40. Ye H., Shedlock K. M., Hellinger S. J., Sclater J. G. The North China basin: an example of a Cenozoic rifted intraplate basin // *Tectonophys.*— 1985.— V. 4, N 2.— P. 153—169.
41. Zhang Jiazhen. Huabei-Bohaiwan Basin // *ESCAP atlas of stratigraphy IV. Stratigraphic correlation between sedimentary basins of the ESCAP region. V. X. People's Republic of China. Mineral resources development series. N 52/United Nations.*— New York, 1985.— P. 22—27.
42. Zhao Jiongkun, You Youguang, Zhou Xigi. Subei-South Yellow Sea Basin // *Ibid.*— P. 28—34.

Ю. И. Коновалов, Ю. А. Мартынов

ВУЛКАНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС ГАЙОТА ЛАМОНТ

(поднятие Маркус-Уэйк, Тихий океан)

Приведены результаты изучения вулканических пород гайота Ламонт, драгированных в 8-м рейсе НИС «Александр Виноградов». Представлена петрохимическая характеристика пород, включающих щелочные оливиновые базальты, долериты, лейкобазальты, айкамиты, трахибазальты и образующих в совокупности дифференцированный комплекс. По химизму перечисленные образования представляют собой единую серию, типичную для внутриплитных вулканоплутонических комплексов Тихого океана.

Гайот Ламонт расположен в центральной части западной половины обширной подводной горной системы Маркус-Неккер, обозначаемой по названиям небольших островов-атоллов в западном и восточном ее замыканиях. Система продолжается на восток вплоть до Гавайского хребта, а на запад — до области сочленения Идзу-Бонинского и Марианского глубоководных желобов. Часто употребляемые в литературе названия Маркус-Уэйк и Уэйк-Неккер относятся соответственно к западной и восточной половинам системы, имеющим заметную структурную обособленность, в целом же систему нередко называют Срединно-Тихоокеанскими горами (поднятием, хребтом). С севера к ней примыкает Северо-Западная, а с юга — Восточно-Марианская котловины [7].

Ложе океана в пределах всей Срединно-Тихоокеанской системы поднято над днищем соседних котловин на 300—400 м [11]. По геофизическим данным в земной коре здесь выделяются три слоя. Подошва нижнего, третьего слоя характеризуется скоростью продольных волн 7,2 км/с, а в расположенных ниже подкорковых горизонтах последняя возрастает до 9,0 км/с [11]. Поле силы тяжести имеет здесь, как правило, пониженные значения, а тепловой поток, напротив, несколько повышенные относительно окружающих котловин [8].

Возвышенность Маркус-Уэйк состоит из групп (массивов) подводных гор, покоящихся на едином коколе, между которыми расположены участки с выравненным рельефом. Каждый из таких массивов объединяет обычно три—четыре горы, причем подавляющее большинство из них является гайотами. От соседних котловин с глубинами более 5500 м возвышенность в целом отделена четко выраженными уступами высотой до 300 м.

По данным И. К. Туезова с соавторами [10], в пределах поднятия Маркус-Уэйк выделяются три группы гайотов, различающиеся глубинами выравненных вершинных участков: 1100—1400, 1600—2000 и 2900—3500 м. Диаметры плоских вершинных поверхностей соответственно составляют 14—42, 9—14 и менее 9 км. Гайот Ламонт относится к первой из перечисленных групп.

Немногие из гайотов Срединно-Тихоокеанских гор были подвергнуты изучению, сопровождавшемуся отбором образцов коренных пород. Опробование склонов проводилось обычно на единичных станциях. При драгировании с гайотов поднимался весьма разнообразный материал — осадочные, вулканогенно-осадочные и магматические породы, а также железомарганцевые образования — корки и конкреции. В ядрах последних, как правило, обнаруживались обломки магматических или вулканогенно-осадочных пород [1, 5, 6, 8—10].

Несмотря на весьма спорадический характер данных о вещественном составе гайотов, имеется достаточно полное представление о магматических образованиях, слагающих многочисленные структуры Срединно-Тихоокеанского поднятия. По данным В. В. Матвеевкова и

Н. А. Маровой [6], на поднятии распространены три комплекса вулканических пород, разобщенные как в пространственном, так и во временном отношении. Это комплексы оливиновых, дифференцированных щелочных и роговообманковых базальтов.

Первый комплекс представлен оливиновыми базальтами и их туфами и встречен на гайотах возвышенности Уэйк-Неккер. Эффузивные разности в нем представляют собой исключительно витропорфировые породы с вкрапленниками оливина и плагиоклаза. Этот комплекс, по-видимому, является наиболее древним, а формирование его относится к раннему мелу. Датировки оптическим методом по Е. А. Кузнецову [4] дали значения в пределах 100—150 млн лет, а фораминиферы, обнаруженные в цементе туфов оливиновых базальтов, относятся к альбу-сенману [6].

Второй комплекс распространен, в основном, на горах Маркус-Уэйк и включает породы непрерывной серии — щелочные оливиновые базальты, трахибазальты и трахиандезиты. Наибольшим развитием в этой серии пользуются щелочные оливиновые базальты [6]. Это породы с порфировой структурой, вкрапленники в них образованы измененным оливином и клинопироксеном (титан-авгит), а основная масса сложена мелкими кристаллами пироксена, плагиоклаза (лабрадор) и рудного минерала, погруженными в сильно измененное палагонитизированное стекло. Химический состав оливиновых базальтов характеризуется очень низким содержанием кремнезема и высокими концентрациями титана и щелочей. Возраст комплекса оценивается как ниже-среднеэоценовый, на что указывают калий-аргоновые датировки в 42—55 млн лет и находки обломков пород этого комплекса в эоценовых фораминиферовых илах [12].

Третий комплекс развит преимущественно в пределах возвышенности Уэйк-Неккер, где он представлен туфами, обломочная часть в которых сложена щелочными роговообманковыми базальтами и трахиандезитами, а также авгитовыми базальтами [6].

Роговообманковые базальты — порфировые, с вкрапленниками роговой обманки (керсутит) и клинопироксена в примерно равных количествах [5]. Керсутит представлен зональными призматическими кристаллами с четким плеохроизмом в зеленовато-бурых тонах. Клинопироксен характеризуется плеохроизмом в фиолетово-бурых оттенках, свидетельствующим о повышенных содержаниях титана. В некоторых кристаллах клинопироксена обнаруживаются ядра с зеленовато-синим плеохроизмом, соответствующим составу эгирия-авгита. Основная масса керсутитовых базальтов состоит из бурого полупрозрачного стекла с зернами магнетита и редкими кристаллами апатита. Оливинсодержащие разности керсутитовых базальтов отмечаются очень редко.

Трахиандезиты представлены светло-серыми породами с вкрапленниками андезита, роговой обманки и клинопироксена. Основная масса сложена субпараллельно ориентированными лейстами плагиоклаза, мелкими зернами пироксена и рудным минералом.

Возраст пород третьего комплекса относится к эоцен-палеоцену, судя по калий-аргоновым датировкам трахиандезитов, авгитовых базальтов и лимбургитов, которые подтверждаются палеонтологически охарактеризованным возрастом вмещающих пород [12].

Мощность осадочного чехла на большей части возвышенности Маркус-Уэйк изменяется от 600 до 1000 м [10], увеличиваясь в отдельных межгорных депрессиях до 1300 м. Вблизи подводных гор, на расстоянии 2—15 км мощность осадков резко сокращается до нуля с градиентом 50—230 м на 1 км. Верхняя часть осадков в пониженных участках дна представлена красными глубоководными илами с микрофауной третичного возраста [10]. В смежных с возвышенностями котловинах скважинами вскрыт разрез алевроитовых цеолитовых глин, карбонатных илов, известняков, в основании которого залегают базальты позднеюрского-позднетретичного возраста.

Результаты геолого-геофизических исследований, выполненных на гайоте Ламонт и в непосредственной близости от него, приведены в ря-

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Номер образца											
	761/24	748-1-1	777-1	777-2	749-12	768-13	768-6	801-2	762-20	762-5	768-15	749-5
SiO ₂	38,40	38,10	36,90	36,81	39,07	40,00	40,00	40,15	40,30	40,60	41,68	41,80
TiO ₂	3,44	3,92	4,10	4,08	3,84	4,96	5,25	4,75	2,23	2,50	2,68	3,44
Al ₂ O ₃	12,60	11,85	13,94	12,77	14,00	13,60	12,20	15,30	12,75	14,60	14,80	12,30
Fe ₂ O ₃	9,10	10,10	8,44	11,40	12,26	9,49	9,81	9,48	9,90	10,65	12,35	8,50
FeO	3,64	4,12	5,57	3,97	2,04	5,01	4,76	4,54	3,07	1,21	1,98	3,92
MnO	0,17	0,23	0,17	0,14	0,18	0,17	0,15	0,16	0,13	0,10	0,12	0,16
MgO	7,98	10,06	7,99	8,71	7,13	8,06	7,84	5,06	7,31	4,46	5,57	8,85
CaO	15,63	11,70	12,71	12,10	7,41	11,30	11,87	10,31	11,30	9,26	10,46	11,76
Na ₂ O	0,89	1,10	1,23	0,79	2,23	1,52	1,57	1,67	1,86	2,17	1,58	2,36
K ₂ O	0,76	0,80	0,71	0,67	1,12	0,60	0,91	1,07	1,85	1,95	1,14	0,47
P ₂ O ₅	1,74	1,10	0,85	1,16	1,68	0,49	0,61	1,06	2,98	3,88	0,94	1,03
H ₂ O ⁻	—	—	2,52	2,95	3,71	—	2,39	2,80	—	—	2,64	—
П. п. п.	5,70	7,20	4,33	4,08	5,48	4,65	3,36	3,59	6,34	7,95	3,65	4,48
Сумма	100,05	100,28	99,46	99,54	100,15	99,85	100,72	99,94	100,02	99,33	99,59	99,34
V	170	150	150	190	150	200	210	240	130	110	190	150
Cr	670	810	170	200	590	830	710	17	490	440	670	720
Ni	300	450	140	190	310	400	350	83	370	130	140	290
Co	52	53	37	36	36	49	45	52	35	24	34	41
Rb	0	—	16	21	6	0	18	16	—	0	21	0
Sr	738	—	270	326	1179	434	384	590	—	677	505	934
Zr	291	—	233	234	207	176	224	310	—	167	176	236
Ba	152	—	132	107	802	343	281	321	—	428	227	733
f	0,61	0,59	0,64	0,64	0,67	0,64	0,65	0,73	0,64	0,73	0,72	0,58

Примечание. 1, 2 — пироксениты; 3—17 — анкармиты; 18—23 — щелочные оливины; 3, 4, 11, 14, 16, 17, 21—24, 26 определены в ДВГИ ДВО РАН (аналитик Т. Борбина), в образцах ГИ БФ СО РАН (Улан-Удэ). Микроэлементы группы железа определены в ДВГИ (аналитик тышина).

де работ [12, 14, 15]. Магматический комплекс опробован впервые в рейсе исследовательского судна «Вашингтон» (Скриппсовский институт океанографии, США), когда со склона гайота был поднят образец оливинового долерита, для которого был определен радиологический возраст в 50—57 млн лет, подтвержденный наличием в поверхностных кавернах образца эоценовых фораминифер [15]. В другой, более поздней работе упоминается присутствие на гайоте оливиновых тералитов с более древним, определенным изохронным методом возрастом в 87 млн лет [14]. В обоих случаях отсутствуют как подробная петрографическая характеристика пород, так и сведения о их химическом составе.

Детальному геологическому изучению рассматриваемый гайот был подвергнут в 1979 г. в рейсе НИС «Каллисто», а затем и в 1986 г. — с борта НИС «Академик Александр Виноградов». В этих экспедициях было выполнено в совокупности более 30 станций опробования, по результатам которых была составлена схема геологического строения гайота [3]. В [3] подробно излагаются материалы по петрографии и геохимии поднятых на этих станциях пород, включающих разнообразие вулканические и субвулканические образования, укладывающиеся по кремнекислотности в рамки пород базальтового состава. По особенностям минералогии среди них можно выделить несколько разновидностей (щелочные оливиновые базальты и долериты, лейкобазальты, анкармиты, пироксениты, трахибазальты), по химизму представляющих собой единую серию щелочных и субщелочных образований, типичных для внутриплитных вулканоплутонических комплексов Тихого океана.

Анкармиты, клинопироксен-керсутитовые трахибазальты, а также пироксениты, которые можно рассматривать как возможные кумулятивные фации анкармитов, развиты преимущественно в западной части таяота. Общей петрографической особенностью для них является отсут-

пород гайота Ламонт

13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Номер образца													
768-6А	768-14	772-1	801-12	768-8	761-19А	768-20	761-34	776-7	761-16	761-7	761-4	761-4А	767-7
42,16	42,67	43,20	43,87	43,45	40,90	42,60	42,63	42,65	42,69	46,32	40,46	41,93	42,21
2,75	2,51	2,60	2,25	2,36	4,28	2,60	3,75	2,83	2,99	2,80	2,81	4,09	2,84
13,90	13,62	14,09	12,85	12,92	17,80	14,85	14,20	16,90	16,99	15,08	12,67	15,40	16,24
9,49	7,78	8,52	9,33	8,56	14,60	10,04	10,14	7,56	12,37	8,81	8,42	10,05	11,38
3,73	4,63	5,01	4,37	4,21	1,69	3,64	2,61	4,39	0,16	2,38	5,52	3,22	3,18
0,15	0,17	0,18	0,17	0,18	0,16	0,18	0,13	0,19	0,29	0,15	0,23	0,14	0,24
6,51	8,93	7,32	9,13	11,44	3,31	6,35	5,41	4,67	3,81	5,97	9,73	4,72	4,29
12,60	11,66	10,36	10,81	9,82	8,25	10,68	10,46	9,46	5,61	10,71	11,58	10,42	8,55
1,65	2,24	2,10	2,20	2,22	2,21	1,86	2,04	2,40	2,43	2,50	1,72	2,67	1,96
1,00	1,03	1,47	0,94	0,99	1,64	0,86	1,75	1,59	2,14	1,15	0,97	1,26	1,35
0,67	0,57	0,58	0,54	0,54	1,08	0,68	1,37	0,61	1,30	0,59	0,49	0,69	0,49
2,06	1,27	—	1,32	0,51	—	—	—	2,49	2,89	4,34	1,47	1,17	1,56
3,59	2,48	4,20	2,86	2,32	4,40	5,08	3,34	3,45	4,35	2,22	5,90	2,65	3,76
100,25	99,56	99,63	100,34	99,52	100,32	99,42	100,33	99,59	99,48	100,15	99,67	98,80	99,77
210	150	150	180	150	—	180	180	140	150	220	170	—	—
710	490	600	78	610	—	520	66	74	650	90	1000	—	—
350	260	320	140	290	—	200	180	89	310	260	440	—	—
45	38	42	51	42	—	36	26	27	64	53	46	—	—
18	45	51	0	—	0	—	—	28	35	30	41	—	—
384	562	646	540	—	637	—	—	778	398	394	398	—	—
224	169	192	304	—	282	—	—	307	166	212	167	—	—
281	300	456	362	—	526	—	—	408	508	258	221	—	—
0,67	0,58	0,65	0,60	0,53	0,83	0,68	0,70	0,72	0,77	0,68	0,59	0,74	0,77

новые базальты; 24—26 — клинопироксен-керсутитовые базальты. Содержания окислов в образцах 5, 7, 8, 13, 20, 25 — в ИГиГ СО РАН (Новосибирск), в образцах 1, 2, 6, 9, 10, 12, 15, 18, 19 — в Т. В. Ланкова), щелочно-земельные элементы — в ИГО Приморгеология (аналитик М. В. Вой-

ствии или очень низкое содержание плагиоклаза как в виде фенокристов, так и в качестве минералов основной массы.

Анкарамиты имеют наибольшее распространение. Это серые породы с массивной или миндалекаменной текстурой, количество миндалинов в которых может достигать 15—25 % от объема. Структура анкарамитов порфировая, среди вкрапленников преобладает титан-авгит (10—25 %, иногда до 50 %). Это обычно хорошо выраженные кристаллы с фиолетовым оттенком и размерами от 0,5 до 2,5 мм, характеризующиеся высокой интерференционной окраской и отчетливой зональностью. Содержания фенокристов оливина колеблется от 10 до 15 %. Во всех изученных образцах он нацело замещен агрегатом вторичных минералов — гидрокислами железа и глинистыми минералами. Основная масса анкарамитов, как правило, слабо раскристаллизована и сложена, в основном, стеклом с небольшим количеством микролитов клинопироксена, плагиоклаза и рудного минерала.

Анкарамиты, развитые в пределах привершинной части гайота, отличаются более крупными размерами фенокристов (до 2,5 мм) и высокотемпературным характером вторичных изменений, выраженных альбитизацией. Последнее, наряду с геоморфологическими признаками, позволяет предполагать залегание этих разностей в виде экструзивных тел.

Трахибазальты представляют собой серые породы с массивной текстурой и порфировой структурой. Вкрапленники в них образованы керсутитом и титан-авгитом примерно в равных количествах (3—20 %), в редких случаях отмечаются микрофенокристы плагиоклаза (около 10 %) и единичные кристаллы оливина. Характерной особенностью пород являются сравнительно крупные размеры фенокристов, достигающие 3 мм, что, вероятно, обусловлено их субвулканической природой. Трахибазальты слагают, по-видимому, обособленное экструзивное тело в западной части гайота вблизи вершины, а также небольшие тела в поле развития анкарамитов в пределах склона.

Вкрапленники титан-авгита в трахибазальтах образованы идиоморфными, отчетливо зональными кристаллами без признаков вторичных изменений. В проходящем свете они имеют фиолетовый оттенок и высокую интерференционную окраску. Центральные части кристаллов часто имеют «губчатый» облик за счет многочисленных включений стекла. Характерны также включения апатита и рудного минерала в титан-авгите. Керсутит представлен хорошо оформленными кристаллами с отчетливой зональностью и плеохроизмом в коричневых тонах, окруженными опалитовой каймой переменной мощности (от маломощных зон до полного замещения минерала). Крупные кристаллы керсутита часто содержат включения более раннего титан-авгита, а также апатита и рудного минерала. Основная масса стекловатая, содержащая небольшое количество микролитов плагиоклаза (менее 15 %) и крупные кристаллы рудного минерала в количестве до 10 %.

Щелочные оливиновые базальты являются после анкарамитов наиболее распространенными на гайоте породами. Пространственно они тесно связаны с долеритами и лейкобазальтами. Судя по особенностям состава, долериты отвечают субвулканическим аналогам щелочных оливиновых базальтов, а лейкобазальты — их дифференциатам.

Щелочные оливиновые базальты представляют собой серые породы с массивной, иногда миндалекаменной текстурой. Порфиновые выделения представлены оливином, плагиоклазом и клинопироксеном, встречающимися в различных соотношениях. Фенокристы оливина содержатся в количестве 10—15 % и, как правило, нацело замещены гидроокислами железа и глинистыми минералами. Вкрапленники плагиоклаза образованы хорошо оформленными кристаллами без признаков замещения. Отчетливая зональность отмечается в фенокристах клинопироксена. Основная масса состоит главным образом из мелких лейст плагиоклаза (до 40 %), иногда с подчиненным количеством (до 20 %) микролитов клинопироксена и рудного минерала, и характеризуется толеитовой и пилотакситовой структурой.

Лейкобазальты имеют ограниченное распространение и встречены совместно с оливин-плагиоклазовыми базальтами. Текстура этих пород массивная, структура афировая, реже порфировая. Среди минералов-вкрапленников преобладает плагиоклаз, содержание которого колеблется от 5—8 до 20—25 %, представленный зональными лейстовидными кристаллами, часто имеющими скелетную форму. В некоторых образцах наблюдается замещение первичного плагиоклаза альбитом. Порфиновые выделения образует и пироксен, встреченный в виде редких, отчетливо зональных кристаллов. В составе основной массы с трахитовой, реже гиалиновой структурой преобладают микролиты плагиоклаза, содержание которых может достигать 85 %, отмечаются также мелкие кристаллы клинопироксена в количестве до 25 % и рудный минерал, составляющий не более 10 % объема породы.

Долериты обнаружены на двух станциях в привершинной части гайота, где особенности рельефа позволяют предполагать наличие штокообразного тела. Текстура долеритов массивная, структура офитовая, участками толеитовая. Единичные фенокристы представлены оливином, замещенным идиинситом. В хорошо раскристаллизованной основной массе преобладающую роль играют кристаллы плагиоклаза (около 10 %) и единичные зерна рудного минерала. Для долеритов характерно сравнительно высокое содержание апатита.

Таким образом, проведенные исследования показывают, что в пределах гайота Ламонт распространены, по существу, те же петрографические разности пород, что и в пределах возвышенностей Уэйк-Неккер — восточной половины системы Маркус-Неккер. Как следует из сопоставления петрографических разновидностей, здесь развиты породы двух разновозрастных комплексов — раннемелового и эоцен-раннемиоценового. Характер их распределения показывает на преимущественное развитие

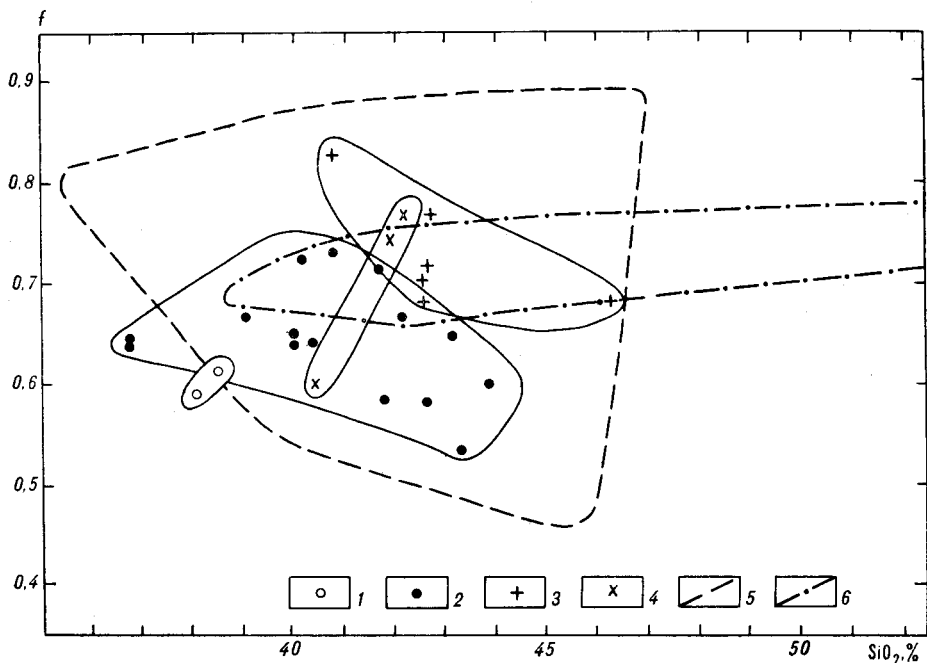


Рис. 1. Диаграмма «кремнезем-железистость» для пород гайота Ламонт.

1—4 — гайот Ламонт (1 — пироксениты, 2 — анкармиты, 3 — щелочные оливиновые базальты, 4 — клинопироксен-керсутитовые базальты); 5, 6 — контуры полей базальтов поднятия Маркус-Неккер (5 — щелочные оливиновые, авгитовые, нефелиновые; 6 — роговообманковые).

более древних вулканитов на восточном и северном склонах. По-видимому, это связано с блоковой структурой гайота.

Данные по химизму пород вулканического комплекса гайота Ламонт показывают на принадлежность к щелочной серии (см. таблицу). Все они характеризуются низкими содержаниями кремнезема, высокими титанистостью и железистостью. Содержания глинозема в них в целом умеренные, в то время как магнезиальность пород сильно варьирует. Показательны для комплекса в целом и высокие содержания фосфора.

Изученные содержания микроэлементов группы железа имеют обычно высокие значения, что соответствует мафическому характеру пород. При типичном, весьма выдержанном уровне концентраций кобальта и ванадия содержания хрома и никеля сильно варьируют, что, вероятно, связано с неравномерным распределением темноцветных минералов.

Соотношения содержания кремнезема с суммой щелочей и железистостью характеризуют породы Ламонта как дифференцированный комплекс, в котором выделенные разновидности имеют между собой сериальные отношения (рис. 1, 2).

По данным предыдущих исследований региона Срединно-Тихоокеанских гор, в западной части поднятия развиты роговообманковые щелочные базальтоиды, относящиеся, по-видимому, к олигоцену — раннему миоцену, а в восточной — оливиновые базальты раннемелового возраста и нижне-среднеоценовые дифференцированные щелочные базальты с калий-аргоновыми датировками 42—55 млн лет. Особенности минерального состава, структуры и текстуры пород, драгированных непосредственно на гайоте Ламонт, позволяют сопоставить некоторые из выделенных разновидностей с имеющимися литературными аналогами. Так, например, оливин-плагиоклазовые базальты гайота Ламонт сходны с оливиновыми базальтами поднятия Уэйк-Неккер и, вероятно, имеют раннемеловой возраст. Анкармиты по своим основным петрографическим характеристикам аналогичны щелочным оливиновым базальтам, что позволяет отнести их к эоцену, а клинопироксен-керсутитовые трахизальты, имея много общих черт с роговообманковыми базальтоидами

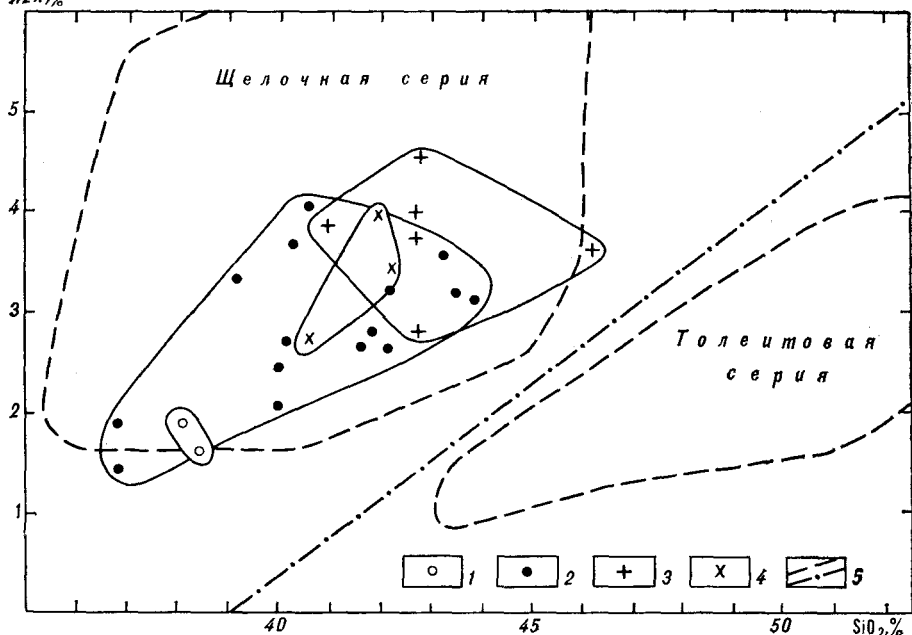


Рис. 2. Диаграмма «щелочи-кремнезем» для пород гайота Ламонт.

1 — пироксениты, 2 — анкармиты, 3 — щелочные оливиновые базальты, 4 — клинопироксен-керсутитовые базальты, 5 — контуры ареалов серий и разделительная линия [13].

Срединно-Тихоокеанских гор, являются наиболее молодыми и, возможно, относятся к олигоцену-раннему миоцену.

Геоморфологические данные показывают, что простирание гайота определяется разломом юго-восточного простирания, подчиненным крупному линеamentу, с которым связана система Маркус-Уэйк в целом. Последняя, при этом, рассечена разломами субмеридионального простирания, активизация которых и обусловила блоковое строение гайота [2].

Распределение магматических продуктов подтверждает блоковый характер гайота. Преимущественное развитие более древних вулканитов на восточном и северном склонах связано с наличием относительно приподнятых блоков. Восточный блок затем испытал опускание относительно центрального, причем это опускание, по данным Г. Л. Кирилловой с соавторами, произошло после позднейшего периода абразии, завершившегося не позднее 37 млн лет назад [2].

ЛИТЕРАТУРА

1. Безруков П. Л. 43-й рейс НИС «Витязь» в центральной части Тихого океана // Океанология.— 1969.— Т. IX, вып. 1.— С. 193—199.
2. Кириллова Г. Л., Марков Ю. Д., Уткин И. В. Эволюция морфоструктуры гайота Ламонт поднятия Маркус-Уэйк (Тихий океан) // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 6.— С. 30.
3. Коновалов Ю. И., Мартынов Ю. А., Гусев В. В., Шариков В. Н. Новые данные по геологии гайота Ламонт (поднятие Маркус-Уэйк, Тихий океан) // Докл. АН СССР.— 1988.— Т. 300, № 2.— С. 172—175.
4. Кузнецов Е. А. Оптическое определение абсолютного возраста горных пород // Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения.— М.: Наука, 1966.
5. Матвеевков В. В. Петрографические особенности эффузивных пород Срединно-Тихоокеанского поднятия // Бюлл. МОИП. Отд. геол.— 1972.— № 6.— С. 142.
6. Матвеевков В. В., Марова Н. А. Вопросы формирования магматических комплексов и связи с ними структур поднятия Маркус-Неккер // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1975.— № 5.— С. 126—129.
7. Менард Г. У. Геология дна Тихого океана.— М.: Мир, 1966.
8. Рудник Г. В., Матвеевков В. В. Особенности химизма и этапы развития вулканических пород поднятия Маркус-Неккер (Тихий океан) // Океанология.— 1978.— Т. XVIII, вып. 3.— С. 489—495.

9. Соловьев С. А., Тузов И. К. Исследования НИС «Пегас» в западной части Тихого океана зимой 1975—1976 гг. // Там же.— 1977.— Т. XVII, вып. 1.— С. 171—173.
10. Тузов И. К., Ильев А. Ф., Остапенко В. Ф. и др. Геологическое строение подводной возвышенности Маркус-Уэйк // Сов. геология.— 1978.— № 3.— С. 85—93.
11. Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана // Тихий океан. Т. 5.— М.: Наука, 1972.— С. 394.
12. Heezen B. C., Matthews J. L. et al. Western Pacific guyotts // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— 1973.— V. 20.
13. Macdonald G. A. Composition and origin of Hawaiian lavas // Geol. Soc. Amer. Mem.— 1968.— N 116.— P. 477—522.
14. Ozima M., Kaneoka I., Saito K. et al. Summary of geochronological studies of submarine rocks from the western Pacific ocean // Geodin. West. Pacific. Inden region.— Washington, D. C., 1983.— P. 137—142.
15. Ozima M., Saito K., Honda M., Amasaki S. Sea water weathering effecton on K—Ar age of submarine basalts // Geoch. et Cosmoch. Acta.— 1977.— V. 41.— P. 453—461.

ТОИ, ДВГИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
22 ноября 1991 г.

УДК 552.5 : 551.35(265.6)

А. С. Астахов, С. А. Горбаренко, Н. Н. Ковалюх

СТРОЕНИЕ И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА НА ЗАПАДЕ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ

Обобщены результаты изучения верхней части осадочного чехла обширного района на западе Южно-Китайского моря, описаны элементы литостратиграфии и строение позднечетвертичных отложений по регионам. Представлены результаты измерений физико-механических свойств (плотность, влажность) осадков. Установлено, что их значения для голоценовых отложений определяются, прежде всего, литологическим составом — соотношением глинистой и обломочной компонент. Отмечается некоторое уплотнение позднеплейстоценовых морских осадков (10—15%), которое еще больше для континентальных и прибрежно-морских отложений (25—30%). Горизонты с большими градиентами плотности в осадках шельфа приурочены в большей степени к литолого-фациальным, чем к возрастным, границам.

Изучение физико-механических свойств (ФМС) верхней части осадочного чехла является необходимым элементом инженерно-геологических изысканий, используется при интерпретации результатов геофизических исследований, расчетов абсолютных масс отложений и их компонентов. Изучавшийся район Южно-Китайского моря (рис. 1) в настоящее время является объектом геофизических нефтепоисковых работ и интенсивно осваивается. Интерпретация результатов измерения ФМС пород требует привлечения сведений о их возрасте, литологическом составе, условиях залегания, которые в той или иной степени влияют на плотностные характеристики отложений. Поэтому задачей настоящей работы явилось обобщение сведений о строении и вещественном составе рыхлого осадочного чехла западной части Южно-Китайского моря и анализ результатов измерений ФМС.

Изучение ФМС верхней части осадочного чехла Южно-Китайского моря проводилось в ряде экспедиций на научно-исследовательских судах, выполнявшихся в период с 1983 по 1990 гг. Тихоокеанским океанологическим институтом ДВО АН СССР (см. рис. 1). Для анализа использовались ненарушенные колонки осадков, отобранные гидростатическим пробоотборником ГСП-2 с колонковой трубой диаметром 124 мм. ФМС определялись на борту судна по стандартной методике: отбор монолитов объемом 50 см³, высушивание их при температуре 105° до постоянной массы, взвешивание до и после сушки с точностью до 0,02 г. По полу-

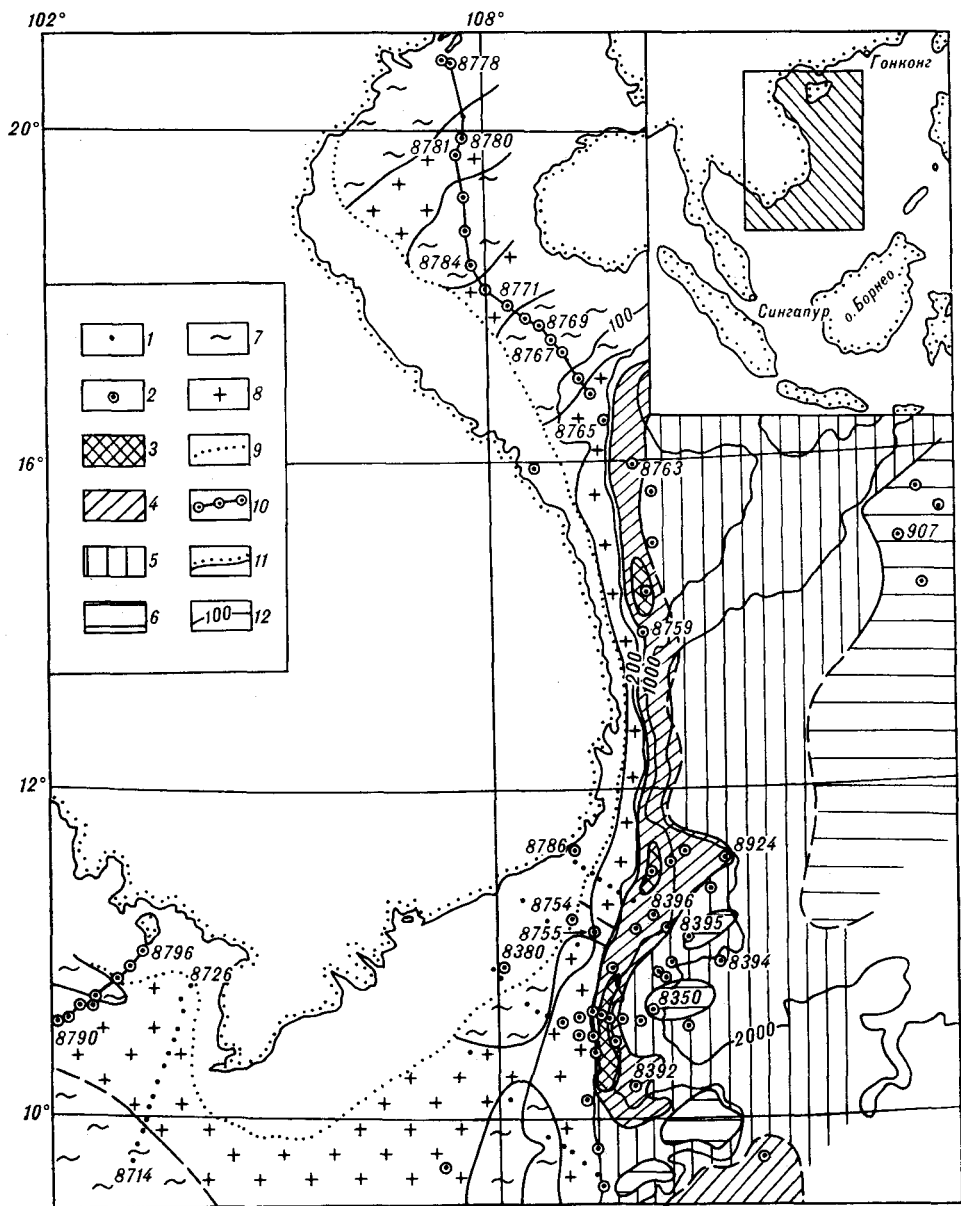


Рис. 1. Карта района исследований и схема мощности голоценовых отложений (на врезке — местоположение района исследований).

1 — станции с отбором колонок осадков (профиль 8714—8726 из [5]); 2 — колонки, по которым изучались физико-механические свойства осадков; 3—6 — мощность голоценовых отложений в глубоководной части моря (3 — более 2 м, 4—1—2 м, 5—0,5—1 м, 6 — менее 0,5 м); 7 — седиментационные бассейны на шельфе с мощностью голоценовых отложений более 0,5—1 м; 8 — участки шельфа с отсутствием или малой мощностью голоценовых отложений; 9 — нижняя граница прибрежной зоны с большой изменчивостью мощности голоценовых отложений; 10 — местоположение профилей, приведенных на рис. 2; 11 — береговая линия; 12 — изобаты.

ценным массам рассчитывались: плотность натурального осадка (ρ), объемная масса минерального скелета (d_p), минералогическая плотность (d_i), объемная (W_0) и весовая (W) влажность натурального осадка по формулам: $\rho = P/V$; $d_i = P/(V - (P_0 - P)\delta_0)$; $W_0 = ((P_0 - P)/V\delta_0) 100\%$; $W = ((P_0 - P)/P) 100\%$, где P_0 и P — масса пробы до и после сушки, г; V — объем изучаемой пробы, см³; δ_0 — объемная масса поровой (морской) воды. Для определения возраста отложений был выполнен ряд радиоуглеродных датировок (табл. 1) в лаборатории Института геохимии и физики минералов АН УССР, изотопно-кислородный анализ раковин

Радиоуглеродные датировки отложений

Номера станций	Интервал от поверхности дна, см	Лабораторный индекс	Возраст, лет	Номера станций	Интервал от поверхности дна, см	Лабораторный индекс	Возраст, лет
8350	35—45	Ки-2205	4620±120	8759	45—68	Ки-3265	6500±70
	125—145	Ки-2206	9900±140	8766	17—20	Ки-3266	2600±50
	155—180	Ки-2202	14200±150		70—83	Ки-3267	8100±50
8380	60—80	Ки-2187	13750±280	8767	20—35	Ки-3270	4000±30
8392	20—30	Ки-2189	550±90	8769	35—50	Ки-3268	2950±30
8394	70—80	Ки-2208	8310±110		160—163	Ки-3269	8600±45
8395	10—20	Ки-2188	360±80	8771	10—25	Ки-3271	1870±40
	125—135	Ки-2209	8220±85	8778	64	Ки-3272	2890±140
	190—200	Ки-2143	более 47000		90	Ки-3274	4550±110
8396	53—65	Ки-2232	7750±120	8780	42—58	Ки-3274	2050±60
8754	50—60	Ки-3260	2900±60	8781	27—42	Ки-3275	1900±40
	60—65	Ки-3261	3800±40	8784	120—150	Ки-3276	12480±140
	105—115	Ки-3262	6700±80	8786	75—95	Ки-3747	6200±60
	130—145	Ки-3263	8200±100		35—45	Ки-3277	3300±90
8755	90—108	Ки-3264	9500±120	8924	150—170	Ки-3748	11500±80

планктонных фораминифер отдельных колоннок. Учитывались также результаты микропалеонтологических определений, выполненных С. П. Плетневым, В. С. Пушкарем, О. А. Ткалич.

Для определения вещественного состава изучались микроскопические препараты с определением содержаний основных осадкообразующих компонент (обломочной, глинистой, карбонатной, кремнистой, вулканогенной). По некоторым колонкам был выполнен минералогический анализ фракции 0,1—0,05 мм и валовые химические анализы. Гранулометрический анализ проводился в Центральной лаборатории ПГО Дальморгеология по стандартной методике. Определение карбонатности осадков выполнялось газообъемным методом [4].

Степень стратиграфической изученности верхней части осадочного чехла запада Южно-Китайского моря весьма неоднородна. Наиболее изучен участок шельфа Сунда и глубоководной котловины, примыкающей к южновьетнамскому побережью, где имеется ряд инженерно-геологических скважин и получено большое количество колоннок [2, 3, 5, 8]. Менее изучены в этом отношении основная часть глубоководной котловины и заливы Бакбо и Сиамский. Практически не изучался шельф, примыкающий к побережью центрального Вьетнама.

Для предварительного расчленения отложений был использован литостратиграфический принцип — выделение перерывов в осадконакоплении или горизонтов одновозрастных отложений, отличных от остальной толщи по одному или нескольким литологическим признакам, и прослеживание их на акватории с близкими условиями осадконакопления и историей развития в четвертичное время. В изученной восточной части Сиамского залива выявлено весьма контрастное специфическое строение верхней части осадочного чехла. Современные морские отложения здесь имеют очень небольшую мощность, местами практически отсутствуют, замещаясь остаточным горизонтом, сложенным песком, битой ракушкой, мелкими дробевидными гетитовыми конкрециями. В понижениях рельефа, как, например, на станции 8793 (рис. 2) и на станциях профиля 8714—8726 [5], отмечена несколько большая мощность голоценовых морских тонкозернистых осадков. В днищах затопленных долин эпизодически вскрыты лагунно-болотные отложения с прослоями торфяников и прибрежно-морской фауны. Возраст их определен радиоуглеродным методом 8,2—9,8 тыс. лет [5]. Под голоценовыми морскими отложениями почти всегда с видимым перерывом в осадконакоплении и разрывом залегают разнообразные по облику, генезису и возрасту отложения. Среди них вскрыты коры выветривания, различные континен-

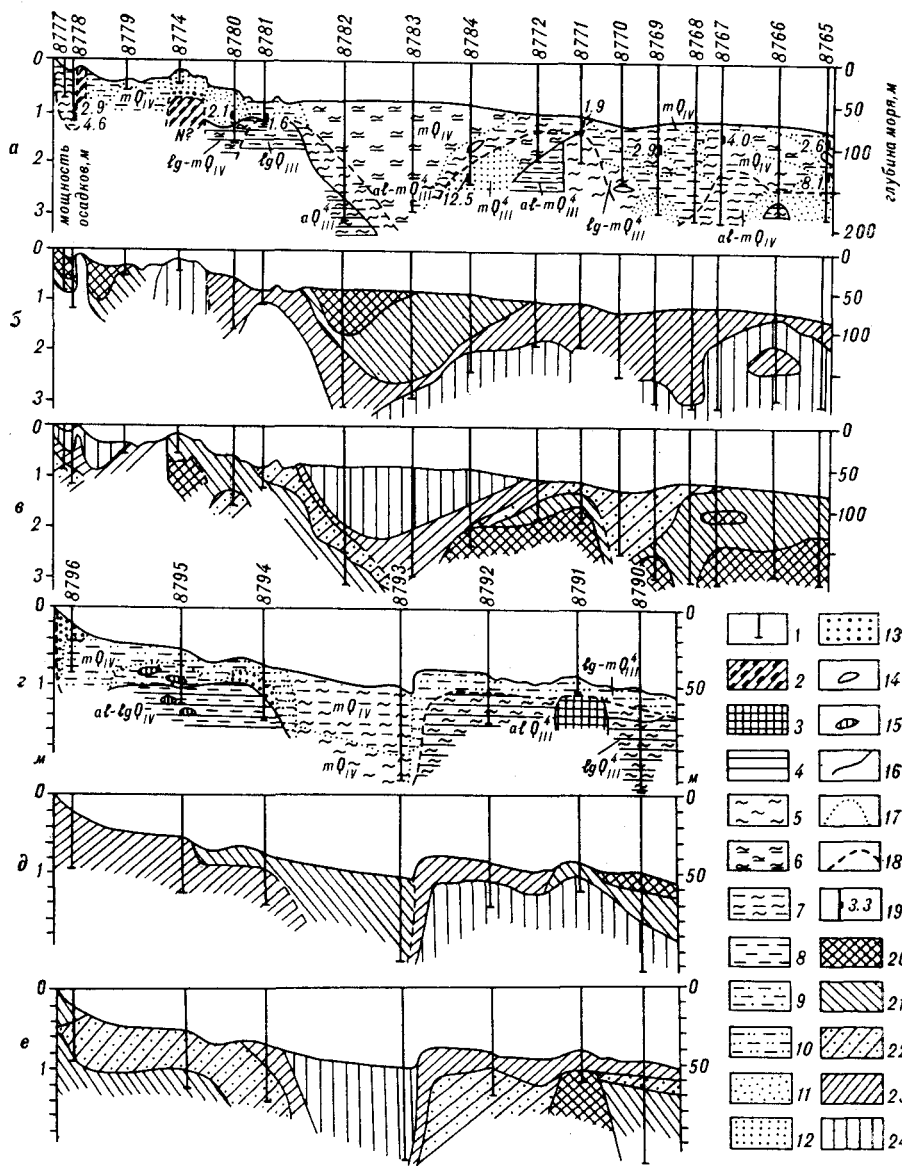


Рис. 2. Строение верхней части осадочного чехла (а, г), объемная влажность (б, д) и плотность (в, е) натурального осадка по профилям в заливах Бакбо (а—в) и Сиамском (г—е).

1—13 — условные обозначения к профилям а и г: 1 — места отбора колонок осадков; 2—13 — типы осадков (2 — консолидированные дочетвертичные породы, 3 — коры выветривания, 4 — уплотненные отложения различного состава, 5 — пелиты, 6 — пелиты алевритовые, 7 — алевриты пелитовые, 8 — алевриты, 9 — алевриты псаммитовые, 10 — псаммиты алевритовые, 11 — псаммиты (пески) мелкозернистые, 12 — псаммиты (пески) среднерзернистые, 13 — псаммиты (пески) крупнозернистые); 14 — линзы и прослои осадка иного литологического состава; 15 — линзовидные карбонатные конкреции; 16 — границы между фациями отложений; 17 — границы между литологическими типами осадков; 18 — нижняя граница голоценовых отложений; 19 — радиоуглеродные датировки (тыс. лет); 20—24 — влажность, % (б, д) и плотность, г/см³ (в, е) натурального осадка, соответственно: 20 — более 70 и более 1,9; 21 — 60—70 и 1,8—1,9; 22 — только для в и е — 1,7—1,8; 23 — 50—60 и 1,6—1,7; 24 — менее 50 и менее 1,6. Местоположение профилей см. на рис. 1.

тальные, лагунные, аллювиально-морские образования. Возраст последних — 34,6—42,3 тыс. лет. [5]. На меньших глубинах предполагается наличие более молодых континентальных или прибрежно-морских отложений вплоть до голоценовых. Учитывая, что возраст перекрывающих морских осадков не древнее голоцена, можно рассчитать длительность перерыва в осадконакоплении. В центральной части залива этот перерыв составляет до 25—40 тыс. лет. Он лишь частично связан с суще-

ствованием здесь континентальных условий в период ресс-вюрмской трансгрессии. В большей мере это, вероятно, связано с действием приливных течений, скорость которых на выходе из залива может резко возрастать при ингрессии моря в глубь этого залива.

На шельфе Сунда на участках неотектонических поднятий также выявлено двучленное строение поверхностных отложений. Голоценовый чехол представлен маломощными песчаными и песчано-ракушняковыми осадками, иногда с очень высоким содержанием гетитовых конкреций. Ниже залегает полифациальный комплекс, включающий разновозрастные и пестрые по литологическому составу неоген-четвертичные отложения. В пределах неотектонических прогибов (Меконг, Южно-Коншонский, Западная Натуна) верхняя часть осадочного чехла литологически более однородна и сложена в основном, материалом аллювиального сноса р. Меконг. Под действием приливных течений реликтовые верхнеплейстоценовые пески, выходящие на поверхность дна могут перемываться, формируя остаточные более грубообломочные покровы и аккумулятивные тела, сложенные материалом из позднплейстоценовых авандельтовых отложений, но с примесью современной фауны. Региональные литостратиграфические горизонты здесь не выявлены, и оценка возраста отложений основывается на относительно редких датировках.

В заливе Бакбо предполагается несколько типов строения верхней части осадочного чехла. В осевой части залива наблюдается последовательная смена аллювиально-морских и эстуариевых отложений пестрого литологического состава раннеголоценового или позднплейстоценового возраста собственно морскими преимущественно тонкозернистыми отложениями. Возраст границы между этими пачками изменяется от 10—15 тыс. лет на глубинах около 60—100 м до 6—8 тыс. лет — на меньших глубинах. В некоторых колонках, отобранных вне осевой линии залива, мощность голоценовых отложений минимальна и они залегают с видимым перерывом на более древних прибрежно-морских образованиях (см. рис. 2).

В глубоководной части моря литостратиграфическое расчленение верхней части осадочного чехла основано на выделении отложений, сформированных в условиях резко повышенного поступления терригенного материала с шельфа в периоды регрессий. В южной части материкового склона и котловины, примыкающих к шельфу Сунда, выявлено три литостратиграфических горизонта [2]. Верхний и нижний горизонты соответствуют внутривюрмскому и позднпоследледниковому трансгрессивным периодам. Отложения их отличаются повышенной карбонатностью за счет примеси раковин фораминифер и кокколитофорид с однородным преимущественно пелитовым составом. Промежуточный горизонт, отвечающий ресс-вюрмской регрессии, отличается низким содержанием карбоната кальция, повышенной примесью алеврита, наличием турбидитных прослоев, следов сползания по склону. Типичные турбидитные горизонты отмечены в осадках на глубинах 1500—2000 м и более (ст. 8929, рис. 3). Примечательно, что в части разреза этой колонки, отвечающей второму горизонту, песчаные прослои в турбидитах являются терригенными и по минералогии близки песчаным осадкам прилегающего шельфа, а прослой в основании голоценовых отложений содержит уже большое количество переотложенных раковин фораминифер. Возраст верхней границы среднего горизонта изменяется от 10 до 14 тыс. лет. Нижняя граница может быть оценена в 25—40 тыс. лет (непрерывный разрез не вскрыт).

В Северной части материкового склона и в примыкающей котловине литологические признаки отложений трансгрессивной и регрессивной стадий несколько отличны от таковых в южной части, хотя и имеют общие особенности. В отложениях регрессивной фазы меньше содержание карбоната кальция и больше обломочной составляющей, что хорошо проявляется в значениях магнитной восприимчивости (см. рис. 3, колонка 8924). В большинстве случаев она фиксируется визуально по

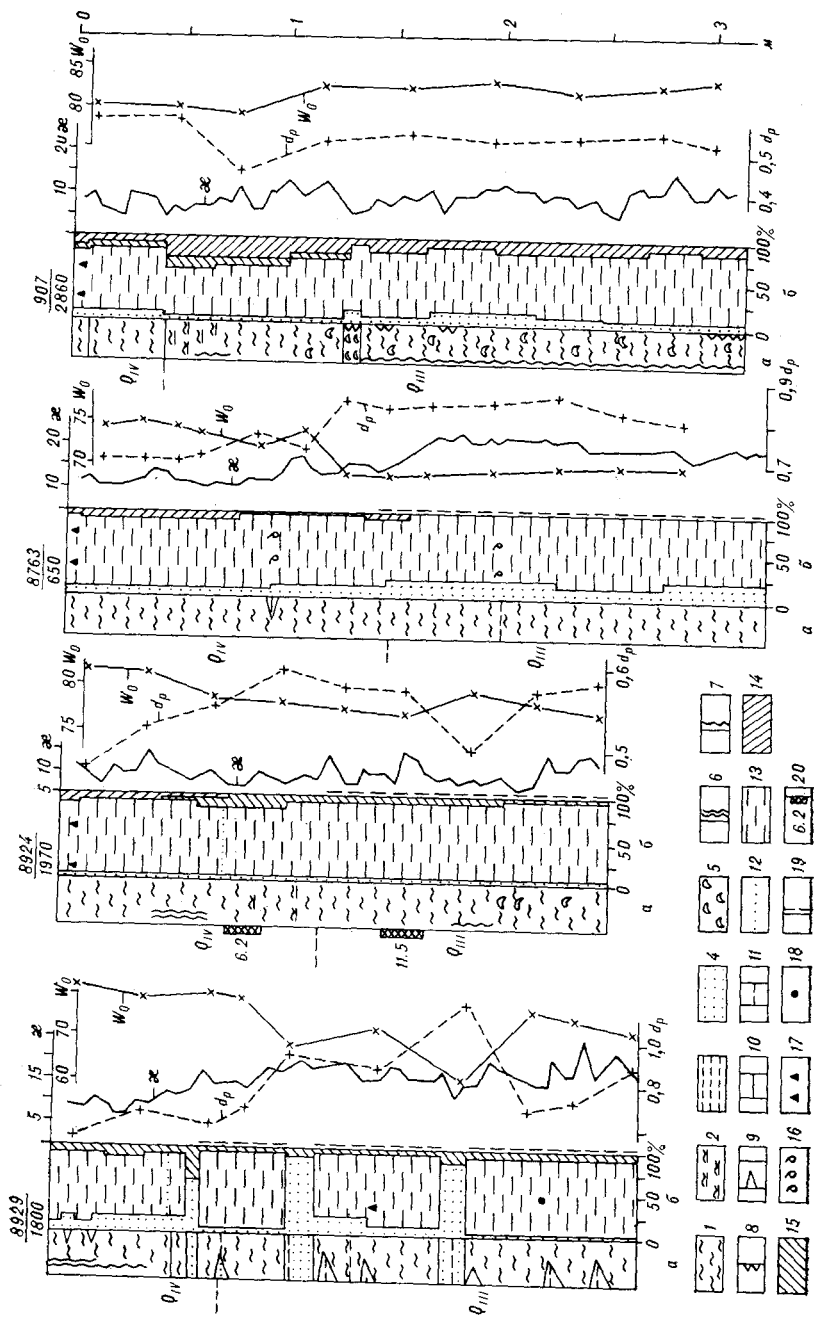


Рис. 3. Литологический состав и физико-механические свойства глубоководных отложений Южно-Китайского моря.

а — структурные и текстурные особенности осадков; б — вещественный состав осадков; W_0 — объемная влажность, %; d_p — объемная масса минерального скелета, г/см³; χ — магнитная восприимчивость, 10⁻³ ед. СГС. Цифры над колонками означают: числитель — номер станции, знаменатель — глубина моря, м. I—II — структурные и текстурные особенности осадков; 1 — 4 — гранулометрический состав (1 — пелиты, 2 — пелиты алевроитовые, 3 — алевроиты, 4 — песчаники мелкозернистые); 5 — плотные комки переложного осадка; 6 — биотурбация менее 30%; 7 — биотурбация менее 10%; 8 — интервалы колонок с вертикальной отделимостью; 9 — линзы осадков инородного состава; 10 — литологические границы хорошо выраженные; 11 — литологические переходы постепенные; 12—15 — компоненты вещественного состава; 12 — обломочная терригенная; 13 — глинистая; 14 — кремнистая биогенная; 15 — карбонатная биогенная; 16 — повышенная шимесь раковин фораминифер; 17 — гидроксиды железа; 18 — сульфиды железа; 19 — коричневая и буроватая окраска осадков; 20 — радиоуглеродные датировки, тыс. лет.

Средние значения физико-механических параметров четвертичных отложений западной части Южно-Китайского моря

Возраст, фашии	Гранулометрический тип осадка	Количество анализов	ρ , г/см ³	d_p , г/см ³	d_i , г/см ³	W_0 , %
Q _{IV} ms	Псаммиты	9	1,91	1,45	2,69	45,9
	Алевриты псаммитовые	7	1,84	1,31	2,77	52,8
	Миктиты	5	1,73	1,28	2,71	59,5
	Пелиты алевритовые	19	1,59	1,04	2,72	65,9
	Псаммиты и алевриты карбонатные	17	1,87	1,40	2,54	49,6
	Пелиты карбонатные	18	1,67	1,12	2,84	59,6
Q _{IV} md	Алевриты пелитовые	7	1,69	1,09	2,76	60,6
	Пелиты алевритовые	13	1,51	0,82	2,71	70,0
Q _{III} ms	Пелиты	43	1,41	0,67	2,70	75,9
	Пелиты карбонатные	35	1,66	0,95	2,70	70,7
	Псаммиты	9	1,96	1,60	2,64	42,1
	Алевриты псаммитовые	3	1,87	1,54	2,83	51,0
	Миктиты	11	1,79	1,34	2,74	54,0
	Алевриты пелитовые	16	1,80	1,33	2,78	55,0
Q _{III} md	Пелиты алевритовые	10	1,71	1,26	2,68	58,0
	Пелиты	2	1,58	1,28	2,73	66,5
	Пелиты алевритовые карбонатные	17	1,72	1,25	2,70	57,9
	Алевриты пелитовые	14	1,87	1,37	2,75	50,6
	Пелиты алевритовые	33	1,63	1,12	2,78	60,5
	Пелиты	35	1,52	0,83	2,61	67,5
Q _{III} h	Пелиты алевритовые карбонатные	15	1,67	1,10	2,67	63,6
	Пелиты, пелиты алевритовые	20	1,89	1,49	2,69	46,0

Примечание. Q_{III} — поздний плейстоцен, Q_{IV} — голоцен, фашии: md — материкового склона и котловины, ms — шельфа, h — континентальные; ρ — плотность натурального осадка, d_p — объемная масса минерального скелета, d_i — минералогическая плотность, W_0 — объемная влажность.

смене осадков бурого или буровато-серого цвета типично морскими серыми или зеленовато-серыми пелитами. Это связано, вероятно, с большим поступлением из устьев рек глинистого материала, обогащенного окислами железа, и относительно высокими скоростями осадконакопления на материковом склоне. В центральной части моря, где разрез сложен кремнисто-карбонатными или слабокремнистыми отложениями, единых литостратиграфических уровней не установлено. В основании голоценовых отложений фиксируется некоторое обогащение биогенным карбонатом, а в верхах верхнеплейстоценовых отложений — обогащение остатками диатомей (см. рис. 3, колонка 907).

Для обобщения результатов измерений ФМС четвертичные отложения были расчленены по возрасту, фашиальной принадлежности и литологическому составу (табл. 2). При предварительном сравнении отчетливо прослеживается закономерное изменение ФМС в осадках с различным гранулометрическим составом. Так же, как и в других окраинных морях [1, 6], это связано с содержанием обломочной и глинистой компонент, которые приурочены, соответственно, к песчано-алевритовым и пелитовым фракциям осадков. Глинистые минералы, обладающие преимущественно пластинчатыми и чешуйчатыми формами, образуют спутанно-волоконистые, чешуйчатые микроструктуры осадков, в которых большой объем заполнен поровыми водами. Обломочные зерна обеспечивают более плотную компоновку осадка и, соответственно, меньшую влажность и большую объемную массу. В реальных условиях это может быть продемонстрировано резкими скачками изменений d_p и W_0 между песчаными и пелитовыми прослоями в турбидитных отложениях колон-

ки 8929 или более постепенными изменениями на границе голоцена и позднего плейстоцена в колонке 8763 (см. рис. 3). В последнем случае изменение содержания обломочной компоненты фиксируется также значениями магнитной восприимчивости.

Повышение содержания в осадках карбонатного ракушечного детрита, даже такого мелкого, как остатки фораминифер, влияет на ФМС так же, как увеличение обломочной компоненты, т. е. возрастает объемная масса и уменьшается влажность, а кремнистых остатков диатомей и радиолярий — как увеличение глинистой компоненты: возрастает влажность и уменьшается объемная масса. Особенно это характерно для скелетов диатомей *Ethomodiskus rex*, обладающих очень большими размерами и малой толщиной стенок. Влияние примеси кремнистого материала на ФМС осадков может быть продемонстрировано на примере колонки 907 (см. рис. 3), где выявлено резкое уменьшение значений d_p в позднплейстоценовых слабокремнистых осадках по сравнению с голоценовыми бескремнистыми.

Некоторое увеличение плотности и уменьшение влажности отмечено в литологически однородных осадках при увеличении их возраста. В глубоководных отложениях это очевидно только в колонке 8924 (см. рис. 3), где литологический состав практически не изменяется, а увеличение d_p составляет около 0,05—0,08 г/см³. Локальное уменьшение плотности на горизонте 190 м связано здесь, вероятно, с разуплотнением при биотурбации. В колонках 8929 и 8763 увеличение плотности и уменьшение влажности осадков на границе голоцена и позднего плейстоцена совпадает с некоторым изменением литологического состава осадков.

В разрезах шельфовых отложений (см. рис. 2) отчетливо прослеживается тенденция увеличения плотности и уменьшения влажности отложений с глубиной, что в общем виде совпадает с возрастными границами. Максимальные градиенты плотности возникают при залегании с перерывом морских голоценовых осадков на прибрежно-морских (лагунных, дельтово-морских и др.) позднплейстоценовых. Увеличение плотности при этом достигает 20—25 % в интервале нескольких десятков сантиметров.

Для иллюстрации влияния различных факторов на ФМС верхней части осадочного чехла рассмотрим зависимость между объемной массой натурального осадка (ρ) и содержанием фракций мельче 0,01 мм P1 (рис. 4). Для голоценовых отложений наблюдается хорошо выраженная обратная корреляционная зависимость между этими параметрами (см. рис. 4, а), отражающая, как и в других районах [1, 6], влияние содержания обломочной и глинистой компонент на плотностные свойства и влажность осадков. Точки, соответствующие пробам карбонатных и слабокарбонатных осадков, попадают в поле терригенных разностей и поэтому отдельно на рис. 4 не выделялись. Точки, соответствующие глубоководным и шельфовым отложениям, территориально на диаграмме разделены, но это отражает, в первую очередь, их различный гранулометрический состав. Точки тонкозернистых глубоководных отложений концентрируются в нижней части графика, а более грубых шельфовых — в верхней.

Для позднплейстоценовых отложений на графике (см. рис. 4, б) прослеживается зависимость между плотностью и содержанием пелитовых фракций, но на нее накладывается уплотнение осадков, проявляющееся неравномерно для различных фаций. Точки, соответствующие глубоководным отложениям, достаточно равномерно удалены от линии регрессии для голоценовых отложений. Относительно нее уплотнение составляет 10—11 %. Точки шельфовых позднплейстоценовых отложений на диаграмме распределены весьма неравномерно, хотя проявляется некоторое уплотнение для наиболее мелкозернистых их разностей. Для песчаных осадков, которые отличаются минимальным содержанием пелитовых фракций, уплотнение практически не проявлено. На диаграмме

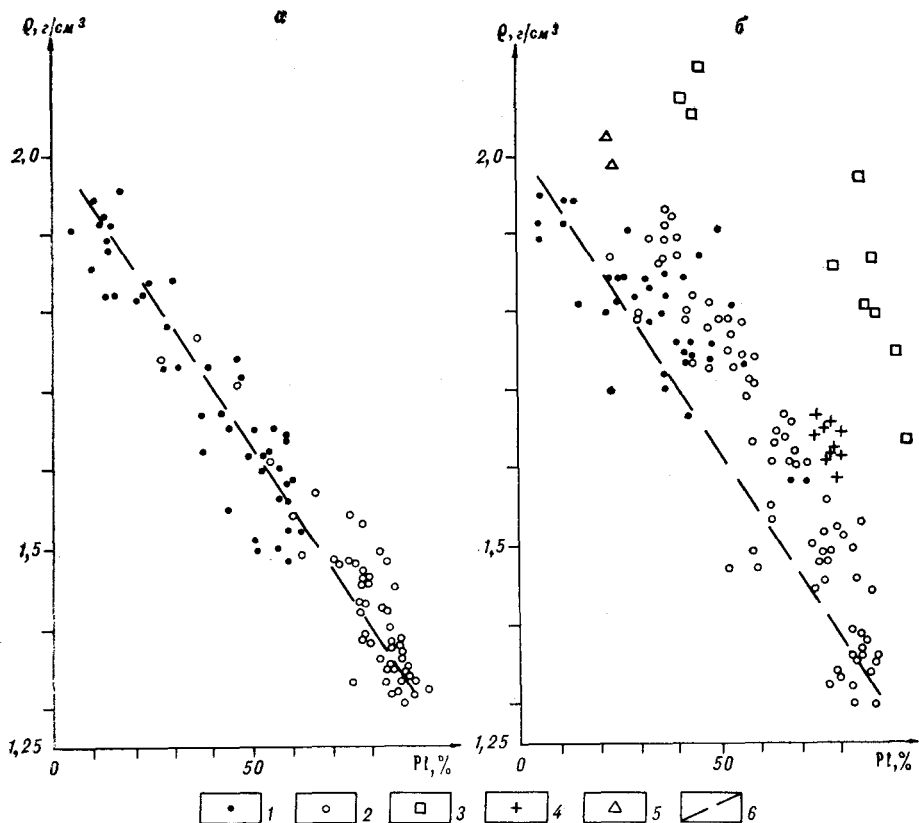


Рис. 4. Зависимость плотности натурального осадка (ρ) от содержания фракций мельче 0,01 мм (Pl) для голоценовых (а) и позднплейстоценовых (б) отложений. 1—3 — фации осадков: 1 — шельфовые, 2 — материкового склона и котловины, 3 — лагунные и континентальные; 4, 5 — осадки из районов с ускоренным диагенезом: 4 — ст. 8758, 5 — ст. 8935; 6 — линия регрессии для проб голоценовых отложений.

(см. рис. 4, б) резко обособились отложения субаквального комплекса (коры выветривания, аллювиально-дельтовые, лагунные), которые по значениям ρ отличаются от одновозрастных и гранулометрически однотипных морских отложений на 25—30 %. В данном случае имеет место, вероятно, не столько уплотнение со временем под давлением вышележащих осадков, сколько первично более высокая седиментационная плотность осадков, сформировавшихся при постоянном или эпизодическом нахождении в субаэральных условиях.

Пробы с выявленным ускоренным диагенезом осадков (станции 8758 и 8935) отличаются несколько более высокой плотностью. Это характерно как для глубоководных отложений ст. 8758 с повышенным содержанием сульфидов предположительно гидротермального происхождения, так и для шельфовых заиленных песков ст. 8935, в которых идет цементация осадка карбонатом, образующимся при окислении углеродородных газов. В обоих этих случаях точки на диаграмме рис. 4, б оказываются сдвинуты вверх от основного поля для глубоководных и шельфовых отложений.

Изменение ФМС осадков по разрезу четвертичных отложений, таким образом, может быть вызвано различными причинами, наиболее значимыми из которых являются вещественный состав (соотношение глинистой и обломочной компонент) и разница в возрасте отложений. Можно предположить, что в процессе дальнейшего уплотнения осадков различия в ФМС, обусловленные литологическим составом, будут уменьшаться. Характер изменения ФМС осадков в процессе уплотнения при увеличении возраста и глубины залегания свидетельствует о том, что различия в ФМС, обусловленные различным вещественным (грануло-

метрическим) составом, будут уменьшаться за счет более быстрого уплотнения тонкозернистых осадков, а увеличиваться за счет разницы в ФМС между разновозрастными отложениями.

Таким образом, в составе верхней части осадочного чехла запада Южно-Китайского моря отчетливо прослеживаются физические неоднородности, обусловленные, в первую очередь, вертикальной и горизонтальной изменчивостью вещественного состава отложений. В глубоководной части моря изученный разрез отложений является достаточно однородным и составлен из двух слоев: голоценового, имеющего мощность от 30—40 см в центральной части моря до 1—4 м на материковом склоне, и позднплейстоценового, мощностью более нескольких метров. В районах, примыкающих к шельфу, наблюдаются существенные различия между этими слоями по физическим свойствам за счет иного литологического состава позднплейстоценового горизонта, особенно в тех случаях, когда он сложен турбидитами. В центральной части моря по физическим свойствам эти слои могут не различаться.

На шельфе голоценовый слой обычно существенно отличается по литологическим и физическим параметрам от нижележащих позднплейстоценовых или более древних отложений. В свою очередь он резко изменяется по простирацию как по мощности, так и по литологическим и физическим свойствам. Возраст нижней границы физически отличного голоценового слоя изменяется от 10—15 тыс. лет на внешнем шельфе до 6—8 тыс. лет — на внутреннем и береговом склоне. Нижележащий физически отличный горизонт на шельфе сложен разновозрастными и полифаціальными отложениями, включая континентальные и коры выветривания. В зависимости от этого меняется и степень их отличия от вышележащего голоценового слоя. В некоторых случаях при налегании песчаных голоценовых осадков на тонкозернистые прибрежно-морские позднплейстоценовые возможно равенство их по объемной массе и влажности, но в принципе они должны различаться по другим физическим параметрам. В целом же на шельфе высокие градиенты ФМС связаны в большей степени с фаціальными границами, чем с возрастными.

ЛИТЕРАТУРА

1. Астахов А. С. Физико-механические свойства и абсолютные массы голоценовых отложений Охотского моря // Тихоокеан. геология.— 1991.— № 2.— С. 50—55.
2. Астахов А. С., Горбаренко С. А., Ткалич О. А. Динамика позднчетвертичного осадконакопления на материковом склоне Южно-Китайского моря // Там же.— 1989.— № 4.— С. 85—89.
3. Астахов А. С., Марков Ю. Д., Чинь Тхе Хуеу. Влияние реки Меконг на позднчетвертичное осадконакопление в Южно-Китайском море // Литология и полезн. ископаемые.— 1989.— № 3.— С. 112—127.
4. Воробьев Л. К. Газообъемный метод при анализе карбонатов в морских осадках // Донные отложения и биоценозы Баренцева и Белого морей.— Апатиты, 1974.— С. 30—35.
5. Кайнозойская эволюция земной коры и тектогенеза Юго-Восточной Азии/Р. Г. Кулинич, А. А. Заболотников, Ю. Д. Марков и др.— М.: Наука, 1989.
6. Репечка М. А. Современные донные отложения Японского моря // Вопросы геологии дна Японского моря/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1973.— С. 66—90.
7. Структура осадков и фации Японского моря/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1983.
8. Чинь Тхе Хуеу. Донные отложения южновьетнамского шельфа: Автореф. канд. дис.— Фрунзе, 1987.

Л. П. Плюснина, Г. Г. Лихойдов

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ГЛАУКОФАНОВЫХ СЛАНЦЕВ СЕЛДОВИЯ, СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ АЛЯСКА

Изучены минеральный состав и парагенетические ассоциации глаукофансодержащих кристаллических сланцев офиолитового блока Селдовия. В глаукофановых сланцах апотуфового генезиса развита ассоциация $Gl_{40} + Chl_{33} + Stlp_{42} + Ep_{20} + Pl_{19} + Ab + Act$, а в аподиабазовых — $Gl_{43} + Chl_{34} + Mt + Phn + Pl_{0-1} + Act + Ep$. Gl по результатам микронозовых определений включает 0,7 мольной доли глаукофанового, 0,22 — рибекитового, и 0,08 — тремолитового миналов. Температура образования зеленых сланцев, включающих P_{19} , составляет 450—490 °С, тогда как $Gl - Chl - Ab$ парагенезиса — 280 °С, что в совокупности с известными радиологическими определениями актинолита — 191 ± 11 и глаукофана — $154 \pm 4,8$ млн лет свидетельствует в пользу более позднего проявления глаукофанизации по отношению к зеленосланцевым изменениям.

Метаморфические породы комплекса Селдовия, развитые на побережье северо-западной Аляски, обнажаются в виде тектонического блока мощностью до 1800 м (рис. 1), ограниченного разломами Порт Грехем, Игл Ривер и прослеженного по простиранию вдоль побережья на 16 км [12]. По своему литологическому составу они относятся к офиолитовой ассоциации и сложены чередованием подушечных лав базальтов и их туфов с кристаллическими сланцами, кремнистыми и карбонатными породами. Местами вулканогенно-осадочная толща включает мелкие линзы и пластины серпентинитов. В зоне разломов породы офиолитового комплекса интенсивно раздроблены и милонитизированы. В разрезе Селдовия широко представлены карбонатные породы и кремнистые сланцы, нередко сохраняющие полосчатую текстуру с обильными прожилками вторичного кварца и участками перекристаллизации. Кристаллические сланцы представлены грубо сланцеватыми зелеными и голубыми разностями с включениями массивных зеленокаменноизмененных диабазов. Химический состав пород ассоциации представлен в табл. 1.

Сравнение химического состава глаукофансодержащих метабазитов с неизмененными базальтами Селдовия и эталоном метабазитов (по [16]) обнаруживает в первых из них уменьшение содержания SiO_2 при увеличении Na_2O (см. табл. 1). Особенности кристаллических сланцев Селдовия являются повышенное содержание CaO и высокие потери при прокаливании, что связано с наличием в них карбонатов, различных

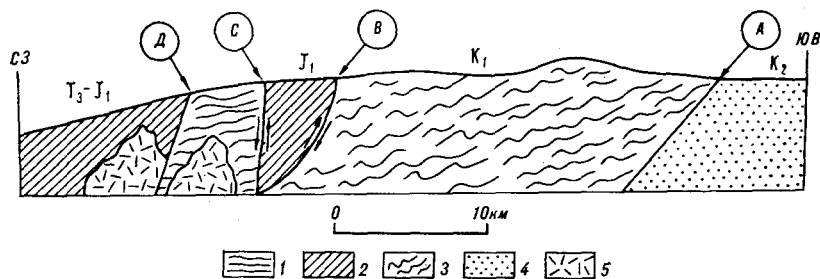


Рис. 1. Схематический геологический разрез южной части п-ова Кенай, иллюстрирующий взаимоотношения тектонического блока кристаллических сланцев Селдовия с вмещающими породами.

Разломы: А — Игл Ривер, В — Бордер Ренджс, С — Порт Грехем, Д — Лагуна Селаны; 1 — неметаморфизованные мелководные известняки, алевролиты, туфы, вулканические агломераты и конгломераты; 2 — переслаивание кристаллических сланцев Селдовия с подушечными базальтами, диабазами, карбонатными и кремнистыми породами; 3 — комплекс Мак-Хьюг — туфы, агломераты, алевролиты и известняки, метаморфизованные в условиях пренимпумпеллитовой фации; 4 — вулканогенно-осадочная группа Вальдес, метаморфизованная в условиях цеолитовой фации; 5 — интрузии диоритов группы Афогнак.

Химический состав пород метаморфической ассоциации Селдовия, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	46,22	42,51	44,50	43,50	35,23	91,10	49,86
TiO ₂	2,08	2,30	2,10	1,90	0,90	0,23	2,73
Al ₂ O ₃	14,24	15,00	13,20	14,61	7,25	2,32	12,75
Fe ₂ O ₃	1,10	5,90	3,50	6,30	3,20	0,71	15,16
Feo	11,35	6,26	7,92	3,09	1,95	1,03	
MnO	0,18	0,26	0,27	0,12	0,27	0,05	0,22
MgO	8,73	7,90	9,20	6,00	8,54	0,30	5,08
CaO	8,57	8,70	6,50	12,50	17,00	0,48	6,35
Na ₂ O	1,25	2,60	4,80	3,20	0,20	0,33	2,86
K ₂ O	0,20	1,45	0,42	1,20	2,00	0,73	2,88
H ₂ O ⁻	0,15	0,20	0,24	0,29	0,24	0,98	
П. п. п.	4,86	7,00	7,00	7,10	23,00	1,35	3,30
Σ	98,93	100,08	99,65	99,81	99,78	99,61	101,19

Примечание. 1 — неизменные базальты комплекса Селдовия по [12]; 2—6 — состав метопород того же комплекса (аналитик В. Г. Коханова, ДВГИ ДВО РАН): 2 — глаукофановый сланец (обр. 924/1), 3 — аподиабазовый глаукофановый сланец (обр. 924/5), 4 — зеленый сланец (обр. 924/2), 5 — рассланцованный известковый мергель (обр. 924/4), 6 — кремнистый сланец (обр. 924/7); 7 — эталон метабазитов по [16].

под микроскопом как в цементирующей массе апотуфовых сланцев, так и в виде мелких прожилков. Метаморфизм пород блока Селдовия обусловил, по-видимому, привнос карбонатного вещества из вмещающих известняков и доломитов. Так, прожилки и включения кальцита постоянно встречаются в кристаллических сланцах. Аналогичный пример значительного перемещения СаО из свиты, содержащей карбонатные породы, в метаэффузивы приводил и Н. Л. Добрецов для Пенжинского хребта [2]. По своему валовому и нормативному составам базальты и диабазы Селдовия относятся к нормальному ряду оливин-плагноклазовых толеитовых базальтов существенно натриевого типа.

По зонам тектонических контактов описываемого метаморфического блока с нижнеюрскими туфоагломератами развиты милониты. Возраст кристаллических сланцев был определен К—Аг-методом по минералам и составил: по актинолиту — 191 ± 11 млн. лет, фенгиту — 188 ± 10 и хлориту — $181 \pm 8,3$ млн. лет (по [12]). Следует отметить, что возраст ближайшего плутона Афогнак, сложенного гнейсовидными роговообманковыми диоритами, по определениям роговой обманки составил 188 ± 6 млн лет, т. е. оказался идентичным минералам зеленых сланцев. Эта аналогия позволила Р. Форбсу и др. [12] рассматривать диориты плутона Афогнак в качестве поздней синкинематической интрузии и предположить связь регионального метаморфизма кристаллических сланцев Селдовия и перекрывающих их вулканогенно-осадочных толщ, метаморфизованных в условиях пренит-пумпеллитовой и цеолитовой фации, с ее внедрением в процессе формирования юрского плутоического пояса Аляски.

Целью нашего исследования является более детальное изучение минералогии кристаллических сланцев Селдовия и, в частности, глаукофана. В работе Р. Форбса и др. [12], посвященной геологическому строению офиолитовых комплексов Аляски, дано общее описание минеральных ассоциаций в кристаллических сланцах, где все проявления Na-амфиболов, ввиду отсутствия определений химического состава, отнесены к кросситам. В связи с этим мы детально изучили парагенетические ассоциации из двух типов голубых сланцев — апотуфогенных с реликтовой слоистостью и бластопсаммитовой структурой (обр. 924/1, табл. 2) и аподиабазовых с микропорфиробластовой структурой (обр. 924/5, табл. 2). Валовый состав первых разностей отличается несколько пониженным содержанием SiO₂, Na₂O и повышенным — СаО и Al₂O₃. По-

Химический состав минералов голубых сланцев комплекса Седловия по данным микрозондового анализа

Компонент	Образец 924/1										Образец 924/5				
	G _{1,0}	G _{1,3}	Pl _{1,0}	Ab	Chl _{1,3}	Stilp _{1,3}	Ep _{2,0}	G _{1,3}	G _{1,5}	Ab	Chl _{1,4}	Phn			
SiO ₂	56,24	55,20	63,31	68,52	27,56	43,46	38,21	55,78	54,92	67,87	27,07	48,46			
TiO ₂	0,15	0,21	0,13	Н. о.	0,08	0,14	0,13	0,38	0,19	0,01	Н. о.	0,33			
Al ₂ O ₃	8,75	8,61	19,88	19,02	16,88	17,86	23,58	8,36	8,66	20,49	21,87	27,44			
Fe[O]	12,82	13,61	1,99	0,56	17,35	13,34	10,98	14,60	14,99	0,08	18,59	4,93			
MnO	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0,01	0,36	0,21	0,16	0,35	0,18	Н. о.	0,52	0,04			
MgO	10,81	10,01	0,12	0,46	19,76	10,15	0,32	10,83	10,01	Н. о.	20,60	3,70			
CaO	1,32	1,20	4,08	0,38	0,33	0,08	23,09	1,49	1,54	0,29	0,02	Н. о.			
Na ₂ O	7,15	6,77	9,53	11,60	0,17	0,84	0,06	6,74	6,48	11,46	Н. о.	0,58			
K ₂ O	Н. о.	Н. о.	1,27	0,01	0,07	5,27	0,04	Н. о.	0,02	0,02	0,02	10,69			
Σ	97,24	95,61	100,31	100,56	82,56	91,35	96,57	98,53	96,99	100,22	88,69	96,17			
Si	7,75	7,75	2,84	2,97	2,98	3,49	3,00	7,72	7,69	2,96	2,72	3,22			
Ti	0,01	0,01	0,006	—	0,005	0,007	—	—	—	—	—	0,02			
Al	1,42	1,42	1,06	1,00	2,15	1,69	2,20	1,42	1,43	1,05	2,59	2,14			
Fe	1,48	1,60	0,07	0,02	1,12	0,90	0,73	1,70	1,76	—	1,56	0,27			
Mg	2,28	2,09	0,01	—	3,18	1,22	—	2,25	2,09	—	3,08	0,37			
Ca	0,19	0,18	0,20	0,02	0,03	0,01	2,00	0,24	0,23	0,013	—	—			
Na	1,95	1,84	0,82	0,98	0,03	0,13	0,04	1,82	1,76	0,97	—	0,074			
K	—	—	—	—	0,006	0,54	—	—	—	—	—	0,904			

Примечание. Здесь и ниже Ab — альбит, Chl — хлорит, Ep — эпидот, Gl — глаукофан, Q — кварц, Phn — фенит, Pl — плагиоклаз (индекс отвечает содержанию минерала анорита), Stilp — стильпомелан (индекс у темных минералов соответствует их железистости — Fe/(Fe + Mg), мольн. %). Анализы выполнены для обр. 924/1 Л. И. Плюсиной на микрозонде САМЕВАХ, снабженном энергодисперсионным спектрометром, в ИЭМ РАН, для обр. 924/5 — на микрозонде JXA-5А В. И. Таскаевым в ДВГИ ДВО РАН.

вышенное содержание CaO связано с наличием прослоев, обогащенных карбонатами. Для них характерно чередование кварц-стильпномеланкарбонатных прослоев с глаукофан-альбит-эпидотовыми. Сланцеватость развивается согласно полосчатости. Тонкопризматические идиоморфные кристаллы глаукофана окрашены в светло-голубой цвет с четким плекроизмом по обычной для него схеме. Под микроскопом отмечаются многочисленные реликты актинолита, но достоверно установить состав последних не удалось, ввиду прорастания глаукофаном. Химические составы глаукофана и сопутствующих ему фаз приведены в табл. 2.

Для парагенезиса обр. 924/1 $Gl_{40} + Chl_{33} + Stilp_{42} + Ep_{20} + Pl_{19} + Ab$ характерны присутствие реликтов олигоклаза, окружающих каймой альбита (An_{0-1}), и глаукофан устойчивого состава. Измерение последнего вдоль призматических кристаллов не обнаружило заметной зональности или вариаций.

В метадиабазе установлен парагенезис $Gl_{43} + Chl_{34} + Mt + Phn + Ab$. Реликтовый актинолит, замещаемый глаукофаном, вместе с мелкими ксеноморфными зернами эпидота не был идентифицирован по составу достаточно надежно. Глаукофан из сланцев Селдовия лишен заметной зональности и его кристаллохимический состав включает около 0,7 мольной доли глаукофанового, 0,22 — рибекитового и 0,08 — тремолитового миналов. На известной тетраде А. Миширо [13] подобные составы располагаются в поле глаукофана, лишь приближаясь к границе с кросситом. Альбит образует идиоморфные многочисленные порфириобласты с четкими, преимущественно простыми двойниками и имеет крайне кислый состав.

Таким образом, в глаукофановых сланцах Селдовия отсутствуют клинопироксены хлормеланитового или жадеитового состава, лавсонит, гранаты, отмечаемые, например, в глаукофановых сланцах Калифорнии, Пенжинского хребта [2] и т. д. Названная ассоциация глаукофана с хлоритом и альбитом характеризует нижнюю температурную границу его образования, которая описывается реакцией гидролиза $5Gl + 4H_2O + 6H^+ = 3Chl + 4Ab + 19Q + 6Na^+$, изученной экспериментально в магнезиальной системе [6] и в системе промежуточного состава с железистостью Gl равной 60 моль. % [8]. Эксперименты были выполнены в сопоставимых по концентрации Na, но отличающихся по щелочности растворах (рис. 2) при $P_{общ} = 4$ кбар. Модельные расчеты методом минимизации свободной энергии Гиббса систем говорят о том, что в условиях опыта при постоянных T и P величина pH постепенно изменяется на 4—4,5 единицы от близнезтральной в растворах 1m NaCl до щелочной в 0,5m Na_2SiO_3 [5].

Минералы в парагенезисах сланцев Селдовия отвечают Gl_{40-43} и Chl_{33-34} , следовательно, температура их образования заключена между двумя кривыми, представленными на рис. 2. Интерполяция позволяет оценить температуру образования данной ассоциации в условиях, отвечающих сечению 1 этого рисунка, величиной 280 ± 20 °C. В более щелочных растворах метасиликата натрия (сечение 3) было зафиксировано образование рибекита и магнезиорибекита, отсутствие которых в изученных ассоциациях дает нам право остановиться на сечении 1.

Ранее, при изучении влияния летучести кислорода на состав На-амфиболов, нами была установлена зависимость величины отношения (в форм. единицах) их составов от $lg f_{O_2}$, которая аппроксимируется линейным уравнением: $lg f_{O_2} = -10,8324 lg (Al/Na) - 30,1725$.

Результаты расчетов величины f_{O_2} , выполненные для глаукофанов Селдовия, показаны на рис. 3, где для сравнения нанесены также глаукофаны и кросситы из метаморфитов Пенжинского хребта [2], из метабазитов пояса Самбагава [6] и метаофиолитов Тавсанли, северо-западная Турция [14]. На диаграмме видно, что глаукофаны сланцев Селдовия образованы в наиболее восстановительных условиях ($lg f_{O_2} = -30$) и отличаются очень ограниченным диапазоном колебаний

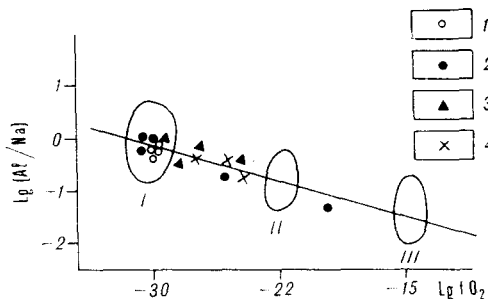
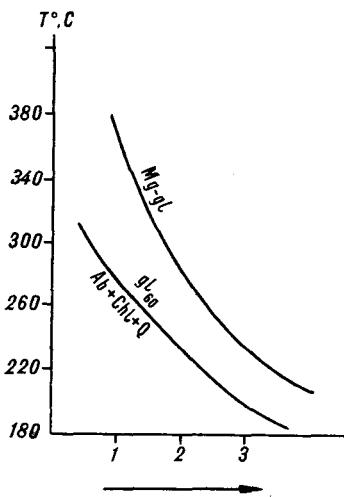


Рис. 3. Зависимость состава Na-амфиболов от легучести кислорода на диаграмме $\lg (Al/Na) - \lg f_{O_2}$, построенной по данным [8, 9].

Поля: I — ферроглаукофана, II — кроссита, III — рибекита, установленные по экспериментальным данным. Составы природных глаукофанов: 1 — из сланцев Селдовия, 2 — глаукофаны и кросситы Пенжинской зоны [2], 3 — глаукофаны и кросситы из метабазитов Самбагава [15], 4 — кросситы из метасланцев Тансалва, Турция [14].

Рис. 2. Нижняя граница образования глаукофана разной железистости на альбит-хлоритовой ассоциации в растворах различной щелочности по данным экспериментов (стрелкой показано направление увеличения pH).

1 — раствор 1 m NaCl, 2 — 0,25 m Na_2SiO_3 , 3 — 0,5 m Na_2SiO_3 .

состава и величины $\lg f_{O_2}$ соответственно. Эта особенность, наряду с довольно узким температурным интервалом формирования альбит-хлорит-глаукофанового парагенезиса, позволяет сделать вывод об одноактном, относительно кратковременном проявлении глаукофанизации, которая сопровождалась альбитизацией, и о практическом отсутствии наложенных, более поздних изменений. Таким образом, мы имеем дело с очень редким случаем сохранения первоначального состава глаукофана, не испытавшего последующего воздействия иных флюидов, что обычно наблюдается в других геологических разрезах с более сложной и длительной историей развития. В качестве примера последних можно привести глаукофановые сланцы Марушкеусского комплекса (Полярный Урал), которые образовались в ходе нескольких этапов глаукофанизации, начиная с допалеозойского времени. Это обусловило развитие здесь широкого спектра Na-амфиболов от глаукофана до рибекита и магнезиорибекита [1].

О более позднем проявлении глаукофанизации по отношению ко времени зеленосланцевого метаморфизма свидетельствует существенная разница в температурах этих процессов. Так, парагенезис метабазитов фации зеленых сланцев — Act + Ep + An₁₉ + Chl, судя по температуре олигоклазовой изограды, формируется в интервале 450—490 °C [8], тогда как температура образования альбит-хлорит-глаукофанового парагенезиса не превышает 300 °C. Нижняя граница появления глаукофан-альмандиновой ассоциации, отмечаемая при 370 °C [6], в сланцах Селдовия достигнута не была. Таким образом, глаукофан формировался при температурах значительно ниже, чем актинолит-олигоклазовый парагенезис, что говорит о наложенном характере глаукофанизации.

В пользу подобного предположения свидетельствуют также и имеющиеся радиологические определения возраста минералов в сланцах Селдовия. Возраст глаукофана, определенный калий-аргоновым методом, составил $154 \pm 4,8$ млн лет, тогда как актинолита — 191 ± 11 млн лет [12]. Аналогичное несоответствие в возрасте метаморфических минералов характерно и для голубых сланцев Калифорнии, где Na-амфиболы гораздо моложе сосуществующих с ними в одном и том же образце фенгита и актинолита [11].

Описанный нами ранее характер развития глаукофана в зеленых сланцах разреза Илпинеягенилхин Пенжинского метаморфического пояса [7] обнаружил явную приуроченность G1 к разлому. Этот разлом трассировался мелкими телами серпентинитового меланжа, небольшими интрузиями диоритов и рассматривался нами в качестве проводника метаморфирующих восстановленных флюидов натриевого профиля [4]. Связь проявлений глаукофана с зонами разломов отмечается во всех известных офиолитовых комплексах независимо от степени метаморфического преобразования вмещающих пород, в том числе и на побережье бухты Селдовия. Уместно напомнить, что нижняя температурная граница образования глаукофана отвечает условиям появления парагенезисов цеолитовой, пренит-пумпеллитовой и низов зеленосланцевой фаций, картируемых и в метаморфическом комплексе Селдовия. А при изучении особенностей образования Na-амфиболов в Ягнобском метаморфическом комплексе Центрального Таджикистана [3] установлено отсутствие связи между появлением кроссита и условиями метаморфизма. Кроссит присутствует здесь на флангах комплекса, менее всего охваченных метаморфическими изменениями, где воздействие температуры и давления оказались минимальными [4].

Следует также отметить, что разрезы глаукофаносодержащих пород не только в разных регионах, но нередко даже в пределах участков одних и тех же поясов обладают специфическими чертами, определяемыми особенностями химизма метаморфизирующих флюидов. К числу подобных, при сравнительно низкой температуре первого появления глаукофана, относятся: довольно узкий интервал величины отношения активностей иона Na и протона во флюиде (определяемый по нашим данным при 300 °C/4 кбар — $5,5 < \lg ([Na^+]/[H^+]) < 10,9$ [5]); восстановительная обстановка, отвечающая по величине — $\lg (f_{O_2}) < -30$. Оптимальными для расшифровки таких специфических особенностей служат разрезы пород более молодых провинций, таких, например, как офиолиты зон перехода от континента к океану, поскольку они не несут следов наложенных метаморфических процессов. В этом отношении кристаллические сланцы Селдовия являются уникальным объектом, позволяющим уверенно связать особенности минерального состава пород с условиями их образования в ходе начальных этапов метаморфизма и увязывать их с полученными экспериментальными данными.

ЛИТЕРАТУРА

1. Валзнер П. М., Ленных В. И. Амфиболы голубых сланцев Урала.— М.: Наука, 1988.
2. Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974.
3. Иаонов В. Н., Клишевич И. А. Na-содержащие амфиболы в Ягнобском метаморфическом комплексе Центрального Таджикистана // Записки ВМО.— 1991.— Вып. 1.— С. 83—90.
4. Лихойдов Г. Г., Плюснина Л. П. К вопросу о происхождении глаукофаносодержащих пород на примере северо-запада Камчатской области // Докл. АН СССР.— 1979.— Т. 246, № 5.— С. 1203—1206.
5. Лихойдов Г. Г., Плюснина Л. П. Экспериментальное изучение нижнего предела устойчивости магнезиального глаукофана // Геохимия.— 1988.— № 7.— С. 973—979.
6. Лихойдов Г. Г., Плюснина Л. П. Экспериментальное изучение устойчивости глаукофана в присутствии граната и клинопироксена // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1989.— № 7.— С. 68—76.
7. Лихойдов Г. Г., Плюснина Л. П. Флюидный режим глаукофанового метаморфизма Пенжинской зоны и Сусунайского хребта по экспериментальным данным // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1991.— № 11.— С. 47—51.
8. Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1975.
9. Плюснина Л. П. Значимость натриевых амфиболов как показатель эволюции флюидного режима // Минер. журнал.— 1991.— № 6.— С. 57—61.
10. Плюснина Л. П., Лихойдов Г. Г. Зависимость состава натриевых амфиболов глаукофан-рибекитовой серии от окислительно-восстановительного потенциала // Там же.— 1986.— № 3.— С. 26—32.

11. Coleman R. G., Lanphere M. A. Distribution and age of high grade blueschists, associated eclogite and amphibolite from Oregon and California // Geol. Soc. Amer. Bull.— 1971.— V. 82, N 2406.— P. 54.
12. Forbes R. B., Lanphere M. A. Tectonic significance of mineral ages of blueschist near Seldovia, Alaska // Journ. Geophys. Res.— 1973.— V. 78, N 8.— P. 1383—1386.
13. Miyashiro A. The chemistry, optics and genesis of alkali amphiboles // Journ. Fac. Sci. Univ. Tokyo.— Sec. 11.— 1957.— V. 11.— P. 1—57.
14. Okay I. Sodic amphiboles as oxygen fugacity indicators in metamorphism // Journ. Geology.— 1980.— V. 88, N 2.— P. 225—232.
15. Otzaki M., Banno S. Prograde and retrograde metamorphism of hematite-bearing basic schists in the Sambagawa belt in Central Shikoku // Journ. Metamorphic Geology.— 1990.— V. 8, N 4.— P. 425—440.
16. Saini N. K. A new metabasic reference sample from Himalayan orogenic belt // Journ. Geol. India.— 1991.— V. 37, N 5.— P. 453—456.

ДВГИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
13 января 1992 г.

УДК 551.311.7 : 651

Б. Р. Григорян, В. Г. Дрондин, Е. Л. Лебедев, Т. С. Степина,
И. И. Филичев

О ЗАВЕРШАЮЩЕМ ЭТАПЕ РАЗВИТИЯ ВУЛКАНИЗМА ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА (Ульинский сектор)

Изложены новые данные по стратиграфии, строению и истории развития крупнейшей Хакаринской вулканотектонической депрессии Ульинского сектора. По палеоботаническим данным, заложение депрессии началось на рубеже раннего и позднего мела, а в конце мела завершилось излияниями базальтоидов в ее центральной части. Судя по структурным и петрохимическим взаимоотношениям, базальтовый вулканизм продолжает вулканизм предшествующих этапов развития Охотско-Чукотского пояса.

Как известно, в кровле вулканогенных образований Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) на всем его протяжении, от южной части Охотского моря до Чукотского полуострова на севере, располагаются базальтоиды мощностью 500—1000 м. По вопросу о тектонической позиции этих базальтов имеются различные точки зрения. Одни исследователи включают их в состав ОЧВП, считая, что они сформировались в завершающий этап развития вулканогенного пояса, другие вычлениют из состава ОЧВП, рассматривая их как самостоятельные вулканогенные пояса [1, 4, 6, 10]. Возраст этих базальтоидов рассматривается в пределах от сеноманского [1] до палеогенового или маастрихт-датского [4, 6—9]. Поэтому новые данные о составе, возрасте и взаимоотношении указанных базальтоидов с подстилающими толщами кислого состава представляют определенный интерес для решения данной проблемы.

Наиболее крупное поле базальтоидов, венчающих разрез вулканогенных образований ОЧВП, располагается в Пенжинско-Анадырском секторе пояса, где они прослеживаются на 450 км вдоль глубинного Анадырского разлома [8, 10]. Эти базальтоиды залегают на различных горизонтах вулканитов контрастного состава. Непосредственно под базальтами в районе левых притоков р. Пенжина собраны растения раннекампанского аянкинского флористического комплекса. В более северном Центрально-Чукотском секторе обнаружена усть-эмунерэтская флора с растениями кампанского (среднекампанского) возраста. Характерные *Quercus tchucotica* и *Macclintockia ochotica*, собранные в этих местонахождениях, описаны на Северо-Востоке Азии из отложений, датирован-

ных по соотношению с морскими, фаунистически охарактеризованными слоями. Эти формы входят в состав флор, отвечающих этапу кампанского потепления, и не встречены ниже по разрезу [4].

Присутствующие здесь раннемеловые реликты *Phoenicopsis* и *Sphenobaiera*, по которым вмещающие породы ранее датировали сеноманом, в ОЧВП переживали по крайней мере до кампана. Поэтому для уверенного определения возраста вулканитов необходимы крупные сборы ископаемых растений и обнаружение видов, характерных для определенных флористических горизонтов. При отсутствии таковых небольшие коллекции следует относить к позднему мелу без уточнения [4].

Небольшие поля базальтоидов известны и в южной части пояса в Ульяновском секторе ОЧВП, где под ними также собрана флора кампанского возраста.

В Ульяновском секторе в пределах Преджугджурской и Ульяновской вулканических зон на расстоянии около 800 км четко выявляются три крупных этапа вулканизма: андезитовый (берриас — валанжин), контрастный (альб — сенон), платобазальтовый (верхи мела — низы палеогена). Возраст первых двух этапов установлен по палеоботаническим, а третьего — по радиологическим данным. Показательно, что аналогичные этапы вулканизма установлены в Сихотэ-Алинском и Внутреннем Японском вулканогенных поясах [2].

Схема стратиграфии Ульяновской вулканической зоны была впервые разработана в 1957 г. [10]. Комплексные геолого-фитостратиграфические работы, проводившиеся здесь с 1973 г., позволили значительно уточнить и дополнить указанную схему и показать, что применявшийся первоначально сводный разрез вулканогенных образований оказался сдвоенным. Анализ проведенных изменений в схеме стратиграфии рассмотрен ранее [3, 4].

По этим данным, вулканогенный разрез в Ульяновской зоне слагают (снизу): учуликанская свита, андезиты, в основании туфоконгломераты (700 м), возраст по флоре берриас — валанжин; еманринская свита, эффузивы умеренно кислого и среднего состава (900 м), возраст по флоре ранний — средний альб; амкинская «свита», вулканиты контрастного состава с участием пирокластических пород (1500—2000 м), возраст по флоре поздний альб — ранний кампан; делокачанская толща, песчаники, туфы, прослойки лигнитов (60 м), возраст по флоре — кампан; хагаринская свита, базальтоиды (600 м), отнесена к верхам мела — низам палеогена по данным радиологического возраста.

В разрезе вулканитов Ульяновской зоны выделено десять фитостратиграфических горизонтов от берриаса — валанжина до кампана включительно. Горизонты имеют северо-восточное простирание. Они последовательно сменяют друг друга от более древних (берриас — валанжин) на западе к более молодым (сенон) на востоке к побережью Охотского моря [4].

Перейдем к описанию геологического строения центральной части Ульяновской вулканической зоны, где были изучены типовые выходы базальтоидов хагаринской свиты и их взаимоотношение с подстилающими вулканитами. Район располагается между реками Амка, Гырбыкан и средним течением р. Урак (рис. 1), основную площадь его занимают породы амкинской свиты.

В пределах изученного района породы учуликанской свиты отсутствуют. Они выходят западнее в основании вулканогенного разреза, а восточнее — в отдельных блоках Юровского поднятия. Андезитобазальты еманринской свиты достоверно установлены только на западе района (см. рис. 1). В 30 км юго-западнее указанных выходов, в низовьях р. Хетана в стратотипе свиты собраны многочисленные растения среднеальбского флористического комплекса.

Амкинская свита (в настоящее время рассматриваемая в ранге ульинской серии) в изученном районе по петрографическим данным под-

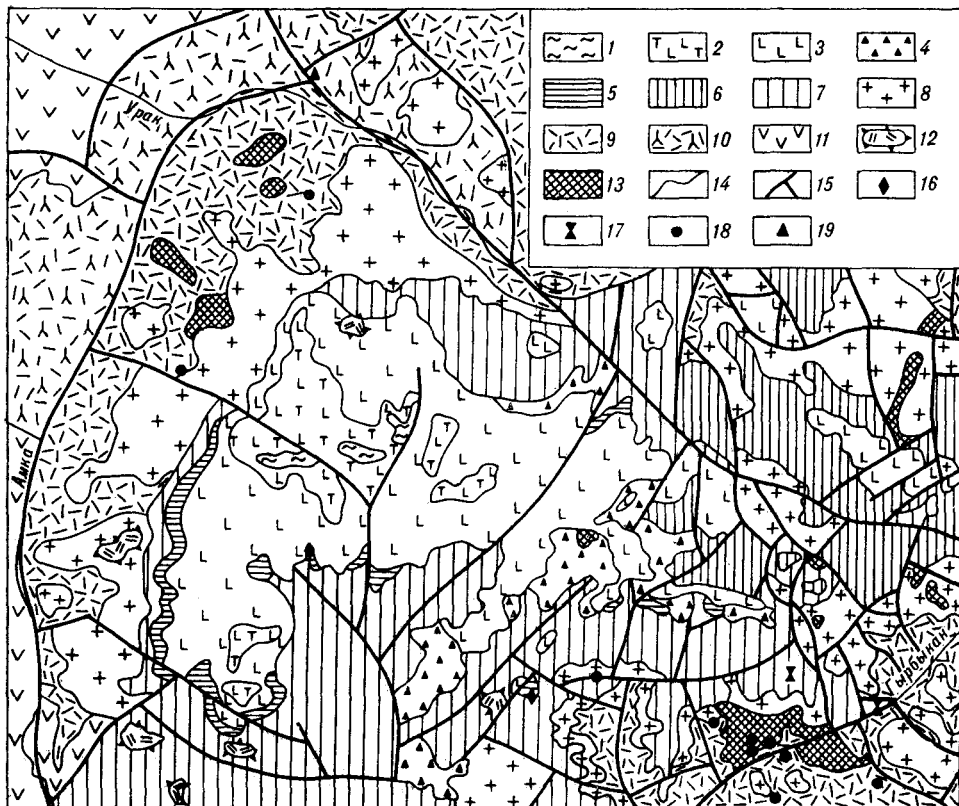


Рис. 1. Схема геологического строения центральной части Ульяновской вулканической зоны (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс).

1 — дьягаранская толща, игнимбриды дацитов; 2—4 — хакаринская свита (2 — верхняя подсвита, трахибазальты, 3, 4 — нижняя подсвита (3 — базальты, 4 — агломератовые туфы базальтов)); 5 — делокачанская толща, туфы риолитов, туффиты, лигниты; 6—10 — амкинская свита (6 — хоторчанская толща, трахиандезиты, трахидациты, 7 — гырбыканчикская толща, игнимбриды трахидацитов, спекшиеся туфы и туфы риодацитов, риолитов, 8 — буралкитская толща, андезибазальты, трахиандезибазальты, 9 — гырбыканореченская толща, игнимбриды, туфы риолитов, дацитов, 10 — котлинская толща, туфы риолитов, туффиты); 11 — еманринская свита, андезиты, андезибазальты; 12 — эструзивные образования риолитов; 13 — субвулканические образования риолитов, дацитов; 14 — геологические границы; 15 — разрывные нарушения; 16—19 — флористические комплексы (16 — делокачанский (нампан), 17 — дукчадинский (сеноман), 18 — гырбыканский (низы сеномана), 19 — ариндский (поздний альб)).

разделяется на три части, общей мощностью до 1500 м. В их составе выделяется пять толщ.

Нижняя часть амкинской свиты (до 700 м) по составу пород и по флоре делится на две толщи: котлинскую (внизу) и гырбыканореченскую («верхнегырбыканская»). Котлинская толща представлена псаммитопсефитовыми туфами риолитов, риодацитов, дацитов, риолитами, дацитами, туффитами (350—400 м); содержит флору ариндского (поздний альб) комплекса. Радиологический возраст пород 85—105 млн лет. Гырбыканореченская толща сложена туфами, игнимбридами, спекшимися туфами дацитов и риолитов, дацитами, риолитами, туффитами. В низах разреза присутствуют туфокоагломераты, туфогравелиты (350—400 м). Толща содержит флору гырбыканского (низы сеномана) комплекса. Радиологический возраст 86—94 млн лет.

Средняя часть амкинской свиты в изученном районе представлена буралкитской толщей, сложенной трахиандезитобазальтами, трахибазальтами, андезитами, трахиандезитами, реже туфами андезитов и туффитами (250—530 м). В последних присутствует флора дукчадинского (сеноман) комплекса. Радиологический возраст 85—88 млн лет.

Верхняя часть амкинской свиты (до 700 м) в районе подразделена на две толщи. Нижняя гырбыканчикская толща сложена игнимбридами,

спекшимися туфами и туфами трахидацитов, дацитов, риолитов, реже риолитами, туффитами (300—500 м), присутствует флора дукчандинского (сеноман) и урекканского (ранний турон) флористических комплексов. Радиологический возраст 78—84 млн лет. Хоторчанская толща представлена трахиандезитами, трахидацитами с прослоями туфов трахидацитов, дацитов и туффитами (100—300 м); в аналогичных породах севернее и восточнее изученного района содержится флора кетандинского (поздний турон — коньяк) комплекса. Радиологический возраст 80—93 млн лет.

Палеоботаническое обоснование возраста флористических комплексов, а, следовательно, и возраста вмещающих вулканитов, проведено ранее [4]. Так, например, в низах котлинской толщи в низовьях р. Котла (см. рис. 1) собраны растения позднеальбского ариндского флористического комплекса, типовое местонахождение которого расположено юго-западнее района по р. Аринда.

В гырбыканореченской толще в верховьях р. Гырбыкан собрана типовая флора гырбыканского комплекса, отнесенного к самым низам сеномана. Среди 55 собранных видов характерны *Lycosa*, *Taeniopteris*, *Metasequoia*, *Quereuxia*, *Trochodendroides*. Растения этого уровня встречены также западнее (р. Буралкит) и севернее (р. Семендя) основного поля распространения хакаринских базальтоидов (см. рис. 1). Промежуточные между ариндским и гырбыканским уенминский и усть-амкинский комплексы, отнесенные к концу позднего альба, в данном районе не встречены. Они установлены юго-западнее района по р. Уенма и в низовьях р. Амка.

По р. Гырбыкан собраны растения дукчандинского комплекса, типовое местонахождение которого расположено в 20 км южнее по левому притоку р. Гырбыкан — р. Дукчанда. Преобладают покрытосеменные, в частности, *Menispermities*, *Platanus*, присутствует *Grebenkia*. Сеноманский возраст дукчандинского комплекса установлен по сопоставлению его флоры с фаунистически датированной гребенкинской флорой Северо-Востока Азии [4].

В верховьях р. Андыч, близко к границе района, обнаружена флора урекканского комплекса. Типовая урекканская (ранний турон) флора обнаружена южнее в верховьях р. Урекан.

Поскольку в Ульяновской вулканической зоне по ее восточному борту встречена флора позднего турона — коньяка (верховья р. Юровка) и раннего кампана (мыс Ногдан), то можно ожидать находок флоры этого возраста и в верхах разреза амкинской свиты в изученном районе.

Делокачанская толща представлена кристаллокластическими и пепловыми туфами риолитов, дацитов с прослоями туфоконгломератов, туфогравелитов, туфопесчаников, туффитов, алевролитов, лигнитов (до 150 м). В верховьях р. Хакарин собраны растения делокачанского комплекса, сопоставляемого с усть-эмунерэтской (средний кампан) флорой Центрально-Чукотского сектора ОЧВП, соответствующей максимальной фазе кампанского оптимума. Делокачанская толща с небольшим размывом залегает на породах амкинской свиты и прослеживается узкой полосой вдоль южного и западного обрамления основного поля распространения платобазальтов хакаринской свиты (см. рис. 1).

Хакаринская свита, сложенная базальтоидами (до 1000 м) с перерывом, иногда с конгломератами в основании залегает на отложениях делокачанской толщи и разновозрастных образованиях амкинской свиты. По петрографическому составу она подразделяется на две подсвиты. Базальтоиды в стратотипической местности слагают крупное поле площадью около 350 км², расположенное в бассейне рек Хакарин, Хальмикора, Дялгаран, Буралкит, Делокачан и Хеталында (см. рис. 1).

Нижняя подсвита хакаринской свиты представлена потоками и породами массивных авгитофировых базальтов с отдельными прослоями плагиофировых базальтов. В низах подсвиты присутствуют агломератовые туфы базальтов, массивные туффиты, реже алевролиты, косослои-

стые песчаники, гравелиты и конгломераты (700 м). Нижняя подсвета занимает большую часть выходов хакаринской свиты и подразделяется на две пачки. Нижняя, менее развитая, сложена псефитовыми и агломератовыми туфами базальтов, туффитами, алевролитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами с отдельными маломощными потоками базальтов и прослоями слаболитифицированных туфов риолитов (до 300 м). Верхняя пачка сложена авгитофировыми, реже плагиофировыми базальтами с линзами и прослоями агломератовых туфов базальтов и от 3 до 60 м.

Нижняя пачка развита в юго-восточной, реже в восточной и северной частях поля распространения хакаринской свиты и хорошо прослеживается в многочисленных береговых обнажениях рек Хакарин, Делокачан и Дялгаран. В западной части района она протягивается узкой полосой северо-восточного простирания от верховьев р. Делокачан до верховьев р. Дялгаран, где преобладают осадочные породы. В восточном и юго-восточном направлениях осадочные породы нижней пачки постепенно сменяются туффитами, которые в свою очередь замещаются агломератовыми и псефитовыми туфами базальтов, мощность которых резко увеличивается к востоку, где в бассейне р. Хеталындя они полностью слагают разрез нижней пачки. Выходящие по р. Дялгаран рыхлые светлые туфы и туфопесчаники с углистыми примазками нижней пачки сходны с породами делокачанской толщи, но четко отличаются по присутствию неокатанных, хорошо ограненных кристаллов авгита, иногда достигающих до 50 % объема породы. Состав конгломератов также различен. Если в делокачанской толще они сложены в основном галькой кислых пород, то в нижней пачке преобладает галька базальтов. Верхняя пачка развита в центральной части поля, в верховьях рек Хакарин, Дялгаран, Хамилькора и Хоторчан на площади около 300 км². Она представлена авгитофировыми, реже плагиофировыми базальтами с прослоями и линзами агломератовых туфов базальтов и туффитов. Базальты образуют покровы и потоки протяженностью от 1 до 10 км при мощности от 3 до 60 м.

Верхняя подсвета хакаринской свиты имеет однородное строение и сложена массивными плагиофировыми трахибазальтами, трахиандезибазальтами (200—300 м). Небольшие выходы ее развиты в северо-западной частях хакаринского плато, где они согласно и с постепенным переходом залегают на авгитофировых базальтах нижней подсветы (см. рис. 1).

Ископаемая флора из образований хакаринской свиты неизвестна. В верховьях р. Хеталындя по ее правому борту в туффитах встречены растительные остатки плохой сохранности. По данным определения радиологического возраста калий-аргоновым методом по валовому составу, возраст пород хакаринской свиты колеблется от 60 ± 4 до 79 ± 5 млн лет. Палеомагнитные данные, полученные в петрофизической лаборатории ВСЕГЕИ В. В. Кочегурой и А. С. Синдеевым, позволяют предполагать возраст рассматриваемых базальтов в пределах 77—85 млн лет.

В верхах разреза вулканитов Ульяновской зоны впервые выделена маломощная дялгаранская толща, сложенная игнимбридами дацитов, дацитами и трахиандезитами (30—50 м). Радиологический возраст пород 63—65 млн лет. Выходы толщи отмечаются в северо-западной части хакаринского плато, где в верховьях р. Хакарин и р. Дялгаран они образуют три небольших поля общей площадью около 9 км², залегающие на базальтоидах хакаринской свиты (см. рис. 1).

Базальтоиды хакаринской свиты выполняют компенсационную просадку кальдерного типа. Эта структура (около 30 × 40 км), ограниченная системой разломов глубокого заложения, вытянута в северо-восточном направлении и имеет асимметричное строение: крутой северо-западный склон с относительной амплитудой погружения порядка 500 м и более пологий юго-восточный склон (рис. 2). Просадка сложена в основании породами делокачанской толщи с флорой кампанского возраста, залега-

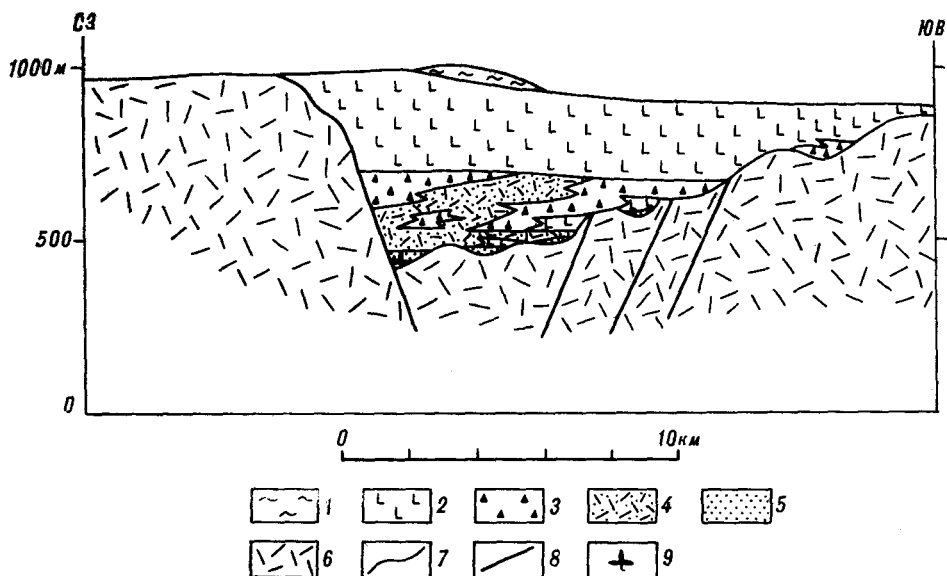


Рис. 2. Схема строения хакаринской структуры.

1 — игнимбриты дялгаранской толщи; 2 — базальтоиды хакаринской свиты; 3 — агломератые туфы базальтов; 4 — вулканогенно-осадочные толщи хакаринской свиты; 5 — туфы риолитов, туффиты и лигниты делокачанской толщи; 6 — амкинская свита; 7 — геологические границы; 8 — разрывные нарушения; 9 — флора.

ющими в западной более глубокой части данной структуры. Выше располагаются осадочные и туфогенно-осадочные породы нижней части хакаринской свиты, выполняющие как западную, наиболее погруженную зону, так и неровности «дохакаринского» палеорельефа по восточному борту структуры. Над ними залегают базальты, слагающие основной объем хакаринской свиты и перекрывающие указанные породы, а места и вулканиты амкинской свиты (см. рис. 2).

Базальты хакаринской свиты в целом имеют юго-восточное падение. Излияние базальтов происходило из вулканических аппаратов трещинного типа, расположенных вдоль зоны разломов северо-восточного простирания.

Рассмотренная структура располагается в центральной части обширной Хакаринской вулканотектонической депрессии (ХВТД), с центриклинальным, в целом, залеганием вулканитов. Так, породы гырбыканчикской и хоторчанской толщ (т. е. породы верхней части амкинской свиты) обнажаются по периферии поля хакаринских базальтов, ближе к центру сменяются породами средней части амкинской свиты (см. рис. 1).

Судя по находкам гырбыканской флоры, заложение ХВТД началось, по крайней мере, на рубеже раннего и позднего мела. Затем позднемеловой игнимбритовый вулканизм конца амкинского времени завершился образованием в центре ХВТД структуры кальдерного типа, в которой первоначально накапливались осадочные, вулканогенно-осадочные и пирокластические образования, а затем начались излияния базальтовых лав.

Таким образом, проведенные нами геолого-фитостратиграфические исследования показывают, что развитие крупнейшей Хакаринской вулканотектонической депрессии, заложившейся на рубеже раннего и позднего мела, к концу мелового периода (т. е. ближе к рубежу мела и палеогена) завершается излияниями платобазальтов. Причем излияние и амкинских, и хакаринских вулканитов, в целом, связано с разломами северо-восточного простирания, а структуры последнего этапа наследуют таковые предшествующего. Это позволяет считать, что платобазальтовый

вулканизм в Ульяновской зоне генетически связан с предшествующим этапом.

Необходимо добавить, что в развитии вулканизма Ульяновской зоны отмечается также устойчивая направленность изменений химического состава пород во времени, которая как отмечает Л. Ф. Мишин [5], выражается в увеличении калиевого, общей щелочности и др. По петрохимическим данным выделяются натровая ядринская, калий-натровая амкинская и калиевая хакаринская серии, последовательно сменяющие друг друга во времени. Причем в последнюю Л. Ф. Мишин включает и породы верхней части собственно амкинской свиты. Различия между сериями более четко выступают в основных породах, слабее в средних и кислых [5].

Почти все вулканы Ульяновской зоны относятся к нормально-щелочным породам, но различаются по содержанию калия и натрия. Породы учуликанской и еманринской свит относятся к натровому ряду, а вулканы амкинской и хакаринской свит — преимущественно к калий-натровому (лишь небольшая часть эффузивов основного состава принадлежит толеитовой серии). При этом смена этапов вулканизма характеризуется увеличением вверх по разрезу роли вулканитов субщелочного типа. Для однотипных по кислотности пород кроме увеличения щелочности характерно уменьшение концентрации магния, алюминия, а также увеличение содержания кальция и железистости пород. Проведенные геологические, петрохимические и фитостратиграфические исследования позволяют предположить, что формирование ОЧВП завершилось в конце позднего мела — палеогена.

А. С. Синдеев с соавторами [6, 7] также отмечал, что субщелочной базальтовый вулканизм в Ульяновской зоне без тектонической перестройки продолжает вулканизм предшествующих этапов.

В других секторах ОЧВП в зависимости от конкретной обстановки «верхние» базальтоиды могут иметь различные структурные взаимоотношения с подстилающими образованиями. Но в большинстве случаев они, видимо, также наследуют вулканизм предшествующих этапов. В таком случае платобазальтовый вулканизм является завершающим в истории ОЧВП. Вместе с тем необходимо отметить, что для полного решения этого вопроса желательно проведение комплексных геолого-фитостратиграфических исследований структур, завершающих развитие пояса, и в других районах ОЧВП.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В. Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— М.: Наука, 1977.
2. Ветренников В. В. Особенности вулканизма, тектоники и оруденения окраинно-материковых вулканических поясов.— М.: Недра, 1976.
3. Громов В. В., Лебедев Е. Л., Ставцев А. Л. Геологическое строение Ульяновского прогиба (Прихотье) // Сов. геология.— 1980.— № 3.— С. 74—85.
4. Лебедев Е. Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— М.: Наука, 1987.
5. Мишин Л. Ф. Породные группы и серии краевых вулканогенных поясов.— М.: Наука, 1982.
6. Синдеев А. С., Стрельников С. И., Филличев И. И. Шошониты Ульяновского прогиба Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Сов. геология.— 1986.— № 9.— С. 74—79.
7. Синдеев А. С., Стрельников С. И. Положение поздне меловых базальтоидов в структуре Ульяновского прогиба (Северное Прихотье) // Докл. АН СССР.— 1988.— Т. 300, № 4.— С. 919—923.
8. Соловьев В. И. Меловой вулканизм Северо-Востока СССР.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1986.
9. Филагова Н. И. Меловой-палеогеновый вулканизм зоны перехода Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей // Геотектоника.— 1979.— № 5.— С. 98—115.
10. Филагова Н. И. Периокеанические вулканогенные пояса.— М.: Недра, 1988.

ДИСКУССИЯ

Проблема, обозначенная названием статьи Б. Р. Григоряна с соавторами, вне сомнения актуальна и значима. Однако содержание статьи лишь в малой мере отвечает названию, ибо, с одной стороны, оно касается локальной структуры, а с другой — не содержит каких-либо принципиально новых данных. Повторив известное ОЧВП закончилось излияниями базальтов, авторы не внесли ничего нового. Суть же проблемы состоит в вопросе о возрасте базальтов, завершающих разрезы ОЧВП, в чем этот возраст аргументирован. К сожалению, обоснованного ответа на этот вопрос в статье нет.

По существу статья состоит из двух плохо сбалансированных и не вполне увязанных между собой частей. Первая часть — это конспективное повторение ряда прежних положений Е. Л. Лебедева (одного из авторов статьи) и нового понимания стратиграфии «амгинской свиты». Вторая часть касается строения и условий формирования хакаринской свиты.

Сомнению не подлежит значение некоторых, принадлежащих Е. Л. Лебедеву, сборов ископаемой флоры в ОЧВП, однако до настоящего времени они не только монографически не описаны, но даже не всегда охарактеризованы списками надежных представительных определений. Это касается прежде всего делокачанского флористического комплекса, играющего решающую роль в рассуждениях Е. Л. Лебедева о возрасте базальтов хакаринской свиты.

Совершенно без надобности декларируются неверные представления Е. Л. Лебедева о времени, этапах и типах вулканизма ОЧВП, которые находятся в противоречии не только с данными об этой структуре в целом, но и с материалами по конкретному, рассматриваемому в статье, району Ульяновского прогиба.

Новая схема стратиграфии «амгинской свиты» не может быть принятой, ибо предлагается в нарушение всех норм стратиграфического кодекса. Новая «амгинская свита» включает в себя как амгинскую свиту в прежнем понимании (котлинскую и гырбыканореченскую толщи, по авторам), так и хетанинскую (теперь это буралкитская толща) и уракскую (ныне гырбыканчикскую и хаторчанскую толщи) свиты, которые были первоначально выделены, закартированы и показаны на Государственной геологической карте м-ба 1:200000 в пределах именно этого, рассматриваемого в статье, района. Крайне неудачны названия гырбыканореченская и гырбыканчикская толщи.

В статье приводятся данные о колебаниях радиологического возраста горных пород выделяемых стратиграфических подразделений, которые свидетельствуют о невозможности пользоваться полученными цифрами для датировок геологического возраста стратиграфической последовательности. Приводя значения радиологического возраста, надо указывать метод, каким они получены.

Вторая часть статьи интересна новыми данными о строении и развитии хакаринской свиты. Но мне представляется сомнительным выделение в качестве самостоятельных стратиграфических подразделений делокачанской и дялгаранской толщ. Напомню, что в Ямском вулканическом поясе Охотского сектора мыгдыкитская свита наряду с базальтами включает также риолитовые игнимбриты калиевого типа, а вулканогенно-осадочные образования, сходные с делокачанской толщей, встречаются в основании и внутри разреза базальтовых толщ заключительного этапа развития ОЧВП.

Мне остается напомнить, что в № 5 журнала «Тихоокеанская геология» за 1987 г. опубликована статья В. Ф. Белого и В. А. Самылиной «О заключительном этапе развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса по наблюдениям в бассейнах рек Армани, Олы и Малтана». В ней приведены данные о систематическом составе наиболее представительной коллекции ископаемых растений из нижней части разреза мыгдыкитской свиты Охотского сектора ОЧВП, рассмотрены палеогеографические и палеовулканогеологические условия формирования вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований. Показано, что комплекс растительных остатков из мыгдыкитской свиты относится к аркагаалинской стратофлоре, по В. А. Самылиной, или к гырбыканскому флористическому комплексу, по Е. Л. Лебедеву. Более бедные, но также аркагаалинского типа растительные остатки собраны и среди базальтов змываамской свиты на севере ОЧВП. Все это хорошо известно Е. Л. Лебедеву, однако игнорируется без какой-либо попытки дать объяснение, что просто недопустимо в научной работе.

В настоящее время по комплексу стратиграфических, палеонтологических, палеополитических и палеомагнитных данных установлено, что отложения Елисеевского обнажения на р. Гребенка, содержащие самые представительные захоронения рас-

тений гребенкинской стратофлоры, имеют позднеальбский — раннесеноманский возраст. Следовательно и дукчандинский комплекс флоры Е. Л. Лебедева имеет такой же возраст. Список растений из делокачанской свиты, приводимый в работе Е. Л. Лебедева *, при всей своей фрагментарности не дает основания для противопоставления этих остатков дукчандинскому флористическому комплексу. Тем более нет никаких оснований относить эти растительные остатки к кампану.

Таким образом, заключительный этап развития ОЧВП — излияние базальтов — приходится на время формирования аркагаалинской и гребенкинской стратофлор, что отвечает концу раннего и первой половине позднего мела. Процесс этот не был строго одновременным в разных частях ОЧВП.

СВКНИИ ДВО РАН
Магадан

В. Ф. Белый

УДК 551.252

А. О. Морин

О СООТНОШЕНИИ ТРЕЩИНОВАТОСТИ И СЛОИСТОСТИ

(Удской вулканогенный пояс)

В предположении о перпендикулярности трещин и слоистости содержащих их пород исследовалась трещиноватость толщ Удского вулканогенного пояса, расположенного на юго-западном побережье Охотского моря, и его фундамента. Установлено, что только в примерно половине точек наблюдения (в том числе породах эффузивного и метаморфического происхождения) большинство трещин действительно расположены субнормально к напластованию и что ортогональность трещин и слоистости проявлена в различной степени в зависимости от типа пород. Наиболее велика доля трещин, субперпендикулярных напластованию, в тонкослоистых (туфогенно-) осадочных, а наименее — в эффузивных и метаморфических породах. Для всех типов пород возможна приблизительная оценка ориентировки слоистости по совокунности трещин. Предполагается, что причиной перпендикулярности тектонических по своей природе трещин к слоистости является слоевая анизотропия, а одним из возможных механизмов — субслоевое проскальзывание.

Введение. К настоящему времени сформулировался устойчивый взгляд о широкой распространенности «общей», «первичной» или «эндогенной» трещиноватости. Основные черты ее указываются во многих, в том числе сводных, работах: «Общие трещины большей частью перпендикулярны к слоям и внутрислойны, т. е. отдельные трещины не выходят за пределы слоя... трещины сближаются с уменьшением мощности слоя... Общие трещины в горизонтальных слоях выдерживают свои простирания на огромных площадях» [1, с. 134]. Большинство авторов, отталкиваясь от факта перпендикулярности трещин и слоистости, принимает литогенетическую природу общей трещиноватости и полагает, что последняя представляет совокунность трещин отрыва, образующихся при литификации и обязанных своей ориентировкой ротационным, седиментационным или тектоноконседиментационным причинам. Принимается, что сообщество литогенетических трещин составляет основной объем трещиноватости, в большей или меньшей мере дополненный наложенными, собственно тектоническими трещинами; что литогенетические трещины образуют стационарные сети первичной трещиноватости, пассивно переориентирующиеся при наклоне вмещающих пластов [13, 15—17]. Заметим, что такая точка зрения сформировалась при исследованиях трещиноватости главным образом платформенных образований.

* Лебедев Е. Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — М.: Наука, 1987.

Признание широкой распространенности трещин, в своей ориентировке зависимых от слоистости, предполагает необходимость вычленения тектонических трещин из наблюдаемых совокупностей и введения поправок (либо модификаций методик обработки данных) при таких исследованиях как прослеживание трещинных систем или реконструкция полей тектонических напряжений. Кроме того, представляет интерес возможность оценки по трещиноватости залегания текстурно однородных, но заведомо слоистых тел (например, пирокластических пластов).

Таким образом, может быть поставлен вопрос: действительно ли большая (и насколько большая) часть трещин ориентирована субперпендикулярно к напластованию, насколько устойчиво проявлена эта закономерность, в каких случаях нарушается, как может быть учтена и использована?

Исходные данные. В данной работе использованы материалы по трещиноватости юрско-меловых осадочных, вулканогенно-осадочных и эффузивных толщ Удского вулканогенного пояса*, нижнепалеозойских осадочных и докембрийских метаморфических пород его фундамента, меловых и позднепалеозойских интрузий. Толщи пояса сматы в складки двух направлений с падением крыльев до 20° , редко круче [11], залегание пород фундамента колеблется преимущественно от 30 до 60° . В анализ были вовлечены массовые невыборочные замеры ориентировок трещин в местах установленного залегания вмещающих образований, включающего ориентировку границ потоков, флюидальности, фьямме, миндалин в эффузивах и полосчатости в метаморфических породах. Независимо от ориентировки, подавляющее большинство трещин имеют ровные плоские стенки. Всего использовано более 300 точек наблюдения, в каждой сделано 105—170 замеров. Точки выбирались вне зон дробления, разломов, резких перегибов слоев, визуально наблюдаемой столбчатой отдельности в эффузивах.

Методика. Компьютерный анализ основывался на важнейшей геометрической особенности «общей трещиноватости» — априорно принимаемой ортогональности слоев и развитых в них трещин. Он заключался в определении ориентировки некоторой «экваториальной плоскости», приблизительно перпендикулярной одновременно ко всем измеренным в точке наблюдения трещинам. Соответственно эта «экваториальная плоскость», как обобщающий параметр, в случае действительной ортогональности напластования и большинства трещин имеет близкую к слоистости ориентировку, а по мере отклонения трещин от нормали к слою отклоняется от нее. Критерием близости слоистости и «экваториальной плоскости» принят угол между ними. Величина угла в большинстве случаев достаточно устойчива (т. е. влияние отдельных замеров ориентировок трещин невелико) при числе замеров более 80—100 (рис. 1), что позволяет считать его адекватной оценкой соотношения трещиноватости и слоистости в конкретной точке наблюдения.

Вычислительная процедура состояла в расчете собственных значений и векторов матрицы сумм произведений направляющих косинусов азимутов и углов падения трещин в точке наблюдения, где вектор с максимальным моментом инерции определяет ориентировку «экваториальной плоскости» [5, с. 52—64]. Подобный подход удобен дополнительной возможностью оценки характера трещиноватости: либо трещины группируются в систему, либо образуют пояс, либо распределены изотропно [23]. (В большинстве точек наблюдения трещиноватость оказалась близкой к изотропной). Была составлена программа, реализующая эти вычисления (см. Приложение).

* Пояс располагается на юго-западном окончании Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и вытянут вдоль побережья Охотского моря. Сведения по его геологии можно найти в [2, 6—9, 11, 12].

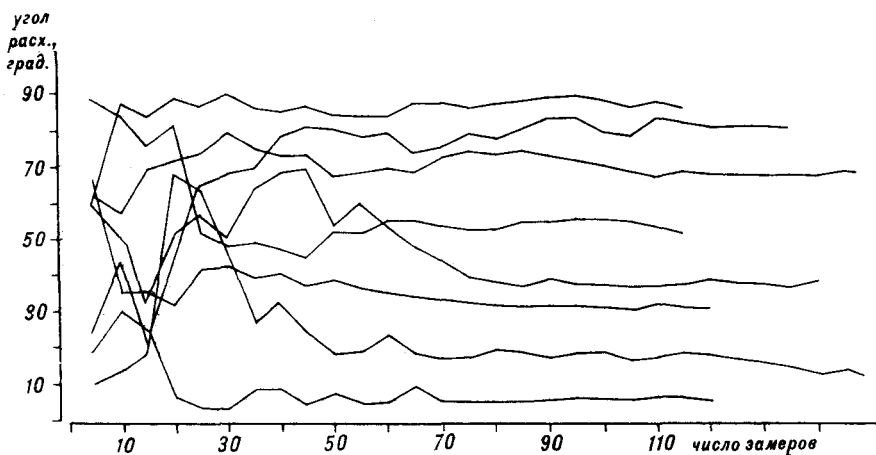


Рис. 1. Вариации величины угла между слоистостью и «экваториальной плоскостью» в зависимости от числа замеров ориентировок трещин в точке наблюдения.

Уже первые подсчеты показали существование зависимости угла расхождения слоистости и «экваториальной плоскости» от текстурно-литологических характеристик содержащих трещины тел. Поэтому все точки наблюдения на основе их литологических, петрографических, текстурных и слоевых особенностей были разнесены в несколько групп. Очевидное различие их состоит прежде всего в прочностных свойствах и компетентности пород отдельных слоев, контрастности этих свойств в смежных слоях, мощности слоев, выраженности меж- и внутрислойных ослабленных поверхностей, обобщенно обозначенных «слоевой анизотропией». Выделены следующие группы:

A — тонкослоистые, флишоподные и переслаивающиеся: алевролиты, песчаники, гравелиты и их туфогенно-осадочные разности. Мощность слоев от первых сантиметров до 0,6—1 м.

B — массивные и грубослоистые: алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, их туфогенно-осадочные разности. Туффиты. Мощность слоев превышает первые метры.

C — туфы и игнимбриты различного состава.

D — базальты, андезиты, дациты.

E — гнейсы, мигматиты, кристаллические сланцы, гнейсированные габбро-анортозиты и гранитоиды.

F — средне- и крупнозернистые габбро, диориты и гранодиориты. Подсчет угла расхождения в силу очевидной изотропности пород группы *F* специфичен: за напластование принималось генерированное компьютером случайное направление. Таким образом, данные по группе характеризуются заведомым отсутствием связи трещиноватости и слоистости.

Анализ данных. Основной формой представления данных явилась составленная — для каждой из групп пород — серия гистограмм, показывающих распределение точек наблюдения по углу расхождения ориентировки слоистости и «экваториальной плоскости» (рис. 2). Оказалось, что это распределение бимодально: первый (индекс «I», 50—90° расхождение) максимум проявлен во всех группах и показывает долю точек наблюдения, характеризующихся отсутствием связи трещиноватости и слоистости (ср. с гистограммой для группы *F*). Проявленность второго (индекс «II», 0—30° расхождение) сильно зависит от типа содержащих трещины пород. Этот максимум наиболее выражен у тонкослоистых осадочных пород группы *A* и отсутствует у интрузивных образований группы *F*. Подобная зависимость определяется систематическим увеличением доли трещин, субперпендикулярных пластам, по мере перехода от метаморфических через эффузивные к тонкослоистым осадочным и

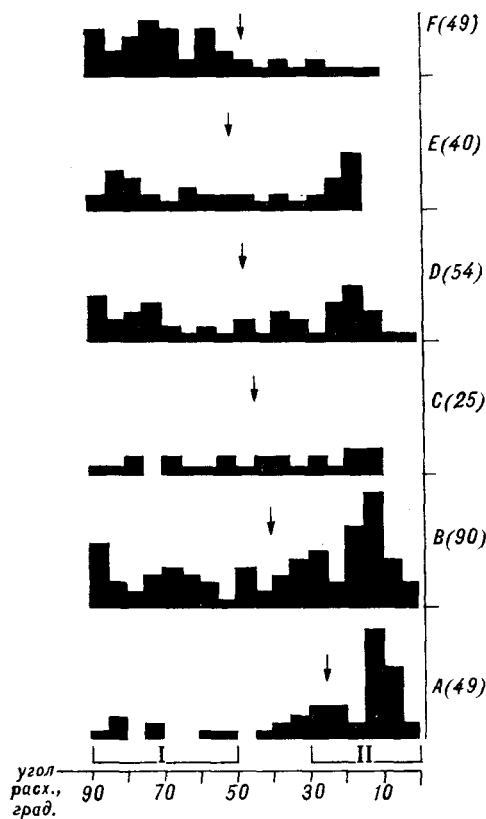


Рис. 2. Гистограммы расхождения слоистости и «экваториальной плоскости» для различных групп пород (пояснения см. в тексте).
 В скобках указано число точек наблюдения; стрелки — среднее по группе; I, II — индексы максимумов.

туфогенно-осадочным породам, т. е. по мере увеличения слоевой анизотропии. При этом охватывается вся совокупность трещин конкретной литологической группы, что фиксируется закономерным изменением средних значений по группе.

Наиболее велика доля трещин, нормальных к напластованию в тонкослоистых и туфогенно-осадочных и осадочных породах группы А. Для них более чем у половины точек наблюдения отклонение «экваториальной плоскости» от слоистости не превышает 10—15°, что соизмеримо с точностью определения ее компасом. В трети случаев это выполняется для грубослоистых (туфогенно-) осадочных и реже для других типов пород. Максимум II на гистограммах, соответствующий наименьшим расхождениям слоистости и «экваториальной плоскости», смещается в сторону больших расхождений по мере уменьшения анизотропии. В частности, для метаморфических пород группы Е около 20 % точек наблюдения характеризуются трещиноватостью, «экваториальная плоскость» которой отклоняется от метаморфогенной полосчатости на угол 15—20° и 30 % — на угол, не превышающий 30°. Наличие столь большой доли трещин, субнормальных к метаморфической полосчатости, и очевидная в данном случае неприемлемость литогенетического контроля позволяют заключить, что здесь действуют иные механизмы контроля и что в породах других типов возможно присутствие трещин, чья субнормальная к напластованию ориентировка не связана с их литификацией. (Разумеется, это не исключает развитие и собственно литогенетических трещин).

Примером зависимости от текстурно-литологических особенностей может служить трещиноватость пачки туфогенно-осадочных пород (дже-лонская свита, клиф Охотского моря, бухта Борисова), где минимальное расхождение «экваториальной плоскости» и слоистости имеют переслаивающиеся углистые туфоаргиллиты и туфопесчаники, а максимальное — неслоистые туфопесчаники (рис. 3). При этом число и взаиморасположение максимумов трещин сохраняется, а изменение трещиноватости происходит несколькими путями: переориентировкой систем трещин субперпендикулярно слоистости, увеличением густоты трещин в этих системах, уменьшением доли внесистемных трещин.

В то же время слоевая анизотропия содержащих трещины толщ не является единственным фактором, однозначно определяющим отклонение «экваториальных плоскостей» от слоистости. Легко найти случаи, когда однотипные совокупности пород имеют как минимальные, так и максимальные расхождения в своей группе (рис. 4). Это обстоятельство не позволяет однозначно определять ориентировку напластования по трещиноватости; но если пренебречь редкими исключениями, то достаточно точная оценка ориентировки возможна для тонкослоистых (туфо-

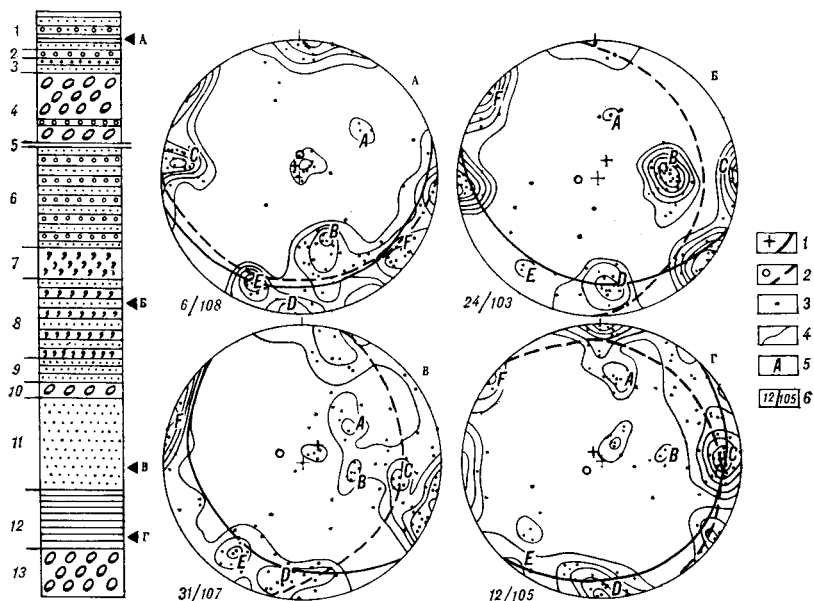


Рис. 3. Изменение трещиноватости юрско-меловых туфогенно-осадочных пачек в зависимости от литологических и слоевых особенностей.

Диаграммы трещиноватости (сетка Вульфа, верхняя полусфера): 1 — полюс и след слоистости; 2 — полюс и след «экваториальной плоскости»; 3 — полюса трещин; 4 — изолинии плотности трещин (2, 4, 6, 8, 11, 14, 19); 5 — индекс максимума; 6 — угол между слоистостью и «экваториальной плоскостью»/число замеров.

Колонка: слой 1 (мощность 10 м) — переслаивание углистых туфоаргиллитов, переходящих в туфоалевролиты, и мелко-среднезернистых туфопесчаников; прослой туфогравелитов, мощность слоев 10—30 см, соотношение 5:5:1; слой 2 (2 м) — переслаивание туфопесчаников и туфогравелитов; слой 3 (4 м) — переслаивание слойчатых туфоалевролитов и мелко-зернистых туфопесчаников, мощность слоев до 10 см, соотношение 2:1; слой 4 (17 м) — туфоконгломераты с прослоями туфогравелитов; 5 — секущее тело лавобрекчий базальтов, слой 6 (25 м) — переслаивание туфоалевролитов, туфопесчаников, туфогравелитов мощностью 5—20 см; слой 7 (8 м) — туффит; слой 8 (20 м) — переслаивание туффитов и пачек тонкого чередования туфоалевролитов и мелкозернистых туфопесчаников, мощность переслаивания около 1 м, соотношение 1:1; слой 9 (6 м) — переслаивание туфоалевролитов и мелкозернистых туфопесчаников, мощность 20—30 см, соотношение 1:2; слой 10 (4 м) — туфоконгломераты; слой 11 (22 м) — мелкозернистые однородные туфопесчаники. Слой 12 (15 м) — слойчатые туфоалевролиты. Слой 13 (12 м) — мелкогалечные туфоконгломераты.

генно-) осадочных пород (хотя вопрос об ориентировке слоистости в таких случаях обычно не стоит). Для других типов пород оценка возможна только в статистическом смысле. Пример — ориентировки «экваториальных плоскостей» в нескольких точках наблюдения в моноклинално залегающей толще гнейсов (рис. 5, куманская свита, р. Етара). Видно, что они группируются близ известной, в данном случае усредненной, ориентировки метаморфической полосчатости.

С изложенным тесно связан вопрос о необходимости учета напластования при исследованиях, базирующихся на ориентировках трещин — например, прослеживании их систем. Почти всегда, видимо, при подобных исследованиях следует избегать данных по трещиноватости тонко-слоистых образований*. Для иных типов пород, зная только их текстурно-литологические параметры, трудно предложить критерий, по которому можно определить правомерность использования данных по трещиноватости в том или другом случае. Вероятно, наиболее практичным будет анализ всех (систем) трещин, но с учетом того, что приблизительно у трети точек наблюдения в анизотропных породах ориентировка трещин предопределяется ориентировкой слоистости. При известном залегании, видимо, имеет смысл исключать данные по тем точкам, где угол между

* Кроме, разумеется, специфических случаев единого, например, субгоризонтального, залегания включающих трещины пластов или исследования внутрислойных трещин.

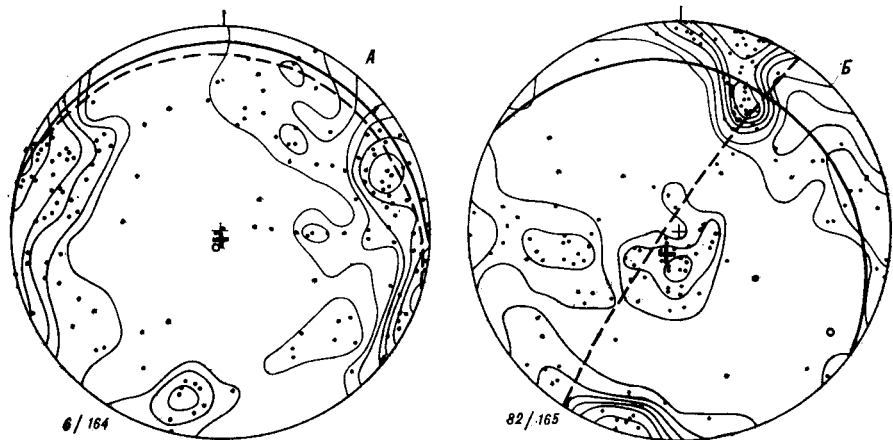


Рис. 4. Трещиноватость пачек.

А — флишеидного переслаивания мелкозернистых песчаников и алевролитов; Б — мелкозернистых песчаников с прослоями алевролитов (мощность переслаивания ок. 0,2 м, соотношение 3 : 1).

Усл. обозн. см. рис. 3.

слоистостью и «экваториальной плоскостью» менее 30° (т. е. попадает в максимум II гистограмм рис. 2).

Интерпретация результатов. Зависимость расположения трещин от слоевой анизотропии заставляет признать ее роль в перестройке трещиноватости субперпендикулярно слоистости. Можно предполагать, что одним из конкретных механизмов служит субслоевое проскальзывание с деформацией чистого сдвига. При этом в простейшем случае развиваются трещины двух направлений [4, с. 148]: вдоль ослабленных поверхностей (очевидно, чаще контактов слоев), по которым происходит скольжение, и перпендикулярно к ним, причем ими же ограничиваясь. Соответственно, чем в большей мере реализовано субслоевое проскальзывание, обусловленное слоевой анизотропией, тем более выражены трещины, близкие к указанным направлениям. Известно, что возможность проскальзывания, помимо прочностных свойств среды, включающей ослабленные поверхности, зависит от угла между ними и направлением тектонических усилий [22], что может служить одним из объяснений разницы в расположении трещин относительно слоистости в литологически сходных толщах (см. рис. 4). Конечно, подобный механизм не единственно возможный. По некоторым данным [19], рост трещин перпендикулярно к границам раздела слоев может вызываться и специфической концентрацией напряжений на них. Также весьма показательными являются данные математического моделирования напряженного состояния слоистого массива, обусловленного односторонним боковым сжатием [2]. Если в однородном массиве ориентировки максимальных касательных напряжений подчинены только внешним условиям, то в слоистой среде «внешние» ориентировки сохраняются только в компетентных слоях; в некомпетентных слоях максимальные касательные напряжения и соответственно разрывы сплошности ориентированы вдоль и перпендикулярно им (рис. 6). В любом случае важно, что именно слоевая анизотропия разрушаемой пачки является причиной внутрислоевого перераспределения напряжений, приводящих к формированию субперпендикулярных напластований трещин.

С этой позиции «общая трещиноватость» имеет тектоническую природу, и закономерные ориентировки трещинных систем на больших расстояниях отражают выдержанность направлений действия тектонических сил, особенно характерную, судя по данным о современном поле напряжений [6], для платформенных областей; такие черты «общей трещиноватости», как перпендикулярность к напластованию (причем проявленная в различной степени для разных групп пород) и внутри-

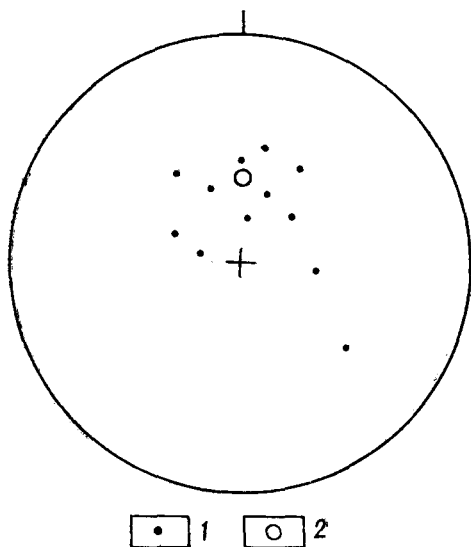


Рис. 5. Ориентировки «экваториальных плоскостей» трещиноватости гнейсов (сетка Вульфа, верхняя полусфера)
 1 — полюса «экваториальных плоскостей» в точке наблюдения; 2 — среднее залегание метаморфической полосчатости.

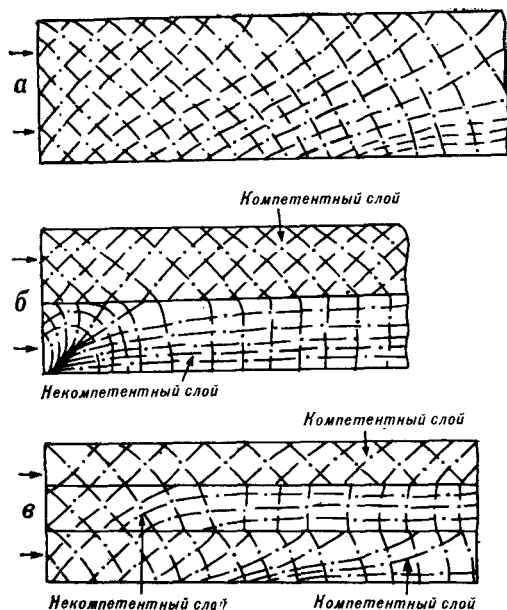


Рис. 6. Траектории максимальных касательных напряжений, обусловленных боковым сжатием.
 а — одно-, б — двух-, в — трехслойная модель (по [2]).

слоистость, определяются деформацией анизотропной среды, а не литогенетическим контролем.

Вывод о перестройке трещиноватости от некоторого исходного состояния в изотропной среде субперпендикулярно напластованию в анизотропной, причем в степени, пропорциональной ее анизотропии, объясняет смещение и уменьшение максимума Π на гистограммах рис. 2. Отсюда ясно, что при использовании данных по трещиноватости следует принимать во внимание возможность не только пассивной переориентации трещин совместно со слоем, а возникновения трещин субперпендикулярно произвольно залегающим слоям, обусловленного их взаимным проскальзыванием при трещинообразовании.

Наконец, можно полагать, что в равных условиях вклад тонкого пласта в анизотропию толщ выше и на нем более концентрируется сдвиговая деформация, чем на мощном. Возможно, это объясняет известную зависимость частоты трещин от мощности слоя: чем тоньше пласт, тем чаще расположены в нем трещины [15]. На частоту трещин также влияют механические свойства пород, близость к разломам, абсолютная мощность слоев, компетентность смежных пластов [20, 21]. Учесть все эти факторы для использованных в работе данных не представилось возможным. Тем не менее для некоторых видов пород действительно намечается зависимость частоты трещин от угла между слоистостью и «экваториальной плоскостью», как мерой проявленности слоевой анизотропии (рис. 7).

Выводы. 1. Для района проведенного исследования установлено, что только примерно в половине точек наблюдения (в том числе породах эффузивного и метаморфического происхождения) большинство трещин действительно расположены субнормально к напластованию.

2. Ортогональность трещин и слоистости проявлена в различной степени в зависимости от типа пород. Наиболее велика доля трещин, субперпендикулярных напластованию, в тонкослоистых (туфогенно-) осадочных, а наименее — в эффузивных и метаморфических породах.

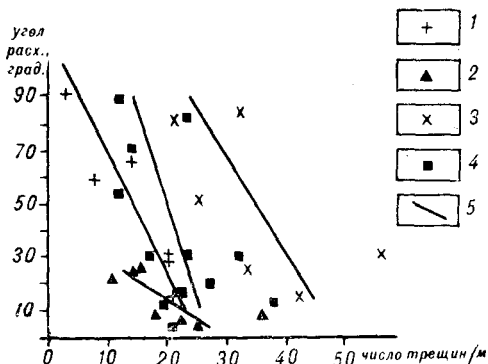


Рис. 7. Зависимость расхождения слоистости и «экваториальной плоскости» от частоты трещин.

1 — мелкозернистый песчаник с прослоями алевритистых разностей; 2 — флишеидное переслаивание алевролитов, песчаников, гравелитов и их туфогенно-осадочных разностей; 3 — переслаивание туфоалевролитов и туфопесчаников; 4 — мелко-среднезернистые песчаники и туфопесчаники грубослоистые. 5 — осредняющие линии.

3. При исследованиях, базирующихся на ориентировках трещин, предпочтительнее проводить замеры в текстурно и структурно однородных образованиях. Данные по трещиноватости пачек с тонким переслаиванием пород имеет смысл исключать из рассмотрения. Критерием, определяющим необходимость учета слоистости при изучении трещиноватости других типов пород, может служить угол между слоистостью и «экваториальной плоскостью».

4. Для всех типов пород возможна приблизительная оценка ориентировки слоистости по совокупности трещин, но ее достоверность ограничена возможностью учета всех факторов, определяющих перпендикулярность трещин к слою.

5. Представляется, что причиной перпендикулярности тектонических по своей природе трещин к слоистости является слоевая анизотропия, а предполагаемым механизмом — субслоевое проскальзывание. Перестройка трещиноватости от некоторого исходного состояния субнормально к слоистости происходит путем переориентации систем трещин и увеличения частоты трещин, субперпендикулярных напластованию.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Геотектоника. — М.: Изд-во МГУ, 1976.
2. Волович И. М. Напряженное состояние слоистого массива, обусловленное движением блоков фундамента или односторонним боковым сжатием // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наук. думка, 1991. — С. 107—112.
3. Геология СССР. Т. XIX, кн. 1. Хабаровский край и Амурская область. Геологическое описание / Ред. Л. И. Красный. — М.: Недра, 1966.
4. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. — М.: Наука, 1975.
5. Дэвис Дж. С. Статистический анализ данных в геологии. Кн. 2. М.: Недра, 1990.
6. Зобак М., Зобак М. Л. Поле напряжений и внутриплитовые землетрясения США / Современные проблемы геодинамики. — М.: Мир, 1984. — С. 236—258.
7. Красный Л. И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области. — Л., 1960 (Тр. ВСЕГЕИ, Нов. сер.; Вып. 39).
8. Красный Л. И. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. — М.: Госгеотехиздат, 1960.
9. Левитан Г. М., Чернявский В. И. Тектоника северо-восточной части Удского прогиба // Геотектоника. — 1968. — № 2. — С. 103—115.
10. Магматические формации активных окраин континентов. (На примере юга Дальнего Востока) / В. А. Попеко, И. Л. Войнова, Д. Ф. Семенов и др. — М.: Наука, 1980. —
11. Морин А. О. Складчатые деформации толщ Удского вулканогенного пояса / Тихоокеан, геология. — 1991. — № 3. — С. 105—110.
12. Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. — М., 1963. (Тр. ГИН; Вып. 79).
13. Нагибина М. С. Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса / ВИНТИ. — М., 1969.
14. Расцветаев Л. М. Трещиноватость горных пород: тектоника и литогенез // Тектонофизические аспекты разломообразования в литосфере. (Тезисы докладов Всесоюзного совещания «Разломообразование в литосфере: тектонофизические аспекты», Иркутск, 29 января — 1 февраля, 1991 г.). — Иркутск, 1990. — С. 212—213.
15. Рац М. В. К вопросу о зависимости густоты трещин от мощности слоев // Докл. АН СССР. — 1962. — Т. 114, вып. 3. — С. 622—626.

16. *Такранов Р. А.* Анализ трещиноватости юрских отложений Иркутского угольного бассейна // Геотектоника.— 1987.— № 3.— С. 56—65.
17. *Шульц С. С.* Планетарные трещины и тектонические дислокации // Геотектоника.— 1971.— № 4.— С. 6—13.
18. *Шульц С. С.* Современные представления и задачи дальнейших исследований планетарной трещиноватости/Вопросы изучения планетарной трещиноватости.— Л., 1976.— С. 4—8.
19. *Heigeson D. E., Avdin A.* Characteristics of joints propagation across layer interfaces in sedimentary rocks // J. Struct. Geol.— 1991.— V. 13, N 8.— P. 897—911.
20. *Huahn Qiu, Angelier J.* Fracture spacing and its relation to bed thickness // Geological Magazin.— 1989.— V. 26, N 4.— P. 355—362.
21. *Ladeira F. L., Price N. I.* Relationship between fracture spacing and bed thickness // J. Struct. Geol.— 1981.— V. 3, N 2.— P. 179—183.
22. *Reches Z.* Deformation of foliated medium // Tectonophys.— 1979.— V. 57, N 2—4.— P. 119—129.
23. *Woodcock N. H.* Specification of fabric shapes using an eigenvalue method // Geol. Soc. Amer. Bull.— 1977.— V. 88, N 9.— P. 1231—1236.

ИТГ ДВО РАН
Хабаровск

Поступила в редакцию
3 января 1992 г.

Приложение

Программа для определения параметров пространственного распределения трещин и нахождения ориентировки «экваториальной плоскости» — на TNRBOBASIC (EGA-монитор).

Формат исходных данных в файлах tnXXX. j субдиректории A:\jnt\ : 105.45, ... —1, XXX, комментарий, 330.10 (где 105.45 — азимут и угол падения трещин, —1 — марка конца замеров, XXX — номер точки наблюдения, комментарий — возраст, литология, привязка и т. п., 310.10 — ориентировка слоистости/000 — если неслопстая). Выходные данные в файле bedding. j директории A:\ : XXX, 330.t0, 329.22, 12, abc.ord (где XXX — номер точки наблюдения, 330.10 — ориентировка слоистости, 329.22 — ориентировка «экваториальной плоскости», 12 — угол между ними, abc и ord — координаты точки наблюдения на диаграмме Вудкока).

Текст программы

```

color 5: screen 9: cls: dim c(3,3), a(12), j$(12)
? «ПАРАМЕТРЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТРЕЩИН И 'ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ
ПЛОСКОСТИ'»
02 p1$ = «A:\jnt\tn»: p2$ = «.j»
def fnarccos(x) = 1.5707963 - atn(x/sqr(1 - x*x)): rg = 3.141592653/180
j$(0) = «ДИАГРАММА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ДИРЕКЦИОННЫХ ДАННЫХ
ВУДКОКА*»
j$(1) = «Точка наблюдения»: j$(2) = «Массив»
j$(3) = «Число измерений»: j$(4) = «Истинное залегание»
j$(5) = «Ориентировка 'эквато-»: j$(6) = «риальной плоскости'»
j$(7) = «однаправленное»: j$(8) = «поясовое распределение»
j$(9) = «изотропное»: j$(10) = «следующая тн»: j$(11) = «выход в DOS»
j$(12) = «запом.+ след.»: color 2
input « Точка наблюдения»: nn$: p3$ = p1$+nn$ +p2$
open p3$ for input as #1
05 input #1, c
if c<0 then 10
incr n: a = int(c)*rg: b = int((c - int(c))*100)*rg
mx = sin(b)*cos(a): my = -sin(a)*sin(b): mz = cos(b): a2 = a2+mx*mx
ba=ba+mx*my: b2=b2+my*my: ca=ca+mz*mz: cb=cb+mz*my: c2=c2+mz*mz
goto 05
10 na2=a2/n: ba=ba/n: nb2=b2/n: ca=ca/n: cb=cb/n: nc2=c2/n
E$(1)=nn$: input #1, c, E$(2), E$(4): close #1
E$(3)=str$(n): E$(2)=left$(E$(2), 21)
if E$(4) = «000» then E$(4) = «неуставлено»: goto 15
c = val(E$(4)): a = int(c)*rg: b = int((c - int(c))*100)*rg
c(0,1) = sin(b)*cos(a): c(0,2) = -sin(a)*sin(b): c(0,3) = cos(b)
15 ? «Вычисление собств. значений и векторов симметрич. матриц»
n=3: k=3: e=0.0001: w=n*(n+1)/2: v=w+n
a(1)=na2: a(2)=ba: a(3)=nb2: a(4)=ca: a(5)=cb: a(6)=nc2
for b=1 to k: for i=1 to n: a(w+i)=1: next i: f=0
100 for i=1 to n: a(v+i)=0: for j=1 to i:
a(v+i)=a(v+i)+a(i*(i-1)/2+j)*a(w+j): next j

```

```

next i: for j=1 to n-1: for i=j+1 to n
a(v+j)=a(v+j)+a(i*(i-1)/2+j)*a(w+i)
next i, j: p=0, r=0
for i=1 to n: p=p+a(v+i)*a(v+i)
r=r+a(w+i)*a(v+i): next i
l=p/r: c=sqr(p): p=0
for i=1 to n: a(w+i)=a(v+i)/c
if abs(a(w+i))>=p then p=abs(a(w+i))
next i: if abs(p-f)>e then f=p: goto 100
? «собственное значение L и его вектор Y»
b(b)=l: ? «L»; b; «=»; b(b)
for i=1 to n: c(b, i)=a(w+i): ? «Y»; i; «=», a(w+i)
next i
if c(b, 3)<0 then c(b, 1)=-c(b, 1): c(b, 2)=-c(b, 2): c(b, 3)=-c(b, 3)
bz=fnarccos(c(b, 3))
if bz\0 then az=fnarccos(c(b, 1)/sin(bz)) else az=1
if c(b, 2)>0 then az=2*3.1415927-az
az=az/rg: bz=bz/rg: E$(6)=str$(cint(az))+«.»+right$(str$(cint(bz)), 2) ? «плоскость
с норм. собст. вектором (Азим. угл падения)=»; E$(6)
if b=k then 110
for i=1 to n: for j=1 to i: d=i*(i-1)/2+j
a(d)=a(d)-l*a(w+i)*a(w+j): next j, i
110 next b
abc=b(2)/b(3): ord=b(1)/b(2): degree=b(1)/b(3)
if abc<=0 then abc=0.0005
if ord<=0 then ord=0.0005:
if degree<0.0005 then degree=0.0005
abc=log(abc): ord=log(ord): degree=log(degree)
f: color 5: ? «нажмите PAUSE, если хотите посмотреть»; : delay 1: cls
locate 1,1: ? j$(0);
for i=1 to 6: locate (3+i), 35: color 2: ? j$(i); spc(3); : color 10
? E$(i): next i: if E$(4) «неустановлено» then
locate 11,35: angl=c(0,1)*c(3,1)+c(0,2)*c(3,2)+c(0,3)*c(3,3)
angl=cint(fnarccos(angl)/rg)
? «Расхождение истинного залегания и оценки=»; angl: end if
color 5: locate 25,1: ? «*WOODCOCK N. H. 'Speciation»;
? «...'/Geol.Soc.Amer.Bull., 1977, v. 88, N 9, p. 1231-1236»;
color 14: locate 24,1: ? j$(9);: for i=1 to 3: locate 24,(17*i)
? right$(str$(i/2), 3);: next i: ? j$(8);
for i=1 to 3: locate (23-7*i), 1: ? right$(str$(i/2), 3); : next i
line (25,320)-(415,320), 14: line (25,320)-(25,21), 14
line (415,320)-(25,21), 14: line (25,120)-(285,320), 14
line (25,220)-(155,320), 14: line (25,320)-(220,170), 14
locate 3,1: ? j$(7);: line (450,128)-(528,108), 12, b
circle (260*abc+25,320-200*ord), 15, 12
paint (260*abc+25,320-200*ord), 12, 12
for i=0 to 2: color 12: locate (20+i), 64: ? 1+i;
color 10: ? j$(10+i);: next i
125 c$=input$(1): if c$=«2» goto 200
if c$=«3» goto 130
if c$=«1» then clear: cls: goto 02
color 12: locate 15,35
? «НАЖМИ ЦИФРОВУЮ КЛАВИШУ 1 ИЛИ 2 ИЛИ 3!»;: goto 125
130 if E$(4) «неустановлено» then E$(4) «000»
open «A:\bedding. j» for append as #1
write #1, val(nn$), val(E$(4)), val(E$(6)), angl, abc, ord: close #1
clear: cls: goto 02
200 end

```

УДК 552.5(265.3)

Н. В. Куликов, Н. А. Деревцова

ПАРАМЕТРИЧЕСКОЕ БУРЕНИЕ В ЗАЛИВЕ АНИВА

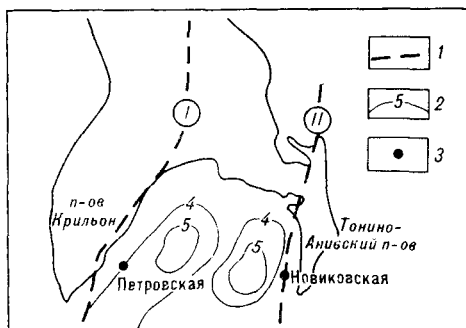
(Хоккайдо-Сахалинская складчатая область)

По керну и шламу глубоких скважин, пробуренных в рамках программы параметрического бурения на шельфе окраинных морей, изучены мезозойско-кайнозойские отложения в заливе Анива. Выделены литологические комплексы; охарактеризованы петрографический и минералогический состав, петрофизические и коллекторские свойства пород. Рассмотрено строение Анивского отрезка Хоккайдо-Сахалинского разлома.

© Н. В. Куликов, Н. А. Деревцова, 1992

Рис. 1. Обзорная схема района.

1 — разломы (I — Центрально-Сахалинский, II — Хоккайдо-Сахалинский); 2 — изогипсы поверхности фундамента в зонах максимального прогибания; 3 — параметрические скважины.



Анивский залив расположен в центральной части Хоккайдо-Сахалинской складчатой области и имеет гетерогенное геологическое строение. На основе геофизических данных в районе установлены основные черты строения осадочной толщи земной коры и намечены некоторые структурные связи Сахалина и Хоккайдо [1, 3]. Новиковская параметрическая скважина была пробурена в восточной части залива Анива, в 4 км от берега, в присводовой части брахиантиклинальной структуры (рис. 1).

Выделение литологических комплексов в разрезе скважины базировалось на комплексном анализе геолого-геофизических материалов. Главным критерием выделения комплексов являлся набор основных типов пород; также учитывались признаки, характеризующие условия образования пород: наличие угля, панцирей диатомовых водорослей, кремнистых минералов, глауконита и др. При этом наибольшее значение имело исследование шлама, который отобран по всему разрезу скважины через 20 м. Керн отобран из семи интервалов (753—759 м, 1251—1252 м, 1504—1509 м, 1800—1806 м, 2016—2020 м, 2145—2154 м, 2384—2389 м) при среднем выносе 71 %. Уточнение границ комплексов проводилось по каротажным диаграммам. Для корреляции комплексов использовались временные сейсмические профили.

Наиболее древний терригенно-кремнистый комплекс изучен в интервале 1670—2380 м и состоит из двух чашек. Нижняя представлена переслаиванием кремнистых аргиллитов и тонкозернистых алевролитов (табл. 1, рис. 2). Слоистость тонкая горизонтальная, слабоволнистая. Наблюдаются ступенчатые микросбросы слоев. Характерны уплотненность и значительная катагенетическая измененность пород (стадия мезокатагенеза, длиннопламенная подстадия). Породы раздроблены, интенсивно перемяты, брекчированы, содержат многочисленные зеркала скольжения, разбиты сетью разнонаправленных трещин. Преимущественный наклон трещин и плоскостей скольжения — 45° к оси керна. Трещины выполнены кварцем, кальцитом, пиритом и редко албытом. Участками породы изменены до милонита. Кремнистые аргиллиты черного цвета, сложены глинисто-кремнистым материалом с небольшим количеством (1—5 %) обломочных зерен алевролитовой размерности. Глинистое вещество — гидрослюды. Кремнистый материал — халцедон (главные линии на рентгенограммах 4,25, 3,34, 2,28). Обломочный материал кварц-полевошпатовый. В алевролитах обломочный материал составляет около 80—90 %. Форма зерен угловато-окатанная. Состав обломочного материала: кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклаз, редко кремнисто-слюдистые и кремнистые породы. Цемент поровый, контактный. Тонкая слоистость подчеркивается присутствием пиритизированных и углефицированных остатков. В породе обильны мелкие зерна пирита, крупные зерна гидроокислов железа, псевдобрукита. Контакты между зернами выпукло-вогнутые, вдавливания, линейные. Зерна тесно прижаты друг к другу. Полые поры отмечаются только в алевролитах и составляют в среднем 9,1 %. Трещины в породах извилистые, ветвящиеся; единичные — прямолинейные и прерывистые. Плотность полых трещин колеблется от 26 до 252 м/м², заполненных — от 19 до 23 м/м². Трещин-

Сводный литологический разрез мезозойско-кайнозойских отложений в заливе Анива

Свита, ее индекс	Литологический комплекс	Литологическая пачка	Интервал залегания в скважинах, м	
			Новиковская	Петровская
Маруямская, Nmg	Грубообломочно-терригенный	Галечно-гравийно-песчаная	180—200	160—320
Курасийская, N kg	Кремнистый	Диатомитов, диатомовых глин	200—650	320—460
		Опок, опокovidных пород	650—1330	460—610
Верхнедуйская, N vd	Терригенный	Песчаников с линзами углей	1330—1520	Отсутствует
Чеховская, невеликая, N ch — N nv	Кремнисто-вулканогенный	Опок, опокovidных глин, туфогенных пород	Отсутствует	610—800
		Базальтов, базальтовых порфиринов		800—880
P	Магматический	Риолитов	1520—1670	Отсутствует
Айская, K	Терригенный	Кремнистых аргиллитов	Отсутствует	880—1060
		Алевролитов, песчаников, аргиллитов		1060—1460
		Аргиллитов с прослоями туфов и алевролитов		1460—1622
Новиковская J — Knv	Терригенно-кремнистый	Алевролитов	1670—1740	
		Кремнистых аргиллитов	1740—2380	

ная проницаемость — $1,0—15,9 \times 10^{-3}$ мкм². Кремнистые аргиллиты более трещиноваты, чем алевролиты. В них плотность полых трещин от 100 до 225 м/м², трещинная проницаемость $3—19 \times 10^{-3}$ мкм². Преобладают сообщающиеся трещины, извилистые и ветвящиеся. Отмечаются нитевидные трещины, окружающие обломочные зерна. Заполненные трещины обычно прямолинейны. Плотность их колеблется от 7,4 до 15,7 м/м².

Верхняя пачка представлена алевролитами крупнозернистыми песчаными с обильной вкрапленностью пирита. Преобладают зерна размером от 0,07 до 0,1 мм. Песчаная фракция составляет 25—30%. По составу и вторичным изменениям породы схожи с залегающими выше песчаниками терригенного комплекса и отличаются повышенным содержанием андезитов в обломочной части, которые имеют вытянутую форму и нечеткие грани (видимо, источник их пирокластический). Параметры трещиноватости сходны с таковыми в нижней пачке. По литологическому составу, положению в разрезе и сопоставлению с береговыми разрезами Тонино-Анивского полуострова кремнисто-терригенный комплекс параллелизуется с новиковской свитой юрского — мелового возраста.

Магматический комплекс (интервал бурения 1520—1670 м) представлен гидротермально измененными трещиноватыми риолитами. В шлифах порода обнаруживает порфировую структуру. Вкрапленников от 1 до 20%, представлены они калиевыми полевыми шпатами, реже кварцем и плагиоклазом. Часты гломеропорфировые сростки кварца и калиевых полевых шпатов. Для калиевых полевых шпатов характерны

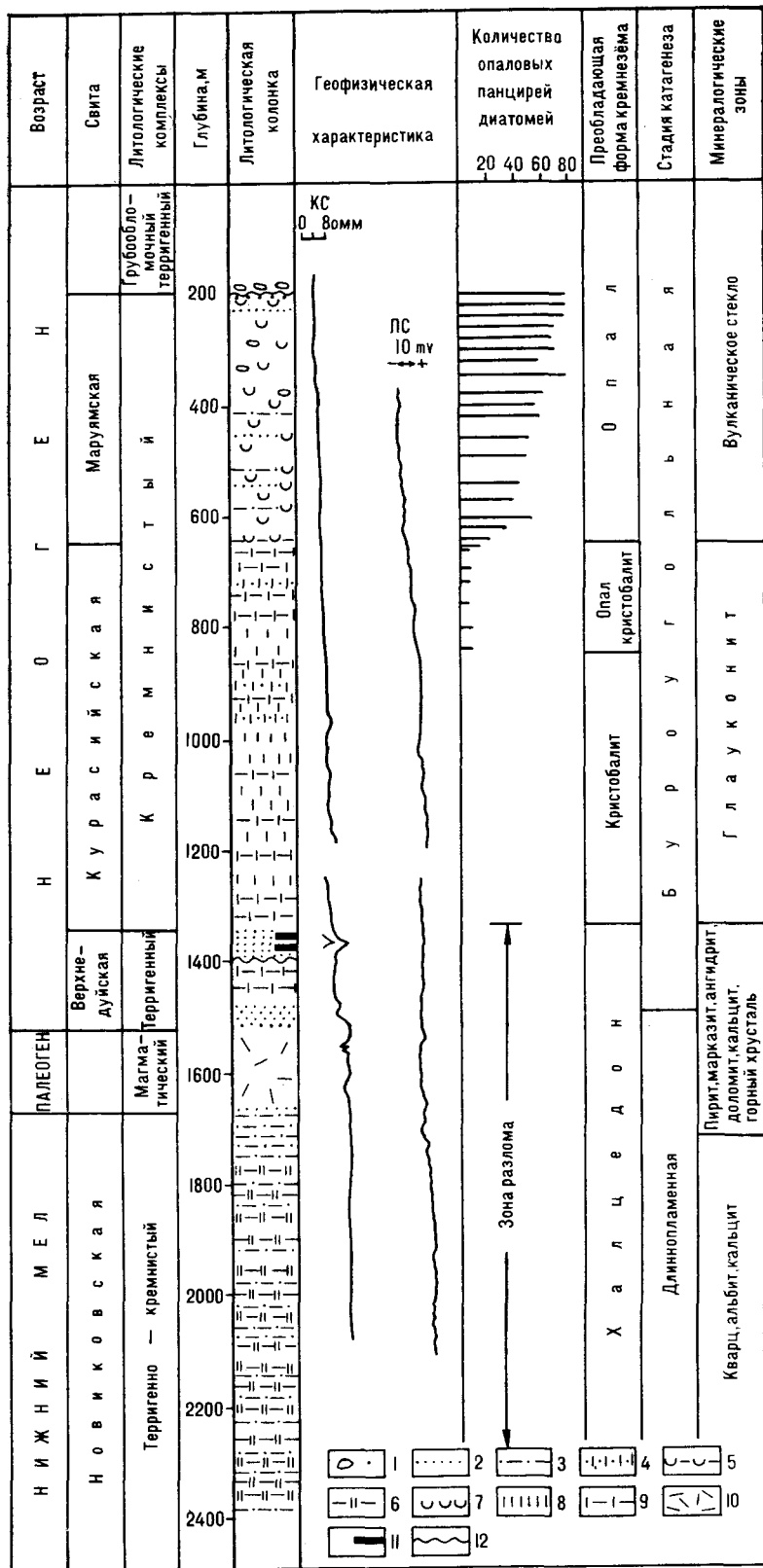


Рис. 2. Новиковская параметрическая скважина. Литологический разрез.

1 — гравий, галька; 2 — песчаный; 3 — алевролит; 4 — опоконидный алевролит; 5 — диатомовая глина; 6 — аргиллит кремнистый; 7 — диатомит; 8 — опока; 9 — опоконидная глина; 10 — риолит; 11 — уголь в шламе; 12 — перерывы в осадконакоплении.

тонкоагрегатное замещение пелитовым материалом и процесс перекристаллизации в агрегат кварц-альбитовых минералов. Некоторые разновидности полевых шпатов изменены настолько, что их первоначальный состав угадывается только по таблитчатой форме кристаллов. Кварц почти не изменен, иногда зерна трещиноваты. Основная масса породы имеет кварц-полевошпатовый состав, ее структура фельзитовая, микроаллитовая, участками гялиновая. В породах наблюдаются миндалины, особенно много их в подошвенной части риолитового тела. Миндалины диаметром до 0,91 мм выполнены халцедоном, более крупные (диаметром до 1,4 мм) — тонкоагрегатным кварцем. Трещины залечены кварцем (зернистым, тонкоагрегатным либо в виде бипирамидальных кристаллов) и альбитом с кварцем. Более поздние трещины, как правило, секущие предыдущие, выполнены кальцитом и хлоритом и наиболее развиты в подошвенных частях риолитового тела. Интенсивно проявлена пиритизация, пирит встречается в скрытокристаллических массах, а также в виде кубических и октаэдрических кристаллов; выполняет пустоты, трещины и замещает основную массу породы.

Риолиты обычно образуют экструзивные купола, дайки и вулканические потоки. В данном случае, вероятно, имеет место пологий экструзивный купол, что подтверждается характером записи на временном сейсмическом разрезе. В то же время не стоит полностью отбрасывать версию о трещинной интрузии — дайке, подобной распространенным в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, где их длина достигает 1—5 км. На окраинах континентов риолиты обычно синхронны во времени гранитоидам [8], с которыми они образуют единые магматические комплексы. В рассматриваемом районе, на Тонино-Анивском полуострове, установлен палеогеновый гранитоидный комплекс, представленный Охотским и Анивским массивами [2]. Последний расположен в непосредственной близости от Новиковской параметрической скважины. Отсюда принимается палеогеновый возраст риолитов.

Терригенный угленосный комплекс скважиной пересечен в интервале 1330—1520 м и представлен песчаниками с прослоями опоковидных глин. В пламе, отобранном из верхней части комплекса, установлен уголь. Песчаники мелко-, средне- и разномзернистые, содержат гальку и гравий. Обильна вкрапленность пирита и марказита. Размер обломочных зерен колеблется от 0,07 до 5 мм. Форма зерен угловато-окатанная. В песчаниках около 60 % обломочной части приходится на долю кремнистых пород и тонкозернистых алевролитов, кроме того, присутствуют эффузивы кислого состава, кварц, ортоклаз, плагиоклаз ряда олигоклаз — андезин, редко обломки мелкозернистых песчаников и андезитов. Поры выполнены кремнистым материалом, либо вторичными минералами. Полые поры в песчаниках рассматриваемого комплекса и алевролитах верхней пачки кремнисто-терригенного комплекса наблюдаются редко. Поэтому породы характеризуются невысокими значениями открытой пористости (3—8 %) и непроницаемы. Трещины выполнены кварцем, альбитом, пиритом, доломитом, ангидритом. В пустотах отмечаются щетки кристаллов горного хрусталя совместно с кристаллами пирита и доломита, а также ангидрит. В некоторых образцах интенсивно пиритизированы как обломки пород, так и цементирующая масса. Полые трещины встречаются редко. Среди них обычные сообщающиеся, извилистые ветвящиеся трещины; плотность их составляет 47 м/м², проницаемость — $2,8 \times 10^{-3}$ мкм². В опоковидных глинах основная масса глинистая, с примесью до 20—30 % кремнистого недвупреломляющего материала. Обломочная часть составляет около 10—15 %, сложена кремнистыми породами, кварцем, полевыми шпатами. Образовался комплекс в условиях наложенной неогеновой впадины. В 6 км от скважины на берегу Тонино-Анивского полуострова курасийская свита (литологический аналог кремнистого комплекса) залегает на верхнедудойской свите, имеющей мощность от 15 до 500 м и сложенной песчаниками с прослоями и линзами глины и угля. На подстилающих отложениях они

залегает резко несогласно. По литологическому составу и условиям залегания терригенный комплекс аналогичен верхнедудьской свите.

Кремнистый комплекс выделен в интервалах глубин 200—1330 м, представлен преимущественно диатомитами, диатомовыми глинами, опоками, опокovidными породами. Кремненакопление происходило за счет диатомовых водорослей, которые в силу высокой биопродуктивности за короткий срок образовали огромные массы осадков; поступление терригенного материала было ограниченным, видимо, в связи с удаленностью источников сноса.

Растворение опаловых панцирей диатомей — главная черта раннего катагенеза биогенных осадков, приводит к преобразованию аморфного кремнезема в кристаллический. По этому признаку в разрезе кремнистого комплекса выделяются две пачки: диатомовая и опоквая. Породы опоквой пачки в заметном количестве содержат глауконит. В интервале 920—940 м отмечен прослой глауконитового песчаника, выше и ниже которого развиты опоки с включениями крупных зерен глауконита. Количество глауконита в этом прослое составляет 15—30 %, а в других частях разреза пачки — 3—10 %. На Тонино-Анивском полуострове в одновозрастных отложениях курасийской свиты также отмечаются глауконитовые песчаники с содержанием глауконита до 20 %. В опоках основная масса сложена слабо двушломляющим кремнистым веществом (кristобалитом и опалом КТ), имеющим глобулярную структуру. При больших увеличениях в породе можно различить полурастворенные панцири диатомовых водорослей. Глинистый материал в опоках распределен неравномерно в количестве от 10 до 35 %, иногда он концентрируется в линзах и тонких прослоях. Обломочная часть составляет 1—5 % и сложена преимущественно алевролитовыми зернами кварца и полевых шпатов. Отмечаются шпиритовые слепки диатомей, опаловые спикеры губок. В опокovidных глинах количество глинистого материала — минералов группы монтмориллонита, достигает 50—60 %. Опал либо слагает отдельные участки, либо находится в смеси с глиной, иногда образует с ней тонкое чередование. Часто по нему развиваются округлые стяжения карбоната. Обломочный материал (5—10 %) тонкоалевритовый, сложен кварцем, полевыми шпатами, тонкозернистыми алевролитами, слюдами. Глауконитовый песчаник средне-мелкозернистый с опаловым цементом. Обломочная часть сложена на 80 % обломками аргиллитов, тонкозернистых алевролитов с кремнистым и хлоритовым цементом, кремнистых аргиллитов; реже присутствуют кварц-слюдяные сланцы, граниты, хлоритовые сланцы, крупнозернистые алевролиты, перекристаллизованные опоки. Из минералов присутствуют кварц и полевые шпаты, преимущественно калиевые. В верхней части пачки опок породы характеризуются повышенными значениями пористости. Так, для опокovidных глин в интервале 753—759 м пористость насыщения равна 33,5—36,6 %. В них отмечаются полые субгоризонтальные неветвящиеся трещины. Плотность трещин невелика — 15—26 м/м², трещинная проницаемость не превышает 3×10^{-3} мкм². К подошве пачки пористость уменьшается до 12,9—18,8 %, но возрастает трещиноватость (плотность полых трещин достигает 15—115 м/м², в единичных образцах — до 511 м/м²). Увеличивается и трещинная проницаемость (2,9—12 $\times 10^{-3}$ мкм², единичных образцах до $51,1 \times 10^{-3}$ мкм²). Помимо горизонтальных появляются наклонные, ветвящиеся, сообщающиеся поры, вплоть до образования густой сетки. Однако в целом данная пачка не может быть отнесена к трещинному коллектору за исключением отдельных маломощных прослоев, где достигнуты условия для его образования.

Верхняя пачка представлена диатомитами, диатомовыми глинами, песчаниками и алевролитами. Встречаются прослой диатомовых пород, содержащих до 50 % песчаных и гравийных зерен. Породообразующими в диатомитах являются остатки двух типов: одиночные и колониальные, но преобладают одиночные диатомей дисковидной формы. Стенки рако-

вин сложены опалом. Внутренние камеры пустые, что объясняет повышенную пористость породы и ее малый объемный вес. В некоторых камерах развивается пирит. Цементом служат монтмориллонит и опаловый материал. В нижних частях пачки отмечаются участки, где кремнистое вещество частично раскристаллизовано. Обломочный материал, присутствующий в породе в количестве до 10 %, представлен кварцем, полевыми шпатами, вулканическим стеклом. Отмечаются прослои, обогащенные вулканическим стеклом (до 20 %) и плагиоклазами пирокластического облика (до 5—7 %). В диатомовых глинах количество монтмориллонита составляет 50—70 %. По литологическому составу, положению в разрезе, сравнению с береговыми разрезами диатомовая пачка коррелируется с маруямской свитой плиоцен-верхнемиоценового возраста.

В верхней части пачки обнаружено скопление необычно крупных (0,07—0,4 мм) дисковидных панцирей диатомовых водорослей. Концентрации таких диатомей в неогеновых отложениях шельфа Сахалина отмечаются впервые. Ранее нами расцвет диатомового планктона в северной части Охотского моря объяснялся механизмом конвергенции вод, обогащенных кремнеземом и минеральными солями, а накопление мощной толщи кремнистых пород — стабильностью тектонических условий и ограниченным притоком терригенного материала [7]. В рассматриваемом случае образование кремнистого комплекса мощностью свыше 1000 м связано с аналогичным сочетанием тектонических, палеогеографических и биологических факторов. Интенсивный биоценоз и крупные размеры диатомовых водорослей обусловлены фильтрацией гидротермальных струй флюидов сквозь трещиноватые породы зоны разлома и выходом их на донную поверхность, что создало условия для существования апвеллинга. С этих позиций легко объясняется современная интенсивная биопродуктивность лагуны Буссе, также расположенной в зоне Хоккайдо-Сахалинского разлома в 45 км севернее.

Грубообломочный терригенный комплекс завершает разрез и представлен песчано-гравийно-галечным материалом. Состав гальки разнообразен: преобладают песчаники мелкозернистые и алевролиты крупнозернистые с кремнистым, хлоритовым, серицитовым цементом, кварц-сланцевые и кварц-серицитовые сланцы, диатомиты, перекристаллизованные опоки, яшмы, карбонатизированные диатомиты, реже присутствуют граниты, единично — базальты, встречается галька диатомитов, идентичных нижележащим, что свидетельствует о размыве диатомовой пачки. Судя по степени преобразованности свободного кремнезема [5], эродированная часть диатомовой пачки составляет около 500 м.

С глубины 1330 м и до забоя Новиковской параметрической скважиной вскрыта зона Хоккайдо-Сахалинского разлома, представленная трещиноватыми и милонитизированными породами и продуктами деятельности гидротермальных растворов. Дизъюнктивному воздействию подвержены юрские — раннекайнозойские отложения. Отличием рассматриваемой зоны от других фрагментов Хоккайдо-Сахалинского разлома являются интенсивные трещиноватость и гидротермальные преобразования пород и инъекции риолитовой лавы. По существу, Новиковская скважина пробурена в зоне рассеянного срединга, что можно интерпретировать как подтверждение представлений [10 и др.] о проявлении в рассматриваемом районе процессов базификации земной коры, распространяющихся из области Охотоморской глубоководной котловины. Следствием этого явилось наложение на метаморфизм погружения (катагенез) плутонометаморфизма и метаморфизма зоны рифтогенного растяжения — метаморфизм дислокационного напряжения по терминологии Г. А. Кейльмана [6]. Повышенный тепловой поток, гидротермы, воздействие магматического очага привели к метаморфизму матрицы пород, но не нарушили схему катагенетической трансформации кремнезема. Сказались малая глубинность и субкавальная обстановка, обусловившие интенсивный отток тепла, в результате чего метаморфические реакции оказались незавершенными.

Гидротермальные минералы отлагаются в трещинах и пустотах, минерализована также основная масса пород. В терригенных породах трещины выполнены кальцитом, кварцем, альбитом, пиритом, ангидритом, доломитом, марказитом; в пустотах развиваются сростки мелких кристаллов горного хрусталя, пирита, доломита. В риолитах трещины залечены тонкоагрегатным либо бипирамидальным кварцем, кальцитом, хлоритом, пиритом, ангидритом; миндалины сложены халцедоном, кварцем. Для всех пород характерна сульфидная минерализация. Пирит в виде октаэдрических и пентагондодекаэдрических кристаллов развит в пустотах и трещинах. Марказит образует радиально-лучистые плотные массы в трещинах. В песчаниках интенсивно пиритизирована как глинистая цементирующая масса, так и обломки пород. Пирит здесь встречается в виде округлых зерен или скрытокристаллических агрегатов. В риолитах пирит образует обособленные кристаллы кубической формы в микрофельзитовой основной массе, а также наблюдается в трещинах. Часто отмечаются трещины, выполненные мономинеральным кварцем, но нередко последний встречается в парагенезе с альбитом, либо с альбитом — пиритом — кальцитом, в пустотах он образует сростки. Вместе с кварцем в пустотах песчаников часто присутствуют ромбоэдрические кристаллы доломита и кубические — пирита. Халцедон выполняет округлые миндалины в риолитах, характеризуется типичной структурой песочных часов. Хлорит наблюдается лишь в риолитах, где вместе с кальцитом выполняет трещины. Порядок выделения гидротермальных минералов (от ранних к поздним): кварц + альбит, кальцит, кварц + альбит + кальцит, кварц + альбит, кварц. Выделение пирита повторялось многократно. Наибольшее количество ангидрита отмечается в трещинах и пустотах песчано-алевритовых пород (интервал 1380—1420 м), реже он встречается в трещинах риолитов. Представляется, что находка ангидрита в данном парагенезе минералов подтверждает возможность его гидротермального происхождения.

Севернее Хоккайдо-Сахалинский разлом представляет собой правосторонний сдвиг с приуроченными к нему интрузивными трубообразными и куполовидными телами гипербазитов [9]. Гидротермальная деятельность проявлена незначительно, отмечаются рудопроявления руты и пиритизация. На Северо-Сахалинском отрезке зона разлома представлена парагенезисом разнопорядковых дизъюнктивных и пликативных дислокаций — локальными и надлокальными дизъюнктами сдвигово-надвиговых зон [4]. Здесь к разлому тяготеют месторождения нефти и газа, гидротермальная минерализация практически отсутствует. На п-ове Шмидта (крайний север острова) к зоне разлома приурочен крупный гипербазитовый массив, надвинутый [9] на сеноман-туронские флишевые комплексы.

Приуроченность преобладающего большинства месторождений нефти и газа к Северо-Сахалинской зоне разлома с отличным от других зон характером пликативно-дизъюнктивных дислокаций может рассматриваться в качестве дополнительного критерия при прогнозе нефтегазонасыщенности и определении направлений направлений нефтегазопоисковых работ в пределах Хоккайдо-Сахалинского линеамента.

Литологические комплексы, вскрытые Новиковской параметрической скважиной, в интервале глубин 650—2380 м коррелируются по составу с отложениями восточной части Тонино-Анивского полуострова (выше лежащие отложения на суше эродированы), верхние комплексы сопоставляются с таковыми Петровской параметрической скважины (см. табл. 1), которая пробурена на южном куполе одноименной брахиантисклиальной структуры на расстоянии 10 км от берега п-ова Крильон. В совокупности Новиковская и Петровская скважины, дополняя друг друга, составляют опорный разрез мезозойских и кайнозойских отложений зоны сочленения Сахалина и Хоккайдо.

Анивский и Крильонский блоки, границей которых является Хоккайдо-Сахалинский разлом (см. рис. 1), в кайнозойе имели разную исто-

Петрофизические свойства пород по керну Новиковской скважины

Литологический комплекс; интервал отбора керна, м	Литотипы	Пористость, %		Плотность, г/см ³	
		открытая	полная	породы	минералогическая
Кремнистый 753—759	Диатомовая глина	33,5—36,6	34,3—38,1	1,53—1,67	2,49—2,66
		34,7	35,9	1,62	2,53
1251—1262	Опоковидная глина	12,9—18,8	14,5—20,4	2,15—2,3	2,68—2,72
		15,7	18,1	2,18	2,7
Терригенный 1504—1505	Песчаник	6,3—12,8	9,3—14,6	2,34—2,44	2,69—2,78
		10,1	12,3	2,39	2,71
Терригенно-кремнистый 1800—1806	Алевролит	5,3—12,2	8,1—13,1	2,39—2,53	2,74—2,75
		9,1	10,8	2,45	2,74
2145—2154	Аргиллит кремнистый, алевролит	4,1—6,8	5,5—9,1	2,52—2,56	2,72—2,77
		5,5	7,1	2,54	2,74
2384—2390	Алевролит	4,1—7,3	5,2—9,5	2,47—2,56	2,7—2,76
		6,1	7,8	2,51	2,73

Примечание. В числителе — предельные значения; в знаменателе — средние значения.

Таблица 3

Петрофизические свойства пород по керну Петровской скважины

Литологический комплекс; интервал отбора керна, м	Литотипы	Пористость, %		Плотность, г/см ³	
		Открытая	Полная	Породы	Минералогическая
Кремнисто-вулканогенный 765—774	Опоковидная глина	29,8—44,6	32,8—44,2	1,41—1,89	2,62—2,81
		36,4	42,2	1,54	2,66
Терригенный 956—960	Аргиллит кремнистый	5,4—6,5	7,8—8,5	2,46—2,47	2,68—2,69
		5,9	8,2	2,46	2,68
1162—1168	Алевролит, аргиллит	4,6—6,8	7,4—9,2	2,48—2,52	2,7—2,73
		5,7	7,8	2,5	2,71
1428—1433	Алевролит, аргиллит	4,2—6,6	6,3—8,2	2,48—2,54	2,7—2,72
		5,7	7,6	2,49	2,71
1618—1622	Аргиллит	4,3—6,5	5,8—8,7	2,53—2,56	2,71—2,74
		5,6	7,2	2,54	2,73

Примечание. В числителе — предельные значения; в знаменателе — средние значения.

рию. Анивский блок представлял складчатое сооружение, в локальных депрессиях которого накапливалась позднекайнозойская угленосная моласса (верхнедуйская свита). Крильонский блок сложен мезозойско-кайнозойскими отложениями геосинклиального комплекса Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. После перерыва в осадконакоплении, четко фиксируемого в обеих скважинах, сформировался единый прогиб, включающий район современного залива Анива и, частично, полуостровов Тонино-Анивский и Крильон, где накапливались кремнистые и вулканогенно-кремнистые отложения курабийской свиты.

Полученные данные уточняют представления о нефтегазоносности Анивского залива и в целом определяют невысокую его перспективность. Оценка литолого-петрофизических свойств (табл. 2, 3) показывает, что залежи нефти и газа, связанные с поровыми коллекторами, могут быть приурочены к терригенному комплексу. Ниже по разрезу

поровые коллекторы отсутствуют и здесь возможны коллекторы трещинного типа, связанные с зонами тектонических нарушений, так как интенсивность катагенетической трещиноватости незначительна.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бабошина В. А., Терещенков А. А. и др.* Морфология поверхности фундамента Охотоморского региона // Докл. АН СССР.— 1981.— Т. 259, № 1.— С. 167—171.
2. *Геология СССР*. Т. 33. Остров Сахалин.— М.: Недра, 1970.
3. *Гнибиденко Г. С., Снеговской С. С.* Структурная связь Сахалина и Хоккайдо // Докл. АН СССР.— 1975.— Т. 224, № 6.— С. 1391—1394.
4. *Гололобов Ю. Н.* Соотношения некоторых дизъюнктивных и пликтивных дислокаций кайнозойских отложений Северного Сахалина // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 1.— С. 43—49.
5. *Деревскова Н. А., Иваньшина Л. П., Куликов Н. В.* Катагенетическое преобразование кремнистого вещества в неогеновых отложениях Сахалинской складчатой области // Там же.— 1986.— № 5.— С. 112—116.
6. *Кейльман Г. А., Пучков В. Н.* Метаморфизм и геодинамика // Геотектоника.— 1987.— № 6.— С. 20—28.
7. *Куликов Н. В., Деревскова Н. А., Мавринский Ю. С.* Литология кайнозойских отложений Северо-Охотского бассейна // Тихоокеан. геология.— 1986.— № 5.— С. 59—66.
8. *Магматические горные породы*. Ч. 2.— М.: Наука, 1985.
9. *Рождественский В. С.* Тектоническое развитие о. Сахалин // Там же.— 1987.— № 3.— С. 42—51.
10. *Семенов Д. Ф.* О наложении процессов сиализации и базификации земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану (по геологическим данным) // Докл. АН СССР.— 1977.— Т. 237, № 6.— С. 1460—1462.

СахалинНИПИморнефть
Оха-на-Сахалине

Поступила в редакцию
10 декабря 1991 г.

УДК 553.98.005.1(571.62 + 510—11)

И. Д. Полякова, Б. А. Натальин, Т. А. Рязанова

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ КРИТЕРИЕВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ СРЕДНЕАМУРСКОЙ ВПАДИНЫ И БАССЕЙНОВ ВОСТОЧНОГО КИТАЯ

Среднеамурская впадина расположена на простирании мезо-кайнозойских впадин Восточного Китая. Часто они рассматриваются совместно в качестве единой рифтогенной системы Тихоокеанской окраины. Проведено сравнение геодинамического режима формирования бассейнов, степени влияния разрывной тектоники, магматизма, фаций, нефтематеринских толщ и их катагенетической преобразования, коллекторов и зон нефтегазонакопления. Установлено, что по перечисленным критериям Среднеамурская впадина не вписывается в рифтогенную систему не только по особенностям геологического строения и развития, но и по перспективам нефтегазонасности, которые оцениваются невысоко.

Среднеамурская впадина расположена на простирании мезо-кайнозойских впадин Восточного Китая. Часто они рассматриваются совместно в качестве единой рифтогенной системы Тихоокеанской окраины [1]. Предполагается также, что механизм формирования впадин, их история, а значит и предпосылки к нефтегазонасности были идентичны.

Составленный ранее аналитический обзор материалов по геологии и нефтегазонасности бассейнов Восточного Китая дает основание считать, что формирование многочисленных и разнообразных скоплений углеводородов на его территории обусловлено исключительно благоприятным сочетанием тектонических, геотермических, литологических и геохимических критериев [4]. Результаты анализа целесообразно использовать при поисках геологических аналогий с другими бассейнами, в том

Критерии нефтегазозности Восточно-Китайских бассейнов и Среднеамурской впадины

Критерии	Восточно-Китайские бассейны	Среднеамурская впадина
Геодинамический режим формирования бассейнов	Мезозой — палеоген. Растяжение, континентальный рифтогенез на древней Сино-Корейской платформе. Неоген — четвертичный. Региональное опускание, развитие депрессий	Верхний мел. Сжатие в зоне коллизии Хингано-Охотской активной континентальной окраины со структурами Сихотэ-Алиня. Палеоген — четвертичный. Растяжение, континентальный рифтогенез, активизировавшийся в миоцене
Влияние разрывной тектоники	Положительное: дополнительный стимулятор генерационных и эмиграционных процессов в породах, содержащих зрелое и незрелое ОВ	Отрицательное: способствовало интенсивному уплотнению пород и активизации гидротермальной деятельности, обусловившей заполнение порового пространства меловых песчаников вторичным цементом
Магматизм (время проявления) Фашии	PZ ₃ , J ₃ — K, P, N	K, N
Нефтематеринские толщи (НМТ)	Пачки темно-серых глин и аргиллитов с высоким содержанием сапропелевого и гумусово-сапропелевого ОВ озерного генезиса. Распространены в T ₃ , J ₁ , K ₁ , P ₁₋₂ , P ₃ , N	Слои серых и темно-серых алевритистых глин и аргиллитов с повышенным содержанием гумусово-сапропелевого и сапропелево-гумусового ОВ озерного, болотного и мелководно-морского генезиса. Встречаются редко в K, P ₂₋₃ , N
Катагенетическая преобразованность НМТ	Широкий диапазон (ПК — МК)	KZ — ПК ₂ , MZ — МК ₁ — МК ₄
Коллектора	Поровые в песчаниках J — K ₁ , P ₁₋₂ , P ₃ , N, рифтогенные в K ₁ и P; кавернозные в блоках карбонатных пород фундамента (PZ, PR, AR)	Поровые в песчаниках P ₂₋₃ , N
Зоны нефтегазонакопления	Приурочены к склонам впадин, центральных антиклиналей, желобам и погребенным выступам фундамента. Открыты крупные скопления УВ	Неизвестны

числе при оценке перспектив нефтегазозности слабоизученной Среднеамурской и прочих впадин Российского Дальнего Востока. Сравнение проведено по основным критериям нефтегазозности, которые обобщены (см. таблицу).

Образование впадин Восточного Китая (Сунляо, Хуабей-Бохайвань, Субей — юг Желтого моря, Наньян-Биян, Цзянхань, Юаньшуй, Саньшу, Хэцян, Босэ, Бейбу Галф и др.) связывается с мезозойским и палеогеновым рифтогенезом, который в неоген-четвертичное время сменился региональным опусканием со сдвиговыми деформациями. Это привело к развитию многочисленных депрессий различных размеров.

Фундаментом впадин Восточного Китая являются древняя Сино-Корейская платформа и палеозойские складчатые сооружения. Мезозойский разрез слагают рифтогенные комплексы, к которым относят мощные преимущественно континентальные толщи средней — верхней юры и мела [6, 8, 10, 11]. В кайнозойском выполнении впадин отсутствуют палеоценовые отложения, и это связывается с региональным поднятием и размывом. Эоценовые отложения выполняют грабены и маркируют начало процессов растяжения в кайнозое. Максимум прогибания и площадного распространения горстов и грабенов приходится на начало

олигоцена [7—10]. Режим растяжения хорошо подтверждается характером магматизма. Эоцен-олигоценые щелочные оливиновые базальты и континентальные толеиты распространены исключительно в пределах впадин и имеют мантийные источники магм [12]. Таким образом, юра — ранний мел и эоцен — олигоцен — это наиболее яркие тектонические этапы в геологической истории впадин Восточного Китая. Периодически (а в миоцене окончательно) их сменял период пострифтового погружения, характеризующегося в пределах впадин слабой тектонической активностью. На обрамляющих структурах последняя была выше. Миоценовый щелочно-базальтовый вулканизм охватил обширную территорию Восточного Китая и местами сформировал крупные вулканические поля и зоны. В самих впадинах миоценовые базальты практически отсутствуют и, следовательно, связь вулканизма с осадконакоплением не столь очевидна как для эоцена — олигоцена. Китайские геологи миоценовый магматизм объясняют общим воздыманием территории, связанным с поднятием кровли мантии.

Тектоническая история и строение Среднеамурской впадины имеют существенные отличия. Впадина наследует простирания структур фундамента, заложившихся в раннемеловой зоне субдукции Хингано-Охотской активной окраины [2, 3]. Далее, в позднем мелу, имела место коллизия со структурами Центрального и Южного Сихотэ-Алиня, приведшая к образованию передового прогиба, с которого и началось формирование Среднеамурской впадины. В палеоген-четвертичное время проявились процессы растяжения, о чем свидетельствуют не только асимметричные грабены северо-восточного простирания, но и толеитовый и щелочно-базальтовый вулканизм, наиболее активно обозначившийся в миоцен-четвертичное время. В отличие от впадин Китая, в Среднеамурской впадине вулканизм в эоцене — олигоцене отсутствовал, в этот временной отрезок накапливались только континентальные осадочные толщи.

Таким образом, геодинамический сценарий развития Среднеамурской и восточно-китайских впадин существенно отличается. Становление первой с самых ранних этапов определялось процессами сжатия, а последних — растяжения. Среднеамурская впадина как бы выпадает из рифтовой системы Тихоокеанской окраины. Если и существовала эта единая система, то процессы рифтогенеза в северном направлении омоложивались, а в пределах Среднеамурской впадины, заложившейся и формировавшейся на ранних этапах по совершенно иному тектоническому сценарию, структуры растяжения унаследовали особенности фундамента. Структурному плану рифтогенных впадин Восточного Китая соответствует Эворон-Чукчагирская система впадин, имеющая меридиональное простирание, дискордантное структурам фундамента. Наиболее древними осадками в них являются олигоценые. Очевидно, что во всех случаях процессы растяжения на юге Дальнего Востока начались позднее, чем в Китае. Это негативно сказалось на мощности и формационном составе осадочного выполнения, геотермическом градиенте, генерационном и аккумуляционном потенциалах отложений.

Впадины Восточного Китая и юга Дальнего Востока сложены вулканогенно-осадочными и пресноводно-континентальными отложениями, среди которых преобладают терригенные. Они накапливались в озерах, болотах, дельтах и руслах рек, временных потоках. В меловую эпоху были распространены также остаточные мелководно-морские бассейны.

В китайских бассейнах распространены мощные пачки темноцветных глин и аргиллитов с высоким содержанием (до 8 % и более) сапропелевого и гумусово-сапропелевого ОВ озерного генезиса. Они являются нефтегазоматеринскими и встречаются в разрезах верхнего триаса, нижней юры, нижнего мела, эоцена и олигоцена. В нефтематеринских толщах с большим генерационным потенциалом (до 43 %) присутствует сапропелевый кероген, образованный из липидного вещества пресноводных водорослей. Концентрат керогена (нерастворимого ОВ)

богат водородом и беден кислородом ($H/C > 1,4$; $O/C < 0,1$), содержит в большом количестве алифатические группы. Накопление отложений с таким ОВ происходило в глубоких озерах и сопровождалось активным вулканизмом, что повышало биопродуктивность водоемов. На площади озер, в отдельные моменты не компенсированных осадконакоплением, fossilizировались большие массы ОВ. Возникали доманикитные толщи континентального генезиса, широко известные среди платформенных образований мира (Грин Ривер в Сев. Америке, Тогур в Западной Сибири).

Качество и условия накопления нефтематеринских отложений в Среднеамурской впадине были иными. Они существенно различались в кайнозое и мезозое. В неогеновых и палеогеновых отложениях кероген представляет собой смесь, производную из богатого липидами озерного фитопланктона и ароматических структур высшей наземной растительности. Выделяются слои озерных алевроитовых глин с повышенным содержанием ОВ (2—3 %), характеризующегося преобладанием сапропелевой составляющей. Так же, как в китайских бассейнах, здесь кероген имеет повышенные содержания водорода и кислорода ($H/C - 1,3$; $O/C - 0,16$), а Θ превосходит 40 %. Но мощность этих слоев обычно не превышает метра, редко достигает 1—3 м. Остальному разрезу кайнозойских отложений свойствен кероген более гумусового состава ($H/C - 0,58$; $O/C - 0,21$), его содержание в алевроитоглинистых породах менее 1 % [4а].

Меловые отложения отличаются преобладающей ролью гумусового, существенно фюзинизированного материала в керогене, который характеризуется низкими содержаниями водорода ($H/C - 0,63$) и ослабленным генерационным потенциалом (Θ варьирует от 0 до 15 % $УВ/С_{орг}$). Слои алевролитов и аргиллитов с повышенным содержанием ОВ (единичный случай — 5,7 %) имеют в основном гумусовый состав керогена и низкие генерационные способности.

Очевидно, накопление ОВ в Среднеамурской впадине, особенно на этапе ее заложения в позднем мелу (передовой прогиб), сопровождалось поступлением с суши больших масс терригенных осадков, а вместе с ними и гумусового материала. Это в конечном счете и определило плохие нефтематеринские качества отложений большей части разреза.

Тип керогена и катагенетическая преобразованность нефтематеринских толщ обусловили особенности нефтегазообразования в бассейнах. В Восточном Китае, где нефтематеринские толщи обладают высоким генерационным потенциалом и претерпели катагенетические изменения широкого диапазона, зональность нефтегазообразования в бассейнах получила наиболее полное развитие. Каждая зона продуцировала соответствующие углеводородные продукты, которые образовали промышленные скопления. Их формирование в значительной мере способствовали разломы, по которым происходила интенсивная миграция УВ в ловушки с песчаными, рифогенными и кавернозно-карбонатными коллекторами. Месторождения сконцентрированы в зонах нефтегазонакопления, приуроченных к склонам впадин, центральным антиклиналям, желобам и поребренным выступам фундамента.

В Среднеамурской впадине и в этом случае наблюдается другая картина. В кайнозойских отложениях ОВ по степени преобразованности отвечает подстадии протокатагенеза ($ПК_2$). Распространенные в них битумоиды, своеобразные по составу, являются сингенетическими продуктами катагенетически незрелого гумусово-сапропелевого ОВ. Это свидетельствует о том, что процессы нефтеобразования в кайнозойских отложениях только начали прогрессивно развиваться. Миграционных же поступлений из нижележащих толщ не происходило [4, 4а, 5].

ОВ меловых отложений, вскрытых скважинами на территории Среднеамурской впадины, характеризуется неравномерным нарастанием катагенетических изменений, которые проявились в диапазоне мезокатагенеза ($МК_1 - МК_4$). Градациям $МК_1$ и $МК_2$ соответствует большая

часть разреза, образованная верхними тектоническими пластинами с крутым падением (60—80°), МК₃ и МК₄ отвечает нижняя пластина с пологим залеганием пород (30—40°). Меловые отложения содержат остаточные и смешанные формы битумоидов, в которых присутствуют в основном преобразованные структуры. Судя по степени превращенности ОБ, повышенной ароматичности и асфальтенизации битумоидов и малой величине остаточного генерационного потенциала, процессы генерации и миграции УВ в меловых породах имели место, но протекали с небольшой активностью. Особенно это касается нижней части разреза, глубже 2600 м, где нефтеобразование затухает.

Аккумулирующие возможности меловых пород были крайне низки. Это связано как с условиями их седиментации, так и с вторичными изменениями. Даже песчаники, которые накапливались при активном гидродинамическом режиме и могли стать хорошими коллекторами, таковыми не стали. Они испытали своеобразные превращения под воздействием вертикальных и горизонтальных смещений отдельных блоков. По данным Г. Н. Перезио, тектонические процессы оставили следы практически в каждом минерале обломочного скелета и в конечном счете определили значительное, но неравномерное уплотнение терригенных пород. Остаточные поры заполнились катагенетическими новообразованиями (хлорит, реже кварц, карбонат, цеолит), появление которых в существенной мере стимулировалось активизировавшейся по разломам гидротермальной деятельностью.

Таким образом, если бассейны Восточного Китая характеризуются исключительно благоприятным для нефтегазоаккумуляции сочетанием геологических факторов, то этого нельзя сказать об изученной юго-восточной части Среднеамурской впадины. Здесь процессы нефтегазообразования в кайнозойском и меловом комплексах протекали автономно. Верхний, кайнозойский, комплекс сложен мало измененными отложениями, среди которых есть и высококачественные поровые коллекторы I—III классов, но в отложениях этого комплекса содержится незрелое ОБ, в котором процессы нефтеобразования только начинают развиваться. В составе нижнего, мелового, комплекса принимают участие практически непроницаемые породы, и их слабые нефтематеринские возможности уже реализовались, не дав заметных скоплений УВ. Видимо, Среднеамурская впадина действительно не вписывается в рифтовую систему Тихоокеанской окраины не только по особенностям геологического строения и развития, но и перспективам нефтегазоносности. Они невысоки для изученного Переяславского грабена. Некоторые перспективы можно связывать с Кур-Урмийским и др. грабенами северо-западной части впадины.

ЛИТЕРАТУРА

1. Варнавский В. Г., Малышев Ю. Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеан. геология. — 1986. — № 3. — С. 3—13.
2. Натальин Б. А., Алексеенко С. Н. Тектоника фундамента Среднеамурской впадины/ИТиГ ДВО АН СССР. — Хабаровск, 1989. — С. 57.
3. Натальин Б. А., Борукаев Ч. В. Мезозойская тектоника юга Дальнего Востока // Вестник ДВО АН СССР. — 1990. — № 2. — С. 68—78.
4. Полякова И. Д., Рязанова Т. А. Критерии нефтегазоносности бассейнов Восточного Китая // Тихоокеан. геология. — 1991. — № 3. — С. 52—61.
- 4а. Полякова И. Д., Колганова М. М., Соболева Е. И. Геохимическая оценка нефтематеринского потенциала третичных отложений Екатеринославской площади Среднеамурской впадины // Там же. — 1990. — № 5. — С. 112—115.
5. Рязанова Т. А. Нефтегенерационный потенциал третичных отложений Среднеамурской впадины на примере Екатеринославской площади // Методологические принципы прогноза, поисков и разведки нефти и газа./ВНИГНИ. — М., 1990. — С. 138—139.
6. Li Desheng. Geologic evolution of petroliferous basins on continental shelves of China // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. — 1984. — V. 68, No 8. — P. 993—1003.
7. Liu Yujing, Fang Jingtong. Условия формирования зон нефтегазоаккумуляции и залежей нефти и газа на пологих склонах асимметричных впадин НГБ Бохайского залива // Шию каньтань юй кайфа = Petrol. Explor. and Dev. — 1988. — Т. 15. — № 3. — С. 21—26.

8. Ma X., Wu D. Cenozoic extensional tectonics in China // *Tectonophysics*.— 1987.— V. 133.— P. 243—255.
9. Shedlock K. M., Hellinger S. J., Ye H. Evolution of the Xialiao basin // *Tectonics*.— 1985.— V. 4.— N 2.— P. 171—185.
10. Ye H., Shedlock K. M., Hellinger S. J., Sclater J. G. The North China basin: an example of a Cenozoic rifted intraplate basin // *Ibid.*— N 5.— P. 153—169.
11. Zaiyi T. The formation and distribution of Mesozoic-Cenozoic sedimentary basins in China // *J. Petrol. Geology*.— 1990.— V. 13(1).— N 1.— P. 19—34.
12. Zheng X. Z. Meso-Cenozoic volcanic rocks in east China and adjacent areas with relation to plate tectonics // *Tectonophysics*.— 1985.— V. 112.— P. 533—550.

*НПО Сибгео
Новосибирск*

*Поступила в редакцию
5 февраля 1992 г.*

УДК 561 : 381.33 : 551.77(571.63)

Т. Н. Болотникова

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ УГЛЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УЧАСТКА ПРАВОБЕРЕЖНЫЙ БИКИНСКОГО БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Приводятся впервые полученные результаты по палинostrатиграфии уч. Правобережный Бикинского бурогольного месторождения.

По керну скважин выделено четыре спорово-пыльцевых комплекса (СПК). Установлен возраст: СПК I — поздний палеоцен — ранний эоцен; СПК II — ранний — средний эоцен (соответствует глобальному климатическому оптимуму); СПК III — конец среднего — поздний эоцен; СПК IV — начало раннего олигоцена. Установлено несколько перерывов в осадконакоплении, наиболее крупный по длительности между СПК III и СПК IV. Впервые выделены отложения палеоценового возраста в пределах Нижнебикинской впадины.

Участок Правобережный расположен в Пожарском районе Приморского края, в восточной части Бикинского бурогольного месторождения в междуречье Бикин и Алчан, на границе Алчанской и Бикинской зон тектонического районирования Приморского края (рис. 1). Границей этих зон является Алчанский разлом [20]. Впадина протягивается с северо-запада на юго-восток в виде мульды длиной 18 км и шириной 10 км, с общей площадью около 180 км².

Первые сведения по геологии этой площади были получены в 60-х гг. Было установлено наличие мощных (до 600 м) осадочных образований кайнозойского возраста, залегающих на палеозойском и мезозойском фундаментах. Среди кайнозойских отложений по данным бурения и по аналогии с Нижнебикинской впадиной [12] выделены базальные слои (скв. 5034, интервал 344—324 м), нижняя угленосная толща (скв. 5034, интервал 324—134 м; скв. 5033, интервал 205—130 м; скв. 5032, интервал 155—107 м) и безугольная (скв. 5034, интервал 134—50 м; скв. 5033, интервал 130—56 м; скв. 5032, интервал 107—53 м). Нижняя угленосная толща залегает с угловым несогласием на породах фундамента (максимальная вскрытая мощность ее около 140 м), содержит шесть угольных пластов, из которых два являются рабочими (кондиционными). Литологические кайнозойские отложения представлены плотными аргиллитами (до 80%), маломощными прослоями алевролитов, алевропесчаников (до 10%), песчаников от тошко- до среднезернистых с глинистым цементом. В низах толщи часто встречаются конгломераты.

Палинологические исследования правобережья р. Бикин проведены впервые. Послойно палинологически изучены образцы, отобранные из керна скважин 5034, 5033, 5032, пробуренных в 1989 г. по профилю, проходящему в северо-западной части уч. Правобережный (см. рис. 1).

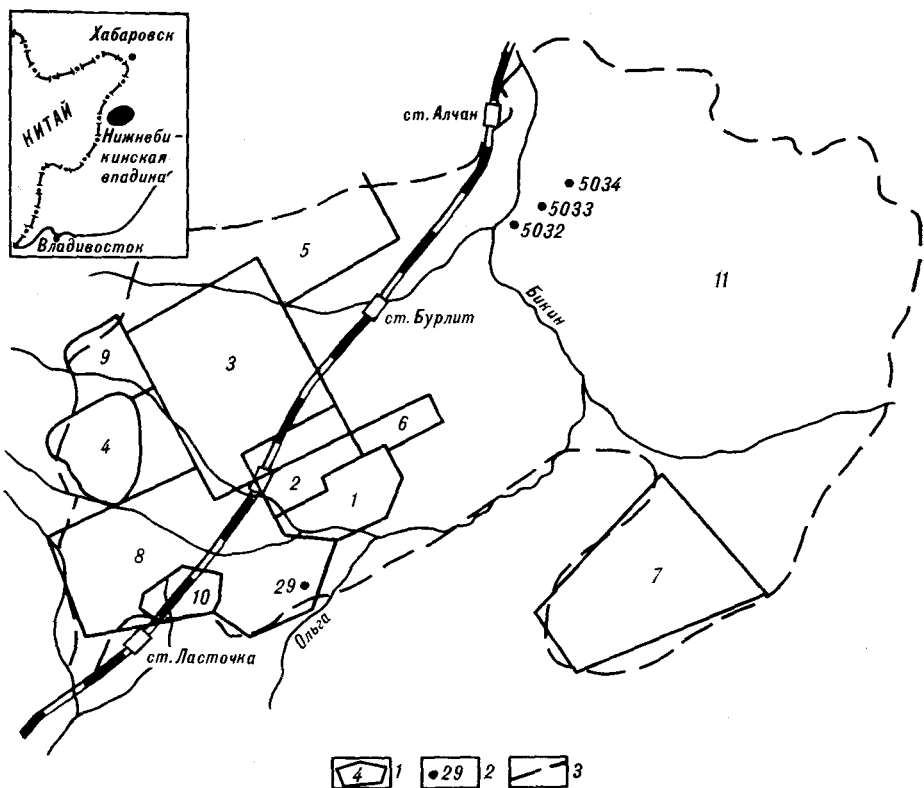


Рис. 1. Схема расположения разведанных участков Бикийского бурогоугольного месторождения.

1 — границы участка и его номер (1—10 — участки левобережья р. Бикин, 11 — участок Правобережный); 2 — буровая скважина и ее номер; 3 — границы месторождения.

Скважины расположены в междуречье Бикин и Алчан, в 4,5 км на юго-восток от железнодорожной станции Алчан или в 6,5 км на юг от устья р. Алчан (скв. 5034). Скважина 5033 расположена в 2 км от скв. 5034 на юго-запад, а скв. 5032 — в 1,8 км от скв. 5033 на юго-запад. Опробован интервал 0—344 м. Скважина 5034 вскрыла фундамент, базальные слои угленосной толщи, безугольную и перекрывающие ее галечниковые отложения. Скважиной 5033 опробована более верхняя часть разреза (интервал 0—205 м). Фундамент, базальные слои и нижняя часть угленосной толщи не вскрыты. Скважина 5032 (глубина 155 м) вскрыла фундамент, на котором с угловым несогласием залегает средняя часть угленосной толщи (основные угли). По трем скважинам палинологически изучено 390 образцов из различных литологических разностей, особое внимание было уделено подошве, непосредственно угольным пластам и их кровле.

Снизу вверх выделено четыре спорово-пыльцевых комплекса (СПК).

I СПК (скв. 5034, интервал глубин 344—254 м). Для комплекса характерно значительное количество пыльцы покрытосеменных (50—70%) трехпорового строения: *Postnormapollis* Pfl., *Triatriporopollenites* spp., *T. cosfusius* Zakl., *T. plicoides* Zakl., *Triporopollenites* spp., и естественных таксонов: *Myrica*, *Comptonia* и многих других. Значительно участие *Quercus sparsus* (Mart.) Samoil., *Ulmoideipites* sp., *U. tricostatus* Anders., *U. krempii* Anders. Палинокомплекс дополняет пыльца *Salix* sp., *Betula* sp., *Alnus* spp., *Platycarya* sp., *Juglans* sp., *Engelhardtia* sp., *Engelhardtia quetus* (R. Pot.) Elsik., *Corylopsis* sp., *Platanus* sp., *Acer* sp. и разнообразных по видовому составу *Tilia*. Отмечены единичные зерна *Palmae* sp., *Proteacidites* sp., *Gothanipollis elegans* Chlon., *Fothergilla* sp., *Anacolosidites* sp., *Laurus* sp., *Myrtaceae* и некоторых других.

Пыльца голосеменных стоит на втором месте. Наиболее многочисленное семейство Taxodiaceae, включающее роды *Taxodium*, *Sequoia*, *Cryptomeria*. Для комплекса характерно участие *Ginkgo* sp., разнообразный видовой состав ногоплодниковых (*Podocarpus* sp., *P. kasakhstanica* Zakl., *P. andiniformis* Zakl., *P. sellowiformis* Zakl.), *Araucaria*, *Dacrydium*, *Picea*, *Pinus* (*Pinus* sp., *P. cembraeformis* Zakl.), *Cedrus*.

В спектрах (интервал глубин 344—324 м, основание скважины) встречены *Loranthus mirus* Kulk., *Tetraporina lubomirovae* Kulk., *Pseudoplicatopollis paleocenicus* Zakl., *Gothanopollis elegans* Zakl., которые в более высоких частях разреза не зафиксированы.

Первый палинокомплекс (СПК I), выделенный из базальных слоев и нижней угленосной пачки, характеризуется высоким содержанием короткоосной трипоратной пыльцы при заметном участии *Podocarpus*, *Dacrydium*, *Araucaria*, а также некоторых архаичных видов рода *Ulmoideipites* [60] и реликтов раннепалеогеновых флор.

Возраст первого палинокомплекса установлен на основании сопоставлений со сходными палинокомплексами назимовской свиты Хасанского района [10], вулканогенных отложений ряда районов Южного Приморья [8], слоев Кымсанли Северо-Восточной Кореи [10], кивдинской свиты Зейско-Буреинской депрессии [15, 16], райчихинской свиты Амуро-Зейской депрессии [29], синегорских слоев Сахалина [31], ряда свит, толщ Северо-Востока Азии [23, 26, 30, 43, 44 и др.], хулгунской свиты Западной Камчатки [9], а также палинокомплексами Канады (штат Альберта, свита Паскапу [51]), США (штат Монтана, формация Форт-Юнион, слой Таллок, ПК в [51]; штат Дакота, формация Форт-Юнион, слой Танг-Ривер, палинофлора [53]; штат Вайоминг, формация Форт-Юнион [49, 57, 58]), спарнассского яруса Парижского бассейна [48], Китая [60], Японии [55] и многими другими и отнесен к позднему палеоцену — раннему эоцену. В пользу такого вывода свидетельствует присутствие в составе палинофлоры различных видов *Triatropogollenites*, *Tropogollenites* (эти роды вымерли, по мнению Е. Д. Заклинской [27], на рубеже раннего и среднего эоцена), а также единичных находок реликтов верхнемеловых и раннепалеогеновых флор (*Loranthus mirus* Lubom., *Tetraporina lubomirovae* Kulk., *Pseudoplicatopollis paleocenicus* Zakl., *Githanipollis elegans* Zakl. и некоторых других).

II СПК (скв. 5034, интервал глубин 254—233 м). Облик этого палинокомплекса определяется разнообразием представителей теплолюбивой широколиственной и субтропической флор, доминантами которых являются буковые и род *Liquidambar* при значительном участии мириковых. Среди них многочисленную группу составляют виды, характерные для эоцена (в основном раннего и среднего), или виды, морфологически близкие им: *Quercus conferta* Boitz., *Q. gracilis* Boitz., *Castanea crenataeformis* Samig., *Castanopsis pseudosingulum* Samig., *Liquidambar grandiporina* Kulk., *L. orientalisformis* Panov., *Fothergilla vera* Lubom., *Myrica eocenica* Kulk., *Comptonia rotunda* Kulk., *Engelhardtia quietus* (R. Pot.) Elsik., *Sarya minuta* Bolot. По наличию этих и многих других таксонов данный палинокомплекс сопоставляется с рядом палинокомплексов угловской свиты Южного Приморья: Шкотово, Смоляниново [6]; Угловской группы впадин [2, 4], назимовской и хасанской свит Хасанской впадины [5, 10], Реттиховского и Чернышевского буроугольных месторождений [13, 14], с рядом палинокомплексов Павловского буроугольного месторождения (участок Восточный [38]) и Нижнебигинской впадины [12, 36], а также с палинокомплексами Западной Сибири (люленворская свита) [39], тастахского горизонта Яно-Индигирской низменности [22, 32, 33, 35, 44, 46], Нижнеанадырской впадины [30, 45], Камчатки [46], бассейна р. Миссисипи, группы Клайборн и Джексон [59], Западной Алабамы [47], Парижского бассейна [48], Британской Колумбии [52], Японии [54, 55], северо-востока Кореи [10] и многими другими.

В сукцессионном ряду палеогеновых флор эти флоры являются наиболее теплолюбивыми и связываются во времени с проявлением эоценового климатического оптимума. Охарактеризованный ими стратинтервал датируется нижним — средним эоценом.

III СПК (скв. 5034, интервал глубин 238—134 м; скв. 5033, интервал 205—130 м; скв. 5032, интервал 155—107 м). В составе палинофлор господствуют покрытосеменные (65—85 %) и среди них растения, продуцировавшие мелкую трехбороздную и трехборозднопоровую пыльцу, принадлежащую представителям семейств *Fagaceae*, *Araliaceae*, *Sterculiaceae*, *Anacardiaceae*, *Nyssaceae* и различных формальных таксонов. Наиболее разнообразны буковые (*Castanea*, *Castanopsis*) и мелкая пыльца *Quercus* (*Q. gracilis* Boitz., *Q. graciliformis* Boitz., *Q. conferta* Boitz. и др.), возможно, принадлежащая вечнозеленым дубам. Каштаны и каштанодубы представлены рядом *Castanea crenataeformis* Samig. — *Castanopsis pseudosingulum* Samig. Эти виды являются руководящими для верхнего эоцена всего Дальнего Востока. Кроме них в спектрах много пыльцы *Aralia*, *Rhus*, *Nyssa*, *Altingia*, *Engelhardtia*, *Liquidambar*, *Hamamelis*, *Fothergilla*, *Platycarya*, *Plex*, *Myrthus*, *Sterculia*, *Loranthus* и др. Значительное количество (4—17 %) пыльцы умеренных широколиственных пород: различные виды *Juglans*, *Carya*, *Pterocarya*, *Ulmus*, *Ericaceae*, *Tilia*. В небольших количествах или единично отмечается пыльца *Acer*, *Cyclocarya*, *Carpinus*, *Cornus*, *Liliaceae*, *Sparganium* и др. Покрытосеменные в своем составе еще содержат значительное количество (5—10 %) пыльцы формальных таксонов *Tricolporopollenites* *Tricolpites*, *Tripolipollenites*. Голосеменные представлены пыльцой семейств *Taxodiaceae*, *Cupressaceae* и реже *Pinaceae*. Единично встречаются *Podocarpus*, *Dacrydium*. Состав спор беден, преобладают *Polypodiaceae*.

Спорово-пыльцевой комплекс отражает, по-видимому, смешение субтропической эоценовой флоры с широколиственной умеренной флорой тургайского типа. Это характерно для флор переходных слоев позднего эоцена — начала олигоцена. Учитывая роль и частоту встречаемости видов-индексов верхнего эоцена в палинофлоре этого комплекса, а также широкие сопоставления с палинокомплексами эоцена многих как близко, так и далеко отстоящих от района исследований регионов (с палинокомплексами угловской свиты Приморья [2, 4—6, 12—14, 25], хасанской свиты Хасанского района [7], Нижнебикинской впадины [36], с эоценовыми палинофлорами кунгинской свиты Северного Хараулаха [23], Нижнеанадырской впадины Чукотки [30], увучинским горизонтом и его аналогами Западной Камчатки [1, 41, 46], угленосных отложений северо-востока Кореи [10], нижнедуйской свиты Сахалина [17, 24], райчихинской свиты Амуро-Зейской депрессии [29], Восточной Сибири и Северо-Восточной Сибири [19, 32—35], Японии [54, 56] и многими другими), мы допускаем возможность датировать отложения, вмещающие этот палинокомплекс, концом среднего — поздним эоценом.

Более высокий интервал глубин, соответствующий скв. 5034, 133—98 м; скв. 5033, 130—96 м; скв. 5032, 107—90 м, оказался практически пустым. Единичные зерна пыльцы и спор, выявленные в этом интервале, имеют широкий стратиграфический диапазон (палеоген).

IV СПК (скв. 5034, интервал глубин 98—49 м; скв. 5033, интервал глубин 96—50; скв. 5032; интервал глубин 90—46 м). Палинокомплекс, выделенный из этого интервала, очень богат по таксономическому составу и количественному содержанию встреченных таксонов. При переходе к нему от нижележащего СПК III происходит смена доминирующих групп и всего фитоценоза. Из отложений этого интервала определена палинофлора с высоким содержанием (до 70 %) и разнообразным составом голосеменных. Доминируют сосновые, главным образом, рода *Pinus* (пять видов) и *Picea*. В меньшем количестве представлены: *Cedrus* (два вида), *Tsuga* (три вида), единично *Podocarpus*, *Dacrydium*. На втором месте по встречаемости пыльца семейства *Taxodiaceae* с родами *Taxodium*, *Glyptostrobus*, *Sequoia*, *Cryptomeria*. Спорадически отмечены

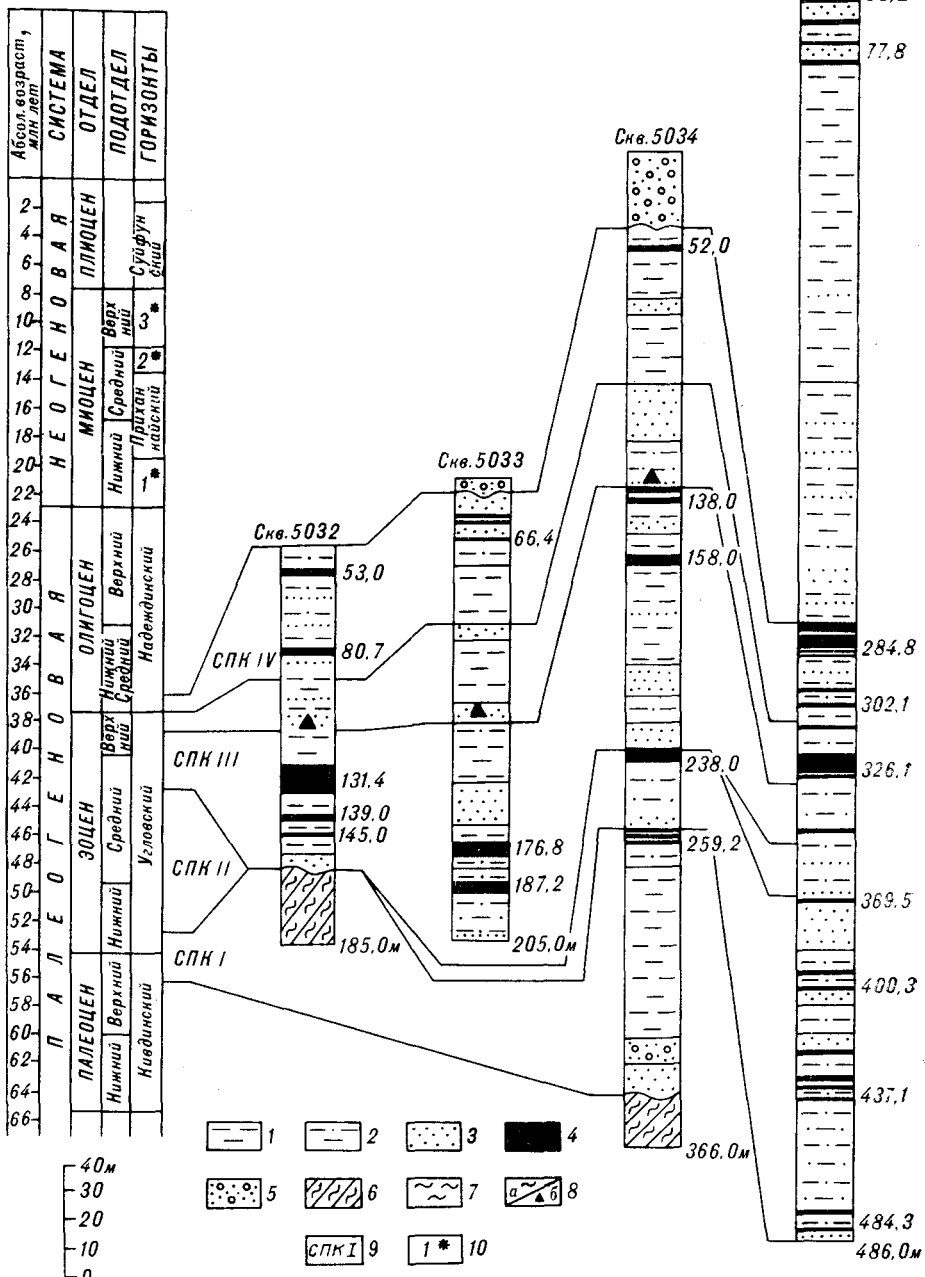


Рис. 2. Схема палинологического расчленения и корреляции разрезов Бикинского бурогольного месторождения:

1 — аргиллиты, 2 — алевролиты, 3 — песчаники, 4 — уголь, 5 — конгломераты, гравелиты, 6 — породы фундамента, 7 — глины четвертичного возраста, 8 — несогласия (а — явные, б — скрытые); 9 — спорово-пыльцевой комплекс и его номер, 10 — горизонты, слои: 1* — тавричанский горизонт, 2* — слои с *Fagus chauscaica* Alex., 3* — усть-суифунский горизонт.

Ginkgo, Araucaria, Keteleeria, Ephedra. Разнообразен состав пыльцы покрытосеменных, характерна пыльца семейства Juglandaceae, где доминируют *Carya* (до 10%), *Juglans*, *Pterocarya*, *Engelhardtia*, *Platycarya*. Значительно присутствие *Mugica*, *Comptonia*. Обязательными компонентами

являются *Quercus* (три вида), *Castanea*, *Moraceae*, *Nyssa*, *Sterculia*, *Rhus*, *Hamamelis*, *Liquidambar*, *Sparganium*. Отмечаются мелколистные бореальные формы: *Betula*, *Alnus*, *Corylus*, *Ulmus*, *Celtis*, *Tilia*, *Ericaceae*. Характерны находки пыльцевых зерен *Anacolosidites*, *Ulmoideipites*, *Pistillipollenites*. Встречается трехпоровая пыльца типа *Triatriporopollenites roboratus* Pfl., *T. confusus* Zakl., *T. robustus* Pfl., а также различная трикольпатная и трикольпоратная пыльца.

По систематическому составу, присутствию видов-индексов (*Carya spackmania* Trav., *Tricolporopollenites libranensis* Th. Th. subsp. *fallax* R. Pot. (*Quercus*), *Juglans sieboldianiformis* Vojel. [37]), общему габитусу описанный палинокомплекс сходен с комплексами олигоцена на территории Сибири, Дальнего Востока и Южного Приморья: в Приморье с палинокомплексами угловской и низов надеждынской свит [2, 4, 11], Нижнебикинской впадины [11, 36], чернореченской свиты и ее аналогами в Приамурье, Райчихинского буроугольного месторождения [11, 18], верхнечукотской подсвиты Беринговского месторождения и первореченской свиты Анадырского угольного месторождения [11, 40], ковачинского и аманинско-гаххинского горизонтов берегового разреза южного крыла Точилинской антиклинали Западной Камчатки [11, 21] и алевритовой толщи Юго-Восточной Камчатки [11], такарадайской свиты Сахалина [17], палинокомплексами многих регионов Западной и Восточной Сибири [3, 34] и многих других регионов Северной Пацифики [28, 42]. Палинокомплекс отражает растительность хвойно-широколиственных лесов тургайского типа с участием реликтов раннего палеогена. Все выше сказанное позволяет датировать возраст СПК IV началом раннего олигоцена.

Верхняя часть разреза, представленная грубозернистыми отложениями, палинологически не опробована.

Пытаясь представить палеогеографию, можно допустить, что был сравнительно слабо расчлененный рельеф, с многочисленными озерами и болотами (тонкие литологические разности, систематический состав спорово-пыльцевых комплексов), уровень которых неоднократно менялся, о чем свидетельствуют многочисленные перерывы в осадконакоплении (режим бассейна был беспокойный, неоднократно наблюдалась резкая смена фациальных обстановок, приводящая к литологическим несогласиям). Перерывы, очевидно, были непродолжительными, судя по тому, что систематический состав, облик и преемственность флор сохранились и наследовались. Наиболее крупный по длительности перерыв приходится на интервал между СПК III и IV; СПК IV резко отличается от нижележащего СПК III по доминирующим группировкам и всему фитоценозу.

В заключение следует отметить, что для правобережья р. Бикин впервые проведены палинологические исследования и установлены палинокомплексы позднего палеоцена — раннего эоцена (СПК I), раннего — среднего эоцена (СПК II), конца среднего — позднего эоцена (СПК III) и начала раннего олигоцена (СПК IV), установлено, что по систематическому составу выделенные палинокомплексы очень близки или идентичны одновозрастным палинокомплексам левобережья р. Бикин (Нижнебикинская впадина, четвертый участок, см. рис. 1, 2). Поздний палеоцен — ранний эоцен (СПК I) на площади Бикинского буроугольного месторождения установлен впервые. Впервые выявлен крупный по длительности скрытый перерыв в осадконакоплении, который приходится на интервал времени между СПК III и IV.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока.— М.: Наука, 1984.
2. Азметьев М. А., Болотникова М. Д., Брагцева Г. М., Красилов В. А. Стратиграфия и палеофлористика опорного разреза кайнозоя Южного Приморья // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1978.— № 4.— С. 61—75.
3. Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф., Кистерова И. В. Северо-Восточная Азия на рубеже между эоценом и олигоценом (геологические события переходного эоцен-олиго-

- ценового терминала) // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984.— С. 46—51.
4. *Баскакова Л. А., Громова Н. С.* Стратиграфическое расчленение угловского горизонта по палинологическим данным // Палеонтология и стратиграфия Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1979.— С. 109—114.
 5. *Баскакова Л. А., Громова Н. С.* Фитостратиграфическое расчленение палеогеновых отложений Юго-Западного Приморья // Сов. геология.— 1982.— № 11.— С. 68—78.
 6. *Баскакова Л. А., Громова Н. С.* Стратиграфия Смоляниновского угольного разреза в Южном Приморье // Материалы по стратиграфии и палеогеографии Восточной Азии (новые данные)/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1984.— С. 59—69.
 7. *Баскакова Л. А., Громова Н. С.* Олигоценовые и миоценовые отложения Ханкайского массива (стратиграфическое расчленение и корреляция разрезов) // Геология Тихого океана. Тез. докл. III Тихоокеанской шк. по морской геологии, геофизике и геохимии. Ч. I/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 41—42.
 8. *Болотникова М. Д.* К вопросу о выделении палеоценовых отложений на юге Приморья // Геология и геофизика.— 1967.— № 2.— С. 140—143.
 9. *Болотникова М. Д.* Палинокомплекс хулгунской свиты Тигильского опорного разреза (Западная Камчатка) // Палеоботаника на Дальнем Востоке/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1977.— С. 38—45.
 10. *Болотникова М. Д.* Спорово-пыльцевые комплексы третичных отложений западного побережья Японского моря.— М.: Наука, 1979.
 11. *Болотникова М. Д.* Закономерности изменения палинофлоры на границе эопена и олигоцена Дальнего Востока СССР // Палинология Востока СССР/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 33—40.
 12. *Болотникова М. Д., Седых А. К.* Новые данные по стратиграфии угленосных отложений Нижнебикинской впадины // Там же.— С. 41—52.
 13. *Болотникова Т. Н.* Палинологическая характеристика и возраст угленосных отложений Чернышевского бурогоугольного месторождения (Южное Приморье) // Тихоокеан. геология.— 1988.— № 4.— С. 101—104.
 14. *Болотникова Т. Н.* Возраст и корреляция угленосных толщ Реттиховского и Чернышевского бурогоугольных месторождений Южного Приморья (по палинологическим данным) // Кайнозой Дальнего Востока/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1989.— С. 101—109.
 15. *Братцева Г. М.* Возраст цагаанской флоры Азии // Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики.— М.: Наука, 1966.— С. 136—141.
 16. *Братцева Г. М.* Палинологические исследования верхнего мела и палеогена Дальнего Востока.— М.: Наука, 1969.
 17. *Бругман Н. Я., Архипова А. Д.* Палиностратиграфические рубежи как основа корреляции кайнозойских отложений Северной Пацифики // Палинология Востока СССР/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 71—82.
 18. *Варнавский В. Г.* Палеогеновые и неогеновые отложения Среднеамурской впадины.— М.: Наука, 1971.
 19. *Волкова В. С., Кулькова И. А., Фрадкина А. Ф.* Палеоген, и неоген // Фаунофаунистический атлас Сибири. Мезозой и кайнозой. Т. 2.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984.— С. 79—100.
 20. *Геология СССР. Т. XXXII. Приморский край.*— М.: Недра, 1969.
 21. *Гладенков Ю. Б., Братцева Г. М., Синельникова В. Н. и др.* Стратиграфическая схема палеогена Камчатки // Кайнозой Дальнего Востока/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1989.— С. 161—167.
 22. *Гриненко О. В., Киселева А. В., Фрадкина А. Ф.* Рабочая стратиграфическая схема палеогеновых отложений Северного Верхоянья // Кайнозой Северо-Востока СССР. Тез. докл. Межвед. стратигр. совещания.— Магадан, 1975.— С. 61—64.
 23. *Гриненко О. В., Фрадкина А. Ф.* Палинологическая характеристика палеогеновых отложений Северного Хараулаха // Микрофитофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1988.— С. 136—142.
 24. *Громова Н. С.* Палинологическая характеристика палеогеновых отложений // История палеогенового угленосления на территории Сахалина.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963.— С. 101—115.
 25. *Громова Н. С.* Палинологическая характеристика угленосной толщи кайнозойского разреза Реттиховки, Южное Приморье // Споры и пыльца в отложениях фаунофаунистического атласа Сибири.— Л., 1984.— С. 94—97.
 26. *Жарикова Л. Д., Казанцев А. С., Минюк П. С. и др.* Новые данные по стратиграфии кайнозоя восточной части Приморской низменности // Геология кайнозоя Якутии.— Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1982.— С. 28—33.
 27. *Заклинская Е. Д.* Пыльца покрытосеменных и ее значение для обоснования стратиграфии верхнего мела и палеогена.— М.: Наука, 1963.
 28. *Заклинская Е. Д., Братцева Г. М., Красилова В. А.* О палинофлоре цагаанской свиты // Палеоботаника на Дальнем Востоке/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1977.— С. 28—31.
 29. *Зива М. В.* Палинологическая характеристика палеогеновых отложений Амурской впадины // Палинология кайнозоя.— М.: Наука, 1973.— С. 89—93.
 30. *Кабанова Г. Х., Филимонова Л. А.* Палинологическая характеристика палеоген-неогеновых отложений Нижнеанадырской впадины // Геология и геофизика.— 1978.— № 11.— С. 76—82.

31. *Калишевич Т. Г., Заклинская Е. Д., Серова М. Я.* Развитие органического мира Тихоокеанского пояса на рубеже мезозоя и кайнозоя.— М.: Наука, 1981.
32. *Кулькова И. А.* Эоценовая флора Яно-Индибирской низменности и сопоставление ее с одновозрастными флорами других территорий Северного полушария // Кайнозойские флоры Сибири по палинологическим данным.— М.: Наука, 1971.— С. 7—21.
33. *Кулькова И. А.* Палинологические исследования эоценовых отложений Яно-Индибирской низменности.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973.
34. *Кулькова И. А.* Изменения состава палиофлоры Сибири на рубеже эоцена и олигоцена // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984.— С. 51—54.
35. *Кулькова И. А.* Микрофоссилии эоцена Западной Сибири // Микрофитофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1988.— С. 25—36.
36. *Кудышев А. М., Верховская Н. Б.* О возрасте угленосных отложений Нижнебикинской впадины // Кайнозой Дальнего Востока/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1989.— С. 121—127.
37. *Лаулин С. А., Кулькова И. А.* Палинологическая характеристика олигоценовых отложений центральных районов Сибири // Стратиграфия и палинология мезозоя и кайнозоя Сибири.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1979.— С. 34—51.
38. *Павлюткин Б. И., Петренко Т. И.* Палеогеновые отложения мулды Восточная Павловского бурогольного месторождения (Юго-Западное Приморье) // Кайнозой Дальнего Востока/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1989.— С. 116—120.
39. *Панова Л. А.* Палеоценовые и эоценовые комплексы спор и пыльцы Западно-Сибирской низменности (Южной и Центральной части) // Палеопалинологический метод в стратиграфии.— Л.: Наука, 1968.— С. 173—181.
40. *Фандюшкин Г. А.* Общие закономерности угленакопления в бассейне р. Анадырь // Материалы IV Дальневосточной конференции.— Артем, 1982.— С. 16—18.
41. *Федорова В. А.* Палинологическая характеристика палеогеновых отложений Западной Камчатки (разрезы по рекам Святот, Моршечная) // Кайнозой Дальнего Востока.— Л., 1981.— С. 48—54.
42. *Фотьянова Л. И.* Флора Дальнего Востока на рубеже палеогена и неогена.— М.: Наука, 1988.
43. *Фрадкина А. Ф.* Палеоген и неоген низовьев р. Колымы по палинологическим данным // Палиностратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1985.— С. 52—65.
44. *Фрадкина А. Ф.* Палинология палеогена и неогена Северо-Востока Азии // Палинология в СССР.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1988.— С. 134—139.
45. *Хайкина С. Л., Белая Б. В.* Спорово-пыльцевые комплексы из меловых и палеогеновых отложений басс. р. Анадырь и р-на бухты Угольной // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 19.— Магадан, 1966.— С. 77—172.
46. *Челебаева А. И., Брагцева Г. М.* Палеогеновые флоры Камчатки и раннекайнозойский климатический оптимум // Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока. Ч. II.— М., 1985.— С. 157—209.
47. *Frederiksen N. O.* Stratigraphy and palynology of the Jackson stage (upper eocene) and adjacent strata of Mississippi and western Alabama.— 1969.
48. *Gruas-Cavagnetto C.* Etude palynologique de Eocene du bassin angio-parisien // The- re of Doctoral es sciences/ Universite P. et M. Curie.— Paris, 1977.
49. *Leffingwell H. A.* Palynology of the Lance (Late Cretaceous) and Fort Union (Paleocene). Formations of the type Lance Area Wyoming // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.— 1971.— N 127.— P. 1—64.
50. *Mai D. H.* Über eine Fossile Tiliaceen Blute und tilioiden Pollen sus dem deutsche Tertiär // Geologie.— 1961.— V. 10, N 22.— S. 54—93.
51. *Norton N. J.* Three new species of Aquilapollenites from the Hell Creek formation Carfield County Montana // Pollen et Spores.— 1965.— V. 7, N 1.— P. 135—143.
52. *Rouse G. E.* Plant microfossils from the Burrard Formation of western British Columbia // Micropaleontology.— 1962.— V. 8, N 2.— P. 37—54.
53. *Stanley E. A.* Upper Cretaceous and Paleocene plant microfossils and Paleocene Diniflagellates and hystrichosphaerids from North-western South Dakota // Bull. Amer. Paleontol.— 1965.— V. 49, N 222.— P. 178—383.
54. *Takahashi K.* Pollen und Sporen des westjapanischen Alttertiärs und Miozäns. Tell. 1 // Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. Ser. D. Geol.— 1961.— Bd. 11, N 2.— S. 151—255.
55. *Takahashi K.* Pollenflore aus den eozänen Kohlenflozen // Ibid.— 1962.— Bd. 12, N 1.— S. 161—178.
56. *Tokunaga S.* Palynological study of Japanese coal // Bull. Geol. Surv. Jap.— 1958.— N 177.— P. 1—56.
57. *Tschudy R. H.* Palynomorphs-indicators of facies environments in Upper Cretaceous and Lower Tertiary strata Colorado and Wyoming // Wyoming Geol. Guideb. 16th. An. Assoc. Field. Conf., 1961.— P. 53—59.
58. *Tschudy R. H.* Palynology of the Cretaceous-Tertiary boundary in the Northern Rocky Mountains embayment region // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.— 1971.— V. 71, N 127.— P. 75—111.

59. *Tschudy R. H.* Stratigraphic distribution and signification Eocene palynomorph of the Mississippi embayment // U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.—1975.— N 743B.— P. B1—B21.
60. *Wang Kai-fa, Zhan Yu-lan, Jiang Hui.* Cretaceous and Tertiary palynologic spore-pollen complex Ujasdsjuan, paleoplants, paleoclimatic // Acta paleontol. Sin.—1989.— V. 28, N 5.— P. 653—662.

ДВГИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
2 декабря 1991 г.

УДК 551.7 + 561(571.54/6)

А. Г. Аблаев, В. Д. Худик

ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА И КОРРЕЛЯЦИИ НЕКОТОРЫХ УГЛЕНОСНЫХ ТОЛЩ КАЙНОЗОЯ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Детально изученные фауна и флора Хамчжина Кореи сопоставляются с флорой Приморья (угленосные толщи Краскино, Реттиховки, Павловки и др.), фауной Сахалина (аусинская и низы курасийской свит), Камчатки (этолонская и верхи каркерской свит) и Японии (отложения с фауной Сиобара-Яма). Принимается среднемиоценовый возраст вмещающих органические остатки отложений морского и континентального генезиса.

В материалах IV Дальневосточного стратиграфического совещания (Хабаровск, 1990 г.) Л. А. Баскакова [3] называет ряд проблем в области стратиграфии дальневосточного кайнозооя. К их числу отнесена проблема неогеновой угленосности, которая, как нам представляется, была решена предшествующим Дальневосточным стратиграфическим совещанием (Владивосток, 1978 г.). Тогда признали факт широкого распространения в пределах юга советского Дальнего Востока неогеновых угленосных отложений, помимо известных палеогеновых [5]. Речь шла об угленосных отложениях Павловской, Реттиховской и Нижнебикинской впадин, приписываемых в свое время к палеогену.

Однако позднее стали появляться публикации по палиностратиграфии кайнозооя Дальнего Востока [4 и др.], ставящие под сомнение миоценовый возраст прежде всего угленосных толщ, развитых в Павловской и Реттиховской впадинах. Данные по листовой флоре этих впадин, появившиеся в этот же отрезок времени, вступают в противоречие с данными по палинофлоре. Во всяком случае, с начала 70-х гг. одним из авторов настоящего сообщения отстаивается — на основе детальных исследований макрофосиллий — миоценовый возраст вмещающих угли отложений Нижнебикинской (определенно миоценовыми здесь являются угли верхней угленосной толщи), Реттиховской, Павловской и Хасанской впадин. Следует заметить, что состав микрофлоры приводится лишь в списках без сопровождающих описаний таксонов, что безусловно снижает значимость делаемых выводов.

Выполненный нами разбор флор Приморья — флоры Краскино, Спнего Утеса, Реттиховки, Павловки, Демби, Великой Кемы — позволил вскрыть их сходство в главном: удается видеть экологически и фитоценологически одинаковый набор таксонов из числа доминирующей группы растений, которую слагают таксодиевые, гаммелисовые, буковые, ореховые, кленовые. Велико видовое разнообразие восстановленных палеофитоценозов. Достаточно сказать, что состав буковых определяют дубы (8—10 видов), каштаны (2—3 вида), буки (3—4 вида), кастанопсис (1 вид).

Близкие по составу флоры мы видим на севере Кореи: имеются в виду когонвонская (энгельгардиевая), хамчжинская и тхончхонская флоры Кенвонской, Кильчжу-Менчхонской и Тхончхонской угленосных впадин, соответственно [4].

Таким образом, очерчивается обширный ареал примерно однотипной смешанной мезофитной флоры, прослеживаемой на сотни километров на территории Кореи и Приморья. Вскрытые определенные различия в систематическом составе флор исследованных нами впадин, явившиеся основанием для большинства биостратиграфов размещать их на разных хроноуровнях, вызваны сугубо эдафическими факторами; на основе лито- и биофациального анализа захоронений с остатками растений удается выявить, хотя и в опосредованном виде, корреляции между флорой и типом субстрата.

Важно напомнить, что на юго-западе Приморья и севере Кореи флороносные слои с энгельгардиями (туфодиадомитовая толща Реттиховки, глинисто-туффовитовая толща Краскино, энгельгардиевые слои Когонвона) согласно перекрывают угленосные толщи с углями промышленной мощности, которые всеми геологами без исключения рассматриваются разновозрастными в интервале эоцен-миоценового времени. Согласно нашим представлениям, на одном возрастном среднемиоценовом уровне должны находиться угленосные свиты пхенюк, тхончхон (нижняя подсвита), онсон (подсвита хамен), хасанская, павловская (нижняя подсвита), угленосная толща Реттиховки.

При обосновании возраста флороносных слоев (и подстилающих угленосных) существенным является наличие в хамчжинской свите наряду с растительными остатками морской фауны моллюсков [7]. Фауна двустворчатых моллюсков, объединяющая йодзии, портландии, макамы и клинокардиумы, по структуре в целом может быть определена как относительно холодноводная и сопоставлена с японской фауной Сиобара-Яма, содержащей субарктические формы среднего миоцена (от верхней части зоны N 9 до зоны N 15 по шкале Блоу [8]).

По комплексу основных форм хамчжинская фауна моллюсков сближается с фауной аусинской (сертунайской) и низов курасийской свит среднего миоцена юго-западного Сахалина [6]. Вместе с тем, вскрываются некоторые различия между ними: в аусинской фауне тепловодные элементы играют более существенную роль (до 35 % видового состава); напротив, курасийская фауна отличается повышенным содержанием бореальных и бореально-арктических форм (более 90 % видового состава).

На Камчатке, где степень эндемизма миоценовой малакофауны достаточно высока, фауна, в полной мере соответствующая хамчжинской, нам не известна. На наш взгляд, комплекс двустворчатых моллюсков этолонского горизонта среднего миоцена Западной Камчатки в объеме одноименной свиты и самой верхней части какертской свиты [2] может рассматриваться возрастным аналогом хамчжинского комплекса. Примечательно, что в составе фауны этолонского горизонта присутствует ряд таксонов (глицемерисы, анадары, хлямисы), которые обнаружены в составе фауны Сиобара-Яма Японии.

Итак, для нас несомненно, что установленные на значительной территории материковой части юга Дальнего Востока слои с фауной и флорой Реттиховки — Краскино — Когонвона — Хамчжина одновозрастны; на одном возрастном уровне должны находиться также и подстилающие их угленосные толщи. Возрастными аналогами на островной части региона являются отложения с фауной Сиобара-Яма, а также содержащие фауну моллюсков аусинско-курасийские и этолонско-какертские отложения. Правда, утверждать об их полном соответствии в возрастном плане пока преждевременно — нужны более детальные исследования экологических и географических особенностей фауны Корейского полуострова.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аблаев А. Г., Лю Зин Му, Худик В. Д., Лю Ен Хва. Хамчжинская биота неогена Кореи (вопросы стратиграфии, экологии, климата)/ДВО АН СССР. — Владивосток, 1990.

2. *Атлас фауны и флоры палеогеновых и неогеновых отложений Дальнего Востока. Точилинский опорный разрез Западной Камчатки.*— М.: Наука, 1984. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 263).
3. *Баскакова Л. А.* Обзор стратиграфической изученности и некоторые проблемы палеогена и неогена материковой части Дальнего Востока // *Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока.*— Хабаровск, 1990.— С. 256—260.
4. *Громова Н. С.* Палинологическая характеристика угленосной толщи кайнозойского разреза (Южное Приморье) // *Споры и пыльца в отложениях фанерозоя.*— Л., 1984.— С. 94—97. (Тр. ВСЕГЕИ; Т. 327. Нов. серия).
5. *Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока.* Владивосток, 1978 г. (Объяснительная записка к стратиграфическим схемам, принятым Межведомств. стратигр. ком. СССР 14 мая 1979 г.).— Магадан, 1982.
6. *Худик В. Д.* Двустворчатые моллюски миоцена Юго-Западного Сахалина/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1989.
7. *Худик В. Д., Лю Зин Му, Аблаев А. Г. и др.* Хамчжинское местонахождение фауны и флоры неогена Кореи // *Новые данные по стратиграфии Дальнего Востока и Тихого океана/ДВО АН СССР.*— Владивосток, 1990.— С. 96—99.
8. *Chinzei K.* Opening of the Japan sea and marine biogeography during the Miocene // *J. Geomag. Geoelectr.*— 1986.— V. 38.— P. 487—494.

ТОИ, ДВГИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
20 августа 1991 г.

УДК 548.4 : 552.321

Н. В. Бердников, Л. П. Карсаков, А. М. Ленников

ГЕОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АНОРТОЗИТОВ ДЖУГДЖУРСКОГО МАССИВА ПО ДАННЫМ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ

В Джугджурском анортозитовом массиве (восток Джугджуро-Становой складчатой области) выделены четыре зоны, характеризующие его первичную неоднородность. Методами термобарогеохимии минимальные температуры кристаллизации анортозитов оценены в 1210 °С, давление — до 5,5 кбар, рассчитаны *T—P*-тренды остывания анортозитового плутона. Показано, что главной флюидной фазой, выделявшейся из расплава во время кристаллизации плагиоклаза, была углекислота. Вода в качестве самостоятельной фазы появилась лишь на завершающих этапах затвердевания остаточных расплавов. С учетом сравнительного материала по вмещающим гранулитам сделан вывод о внедрении анортозитов после гранулитового метаморфизма.

Интерес к автономным анортозитам, образующим, в отличие от стратиформных, крупные самостоятельные массивы существенно плагиоклазовых пород, обусловлен тем, что они широко распространены в фундаменте древних платформ, практически не встречаются в фанерозойских складчатых областях и установлены на Луне, где принимают участие в строении лунных материков [1, 12]. Проблема происхождения автономных анортозитов является одной из ключевых в понимании процессов формирования раннедокембрийской континентальной коры. Для объяснения их генезиса предложены разные гипотезы — от магматических до метасоматических. В настоящее время новые данные по геологии и геохимии этих пород заставляют большинство исследователей склоняться к мысли об их магматической природе. Не вполне ясным остается вопрос об отношении процесса анортозитообразования к региональному метаморфизму вмещающих толщ. Для разных массивов реконструированы различные варианты этих отношений [1, 12].

Джугджурский массив, приуроченный к юго-восточной окраине Сибирской платформы, — один из крупных и типичных плутонов автономных анортозитов. Главной его особенностью, предопределившей выбор его в качестве объекта для данного исследования, является то, что породы

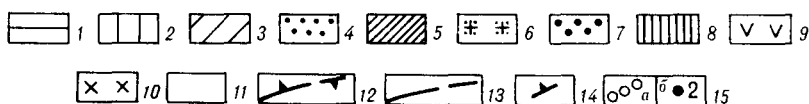


Рис. 1. Геолого-структурная схема Джугджурского анортозитового массива. Составил Л. П. Карсаков.

1—3 — нижнеархейские образования (1 — гнейсогранулитовые образования Алданского массива, 2 — гнейсогранулитовые образования Джугджурского блока Становой складчатой системы, 3 — гнейсоамфиболитовые образования Становой складчатой системы); 4—6 — осадочно-вулканогенные толщи Улканского прогиба (4 — нижнепротерозойские образования, 5 — габбро, габбро-сиениты, 6 — гранитоиды улканского комплекса); 7 — верхнепротерозойские образования чехла Сибирской платформы; 8 — палеозойские образования Монголо-Охотской складчатой системы; 9, 10 — мезозойские образования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (9 — осадочно-вулканогенные толщи юры и мела, 10 — меловые гранитоиды); 11 — анортозиты Джугджурского плутона; 12 — главные разломы (цифры в кружках: 1 — Становой, 2 — Прибрежный, 3 — Улканский); 13 — прочие разломы; 14 — элементы полосчатости и трахитоидности; 15 — места взятия проб на термобарогеохимические исследования (а — пробы, в которых не найдены флюидные включения, б — пробы с флюидными включениями (1 — А-20-170; 2 — Г-50-350; 3 — Ч-975; 4 — Г-53-347, -365, -368, -369, -373 (группа Г-53); 5 — 7-74; 6 — 27-74, 27а-74; 7 — 1-75)). Буквенные обозначения: А — геранская, Б — лантарская части Джугджурского анортозитового массива; Л — Лавлинский анортозитовый массив; П — Преддзуджурский прогиб; О — Оломский габбро-сиенитовый массив.

массива не претерпели наложенный высокотемпературный метаморфизм и в них сохранились первичные магматические минералы, позволяющие получить представление об условиях первичной кристаллизации анортозитов.

Массив представляет собой линзовидное в плане тело, слабо выгнутое к юго-востоку (рис. 1). На севере и северо-западе он прорван нижнепротерозойскими рапакивигоподобными гранитами с U — Pb-изотопным возрастом 1700 млрд лет. На юге и юго-востоке массив граничит с архейскими метаморфизованными габброидами майско-джангинского комплекса и гранулитами. На западе контакты массива с архейскими кристаллическими сланцами исключительно тектонические. Лишь на юго-западе ряд авторов [4] отмечает контактовые изменения во вмещающих кристаллосланцах, связанные с воздействием анортозитов. Однако именно на этом участке между анортозитами и вмещающими породами расположен Оломский габбро-сиенитовый массив нижнепротерозойского возраста, который прорывает анортозиты Джугджурского массива. Упомянутые контактовые изменения в кристаллосланцах связаны, по нашему мнению, со становлением оломских габбро-сиенитов и внедрением улканских гранитоидов [10, 12].

Внутреннее строение Джугджурского массива характеризуется чередованием зон, сложенных анортозитами и габбро-анортозитами, с зонами, в которых, кроме этих пород, присутствуют многочисленные шпироподобные обособления норитов, габбро-норитов, иногда пироксенитов. Такое строение относительно четко выражено в лантарской части мас-

сива, где еще А. П. Лебедевым [11] были выделены три зоны — лейкократовая, мезократовая и меланократовая. В геранской части зональное строение выражено менее четко, но вполне определенно намечаются две зоны — лейкократовая и меланократовая. Нечеткость зонального строения обусловлена здесь однообразием состава пород. Элементы полосчатости, трахитоидности пород в лантарской части имеют наклон $70-80^\circ$ к северо-западу, а в геранской — $30-40^\circ$ к северу и северо-востоку с выполаживанием у южной окраины до $15-20^\circ$ к северу. Различия в наклонах элементов слоистости в разных частях массива обусловлены тектоническими перемещениями по разломам после его становления. Один из таких разломов, по геофизическим данным, проходит в основании Преддзуджурского прогиба, выполненного меловыми вулканитами, и рассекает Дзуджурский массив на две части (геранскую и лантарскую) в районе бассейнов рек Киранкан и Кума.

Таким образом, Дзуджурский массив представляет собой линзовидное тело, наклоненное в целом на северо-запад под Сибирскую платформу. В обнаженных фрагментах массива наиболее нижние части его разреза вскрываются в лантарской части, а верхние — на севере геранской части. Снизу вверх в разрезе массива нами выделяются четыре зоны, отражающие первичные неоднородности всего массива: 1) габбро-анортозиты, габбро-нориты; 2) анортозиты, габбро-анортозиты, нориты, габбро-нориты; 3) анортозиты, габбро-анортозиты; 4) чередование анортозитов, габбро-норитов и тироксенитов с рудной вкрапленностью. Зональность массива выражена и в изменении состава минералов. Так, снизу вверх по разрезу снижается основность плагиоклаза и возрастает его калиевость, снижаются магнезиальность, хромистость и глиноземистость ортопироксена [4, 12]. Характерной особенностью массива является наличие зон с шлировидными выделениями, сложенными норитами, габбро-норитами и габбро. Наиболее обычны эллипсоидальные выделения размером от первых сантиметров до $10-15$ см, рассеянные в массе анхимономинерального анортозита. Реже эти выделения ленточные, иногда имеют округлую форму. Структура габброидов из шлировидных тел офитовая. Наряду с габброидами и мономинеральные анортозиты нередко образуют округлые и линзовидные тела, неправильные полосы, промежутки между которыми выполнены норитами, габбро-норитами. Контакты между ними отчетливые. Природа их не совсем ясна и требует специального изучения. Не исключено, что шлировидные выделения являются продуктами разделения первичной магмы на два расплава разного состава. По крайней мере, на это указывают, по-видимому, признаки автономной дифференциации в некоторых шлирах в виде ритмичной перемежаемости лейко- и меланократовых габброидов.

С анортозитами связаны жилы анортозит-пегматитов мощностью до $5-8$ м, имеющие нередко зональное строение. Анортозит-пегматиты сложены крупно- и гигантозернистым агрегатом плагиоклаза, реже — широксенов, апатита, рудных минералов.

Вмещающие массив образования представлены породами гранулитового комплекса, в составе которого кроме гранатовых гранулитов и гнейсов широко распространены основные кристаллические сланцы, эндербиты, чарнокиты, реже — железистые кварциты. По минеральным геотермобарометрам параметры их метаморфизма составляют: $T = 1000-1100^\circ\text{C}$, $P = 10$ кбар [8, 9].

Изотопный возраст Дзуджурского массива по Rb — Sr-изохроне оценен в 2,93 млрд лет, а согласно U — Pb-методу составляет 2,7 млрд лет [1]. Максимальные датировки, полученные Sm — Nd-методом [18], не превышают 2,44 млрд лет. Удовлетворительного объяснения расхождений цифр изотопного возраста анортозитов в настоящее время нет. Выявлены различия в первичных отношениях изотопов стронция в породах обрамления и анортозитах [1]. В среднем в анортозитах они выше (0,704488), чем в породах рамы (0,70265), что противоречит представ-

лению об апортозитах как непосредственных дифференциатах мантийного вещества. Эти данные также свидетельствуют о временном разрыве между моментами прекращения функционирования изотопно-геохимических систем апортозитов и вмещающих пород.

Температуры образования джугджурских апортозитов по двушироксенным геотермометрам [25, 26] оцениваются в 970—1210 °C [12]. При этом в процессе формирования апортозитов выделяются три этапа кристаллизации [12]: 1) первично магматический (кумулятивный), наиболее высокотемпературный (1250—1300 °C); 2) кристаллизации остаточных расплавов (посткумулятивный), несколько обогащенных летучими компонентами (900—1100 °C); 3) аутометаморфический (субликвидуса — субсолидуса), характеризующийся возникновением реакционных кайм, основных мирмекитов, распадом твердых растворов (менее 900 °C). Давление при кристаллизации апортозитов Джугджура оценивается в основном по косвенным признакам. Большинство таких оценок для геранской части массива не превышает 7 кбар [1, 12], а для более глубоинной лантарской составляет 9 кбар [12]. Следует заметить, что достоверность определения $T-P$ -параметров апортозитообразования по минеральным равновесиям, по-видимому, не очень высока, поскольку за длительный период остывания апортозитов на глубине минеральные равновесия непрерывно смещались. Поэтому корреляция условий становления минеральных равновесий с каким-либо событием в кристаллизующейся системе представляется в известной мере условной.

Из других особенностей формирования апортозитов отметим низкую окисленность акцессорных ильменитов (не более 1,2 % Hem), тесно ассоциирующих с пироксенами. Несколько выше окисленность ильменитов из основных пегматитов (5,8—8,8 % Hem), температура формирования которых оценена в 750 °C при $f_{O_2} = 10^{-15}$ бар [12]. Кристаллизация апортозитов происходила в узком температурном интервале, на что указывают низкое структурное состояние плагиоклазов, высокая химическая гомогенность его кристаллов, небольшая разница в коэффициентах железомagneзильного распределения в пироксенах из нижней и верхней частей разреза.

Флюидный режим становления апортозитов наряду с температурой и давлением играет решающую роль в процессе их образования. К настоящему времени известны результаты хроматографических исследований газов, выделенных из плагиоклазов апортозитов путем нагревания [13, 14, 20] или истирания [2, 12], а также экспериментальные данные по кристаллизации плагиоклаза в базальтовых системах [22, 23]. Показано, что кристаллизация мономинерального плагиоклаза возможна из магмы базальтового и андезитового составов при близликвидусных температурах и умеренном давлении. Важным условием при этом является дефицит воды во флюиде, которая, как и другие, окисленные формы флюида, может возникать в процессе кристаллизации и дальнейшей эволюции апортозитосодержащих комплексов [14].

Большинство хроматографических анализов газов в апортозитах обнаруживают преобладание (в 5—10 раз) воды над другими компонентами флюида. Это как будто бы подтверждает мнение ряда исследователей, придававших ей важную роль в процессе апортозитообразования. Однако хроматографический анализ дает интегральную характеристику внутрикристаллического флюида и не может однозначно ответить на вопрос о роли воды в процессе формирования породы. Поэтому тезис о появлении воды только на завершающих этапах кристаллизации апортозитов [12] остается предпочтительнее. Решить этот вопрос можно с привлечением других, более разрешающих методов изучения флюида в минералах, к числу которых относятся термобарогеохимические исследования индивидуальных включений и их последовательных генераций.

Первые исследования подобного рода провела Г. Н. Баженова [2], которая наблюдала гомогенизацию «пузырьков» в лабрадоре при 950 °C.

А. М. Лепников с соавторами [13] также отметили наличие в плагио-клазах джугджурских анортозитов газовых и раскристаллизованных включений. В обоих случаях изучения состава флюида в индивидуальных включениях не проводилось. В настоящей работе изложены результаты криометрического исследования индивидуальных флюидных включений в минералах анортозитов, связанных с ними анортозит-пегматитов и вмещающих гранулитов. Методом термометрии изучены также специфические твердофазные включения в плагиоклазах. Выявлена последовательность формирования генераций включений, что позволило проследить эволюцию состава и состояния флюида в процессе анортозитообразования.

Результаты изучения включений в минералах. При термобарогеохимических исследованиях использовались методические приемы и аппаратура, описанные в [3].

С помощью криометрии во включениях достаточно надежно определяются чистые газы (жидкости) H_2O , CO_2 , N_2 , CO , CH_4 , H_2S , иногда — их смеси. Количественный предел их обнаружения зависит от разрешающей способности микроскопии. Так как нас особо интересовала роль воды в анортозитообразовании, повышенное внимание было уделено определению микроколичеств воды во включениях.

Так как вода хорошо смачивает поверхность неорганических соединений, небольшие ее количества образуют пленку на стенках включений, зачастую неразличимую под микроскопом. Поэтому ряд исследователей [16, 19] считает, что в мелких флюидных включениях может присутствовать до 20 об. % оптически недиагностируемой воды. Однако, если основной объем этих включений занимают высокоплотные неполярные газы (CO_2 , CH_4 и др.), то присутствие микроколичеств воды однозначно устанавливается по образованию газогидратов.

Первоначально захваченная во включения вода при высоких температурах может проникать в тело минерала-хозяина по микротрещинам, ее составляющие (H^+) способны диффундировать в его структуру [16]. Присутствие в плагиоклазе H_2O и ее производных контролировалось нами с помощью ИК-спектроскопии.

Методы криометрии позволяют достаточно уверенно судить о наличии либо отсутствии воды во включениях. В то же время следует отметить, что нахождение свободной воды во включениях из минералов ранних этапов кристаллизации анортозитов в принципе маловероятно, поскольку ее растворимость в базальтоидных расплавах при высоких температуре и давлении достаточно высока [7].

Обнаружение и изучение индивидуальных включений в плагиоклазе анортозитов довольно трудоемко. Еще большие трудности вызывает установление относительного времени образования их генераций, так как число включений крайне ограничено, а размеры их малы. После тщательного просмотра нескольких коллекций, состоящих из более чем 150 полированных пластинок, нам удалось обнаружить и изучить 337 флюидных включений в плагиоклазе неизменных анортозитов, которые с той или иной степенью достоверности можно считать сингенетичными минералу-хозяину.

По морфологическим признакам включения подразделены на четыре типа. К первичным отнесены единичные и образующие небольшие группы хорошо ограненные включения, располагающиеся в отдалении от залеченных микротрещин и ориентированные в соответствии с кристаллографией минерала-хозяина. Среди вторичных включений, трассирующих залеченные микротрещины, выделены ранние и поздние. Ранние вторичные полностью или частично огранены, закономерно ориентированы в минерале-хозяине, следов залеченной трещины обычно не обнаруживается. Поздние вторичные чаще всего лишены огранки и ориентировки, имеют уплощенные формы, извилистые или угловатые очертания, когда на полированной поверхности препарата ясно виден след залеченной трещины. Включения, принадлежность которых к тому или дру-

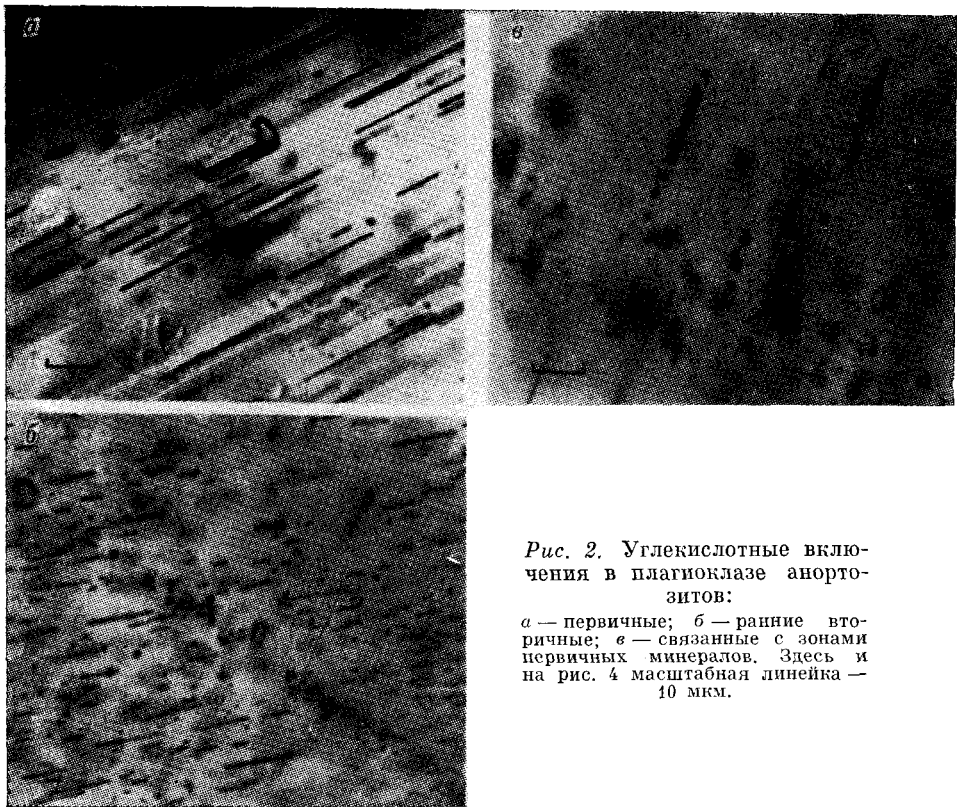


Рис. 2. Углекислотные включения в плагиоклазе анортозитов:

a — первичные; *b* — ранние вторичные; *v* — связанные с зонами первичных минералов. Здесь и на рис. 4 масштабная линейка — 10 мкм.

гсму типу вызывала сомнения, а также включения с признаками разгерметизации отнесены к неопределенному типу. В соответствии с принятой классификацией определялся относительный возраст генераций включений. Предполагается, что первичные включения несут информацию о начальных этапах кристаллизации анортозитовой магмы, т. е. об условиях образования плагиоклаза. Вторичные включения отражают эволюцию пород преимущественно после кристаллизации основного объема плагиоклаза, хотя не исключена возможность образования некоторых генераций ранних вторичных во время его роста.

Термобарогеохимия анортозитов. Флюидные включения обнаружены, главным образом, в анортозитах из геранской части Джугджурского массива. В анортозитах лантарской части встречено только несколько включений в обр. 1-75 из западной ее окраины, хотя по лантарской части изучено более 40 препаратов. Места отбора проб показаны на рис. 1.

Плагиоклаз неизменных анортозитов содержит первичные и вторичные включения, наполненные сжиженной (иногда с пузырьком газа) углекислотой. Иногда в них присутствуют анизотропные твердые фазы, которые образуют субизометричные или частично ограниченные обособления, занимающие от 10 до 50% объема вакуоли. В некоторых единичных включениях твердая фаза преобладает, а флюидная как бы «прилипает» к ней. Невыдержанность объемных отношений между флюидом и твердыми фазами не позволяет отнести последние к дочерним минералам. Скорее всего, это минералы-узники, захваченные совместно с порцией флюида.

Первичные флюидные включения представлены единичными, хорошо ограниченными и закономерно ориентированными образованиями размером от 5 до 27,5 мкм (рис. 2, *a*). Они не нарушают рисунок структур распада твердых растворов в плагиоклазе, иногда контактируя с пластинками ильменита. Углекислота в первичных включениях практически чистая, температура ее тройной точки колеблется от $-56,6$ до -58°C .

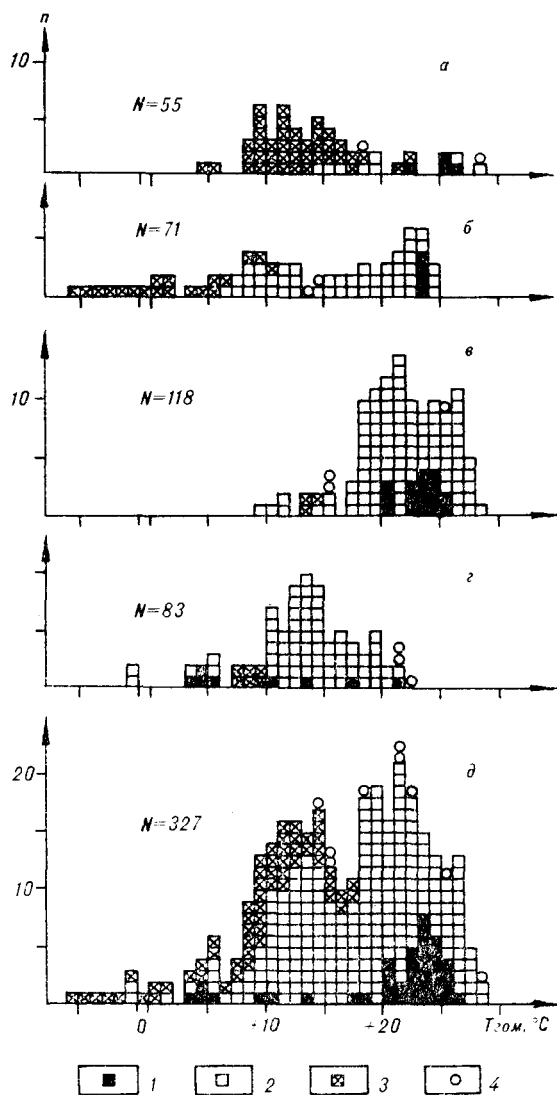


Рис. 3. Гистограммы температур гомогенизации углекислоты во включениях из плагиоклаза анортитов:

а — А-20-170; б — Г-50-350; в — Ч-975; г — группа Г-53 (см. рис. 1); д — сводная по всем образцам. Морфологические типы включений: 1 — первичные, 2 — ранние вторичные, 3 — поздние вторичные, 4 — неопределенные. Здесь и далее n — количество замеров.

Гомогенизация в жидкую фазу происходит при температурах от $+4$ до $+27$ °С. Водная фаза в них визуально не обнаружена, газогидраты при охлаждении не образуются, признаки разгерметизации отсутствуют.

Вдоль зон вторичных флюидных включений плагиоклаз обычно осветлен, лишен ильменитовых структур распада. Редкие случаи их сохранения относятся исключительно к зонам ранних вторичных включений (см. рис. 2, б). Сообщества поздних вторичных включений состоят из флюидных, комбинированных (флюид + твердая фаза) или тех и других, расположенных совместно. Для них характерны также включения, приуроченные к зонам развития вторичных минеральных агрегатов. Включения располагаются внутри зон или как бы венчают минеральные

фазы, внедряющиеся из области зоны в матрицу плагиоклаза, который вблизи таких зон всегда осветлен (см. рис. 2, в). Флюидная фаза вторичных включений представлена практически чистой углекислотой, оттаивающей в интервале $-56,6 \div -57$ °С. Лишь в 5 из 240 включений $T_{пл} \text{ CO}_2$ понижена до -58 °С. Общий интервал температур гомогенизации составляет $-6 \div +29$ °С. Вода во флюиде вторичных включений визуально не обнаружена, газогидраты при охлаждении не образуются.

Как видно из гистограммы (рис. 3, а — д), количества первичных, ранних вторичных, поздних вторичных и неопределенных включений относятся как 39 : 201 : 68 : 10, соответственно. Если синкристаллизационное происхождение первичных и, возможно, некоторых ранних вторичных включений не вызывает сомнений, то вопрос о природе поздних вторичных (в том числе связанных с зонами вторичных минералов) однозначно не решен. Действительно, поздние вторичные включения могут возникнуть как на заключительных этапах магматической кристаллизации, так и в результате наложенных процессов. Однако первый вариант нам представляется предпочтительнее, поскольку изученные образцы специально отбирались из неизмененных областей массива, а их детальное петрологическое изучение не обнаруживает следов наложенных изменений.

Рис. 4. Твердофазные включения в плагиоклазе анортозитов.

Кроме флюидных включений в плагиоклазе были также изучены специфические твердофазные включения, характерные практически для всех образцов (рис. 4). Как показали микронзондовые исследования (микронзонд «Самебах», Институт минералогии и петрологии Боннского университета, ФРГ, аналитик М. Шумахер), они состоят из двух твердых фаз — ортопироксена ($\text{SiO}_2 = 51$, $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}} = 27$, $\text{MgO} = 18$ мас.%) и ильменита ($\text{TiO}_2 = 49$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 4$, $\text{FeO} = 43$ мас.%), флюидная фаза отсутствует. Большинство этих включений по принятой морфологической классификации являются первичными и, судя по взаимоотношениям с ильменитовыми ламеллями, образовались до формирования структур распада в плагиоклазе. Назревание твердофазных включений приводит к появлению каемки расплава (980°C), растворению ильменита (1180°C) и полной гомогенизации (растворение ортопироксена) при $1200\text{--}1210^\circ\text{C}$. Петрологическая интерпретация полученной температурной оценки зависит от механизма образования изученных включений. В этом плане нам наиболее реальным представляется механизм захвата капелек ливвата, которые могут образовываться в приграничном слое вокруг кристаллизующегося плагиоклаза, или механизм жидкофазной экссолюции [16], имевшей место до распада твердых растворов. Механизм захвата в виде твердой фазы или в виде капелек материнского расплава противоречат ориентированность включений в минерале-хозяине, отсутствие усадочного пузырька или пузырька флюида, выдержанность объемных отношений фаз, сохранение объема включений после гомогенизации и ряд других фактов. Исходя из принятых механизмов, температура 1210°C может быть отнесена к высокотемпературному этапу кристаллизации плагиоклаза — позже начала кристаллизации, но раньше образования структур распада. Максимальные температуры начала кристаллизации по [12] составляют $1250\text{--}1300^\circ\text{C}$.

Как было сказано выше, наличие воды в структуре плагиоклаза свежих анортозитов контролировалось методом ИК-спектроскопии. Для этого выбирались отдельные крупные кристаллы плагиоклаза, дробились до пудры, из которой готовились препараты методом прессования с КВг и методом суспензии. Методом прессования было проанализировано 10 образцов, представляющих неизменные анортозиты как геранской, так и лантарской частей массива. Типичный спектр показан на рис. 5, а. Полос поглощения воды в области $3400\text{--}3600\text{ см}^{-1}$ не обнаружено, однако оставались сомнения, что в случае очень малых содержаний они маскируются пиками группы ОН, адсорбированной на порошке КВг. Поэтому для контроля две пробы были проанализированы методом суспензии. Порошок образца смешивался с этиловым спиртом и суспензия наносилась на окошко из КВг. После высухания спирта снимался спектр препарата. Предварительно снимался спектр чистого окошка. Результаты представлены на рис. 5, б. Как и методом прессования, структурной и абсорбционной воды в образцах не обнаружено.

Полученные данные говорят о том, что, если вода и присутствовала в первичной анортозитовой магме, то при кристаллизации плагиоклаза практически вся она оставалась в расплаве.



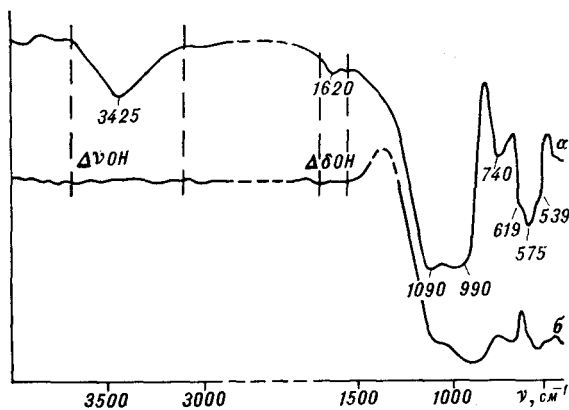


Рис. 5. Типичный ИК-спектр плагиоклаза неизмененного аортозита, полученный методом прессования (а) и суспензии (б), аналитик И. Г. Цой, ИТиГ ДВО РАН.

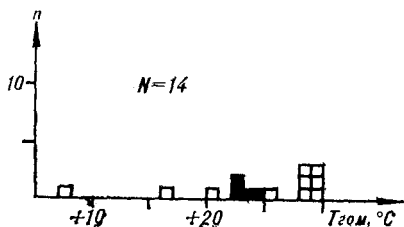
Термобарогеохимия апатит-титаномагнетитовых пегматитов. В изученном нами типичном образце пегматитов 7-74 можно выделить две генерации апатита. Первая (Ap_1) ассоциирует с титаномагнетитом и хлоритизированным пироксеном. Мелкие (1—3 мм) зерна Ap_1 насыщены разнообразными флюидными включениями. Наиболее ранние из них — первичные и вторичные включения углекислоты ($T_{пл} = -56,6 \div -58^\circ C$, $T_{гом} = +8 \div +30^\circ C$, рис. 6). При этом включения, по морфологическим признакам наиболее отвечающие первичным, гомогенизируются при $+23 \div +25^\circ C$. Более поздние генерации сложены первичными и вторичными включениями водно-солевых растворов с различным наполнением. Оттаивание их содержимого происходит в широком интервале температур от 0 до $-50^\circ C$. Иногда в них отмечается кристаллик твердой фазы. Встречены также три единичных, прекрасно ограненных однофазных включения, жидкость в которых оттаивала при $-12^\circ C$. После нескольких замораживаний одно из них превратилось в газовое, по-видимому, вследствие скрытой разгерметизации. Вполне вероятно, что подобный процесс, проходивший при замерзании породы в зимнее время, является причиной невыдержанности степени заполнения водосодержащих включений и появления в Ap_1 большого числа «пустых» включений, криометрия которых не дает никаких результатов. Эти наблюдения свидетельствуют в пользу того, что наиболее ранними в генерации водных являются единичные однофазные, а большинство газово-жидких и, по-видимому, все «пустые» представляют собой их декрепитогенные производные.

Образование однофазных водных включений в высокотемпературных пегматитах весьма проблематично. Вероятнее всего, классический вариант «захвата» здесь уступает место более экзотическим механизмам экссолюции или каким-либо другим, не связанным с консервацией порций минералообразующей среды. Следует отметить, что первичный апатит рудных пегматитов по плотности углекислотных включений сходен с плагиоклазом аортозитов, но принципиально отличается от него наличием водосодержащих включений.

Апатит второй генерации (Ap_2) образует крупные идиоморфные кристаллы. Включений в нем значительно меньше, чем в Ap_1 . Они представлены преимущественно первичными и вторичными включениями водных растворов с $T_{отт} = +5 \div -32^\circ C$. Обнаружено лишь одно водно-углекислотное включение с количеством $ЖCO_2$ не более 10% объема при $+25^\circ C$. Наполнение водных включений самое разное — от водных однофазных до «пустых». Однофазные включения, как и в Ap_1 , очень легко подвергаются криогенной декрепитации, поэтому создается впечатление, что газово-жидкие и «пустые» включения являются продуктами их частичной или полной разгерметизации. Включений раскристаллизованных расплавов в минералах пегматитов не обнаружено.

Термобарогеохимия вмещающих гранулитов. Для сравнения условий образования аортозитов и вмещающих их гранулитов требовались образцы, в наименьшей степени подвергнувшиеся как влиянию аортози-

Рис. 6. Гистограмма замеров температур гомогенизации углекислотных включений в анатите аортозит-пегматита 7-74.



товой интрузии, так и более поздним наложенным процессам. Этим требованиям удовлетворяют образцы 27-74 и 27а-74 из бассейна р. Джангин, представляющие собой лейкократовые гранулиты с розовыми порфиробластами граната, лентовидными выделениями голубоватого кварца и полевого шпата, небольшой примесью графита. С ними ассоциируют биотит-роговообманково-двунироксеновые сланцы.

В кварце этих пород преобладают включения сжиженной углекислоты, иногда с мелкими кристалликами анизотропных твердых фаз [3]. Судя по температурам оттаивания (от $-54,5$ до $-57,5$ °C), углекислота во включениях довольно чистая. Температуры гомогенизации CO_2 колеблются в интервале от -26 до $+1$ °C (рис. 7), причем замеры по первичным и ранним вторичным включениям преимущественно группируются в интервале от -26 до -15 °C, а замеры по поздним вторичным — в интервале от -17 до $+1$ °C. Таким образом, включения из кварца вмещающих гранулитов отличаются от включений из плагиоклазов аортозитов значительно более низкими температурами гомогенизации углекислоты и понижением плотности CO_2 от ранних включений к поздним.

Обсуждение результатов. Термометрия твердофазных включений в плагиоклазах неизмененных аортозитов показывает, что температура ранних этапов их кристаллизации составляла не менее 1240 °C. Эта оценка справедлива независимо от принятых механизмов образования таких включений. Максимальные оценки достигают 1300 °C. Зная температуру, по включениям углекислоты из тех же плагиоклазов можно рассчитать давления кристаллизации [5, 15]. Точность таких расчетов ограничивается невозможностью точно определить временные соотношения между установлением фазового равновесия между минералами (минералотермометрические оценки), кристаллизацией твердофазных включений и формированием определенных генераций углекислотных включений. Поэтому в таблице показаны два варианта расчетов.

Анализ гистограммы на рис. 3 показывает, что плотность углекислоты во включениях из плагиоклаза аортозитов возрастает от ранних генераций к поздним. В этом случае давление начала кристаллизации плагиоклаза следует рассчитывать по наименее плотным первичным включениям, используя максимальные оценки температур. Из таблицы видно, что полученные таким образом значения давлений начала кристаллизации варьируют в интервале 4—5 кбар. Нам представляется, что эти вариации могут быть связаны с условиями эродированности массива. Так, при общем наклоне плитообразного тела массива к северу, в его

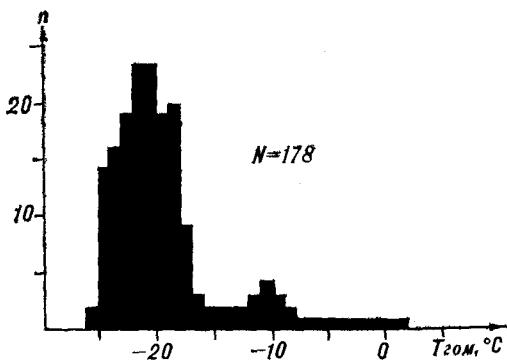


Рис. 7. Гистограмма замеров температур гомогенизации углекислотных включений в кварце вмещающих гранулитов обр. 27-74, 27а-74.

Характеристика углекислотных включений в минералах пород геранской части Джугджурского анортозитового массива и рассчитанные по ним давления

Номер образца, минерал	Номер генерации включений	ρ_{CO_2} , г/см ³	Расчетная T , °C	Расчитанное P , кбар
1. А-20-170, плагиоклаз	1	0,73—0,66	1300	4,8—4,0(н)
	2	0,82—0,62	1200	4,5—3,7
	3	0,89—0,73	700	4,2—2,8(к)
2. Г-50-350, плагиоклаз	1	0,78—0,70	1300	5,5—4,5(н)
	2	0,88—0,70	1200	5,2—4,2
	3	0,96—0,85	700	5,2—3,9(к)
3. Ч-925, плагиоклаз	1	0,76—0,68	1300	5,2—4,2(н)
	2	0,86—0,62	1200	4,8—3,9
	3	0,83—0,82	700	3,6(к)
4. Группа Г-53, плагиоклаз	1	0,90—0,75	1300	7,0—5,0(н)
	2	0,93—0,75	1200	6,6—4,7
	3	0,87—0,86	700	4,0(к)
5. 7-74, апатит	1	0,73—0,70	1000	3,5—3,7
			900	3,2—3,4
6. 27,27а-74, кварц	1	1,06—0,91	1100	6,8—8,6 (до 9.4 по [22])

Примечание. Наименования пород: 1—4 — анортозиты; 5 — анортозит-пегматит; 6 — гранулит. 1—3 — номера генераций включений в соответствии с рис. 3. Индексом «н» отмечены наиболее вероятные значения давления начала, а «к» — конца кристаллизации анортозитов.

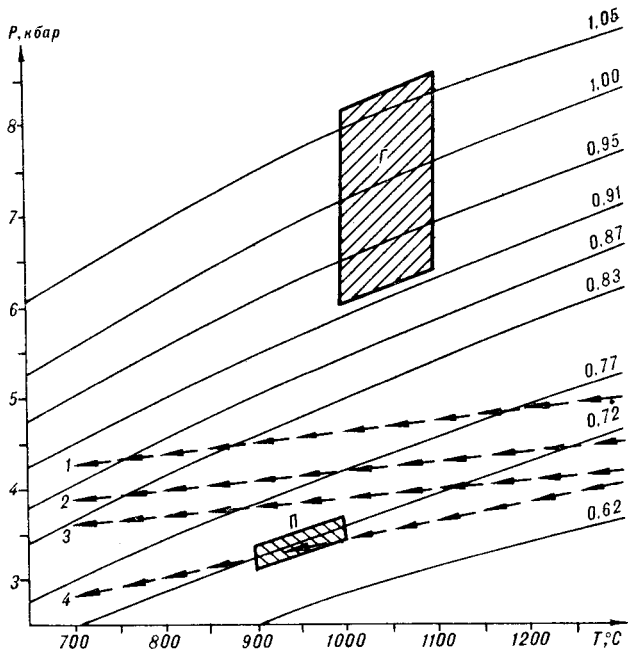
южных областях на поверхность выходят более глубинные горизонты. Поэтому, например, разница в давлениях кристаллизации образцов А-20-170 и Г-50-350 (точки 1 и 2 на рис. 1) составляет 0,5 кбар.

На более глубокий срез лантарской части указывают крайне малочисленные находки флюидных включений. Как уже упоминалось, несколько включений CO_2 обнаружены лишь в обр. 1-75 (точка 7 на рис. 1) из западной ее окраины, где обнажаются выходы пород верхних частей разреза. При температуре 1300 °C в них развиваются давления до 5,5 кбар. Однако, малое число замеров и неясности в отнесении этих включений к определенному морфологическому типу (единичны и ограничены, но расположены вблизи зон вторичных изменений по микротрещинам) снижают достоверность этой оценки. По-видимому, вследствие повышенного давления углекислотная дегазация анортозитовой магмы (т. е. выделение CO_2 в качестве отдельной фазы) здесь проявилась крайне незначительно, а в пределах наиболее глубинной ($P > 5,5$ кбар) восточной окраины лантарской части совсем не имела места. В этом случае T — P -рубеж углекислотной дегазации анортозитовой магмы в пределах Джугджурского массива можно оценить в 1300 °C и 5,5 кбар. Тогда концентрация углекислоты в магме к началу ее дегазации (т. е. содержание CO_2 в родоначальном расплаве) может быть рассчитана по уравнению: $m_{\text{CO}_2}^p = Km_{\text{CO}_2}^n$ ($p = \text{const}$), где $m_{\text{CO}_2}^p$ (мас. %) — содержания CO_2 в расплаве и паре соответственно, а K — константа, которая при 5 кбар и 1200 °C для базальтоидного расплава оценивается в $8 \cdot 10^{-3}$ [7]. Поскольку $m_{\text{CO}_2}^n$ в нашем случае равна 100% (углекислота во включениях практически чистая), то концентрация ее в расплаве будет не менее 0,8 мас. %. Вероятно, растворимость CO_2 в базальтовом расплаве при 1300 °C будет несколько выше.

Самые поздние генерации углекислотных включений сингенетичны зонам аутометасоматических изменений плагиоклаза, в которых присутствуют серицит, мусковит, возможно, эпидот. В относительно крупных

Рис. 8. $T - P$ -условия образования пород Джугджурского гранулит-анортозитового комплекса на $T - P - \rho$ диаграмме CO_2 .

Стрелки показывают направление $T - P$ -тендов остывания анортозитов: 1 — группа Г-53 (см. рис. 1); 2 — Г-50-350; 3 — Ч-975; 4 — А-20-170. П — поле кристаллизации анортозит-пегматитов. Г — поле условий гранулитового метаморфизма вмещающих пород.



зонах отмечен мусковит, имеющий местами буроватый оттенок и плеохроизм. Температурный интервал существования этих минералов достаточно широк и скоррелировать его с образованием флюидных включений полностью невозможно. Однако, приняв за верхний предел дегидратации мусковита 700°C [6], получим, что минимальным плотностям наиболее ранних в генерации 3 (см. рис. 3, таблицу) углекислотных включений соответствуют давления 2,8 кбар (А-20-170); 3,9 кбар (Г-50-350); 3,6 кбар (Ч-975) и 4,0 кбар (группа Г-53). Безусловно, достоверность полученных оценок невелика, но по ним можно наметить общее направление $T - P$ -тренда эволюции анортозитов геранской части (рис. 8). Из рисунков видно, что все полученные тренды субпараллельны и пересекают изоденсы CO_2 в сторону увеличения плотности. Это говорит о более быстром падении температуры, чем давления, при остывании массива, а также об одинаковом характере $T - P$ -эволюции различных частей массива, барические характеристики которых в настоящее время зависят лишь от глубины эрозионного среза.

По флюидным включениям невозможно определить полный спектр флюидных компонентов, присутствовавших в первичной анортозитовой магме. Их растворимость в последней различна и выделение в качестве отдельной фазы, необходимое для образования включений «захвата», происходит на разных стадиях становления интрузива. Эту задачу можно было бы решить, изучив флюидные включения в минералах собственно анортозитов и всех последующих более низкотемпературных дериватов магмы, а также определив состав газов, выделившихся при посткристаллизационной дегазации. Кроме того, эта картина должна быть дополнена газами, вошедшими в состав минералов как на структурном, так и на стехиометрическом уровне. Однако ряд выводов можно сделать и из полученного материала.

Первым флюидным компонентом, выделившимся в отдельную фазу при кристаллизации анортозитов, явилась углекислота, что согласуется с данными по ее наименьшей растворимости в базальтовых расплавах [24]. Более высокой растворимостью обладают CH_4 , N_2 , CO , однако эти газы не были обнаружены ни в виде самостоятельных включений, ни в качестве примесей к CO_2 (в пределах чувствительности криометрического метода). Наиболее растворимая в магматических расплавах вода входит в состав завершающих кристаллизацию минералов и образует в

них включения. В плагиоклазе же анортозитов вода отсутствует как в виде включений, так и в структуре минерала.

В то же время в ряде образцов отмечены мелкие листочки биотита, заключенные в плагиоклазовую матрицу, а вторичные (автометасоматические) изменения плагиоклаза приводят к возникновению ОН-содержащих минералов. Водно-солевой раствор обнаружен во включениях в апатите из анортозит-пегматитов. Эти данные говорят о том, что некоторое количество воды все же присутствовало в первичной анортозитовой магме или образовалось в процессе окисления на заключительных этапах становления массива. Судя по составу пегматитов, образующий их расплав являлся также концентратором P_2O_5 , F, Cl и щелочей. Обогащенностью пегматитового расплава летучими, которые при его кристаллизации дегазировали во вмещающие анортозиты, хорошо объясняется образование на контакте между ними графических структур, являющихся результатом высокотемпературной перекристаллизации при обилии летучих.

Присутствие в раннем апатите пегматитов углекислотных и водно-углекислотных включений говорит о том, что на этапе кристаллизации раннего апатита характер дегазации менялся с углекислотного на водный. Такое направление изменения дегазации следует из того, что чисто углекислотные включения являются первичными и ранними вторичными и встречены только в Ap_1 , в то время как водно-солевые включения в Ap_1 образуют преимущественно поздние генерации, а в Ap_2 — полностью доминируют. Отметим, что смена характера дегазации кристаллизующегося расплава с углекислотного на водный предполагает появление воды в качестве свободной фазы. По-видимому, именно этот процесс вызвал перекристаллизацию апатита (появление Ap_2) и хлоритизацию пироксена в пегматитах. В то же время стало возможным формирование в апатите водно-солевых включений путем «захвата». Таким образом, в апатите пегматитов можно предполагать наличие водно-солевых включений, образовавшихся как путем экссолуции (первичные однофазовые в Ap_1), так и путем «захвата» (газово-жидкие включения в Ap_2).

Включения CO_2 в раннем апатите несут информацию о начале кристаллизации пегматитов, т. е. о $T-P$ -условиях Ap_1 в ассоциации с пироксеном. Температура этого процесса оценена в $1000-900^\circ C$ [17]. При такой температуре в первичных углекислотных включениях развивается давление 3,2—3,7 кбар, что несколько ниже максимальных оценок давления кристаллизации анортозитов. Однако на рис. 8 видно, что $T-P$ -область кристаллизации пегматитов пересекается $T-P$ -трендом анортозита А-20-170, вблизи которого залегает опробованное пегматитовое тело, что подтверждает их генетическое родство.

Как уже отмечалось, включения в кварце из гранулитов р. Джанги, не испытывавших петрологически диагностируемого воздействия со стороны анортозитов, содержат плотную, практически чистую углекислоту. При максимальных температурах метаморфизма $1000-1100^\circ C$ в них развиваются давления от 6 до 8,6 кбар (по диаграмме состояния CO_2 из [21] — до 9,4 кбар). Эти значения существенно выше, чем давление кристаллизации анортозитов (см. рис. 8), что говорит о внедрении анортозитов не только после кульминации гранулитового метаморфизма, но и тогда, когда гранулиты уже были выведены на более высокий гипсометрический уровень. Расчеты глубинности этих событий при литостатическом градиенте 3 кбар на 10 км показывают значения 30 км для пика метаморфизма и 15 км на момент внедрения (и начала кристаллизации) анортозитов. Таким образом, ко времени внедрения анортозитов гранулиты были перемещены с максимальной глубины своего формирования на 15 км вверх. В то же время известно, что для кристаллизации анортозитов необходимо длительное сохранение высоких температур на уровне ливидуса плагиоклаза. Это условие может быть выполнено в статическом (задержка или окончание воздымания, геотерми-

ческое равновесие в условиях стабильно высокого теплового потока) либо в динамическом (продолжающийся подъем с воздыманием геотерм в условиях увеличивающегося теплового потока) режиме. Судя по тому, что постмагматическая эволюция анортозитов шла со снижением давления (характерный наклон $T-P$ -трепдов, более низкие давления кристаллизации пегматитов относительно анортозитов), предпочтительнее нам представляется вариант воздымания, не исключающий кратковременные задержки.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Анортозиты Земли и Луны.*— М.: Наука, 1984.
2. *Баженова Г. Н.* Состав газовой-жидких включений в анортозитах и ассоциирующих с ними чарнокитах Каларского массива, как показатель условий метаморфизма // Докл. АН СССР.— 1972.— Т. 205, № 1.— С. 198—200.
3. *Бердников Н. В.* Термобарогеохимия докембрийских метаморфических комплексов Дальнего Востока.— М.: Наука, 1987.
4. *Богданова Н. Г.* Строение Геранского анортозитового массива (Алданский щит Становой хребет) // Анортозиты Земли и Луны.— М.: Наука, 1984.— С. 112—148.
5. *Варгафтик И. Б.* Справочник по физическим свойствам газов и жидкостей.— М.: Наука, 1972.
6. *Годовиков А. А.* Минералогия.— М.: Недра, 1983.
7. *Кадик А. А.* Влияние дегазации основных магм на режим воды и углекислоты в коре и верхней мантии // Геодинамические исследования. № 3.— М.: Наука, 1975.— С. 67—87.
8. *Карсаков Л. П.* Глубинные гранулиты.— М.: Наука, 1978.
9. *Карсаков Л. П., Шульдинер В. И., Ленников А. М.* Гранулитовый комплекс восточной части Становой складчатой области и чогарская фация глубинности // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1975.— № 5.— С. 47—60.
10. *Карсаков Л. П., Ленников А. М., Натарева Э. С.* Новые данные о строении, составе и рудоносности Джугджурского анортозитового массива. // Докл. АН СССР.— 1977.— Т. 232, № 2.— С. 436—439
11. *Лебедев А. П., Павлов Н. В.* Джугджурский анортозитовый массив.— М.: Изд-во АН СССР, 1957.
12. *Ленников А. М.* Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления.— М.: Наука, 1979.
13. *Ленников А. М., Моисеенко В. Г., Малахов В. В.* Газовая фаза плагиоклазов Джугджурских анортозитов // Докл. АН СССР.— 1978.— Т. 238, № 3.— С. 684—686.
14. *Ленников А. М., Коновалова Н. П.* Газовая фаза плагиоклазов южноалданских метаанортозитов // Докл. АН СССР.— 1986.— Т. 288, № 1.— С. 210—213.
15. *Мельник Ю. П.* Термодинамические свойства газов в условиях глубинного петрогенезиса.— Киев: Наук. думка, 1978.
16. *Реддер Э.* Флюидные включения в минералах. Т. I.— М.: Мир, 1987.
17. *Соляник А. Н.* Петрология рудоносных (Fe—Ti—P) габброидов анортозит-мангритовых ассоциаций Джугджуро-Становой области: Автореф. канд. дис.— Владивосток, 1991.
18. *Суханов М. К., Журавлев Д. З.* Sm—Nd-датирование докембрийских анортозитов Джугджура // Докл. АН СССР.— 1989.— Т. 304, № 4.— С. 964—968.
19. *Тохиленко А. А., Чупин В. П.* Термобарогеохимия метаморфических комплексов.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1983.
20. *Флюидный режим метаморфизма.*— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1980.
21. *Шмулович К. И., Терещенко Е. Н.* Уравнение состояния и изохоры неполярных газов до 2000 К и 10 ГПа // Геохимия.— 1982.— № 11.— С. 1598—1614.
22. *Green T. H.* High-pressure experimental studies on the origin of anorthosite // *Canad. J. Earth Sci.*— 1969.— V. 6 N 3.— P. 371—406.
23. *Holloway J. R., Burnham C. W.* Melting of basalts with equilibrium water pressure less than total pressure // *J. Petrol.*— 1972.— V. 13, pt. 1.— P. 1—29.
24. *Holloway J. R., Jakobsson S.* Volatile solubilities in magmas: transport of volatiles from mantles to planet surfaces // *J. Geoph. Res.*— 1986.— B 91, N 4.— P. 505—508.
25. *Wells P. R. A.* Pyroxene thermometry in simple and complex systems // *Contrib. Mineral. and Petrol.*— 1977.— V. 62, N 2.— P. 129—139.
26. *Wood J. S., Banno S.* Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // *Ibid.*— 1973.— V. 42, N 2.— P. 751—761.

ИТИГ ДВО РАН
Хабаровск
ДВИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
11 декабря 1991 г.

РАЗМЫШЛЕНИЯ О СОСТОЯНИИ, ПЕРСПЕКТИВАХ РАЗВИТИЯ И АКТУАЛЬНЫХ ПРОБЛЕМАХ СТРАТИГРАФИИ

Развитие любой науки происходит не в вакууме, а в конкретных социально-экономических условиях. Соответственно, оно определяется не только (и подчас не столько) логикой познавательного процесса, состоянием эмпирической базы и теоретическим потенциалом данной дисциплины в каждый конкретный момент, но и теми требованиями, которые предъявляет общество к ее прагматическим результатам, с одной стороны, и теми материально-техническими возможностями и финансовыми ресурсами, которые предоставляются ученым для решения как фундаментальных проблем, так и прикладных задач,— с другой. При этом немаловажно, что размер средств, выделяемых для поддержания и развития той или иной науки, определяется не ее запросами, а, в основном, качеством менталитета (уровнем некомпетентности) власть предержащих чиновников. Поэтому, обращаясь в очередной раз (в связи с созданием Российской академии наук и формированием планов ее научно-исследовательских работ) к вопросу о состоянии и перспективах развития такой фундаментальной геологической дисциплины как стратиграфия, целесообразно попытаться разграничить те принципиальные проблемы, которые сейчас встают перед ней и отражают динамику ее внутреннего, автономного развития как особой отрасли человеческого знания, и те задачи, которые могут быть (при выполнении определенных условий) решены в конкретных социально-экономических условиях нашего сегодняшнего бытия.

I

Как известно, уровень развития стратиграфии не только всегда определял и определяет общую культуру геологических исследований, но и стимулирует прогресс во всех остальных геологических дисциплинах. Достаточно напомнить в этой связи, что в основе всех тектонических построений лежат стратиграфические материалы. Выявленные соотношения между стратифицированными и интрузивными образованиями позволили сформулировать и развить концепцию разновозрастных магматических формаций и циклов; анализ возрастной локализации месторождений различного типа и генезиса дал возможность ввести в научный обиход понятие о металлогенических эпохах и провинциях; данные о пространственно-временном распределении осадочных формаций служат основой прогнозно-перспективных оценок отдельных территорий (палеобассейнов) и широко используются при поисковых и разведочных работах на различные виды седиментогенных минерально-сырьевых и топливно-энергетических (в первую очередь уголь, нефть, газ) ресурсов и т. д. Как подчеркивал Б. С. Соколов [17, 18], развитие стратиграфо-палеонтологических исследований в нашей стране всегда было неразрывно связано с обеспечением индустрии топливно-энергетической и минерально-сырьевой базой. Однако такая тесная увязка фундаментальных исследований с решением сугубо прагматических задач имела как положительные, так и отрицательные стороны, причем последние оказывали решающее влияние на развитие стратиграфо-палеонтологических исследований в течение последних 20 лет.

Действительно, основным заказчиком и потребителем результатов стратиграфо-палеонтологических исследований всегда являлось и является Государственное геологическое картование (ГГК), без которого

немыслимы ни научно обоснованные прогнозно-перспективные оценки отдельных территорий, ни поисковые, ни разведочные работы на любые виды полезных ископаемых. Во всех странах геологическое картирование является прерогативой государственной службы, тогда как поиски, разведка и добыча полезных ископаемых относятся к компетенции частных горно-добывающих компаний. Получение объективной информации о строении, истории развития и минерально-сырьевом потенциале территории государства финансируется правительством, тогда как поиски, оценка запасов и добыча полезных ископаемых оплачивается частным капиталом. При этом такие фундаментальные исследования, как стратиграфо-палеонтологические, получают финансовую поддержку не только со стороны государственной геологической службы и частных компаний, но и от национальных научных фондов.

Принципиально иная организация геологической службы сложилась в нашем государстве, поскольку в задачу ее входит не только (и не столько) накопление информации о геологическом строении и минерально-сырьевом потенциале страны, но и оценка (т. е. поиски и разведка) ресурсов каждого конкретного региона. При этом в последние годы наметилась чрезвычайно опасная тенденция подчинить геологической службе также и добычу полезных ископаемых. В условиях необходимости широкого использования при поисках и разведке бурения и средней стоимости одной скважины 3—5 млн руб. (в ценах 1990 г.) львиная доля (до 95 %) отпускаемых государственных средств тратится на эти работы, а не на прикладные (и, тем более, фундаментальные) научные исследования. Достаточно сказать в этой связи, что при вложении в 1991 г. на геологические исследования 1 км² примерно 500 руб затраты на стратиграфо-палеонтологические работы в среднем по России составляли 0,4 руб/км², а по Дальнему Востоку — 18 коп/км² (для сравнения — в США они составляют 21 дол./км²).

Подъем стратиграфо-палеонтологических исследований относится к середине 50-х гг. и был связан с развертыванием в нашей стране программы ГГК-200. Это время ознаменовалось притоком в стратиграфическую службу отряда специалистов, составляющих сейчас более 55 % всего корпуса профессиональных стратиграфов России и, увы, либо находящихся на грани пенсионного возраста, либо уже перешагнувших его рубеж. Приход большого числа специалистов, обладавших к тому же как минимум 3—5-летним стажем практической геолого-съёмочной работы, позволил уже к середине 60-х гг. получить обширный материал по региональной стратиграфии, биостратиграфии, палеогеографии, истории развития как отдельных регионов, так и всей территории России. У руководства тогдашнего Мингео СССР и АН СССР это создало иллюзию завершенности исследований по данной тематике. С переводом ГГК-200 «на поток» геолого-съёмочные работы были переориентированы с получения полной, всесторонней геологической информации на поиски лишь какого-либо одного, профилирующего для данного региона вида минерального сырья, а не всего комплекса полезных ископаемых. Одновременно со свертыванием стратиграфо-палеонтологических исследований в подразделениях Мингео СССР резко сократился прием студентов и Минвуз СССР предпринял попытку закрыть ряд готовивших стратиграфов и палеонтологов кафедр даже в таких исторически сложившихся центрах по подготовке специалистов данного профиля как ЛГУ. Параллельно с падением престижа стратиграфо-палеонтологических исследований начался отток специалистов из региональных стратиграфических подразделений, переход их на другую (не только геологическую) тематику.

В итоге к началу 1991 г. в стратиграфо-палеонтологической службе страны сложилась поистине драматическая ситуация, которая особенно ясно выступает при анализе ее возрастной структуры (см. таблицу). Первое, что бросается в глаза, это не компенсируемое поступлением молодых специалистов естественное старение кадров, приводящее к неуклонному снижению их среднего профессионального уровня. Осо-

**Возрастная структура корпуса стратиграфов-палеонтологов России и Дальнего Востока
(по данным ВПО [2, 3])**

Ведомство	Уровень квалификации	Количество сотрудников по возрастам					Всего сотрудников		
		Моложе 35 лет	35—50 лет	50—60 лет	60—70 лет	Старше 70 лет	Без пенсионеров	Количество	%
<i>Россия в целом</i>									
РАН	б. с.	46	48	15	4	1		328	29
	к. н.	5	31	64	44	13	237		
	д. н.	—	—	28	17	12			
Геолком	б. с.	67	154	121	52	9		646	56
	к. н.	2	14	88	71	22	452		
	д. н.	—	—	7	14	25			
Высшая школа	б. с.	21	18	20	6	—		158	15
	к. н.	1	10	25	21	10	103		
	д. н.	—	1	7	9	9			
Итого	б. с.	134	220	156	62	10		1132	100
	к. н.	8	55	177	136	45	793		
	д. н.	—	1	42	40	46			
<i>Дальний Восток</i>									
ДВО РАН	б. с.	3	10	2	—	—		58	49
	к. н.	1	10	15	6	2	48		
	д. н.	—	—	7	1	1			
ПГО	б. с.	10	23	15	1	1		61	51
	к. н.	—	5	3	2	—	56		
	д. н.	—	—	—	1	—			
Итого	б. с.	13	33	17	1	1		119	100
	к. н.	1	15	18	8	2	104		
	д. н.	—	—	7	2	1			

Примечание. б. с. — без степени, к. н. — кандидаты наук, д. н. — доктора наук.

бенно тревожным в этом плане выглядит вынужденный отказ от активной деятельности примерно 70 % докторов и до 50 % кандидатов наук, которых неизбежно влечет за собой нарушение преемственности в развитии научных школ и направлений, если не их полное исчезновение. Весьма тревожным является также незначительный резерв для подготовки специалистов средней и высшей квалификации, что вызвано по меньшей мере тремя причинами. Первая из них заключается в совершенно недостаточном внимании к подготовке специалистов соответствующего профиля: ежегодно у нас заканчивает вузы 25—30 стратиграфов и палеонтологов (в США — 200—250) и защищает диссертации не более 25 ученых (в США — 60). Другой причиной является объективная специфика стратиграфо-палеонтологических исследований, требующих не только достаточно длительного (3—5 лет) времени для сбора и обработки оригинального фактического материала, но и знакомства с обширной мировой литературой, музейными коллекциями и т. п. В нормальных условиях подготовка специалиста средней квалификации занимает 7—10 лет, однако у нас она удлиняется по меньшей мере вдвое из-за скудности ассигнований на полевые работы, примитивной лабораторно-технической базы, сложностей получения необходимой научной информации и т. п. Наконец, третьей причиной является четко наметившийся в последние два года исход наиболее активных молодых специалистов низшей и даже средней квалификации в коммерческие структуры, вызванный унизительно низкой оплатой труда научных сотрудников, обрекающей их на нищенское существование.

Сложившаяся в нашей стране ситуация со стратиграфо-палеонтологической службой не может не вызывать тревоги, особенно в связи с намечаемой реализацией программы ГГК-50. В рамках последней на «выходе» соответствующих исследований предполагается получение информации о металлогенических факторах первого (стратиграфических и литолого-фациальных) и второго (палеогеографических) рода. Решение этих задач требует организации исследований, нацеленных на комплексное изучение региостратонов, позволяющее охарактеризовать не только их возраст, состав и строение, но также литогенетические, геохимические и петрофизические свойства слагающих их пород, закономерности пространственно-временных изменений этих параметров и т. д. Иными словами, речь идет об историко-геологических реконструкциях, синтезирующих данные не только традиционной биостратиграфии, но также седиментологии, геохимии, петрофизики, позволяющих воссоздавать картину пространственно-временной локализации палеоэкосистем различного типа и эволюцию палеобассейнов седиментации.

Подчеркну, что именно историко-геологические, палеоэкосистемные реконструкции, получаемые в результате комплексных стратиграфических исследований, определяют не только их прагматическое, но и фундаментальное значение. Действительно, в последние годы человечество все чаще сталкивается с нарушениями экологической обстановки не только в локальном, но и в глобальном масштабе. Возникает необходимость научного прогноза, связанного с «проигрыванием» возможных сценариев развития биосферы под влиянием различных факторов. При этом встает проблема выявления закономерностей автономного развития биосферы как результата взаимодействия гидро-, атмо- и литосферы Земли в меняющихся условиях ее существования как космического тела. Срок существования *Homo sapiens* как одного из биологических видов недостаточен, чтобы использовать для этого накопленные (и частично утраченные в результате традиционного для человечества варварского отношения к историческим, культурным и научным памятникам) за его историю эмпирические данные. Необходимая для прогнозов такого типа информация заключена в геологической летописи и расшифровать ее, выявить пространственно-временные закономерности циклически необратимого развития палеобиосферы может только стратиграфия.

Наивно полагать, что 800 российских стратиграфов, обслуживающих территорию в 25478,4 тыс. км², способны решить упомянутые выше проблемы. Действительно, средняя нагрузка на одного специалиста в мире колеблется от 2 до 5 тыс. км², тогда как в России она в среднем превосходит 32 000 км², достигая в отдельных регионах 63 000 км² (Дальний Восток) и даже 100 000 км² (Якутия). И это при том, что на содержание одного специалиста в Российской академии наук тратится около 6,1 тыс. руб. (в ценах 1990 г.), тогда как в США — свыше 33 тыс. долларов. Однако дело не только в катастрофической нехватке кадров, дефицит которых составляет по России как минимум 5000 человек, и мизерности выделяемых государством ассигнований.

Современный мировой уровень развития стратиграфических исследований обеспечивается широким использованием, с одной стороны, высокоточной и производительной, частично или полностью автоматизированной аналитической аппаратуры, а с другой, — компьютерной техники. Последняя оказывает неопределимую помощь в формировании банков данных, необходимых как для выполнения массовых палеонтологических определений, так и для комплексного (палеоэкосистемного) и целевого (например, геохимического) моделирования структуры и истории развития палеобассейнов седиментации. Систематизация данных, получаемых при обычных стратиграфических исследованиях и проведении буровых работ, и формирование банков комплексной (биостратиграфической, седиментологической, геохимической, геофизической) информации начались в западных странах уже в середине 60-х годов. Параллельно велась разработка программного обеспечения для решения стандартных задач по

реконструкции обстановок осадконакопления, стимулировавшая развитие исследований в области микрофациального анализа, геохимии осадочных образований, сейсмостратиграфии. Сравнительно недавно начались работы по созданию программного обеспечения стандартных палеонтологических работ, в основу которых положен принцип дихотомирующих признаков, широко использовавшийся нашими учеными еще в конце 40-х — начале 50-х годов при составлении определителей для различных групп фауны.

Техническое вооружение стратиграфо-палеонтологической службы России таково, что говорить о внедрении в практику повседневных исследований комплексных методов, требуемых инструкциями по ГКК-50 и отвечающих мировому стандарту стратиграфических исследований, не приходится. Между тем, фундаментальные теоретические основы, программа и задачи комплексных стратиграфо-седиментологических (палео-экосистемных) исследований были сформулированы еще в 30-е годы именно нашими учеными — Р. Ф. Геккером и Б. П. Марковским. Однако выполненные позднее отдельные блестящие работы Ю. Б. Гладенкова, Д. Л. Калыо, В. А. Красилова, В. С. Сорокина, Ю. И. Тесакова и некоторых других имеют лишь опытно-методическое значение и не могут быть внедрены в практику в нашей стране, хотя и служат эталонными образцами для иностранных коллег.

Особую тревогу вызывает практически полное отсутствие в региональных производственных и научных стратиграфо-палеонтологических подразделениях компьютерной техники. Прежде всего, это препятствует созданию банков данных, без которых невозможны никакие действительно полноценные историко-геологические и целевые реконструкции. Из-за того, что в России до сих пор не налажена служба по оперативному сбору, хранению и обработке информации, огромная ее часть либо не используется, либо просто утрачивается. Известно, например, что до 70 % керна буровых скважин теряется из-за отсутствия условий для его хранения и соответственно до 70 % миллиардных ассигнований, выделяемых на параметрическое, поисковое и опорное бурение, буквально закапываются в землю, не давая никакой научной отдачи. Необеспеченность специалистов персональными ЭВМ в условиях лавинообразно нарастающего выключения их из активной деятельности создает реальную угрозу утраты не только большей части накопленной ими информации, но и многолетних интеллектуальных наработок, нереализованных из-за сложности публикации научных трудов вследствие безобразного состояния нашей полиграфической базы. Невозможность фиксации этих материалов для передачи их будущим поколениям исследователей может существенно подорвать потенциал российской стратиграфической школы, имевшей всегда высокий авторитет в мировой науке.

Такова общая удручающая картина современного состояния стратиграфо-палеонтологической службы России, объективно находящейся на грани физического исчезновения. В условиях переживаемого нашей страной глубочайшего экономического кризиса вряд ли можно надеяться на кардинальное изменение сложившейся ситуации в ближайшие 3—5 лет. Однако следует помнить, что к этому времени из активной деятельности будет выключено более двух третей современного корпуса специалистов и нам, подобно слаборазвитым странам третьего мира, придется приглашать для выполнения соответствующих исследований иностранных ученых. Не вызывает сомнений, что процесс изучения и освоения минерально-сырьевых ресурсов России в конечном итоге приведет к осознанию необходимости реанимации ее стратиграфо-палеонтологической службы, но следует отдавать себе отчет и в том, что для этого потребуется не менее 10—15 лет. Думается, что в современных условиях наиболее реалистичной была бы программа своего рода «инвентаризации» не только накопленной базы эмпирических данных, но и теоретико-познавательной структуры и аппарата стратиграфии. Ниже я попытаюсь наметить основные контуры и определить наиболее актуальные задачи такой программы.

Стратиграфия относится к разряду фундаментальных геологических дисциплин и среди них обладает, на первый взгляд, наиболее разработанным теоретико-познавательным аппаратом, который объединяет свыше 30 положений, претендующих на статус принципов, законов или правил. Однако внимательное знакомство с методологическими, логическими и операциональными аспектами общей стратиграфии не оставляет сомнений в ее теоретической неразвитости [9]. Действительно, до сих пор не существует общепринятого определения самого содержания стратиграфии, нет единого понимания цели и задач стратиграфических исследований, и даже их предмета [5]. Поражает противоречивость логико-методологических предпосылок и теоретических обоснований операциональных методик решения частных вопросов [11]. Удручающее впечатление производит лавинообразно нарастающее в последние годы изобилие излишних терминов [6]. Заслуженной критике с различных точек зрения подвергаются как Международный, так и национальные стратиграфические кодексы [4, 8]. Все это и многое другое делает, на мой взгляд, весьма актуальной проблему разработки теоретической стратиграфии, содержание и структура которой очерчены в одной из последних работ С. В. Мейена [10]. Не имея возможности останавливаться на обсуждении всех аспектов этой проблемы, отмечу лишь те из них, которые представляются наиболее важными для оценки эвристического значения будущей теории.

Прежде всего, вне всяких сомнений стратиграфия занимается пространственно-временными свойствами и отношениями конкретных естественных геологических тел, слагающих гипергенную оболочку Земли. Поэтому представляется само собой разумеющимся, что стратиграфическая теория должна опираться на какую-то определенную философскую концепцию пространства-времени. Расхожее утверждение, что основу стратиграфии составляет философия «здравого смысла», глубоко ошибочно и является едва ли не главным камнем преткновения на пути создания теоретической стратиграфии. Действительно, начиная с VIII сессии Международного геологического конгресса (Париж, 1900 г.), стратиграфические подразделения (т. е. материальные тела) рассматриваются в качестве эквивалентов геохронологических, т. е. произвольно устанавливаемых отрезков времени, представляющего собой неосознаваемое свойство, вместившее самого себя и всего сущего. Эта идея, наиболее полно выраженная в справедливо критикуемой теории хроностратиграфии, разработанной Х. Д. Хедбергом, на самом деле составляет методологическую основу и конкурирующей с ней геисторической теории, наиболее полно развитой в трудах советских стратиграфов [4].

Между тем в действительности все наши представления о прошедшем геологическом времени, его структуре и свойствах возникают из анализа информации, запечатленной в пространственных отношениях и генетических признаках пород, слагающих естественные геологические тела гипергенной оболочки Земли. Реальное геологическое время имеет информационную, неэнтропийную природу, ретроспективно реконструируемый характер и несводимо к обыденному, физическому времени [7, 15]. Поэтому в качестве методологической базы стратиграфической теории может и должна выступать не концепция субстанционального, абсолютного времени И. Ньютона, а реляционно-генетическая концепция реального времени-длания В. И. Вернадского [1].

С изменением философской, гносеологической базы стратиграфической теории неразрывно связано и изменение принципиального подхода к созданию системы отсчета концептуального стратиграфического времени, т. е. хроностратиграфической шкалы (ХСШ). Современная теория хроностратиграфии противоречива по своей сути и не дает никаких научно обоснованных рекомендаций по установлению и прослеживанию хроностратиграфических границ [14]. Вместе с тем, в основе ее лежит априор-

ное утверждение о принципиальной возможности создания и практического использования абсолютной, внешней системы отсчета времени, независимого ни от геологических, ни от палеобиологических феноменов. С точки зрения реляционно-генетической концепции времени прежде чем приступать к созданию ХСШ еще предстоит ответить на вопрос: геологическая история имеет или есть часы? От ответа на этот вопрос, который не так банален, как может показаться, зависит оценка эвристической ценности ХСШ, возможности использования ее в качестве внешней системы отсчета и, в конечном итоге, превращения ее в метрику концептуального стратиграфического времени.

Сможет или нет стратиграфия в принципе создать такую метрику на палеобиологической или какой-либо иной основе — во многом зависит от характера тех детерминистических моделей, которые используются при ретроспективном реконструировании процесса, выбираемого в качестве базиса такой системы отсчета (часов), независимой от феноменов геологической истории. Похоже, что геология имеет дело с отнюдь не тривиальной проблемой, поскольку, если встать на точку зрения о палеобиологической природе концептуального стратиграфического времени, то ей придется решать (прежде всего в принципиальном, теоретическом плане) вопрос согласования показаний палеобиологических часов, связанных с неинерциальными, метахронно развивающимися геосистемами (палеоэкосистемами) [15].

Современный уровень развития стратиграфии определяется широким использованием, с одной стороны, идей системного анализа, а с другой — событийного подхода к расшифровке геологической истории. Использование того и другого при решении конкретных вопросов достаточно плодотворно. Вместе с тем, внедрение этих идей оказывает существенное, пока еще недостаточно оцененное, влияние на содержание как теоретико-познавательного, так и операционно-методического аппарата стратиграфии.

Событийный подход, акцентирующий внимание на возникновении, перестройках состава и структуры и исчезновении (гибели) геологических и палеобиологических систем в ходе исторического развития Земли и ее палеобiosферы, неразрывно связан с выявлением структуры геологического пространства — времени, с одной стороны, и коренным изменением методики определения временных свойств и отношений феноменов геологической истории, — с другой. Анализ событийного аспекта геологической истории, прежде всего, позволил выявить непрерывно-прерывистую (континуально-дискретную) структуру реального геологического времени, дать объяснение экотопологического характера естественных стратиграфических границ. Это в свою очередь требует коренного изменения не только методологического обоснования, но и всего операционного подхода к определению и прослеживанию хроностратиграфических границ [12, 14]. Использование событийного подхода, с одной стороны, позволяет «снять» извечные стратиграфические антиномии о естественной — искусственной природе или изохронности — диахронности стратиграфических границ, а с другой, создает объективные предпосылки для решения проблемы ретросинхронизации на базе принципа Мейена [13].

Выявленное в последнее десятилетие существенное влияние на развитие палеобiosферы так называемых астрогеологических событий, приводящих к массовым вымираниям и связанным с ними глобальным биосферным кризисам, позволило ряду ученых поднять вопрос о необходимости коренной реконструкции существующей ХСШ за счет совмещения границ ее подразделений исключительно с протоколами таких событий [19]. Сама по себе постановка такого вопроса вполне правомерна и заслуживает серьезного обсуждения. Однако прежде, чем приступать к реализации этой программы, следует попытаться ответить на вопрос о том, приведет ли это к коренному изменению эвристического значения ХСШ, превращению ее во внешнюю систему отсчета? Предварительный

анализ свидетельствует, что более перспективной в плане реализации этой идеи может оказаться модернизация ХСШ, связанная с совмещением границ ее подразделений с протоколами не событий — массовых вымираний, а событий — возникновений таксонов с новыми архетипами.

Идеи системного подхода оказали наиболее существенное влияние на развитие экостратиграфического направления и способствовали широкому внедрению в практику стратиграфических исследований комплексного изучения стратон, синтезирующих данные биостратиграфического, литолого-фациального, геохимического анализов. Вместе с тем, использование идей системного анализа вносит существенные коррективы как в понятийную базу стратиграфии, так и в наши представления о структуре стратиграфического пространства — времени.

Существует два принципиально различных подхода к определению такого основополагающего для стратиграфии понятия, как стратон (стратиграфическое подразделение). Сторонники одной точки зрения подразумевают под этим термином любую совокупность горных пород, выделяемую по общности любого из присущих им признаков: наличие идентичных ископаемых органических остатков; одинаковому составу или цвету; общим палеомагнитным или электропроводящим свойствам и т. п. Такая трактовка содержания понятия «стратон» ведет к признанию так называемой «многоканальной» структуры общей стратиграфии, включающей свыше 150 [6] самостоятельных или частных стратиграфий (био-, лито-, климато-, ритмо-, магнито-, сейсмо- и пр.). Согласно другой точке зрения, под стратоном понимается совокупность горных пород, сформировавшихся в течение определенного этапа (стадии, фазы, цикла) геологического развития какого-то конкретного региона или Земли в целом. Использование системного подхода, во-первых, позволяет уточнить это геосторическое по своей сути определение понятия «стратон», трактуя его как зафиксированный в гипергенной оболочке протокол функционирования гео/или палеоэкосистемы определенного масштаба, во-вторых, подойти к решению проблемы естественно-научной классификации стратиграфических подразделений и, наконец, в-третьих, создает предпосылки для расшифровки эволюции объемно-иерархической структуры стратиграфического пространства — времени [16].

В заключение этого раздела подчеркну следующее. Широко распространенное представление о сугубо эмпирической (фактологической) природе стратиграфического знания, независимости его от каких бы то ни было теоретических и, тем более, философских концепций в корне неверно. Выше я попытался показать, что изменение гносеологических оснований стратиграфии, связанное с отказом от использования в качестве исходной методологической предпосылки всей стратиграфической теории субстанциальной концепции абсолютного времени, ведет к радикальному изменению не только теории, но и методики решения сугубо практических вопросов. Как подчеркивал С. В. Мейен [10], выработка единообразного операционального подхода к решению стандартных (типовых) стратиграфических задач, например, таких как выделение и определение границ стратон, предполагает наличие общей теоретической платформы. Отсутствие таковой не только тормозит познание закономерностей строения и развития Земли и ее палеобиосферы, но и оказывает отрицательное влияние на эффективность региональных прикладных геологических исследований.

В связи с изложенным представляется, что настало время для проведения широкой дискуссии по всем аспектам стратиграфической теории. Организация ее давно планировалась Межведомственным стратиграфическим комитетом СССР, однако начало ее постоянно откладывается. Думается, что редколлегия «Тихоокеанской геологии» могла бы предложить страницы этого журнала для публикации различных точек зрения по общим вопросам стратиграфии, пригласив для участия в полемике не только российских, но и иностранных ученых.

Общая площадь континентальных окраин и прилегающих к ним акваторий Дальнего Востока составляет 6308,1 тыс. км². А между тем обслуживанием территории, составляющей около 25 % России, занимается чуть больше 10 % всего корпуса стратиграфо-палеонтологической службы страны (см. таблицу). Располагая достаточно высоким научным потенциалом, региональные стратиграфические подразделения Дальнего Востока практически не имеют никакой материально-технической базы для проведения отвечающих современным требованиям комплексных исследований.

К настоящему моменту на всей территории Дальнего Востока практически завершено выполнение программы ГГК-200 и начинается подготовка к осуществлению программы ГГК-50. В процессе геолого-съёмочных работ накоплен обширный материал по региональной стратиграфии, который периодически обобщался при составлении унифицированных и рабочих стратиграфических схем для отдельных регионов во время Межведомственных стратиграфических совещаний. Вместе с тем, основная масса первичного фактического материала содержится в производственных и тематических отчетах и остается, по существу, не востребованной. В этой связи, а также учитывая сложившуюся ситуацию с финансированием полевых работ, одной из первоочередных задач на ближайшие 2—3 года представляется создание банков данных комплексной стратиграфической информации. Правда, выполнение этой работы также требует определенных капитальных вложений, направленных на оснащение производственных и научных региональных стратиграфических подразделений современной компьютерной техникой. Исходя из особенностей геологического строения Дальнего Востока, на первых порах, видимо, целесообразно ограничиться созданием двух региональных центров по сбору и обработке стратиграфической информации для мезозойд Северо-Востока и Монголо-Охотского пояса.

Создание банков комплексной стратиграфической информации, синтезирующей все имеющиеся материалы по палеонтологической, литолого-фациальной, геохимической, геофизической (включая палеомагнитную) характеристике разновозрастных отложений не только по опорным, но и частным разрезам, прежде всего, позволит выявить имеющиеся информационные лакуны, организовать и провести специальные работы для их заполнения.

Другой актуальной задачей, неразрывно связанной с созданием банков стратиграфической информации, является разработка программного обеспечения, с одной стороны, для ее ввода, а с другой,— для решения стандартных палеонтологических (определяющих) и стратиграфических задач. При этом следует иметь в виду, что информационное обеспечение палеонтологических исследований представляет собой самостоятельную весьма сложную проблему. Решение ее требует, во-первых, технического обеспечения возможности введения и постоянного хранения большого объема не только региональной, но и мировой палеонтологической информации, включающей описания на различных языках и неодинаковые по качеству фотографические изображения представителей многих групп ископаемых органических остатков. Во-вторых, не столько техническую, сколько научную проблему представляет собой разработка программного обеспечения определяющих работ, требующая для создания соответствующих ключей серьезной ревизии большинства групп ископаемой фауны и флоры.

Не меньшие сложности можно предвидеть и при создании программного обеспечения для решения таких задач, как, например, построение палеогеографических схем на палеоэкосистемной основе, структурно-седиментационных и комплексных или целевых минерогенетических моделей палеобассейнов седиментации. С одной стороны, эти сложности объективно обусловлены специфическими особенностями развития палео-

бассейнов Востока России, располагавшихся в зоне перехода от континента к океану. С другой стороны, они являются следствием разнообразия теоретических подходов к интерпретации исходного фактического материала. Соответственно, создание программного обеспечения для решения этих задач потребует, во-первых, серьезной предварительной работы по обобщению существующих теоретических представлений, во-вторых, выполнения опытно-методических исследований на специально подобранных типовых палеобассейнах, в-третьих, разработки системы критериев верификации корректности моделей, опирающихся на различные исходные теоретические предпосылки.

Учитывая опыт зарубежных коллег, можно не сомневаться, что создание банков данной комплексной стратиграфической информации и разработка программного обеспечения для решения стандартных (типовых) палеонтологических и стратиграфических задач создаст предпосылки для выведения этих исследований на качественно новый уровень, обеспечивающий повышение эффективности решения фундаментальных проблем, оптимизацию стратегии и тактики прогнозно-оценочных и поисково-разведочных работ на седиментогенные минерально-сырьевые и топливно-энергетические ресурсы.

В заключение подчеркну, что я сознательно не акцентировал в этом разделе внимания на необходимости продолжения и развития стратиграфо-палеонтологических исследований по традиционным направлениям: обеспечению легендами геологических карт; разработке детальных био-стратиграфических шкал; созданию дробной ХСШ; выявлению пространственно-временных закономерностей распределения палеобиоты в зависимости от широтно-климатических и структурно-формационных факторов и т. д. Все эти задачи сохраняются и, можно надеяться, будут в той или иной мере, зависящей от объемов финансирования, решаться. Вместе с тем мне хотелось бы подчеркнуть необходимость начала тех работ, от которых в конечном итоге зависят перспективы развития отечественной стратиграфии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вернадский В. И. Философские мысли натуралиста.— М.: Наука, 1988.
2. Всесоюзное палеонтологическое общество. Справочник.— Л.: Наука, 1984.
3. Всесоюзное палеонтологическое общество. Справочник (дополнение).— Л.: Наука, 1990.
4. Егоян В. Л. Тенденции в развитии общей стратиграфии. Статья 1. Квазистратиграфические шкалы // Бюлл. МОИП. Отд. геол.— 1987.— Т. 62, Вып. 1.— С. 3—16.
5. Егоян В. Л. Тенденции в развитии общей стратиграфии. Статья 2. «Самостоятельные» шкалы и проблема цели в стратиграфии // Там же. Вып. 5.— С. 24—37.
6. Егоян В. Л. Тенденции в развитии общей стратиграфии. Статья 3. Терминологические проблемы // Там же.— 1989.— Т. 64, Вып. 1.— С. 4—13.
7. Косыгин Ю. А. Земля и время // Тихоокеан, геология.— 1990.— № 1.— С. 73—105.
8. Краснов В. И., Морозов А. Ф. Структура стратиграфической классификации и о проекте второго издания стратиграфического кодекса СССР // Стратиграфия и палеонтология докембрия и фанерозоя Сибири/СНИИГГиМС.— Новосибирск, 1990.— С. 6—20.
9. Мейен С. В. От общей к теоретической стратиграфии // Сов. геология.— 1981.— № 9.— С. 58—69.
10. Мейен С. В. Структура теоретической стратиграфии // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1985.— № 11.— С. 8—16.
11. Мейен С. В. Введение в теорию стратиграфии.— М.: Наука, 1989.
12. Симаков К. В. Проблема определения хроностратиграфических границ (на примере границы девона и карбона).— М.: Наука, 1986.
13. Симаков К. В. Об основных принципах теоретической стратиграфии // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1989.— № 10.— С. 17—23.
14. Симаков К. В. Биологические системы, глобальные биособытия, хроностратонны и их границы // Актуальные проблемы хроностратиграфии.— М.: Наука, 1990.— С. 49—76.
15. Симаков К. В. Время Земли // Тихоокеан, геология.— 1991.— № 4.— С. 86—101.
16. Симаков К. В., Похиалайнен В. П. К вопросу о разрешающей способности и структуре хроностратиграфической шкалы // Актуальные проблемы хроностратиграфии.— М.: Наука, 1990.— С. 77—122.

17. Соколов Б. С. Палеонтология и стратиграфия. Вопросы их соотношения // Вестн. АН СССР.— 1981.— № 1.— С. 82—90.
18. Соколов Б. С. Академические исследования в области наук о Земле (геология, геофизика, геохимия и горные науки) // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1989.— № 10.— С. 3—16.
19. Xu D. Y., Zhang Q. W., Sun Y. Y. et al. Astrogeological events in China.— N.-Y., Van Nostrand Reinhold, 1989.

СВКНИИ ДВО РАН
Магадан

Поступила в редакцию
11 февраля 1992 г.

УДК 553.3

А. А. Сидоров

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Развитие геологических знаний стимулировалось естественными потребностями человека в полезных ископаемых, в том числе в рудах различных металлов. Геология рудных месторождений — одно из важнейших направлений геологической науки. Изначально практическая сущность этого направления создала определенную специфику его развития. В частности, наибольшим спросом пользовались промышленные систематики рудных месторождений. И даже сам термин «месторождение» до настоящего времени определяется пригодностью тех или иных концентраций металлов в горной породе для промышленного их извлечения. Попытки соединить в систематиках промышленные требования к руде с генезисом металлов породили множество заведомо некорректных классификаций рудных месторождений. Исследовать геологию рудных месторождений, абстрагируясь от существующих промышленных систематик, оказалось чрезвычайно сложно.

Первые научные систематики, которые можно назвать линдгреновскими [6], были построены на базе данных по условиям отложения руд. На длительное время они создали иллюзию научной строгости систематик и возможности их использования для практических целей. И хотя изучение физико-химических условий рудообразования позволило обнаружить фундаментальную закономерность зональности рудных месторождений, процесс рудообразования оставался слабо увязанным с геологическими процессами. А источники рудного вещества в большинстве случаев представлялись иррациональными даже на уровне гипотез.

Формационный анализ в геологии интенсивно применяется с конца XIX века в изучении осадочных, магматических, метаморфических и рудных образований. В англоязычной литературе геологическая формация представляет собой литостратиграфическую единицу. В немецкой литературе этому термину адекватен термин «система» (System). В советской и европейской литературе в понятие «геологическая формация» заложен в большей мере вещественный смысл. У Г. Шнейдерхена [12] Erzformation означает рудную формацию и на английский язык переводится неадекватно как ore (mineral) association — рудная (минеральная) ассоциация. Н. С. Шатский [11] определил геологические формации как парагенезисы горных пород. И это весьма общее определение получило наибольшее признание. Главное в определении — генетическое содержание понятия «геологическая формация». Без такого содержания формационный анализ лишен смысла, что было хорошо показано в решении еще II сессии Международного геологического конгресса в 1881 г.

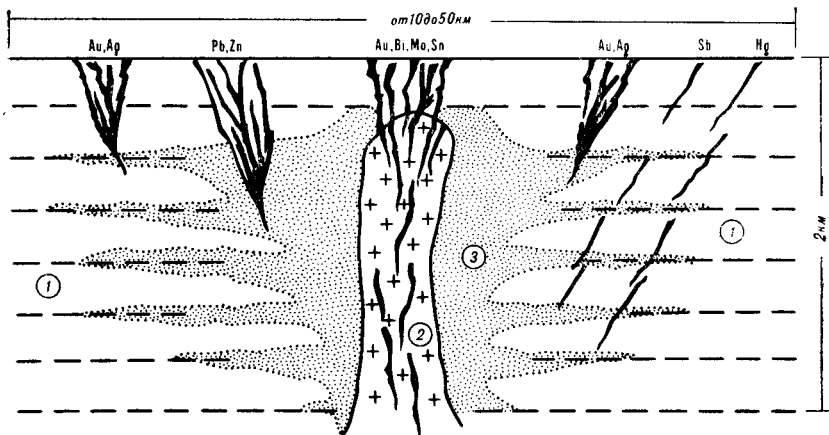
Определение рудной формации на первый взгляд казалось более

строгим: группа месторождений со сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, формирующимися в близких геологических условиях независимо от времени образования [3, 5]. Однако такое определение позволяло относить к одной и той же рудной формации не только образования, близкие по своему генезису, но и конвергентные, генетически чуждые. Близкие геологические условия воспринимались неопределенно широко. А устойчивые минеральные ассоциации отражали лишь T — P -условия отложения руд и, в сущности, никакого отношения к источнику рудного вещества, т. е. к его генезису, не имели. Все исследователи эту неопределенность рудной формации в общем понимали. И вполне естественно, что каждый исследователь, создавая систематику, очень мало был связан генетическими ограничениями. Более того, использование генетических гипотез в систематиках было признано вредным. Призывы к эмпирическим, пригодным для компьютерной обработки систематикам сделали важное дело, но не способствовали развитию генетического направления. Особенно иррациональными представлялись жильные рудные формации, образование которых из гидротерм и газо-гидротерм при всем их разнообразии определялось близкими физико-химическими условиями в самых различных геологических обстановках. Гидротермальная концепция в рудогенезе достигла своего расцвета. Природа всего околожильного (околорудного) пространства решалась с позиций этой же концепции. Априори околожильная рудоносность рассматривалась как следствие жилообразования.

В 60-х гг. Д. С. Коржинский [4] рассмотрел метасоматические процессы в боковых (околожильных) породах как подготовительные к жилообразованию. Это сняло определенные противоречия в причинно-следственных отношениях между рудоносностью жильного и околожильного пространства. Схема развития гидротермального процесса и рудного жилообразования по Д. С. Коржинскому могла бы быть принята в качестве теории, а не гипотезы, если бы источник рудного вещества жильных месторождений был определен однозначно. В частности, оставалось совершенно непонятно, почему после мощных процессов кислотного выщелачивания в одних случаях развивались богатейшие рудные жилы, в других, более распространенных, эти жилы оказывались безрудными. Сделанные некоторыми исследователями попытки связать рудоносность жил со степенью экстрагирования рудного вещества из боковых пород входили в противоречие с фактами. Самые различные метасоматиты в пределах крупных месторождений — от аргиллизитов и пропилитов до скарнов — обычно отличаются повышенной рудоносностью. И напротив, вне рудоносных районов эти же метасоматиты почти стерильны в отношении соответствующих рудогенных элементов.

Что же касается пресловутых «отрицательных» зон в ореолах рассеяния элементов, то, разумеется, нельзя отрицать определенное перераспределение элементов при магматических и гидротермальных или метаморфических процессах. Однако масштабы и интенсивность этого перераспределения, как правило, ограничиваются незначительными спорадическими концентрациями. Более того, изучение баланса перераспределения рудогенных элементов в исходной породе (эдукте) и в различного рода метасоматитах показало чрезвычайно противоречивые тенденции, не позволяющие предполагать возможности образования значительных месторождений в результате такого перераспределения.

Вместе с тем, богатство и масштабы развития кварцево-рудных жил обычно отчетливо связаны с интенсивностью сульфидизации вмещающих пород (эдукта) и метасоматитов околожильного пространства. Эта связь стала особенно очевидной при изучении зон тонкорассеянной золотоносной сульфидизации. Сравнительно просто на основе геолого-структурных и минералого-геохимических критериев в ряде районов всю гамму жильных месторождений (от высокотемпературных золоторедкометалльных до низкотемпературных сурьмяно-ртутных) обычно удается объединить в



Золотосульфидный ряд рудных формаций (Центральная Чукотка)

1 — триасовая песчаноглинистая флишеидная толща в основании вулканогенного пояса; 2 — дайка гранитпорфиров; 3 — золотосульфидная базовая рудная формация; рудные формации ряда: Au, Bi, Mo, Sn — золоторедкометаллическая; Pb, Zn — полиметаллическая; Au, Ag — золотосеребряная; Sb — сурьмяная; Hg — ртутная.

рудно-формационные ряды, начинающиеся (открывающиеся) золотосульфидными месторождениями вкрапленных руд (см. рисунок).

Следует заметить, что подобные рудно-формационные ряды хорошо известны в медно-порфировых провинциях Камчатки, Чукотки, Бассейнов и Хребтов (США). Г. М. Власов [2] именует эти ряды пропитываемыми по названию наиболее распространенных околорудных изменений пород, вмещающих месторождения. Изучение упомянутых золотосульфидных и других рядов привело нас к созданию концепции базовых рудных формаций [9]. В основу ее положены хорошо изученные закономерности стадийного (этапного) рудообразования при примате источников рудного вещества. Однако, не оперируя гипотетическими понятиями этих источников, мы показываем, что эволюция и разнообразие источников рудного вещества (первичных мантийных, вторичных коровых — осадочных, интрузивных, смешанных) отражены в природных иерархических рудно-формационных рядах, выделение которых основано на материалах изучения различных рудных провинций и общих закономерностях рудоотложения.

Главное положение концепции можно сформулировать следующим образом: процесс рудоотложения эволюционирует при прочих равных условиях от сложных многокомпонентных минерализующих систем к все более простым до монометалльных включительно. Эта тенденция отчетливо фиксируется в стадийности рудоотложения на месторождении и в общем виде выдерживается на протяжении целых металлогенических эпох. Рудно-формационный ряд рассматривается нами в качестве путеводной нити к источникам рудного вещества, началом которой является базовая рудная формация. Представления об источнике рудного вещества составляются на основе анализа всего рудно-формационного ряда, а не отдельной рудной формации.

Если не рассматривать догеологическую стадию развития Земли, то докембрийские эпохи рудообразования занимают не менее 85 % времени формирования земной коры. Вместе с тем металлогеническая специфика эпох выражается в развитии крупнейших залежей железистых кварцитов, а также гематитизированных и сульфидизированных зон в «ядрах континентов», сложенных, главным образом, вулканитами основного состава. Возраст этих важнейших базовых рудных формаций определяется в диапазоне от 3100—2700 млн лет (архей) до 1800—1900 млн лет (протерозой); с ними тесно связана значительная часть жильных образований разного состава. Рудоносные жилы сохранились фрагментарно, что затрудняет выявление полных рудно-формационных рядов. С же-

лезистыми кварцитами и спилит-кератофировыми толщами тесно связаны также марганцевые залежи Бразилии, Южно-Африканской Республики, Индии, Ганы.

Медистые песчаники, зоны гематитизации и сульфидизации обнаруживают рудно-формационные связи с пятиэлементными, сереброкобальтовыми и полиметаллическими месторождениями Африки, Австралии, Северной и Южной Америки. Широко развиты также в докембрийских толщах различного возраста медно-колчеданные месторождения.

К числу наиболее древних рудных образований относятся стратиформные кумуляты, обогащенные хромсодержащими шпинелями. По мнению Ч. Мейера [7], гравитационное осаждение кристаллов окисных рудных элементов является древнейшим рудообразующим процессом и датируется по крайней мере 3,65 млрд лет. Богатейшие хромитовые месторождения находятся в Африке, где, в частности, широко известны Бушвельдский магматический комплекс и Великая дайка. Здесь гравитационное осаждение хромсодержащих шпинелей происходило на площади в тысячи квадратных километров. С расслоенными интрузивами основного и ультраосновного состава связаны сульфидные месторождения медно-никелевых руд, а также промышленные концентрации платиновых металлов. Процесс формирования хромитовых залежей и сульфидных скоплений в основных и ультраосновных породах характерен для докембрия. Однако среди известных сульфидных месторождений медно-никелевых руд наиболее древние датируются 2 млрд лет.

Медно-порфиоровые месторождения уверенно фиксируются лишь в архейских интрузиях Финляндии и Канады. Вместе с тем более ранние, да и большинство архейских месторождений отличаются от своих фанерозойских аналогов меньшей формационной выразительностью. По-видимому, можно говорить о зарождении порфиоровых формаций в докембрии внутри колчеданных и сульфидных стратиформного типа рядов. Поздний докембрий и особенно ранний фанерозой характеризуются возросшей дифференциацией рудных образований внутри этих рядов, что и привело к развитию новых рудно-формационных рядов, к обособлению порфиоровых рудных формаций.

На протяжении всей геологической истории Земли развивались следующие важнейшие базовые формации: хромитовая, медно-никелевая, железистых кварцитов, гематитовые и сульфидные вкрапленных руд (нерасчлененные), колчеданные, медно(молибден)-порфиоровая и олово(серебро)порфиоровая. Каждая базовая формация характеризуется вполне определенными связями с осадочными или магматическими формациями и определяет соответствующий ряд более простых, в том числе жильных, рудных формаций (см. таблицу).

Ряды рудных формаций удобно именовать по названию базовой формации. Изменения в рудно-формационных рядах во времени от докембрия до кайнозоя фиксируются с большим трудом, хотя тенденция все более четкого обособления рудных формаций от древних эпох к все более молодым прослеживается достаточно убедительно. Она выражается не только в появлении базовых порфиоровых формаций, но и в развитии все большего количества месторождений простейших рудных формаций вплоть до монометалльных. В значительной мере это, по-видимому, связано с многократными процессами регенерации рудных образований как в докембрии, так и в фанерозое. Вместе с тем базовые формации консервативны и существенно не изменяются, различаясь в большей мере масштабами развития и региональными чертами, нежели временными особенностями.

Результаты исследований закономерностей размещения оруденения в пределах подвижных поясов с позиций унаследованного развития металлогенических эпох стимулировали, по крайней мере в отечественной геологии, идеи фиксизма. Так, однотипность рудных формаций позднего фанерозоя, в особенности жильных месторождений внешней и внутренней

Соотношения осадочных, магматических и рудных формаций

Осадочные и магматические формации	Базовые рудные формации и их примеры	Состав рудовых рудных формаций
Офиолитовая (общая)	Хромитовые, колчеданные (медные) кипрского типа	Бесси (Япония), Кипр
раслоенных интрузивных комплексов	Медно-никелевые, хромитовые	Инсва, Бушвельд (Южная Африка), Норильск (Азия)
альпийских комплексов	Хромитовые, платиново-металлические	Корякское нагорье (Азия)
Железистых кварцитов (вулканогенные свиты зеленокаменных поясов), внутриконтинентальных морских бассейнов (железняковые хемогенно-осадочные и вулканогенно-осадочные толщи)	Железистых кварцитов, марганцевые, железняковые, железомарганцевые	Исуа (Гренландия), Кривой Рог, Минетта (Европа), Клингтон (Северная Америка)
Зеленоугловая, андезит-риолитовая (контрастная)	Колчеданные, медно-порфировые	Тип Куроко (Япония), тип Норанда (Северная Америка)
Мелководных песчаников, терригенно-карбонатные, гранитоидные	Медистые песчаники, свинцово-цинковые стратиформные	Африканский пояс, Салливан, Брокен-Хилл (Австралия)
Флишоподные глинистые, песчано-глинистые, известково-глинистые (черносланцевые), гранитоидные	Золотосульфидные (вкрапленных руд), медно(молибден)-порфировые	Кызыл-Кумы, Майское (Азия), Карлинг, Бингем (Северная Америка)
Флишевые и флишоподные песчано-глинистые и глинистые (черносланцевые), гранитоидные	Сульфидные вкрапленных руд (олово — вольфрам, редкометаллические), олово(серебро)порфировые	Оловоносные районы Дальнего Востока

Медно-порфировые, полиметаллические, золотосеребряные, редкометалльно-сульфидные, золототеллуридные, ртутные

Золотосереброплатиново-металлические, алмазные редкометалльно-сульфидные, золототеллуридные, золотосульфидноокварцевые, ртутные

Вольфрамово-ртутные, алмазные, редкоземельно-сульфидные, золотоальбит-анальцимовые, золототеллуридные, ртутные

Редкоземельные, магнетит-скарновые, алмазные магнетитовые, титановые, золотокварцевые, сурьмяные (?)

Полиметаллические, золотосеребряные, сурьмяно-ртутные, ртутные

Медно-порфировые, медно-уран-золотосеребряные пегматитовые, ртутные

Золоторедкометаллические, полиметаллические, золотосеребряные, сурьмяно-ртутные, ртутные

Серебро(олово)сульфидные, редкометалльно-сульфидные, оловополиметаллические, золото редкометаллические, золотосеребряные (существенно серебряные), сурьмяные

зона Тихоокеанского пояса, отражает, на первый взгляд, убедительную металлогеническую однородность глобальных тихоокеанских структур [1]. Однако с позиций изложенной выше рудно-формационной концепции конвергентность рудных образований связана не с одинаковостью или подобием источников рудного вещества, а прежде всего с близкими (подобными) физико-химическими процессами отложения (переотложения) руд.

Приведем в качестве примера рудоносность сравнительно молодых тихоокеанских провинций, определяющих известную металлогеническую однородность Тихоокеанского кольца. Это субазральные вулканогенные мезо-кайнозойские пояса и области зеленых туфов; базовые рудные формации первых представлены зонами и залежами тонковкрашенных сульфидных руд, вторые характеризуются субмаринными колчеданными формациями. Кроме того, в равной степени для вулканогенных поясов и областей зеленых туфов свойственны порфировые рудные формации. Что касается жильных полиметаллических, золотосеребряных, сурьмяно-ртутных и ртутных рудных формаций этих провинций, то они подобны.

Следовательно, учитывая подобие (конвергентность) жильных, рудных формаций, при сравнительном металлогеническом анализе следует пользоваться только базовыми рудными формациями (колчеданными, порфировыми, вкрашенных руд) и тогда рудно-формационная однородность Тихоокеанского пояса станет вовсе не очевидна, а металлогеническая унаследованность от структур фундамента будет более ощутимой. В частности, металлогения вулканогенных поясов всегда обнаруживает определенные унаследованные черты от рудоносности основания (фундамента), на котором развивались вулканоструктуры. Имеются хорошо документированные факты того, что гидротермально-осадочные месторождения представляют нередко одно целое с жильными месторождениями аналогичного состава; на медно-порфировых месторождениях давно принято выделять так называемые «непорфировые» (жильные) руды. И тем не менее основная часть жильных месторождений до недавнего времени представлялась самостоятельной, независимой от развития стратиформных, порфировых или других базовых формаций.

Однако после наших работ по изучению золотосульфидных месторождений тонковкрашенных руд в терригенных и терригенно-карбонатных толщах [8—10] стало очевидным, что основная масса жильных полиметаллических, золотосеребряных, сурьмяных и сурьмяно-ртутных месторождений генетически или парагенетически связана с зонами тонкорассеянной сульфидизации. Выяснилось, что этот золотосульфидный рудно-формационный ряд в терригенных и вулканогенных толщах Чукотки подобен, например, колчеданному рудно-формационному ряду на о. Хонсю (Япония), хотя их базовые рудные формации (колчеданная на Хонсю и золотосульфидная на Чукотке) совершенно различны. Анализ других рудно-формационных рядов в пределах важнейших геологических провинций мира (см. таблицу) показал, что жильные месторождения везде развивались подобно, в соответствии с температурной зональностью рудоотложения, обнаруженной еще В. Эммонсом [13].

Генетическое и вещественное разнообразие рудно-формационных рядов полностью определяется составом базовых рудных формаций (осадочных, гидротермально-осадочных, порфировых, магматических), являющихся хорошо выраженными геологическими формациями. Состав каждой жильной (штокверковой, прожилково-вкрапленной) рудной формации подчинен минералого-геохимическому составу руд соответствующей базовой формации (см. таблицу). Однако это не является препятствием для широкого развития подобных и даже конвергентных жильных месторождений в самых различных рудно-формационных рядах. Подобие и конвергентность связаны прежде всего с однообразием физико-химических условий развития жильного рудообразования: от высокотемпературных (оловянных, вольфрамовых, молибденовых, редкометалльных) до низ-

котемпературных (сурьмяных и ртутных). Издавна существовали представления, позволяющие рассматривать рудные формации в генетической связи с осадочными, магматическими и метаморфическими формациями. Эти представления в общем хорошо подтверждаются большими объемами сравнительных изотопных исследований руд и вмещающей среды.

И все-таки осложняющее, а нередко определяющее влияние гипотетических подкоровых (нижнекоровых) очагов на рудоотложение признается исследователями самых различных школ. Именно гипотетические рудогенерирующие очаги породили массу спекуляций при многочисленных попытках создания строгого учения о геологии рудных месторождений. В сущности, большинство заблуждений лежат на поверхности и связаны с тем, что гипотетический очаг «включался» только в пределах рудных полей и на период рудоотложения. Хотя логичнее было бы рассматривать его как важный фактор развития и становления всех геологических формаций данного региона. При таком подходе гипотетические магмо- и рудогенерирующие очаги должны были бы получить отражение в осадочных, магматических и метаморфических формациях. Впрочем, четкое положение ряда большеобъемных осадочных, гидротермально-осадочных, а также магматических месторождений среди конкретных геологических формаций никогда особых сомнений не вызывало. Что же касается большинства жильных месторождений, то их связи с геологическими формациями при добросовестном анализе существующих на эту тему литературных сведений представляются неопределенными. Во всяком случае, редкие исследователи рискуют объяснить их природу, не прибегая к гипотетическим подкоровым очагам.

Анализ рудных формаций фанерозойских и докембрийских геологических провинций показал, что все формационное многообразие сводится к ограниченному числу рядов, количество и содержание которых согласуется с количеством и содержанием базовых формаций. Эти ряды отражают эволюционно развивающуюся геохимическую дифференциацию рудного вещества от первичных комплексных рудных образований к сравнительно простым и нередко вторичным (в том числе регенерированным) месторождениям. Модели рядов удовлетворительно объясняются с позиций селективного выплавления пород из мантии, расслоения интрузий и дифференциации рудного вещества во флюидно-гидротермальных системах. Основу рудно-формационных рядов составляют не многочисленные гидротермальные жильные («рядовые») формации, которые в пределах каждого ряда развивались по известной схеме рудной зональности, а формации многокомпонентных осадочных, осадочно-гидротермальных и магматических месторождений. Именно эти формации являются базовыми, т. е. первоначальными, исходными [9].

При развитии рудно-формационного ряда фактор времени (продолжительность) при многократном рудоотложении имеет прежде всего то значение, что каждое последующее переотложение руд в общем увеличивает их дифференциацию (фракционирование), если даже при этом происходит обеднение минеральных парагенезисов и частичное рассеивание рудного вещества [12]. В результате рудно-формационный ряд может оказаться упрощенным (редуцированным) или, напротив, усложненным, но принципиально его содержание не изменится. Разумеется, это не относится к случаям совмещения (наложения) различных рудно-формационных рядов.

Заметим, что ранжирование рудных формаций и выделение соответствующих их рядов не получало должного развития из-за следующих противоречий: 1) многие жильные месторождения не укладывались в рудно-формационные ряды; 2) большинство крупнейших месторождений, объединяемых нами в базовые формации, представлялись полиформационными. Однако первое противоречие, как оказалось, связано прежде всего с длительным невосприятием исследователями многочисленных и весьма крупных зон тонкой сульфидизации пород в качестве важнейших базовых формаций. Обычно эта сульфидизация пристально не изу-

чалась и относилась к «маловажным» зонам рассеянной минерализации или к так называемым околожильным (околорудным) ореолам. И только на примере детально изученных золотоносных зон сульфидизации Тянь-Шаня, Чукотки, провинции Бассейнов и Хребтов Северной Америки стало очевидным, что подобные зоны имеют четко выраженную формационную самостоятельность и, как правило, предшествуют жильному рудообразованию и определяют его. После выявления стратиформной сингенетической или наложенной тонкорассеянной сульфидизации в конкретном рудном районе первое противоречие обычно легко снимается, так как весь ряд жильных формаций убедительно возглавляется родственной им по минеральному составу формацией месторождений вкрапленных руд.

Второе противоречие связано с непониманием или недооценкой важнейшей особенности месторождений базовой формации: в рудах этих месторождений, как правило, развиты минеральные ассоциации (или их зарождения) всех месторождений данного рудно-формационного ряда. Иными словами, различные жильные (штокверковые) месторождения конкретного рудно-формационного ряда в пределах рудного поля базовой формации являются его частью, т. е. вполне естественным образом теряют формационную самостоятельность. Таким образом, «полиформационность» в данном случае представляется важным органическим критерием базовой рудной формации. Более того, небазовые (жильные) месторождения того или иного ряда, разобщенные пространственно с базовой формацией, получают формационный смысл только при выявлении их ряда. Как уже отмечалось, именовать ряд естественным представляется по названию базовой формации. Следовательно, сказать, например, золотосеребряная или свинцово-цинковая формация — это никак не определить ее геологическую сущность. Но назвать формацию золотосеребряной или свинцово-цинковой медно-порфириновой (или колчеданной или сульфидной вкрапленных руд) рудно-формационного ряда — это достаточно точно диагностировать ее геологическое и генетическое содержание.

Базовые формации совместно с возглавляемыми ими рядами рудных формаций образуют следующие хорошо изученные классы месторождений: гидротермально-магматический, гидротермально-осадочный и гидротермально-метаморфический. Классические попытки противопоставить месторождения магматические гидротермальные и гидротермально-пневматолитовым, а также гидротермально-осадочным оказались в научном, да и практическом плане неэффективными, поскольку каждое такое генетически чистое месторождение являлось скорее исключением, нежели правилом. Основная часть месторождений и, особенно, крупнейшие из них оказались гидротермально-осадочными, гидротермально-пневматолитовыми или даже гидротермально-магматическими. Искусственное отделение магматической компоненты от гидротермальной, пневматолитовой от магматической и гидротермальной или осадочной от гидротермальной породило ту рудно-формационную условность и тот хаос в понятии генетического типа месторождения, которые поставили дальнейшее развитие учения о геологии рудных месторождений в тупиковую ситуацию. А так как в рудах почти каждого месторождения фиксировались признаки деятельности горячих растворов гидротермальная концепция рудогенеза получила монопольное распространение. Однако изучение месторождений базовых формаций обнаружило, что гидротермальное отложение (переотложение) руд — всего лишь заключительный этап рудообразования в сравнительно близповерхностном интервале глубинной и длительно развивающейся рудной системы.

Большинство рядов рудных формаций отчетливо полихронны, но следует ли их считать полигенными? Если основой генезиса являются источники рудного вещества, а не рудоносные растворы (рассолы, расплавы), то характеризующие ряды построены на генетических принципах. Гипертрофируя это положение, можно представить все рудные место-

рождения земной коры и верхней мантии в виде единого генетического ряда. Такой суперряд может быть построен. И он имеет смысл для раннего докембрия, когда дифференциация рудного вещества в коре была минимальной (родоначальные рудно-формационные ряды). Начальным звеном суперряда следует, по-видимому, признать магматические медно-никелевые, хромитовые и платиново-металльные рудные формации, связанные с ультрабазитами и базитами. Г. Шнейдерхен [12] отмечал высокую консервативность этих рудных формаций, минимальную регенерацию их руд во времени. Консервативными представлялись также формации железистых кварцитов. Однако эти формации сопровождалась длительно развивающимися зонами гематитизации и сульфидизации в кристаллическом фундаменте и породах чехла. Комплексность руд докембрийских формаций представляется наиболее высокой: отмечены, например, парагенезисы минералов урана и калия с золотом, серебром, платиновыми металлами. Именно такие месторождения следует отнести к формациям родоначальных рядов. Вместе с тем многие месторождения в ультрабазитах и базитах докембрия и фанерозоя подобны, что, вероятно, подчеркивает их родоначальную неизменность во времени. Именно поэтому широкое признание получило известное противопоставление рудных формаций так называемых фемических провинций рудным формациям салических провинций.

Таким образом, отложение руд из горячих растворов, послужившее созданию пангидротермальной концепции рудогенеза, по всей вероятности, всего лишь мобилизация (регенерация) рудного вещества базовых формаций (или других геологических формаций с аномальными концентрациями рудогенных элементов) в верхней части земной коры. Сами базовые формации, в особенности наиболее распространенные сульфидные тонковкрапленные руд, изучены недостаточно и только на участках сравнительно близповерхностного гидротермального перетолжения руд. Становится все более очевидным, что базовые формации — это образования, наиболее приближенные к рудоносным осадочным, магматическим и метаморфическим формациям или являющиеся таковыми. Рудная базовая формация также отличается от других геологических формаций как, например, расслоенные интрузии (с хромитовой или медно-никелевой рудными формациями) от альпинотипных ультрабазитов с рассеянной (аксессуарной) минерализацией или как толщи олигомиктовых песчаников с высокими концентрациями кварца от толщ полимиктовых песчаников и глинистых сланцев с небольшим количеством зерен кварца. Базовыми рудными формациями, следовательно, можно назвать любые геологические формации или их фрагменты, несущие аномальные концентрации рудогенных элементов. Как уже отмечалось, с базовыми формациями обычно генетически (как с источником рудного вещества) или парагенетически связаны рудные жильные, штокверковые или метасоматические залежи. В качестве самостоятельных рудных формаций их целесообразно выделять только тогда, когда они развивались за пределами рудных полей базовых формаций.

Изучение рудоносности спрединговых, субдукционных и других активных регионов Земли показало грандиозные масштабы современного рудообразования. В частности, по мнению А. П. Лисицина (устное сообщение, 1991 г.) за 3—5 млн лет вода Мирового океана полностью вовлекается в гидротермальные системы спрединговых зон и других горячих точек акваторий. Следует признать, что гидротермальные процессы имеют большое значение в мобилизации — концентрации и дифференциации рудогенных элементов в приповерхностных частях земной коры. Однако первичные источники рудного вещества связаны главным образом с осадочными, магматическими и метаморфическими породами, обогащенными рудогенными элементами в результате магматических (расслоение и выплавление), газово-флюидных, осадочных (хемогенных и гравитационных) процессов. В особенности это очевидно при

изучении базовых рудных формаций, представленных большеобъемными месторождениями комплексных руд «сложного» генезиса.

В свете изложенного первоочередными и перспективными для дальнейшего развития теории рудогенеза представляются следующие проблемы.

1. Рудные формации и их ряды; рассмотрение так называемых полигенных и полихронных месторождений как представителей базовых формаций — важнейших классификационных единиц в новых систематиках рудных месторождений.

2. Геологические и геохимические критерии связи жильных месторождений с формациями вкрапленных и массивных сульфидных руд (первичность тонкорассеянного рудного вещества в породах).

3. Критерии унаследованности оруденения орогенных областей от металлоносности фундамента.

4. Закономерности реювенации рудных процессов и регенерации месторождений.

При решении этих проблем потребуется разработка методов картирования зон тонкорассеянной сульфидизации в различных толщах и методов изучения тонкорассеянного (до субмикроскопического уровня) рудного вещества в породах. Важнейшим инструментом развития новых и новейших, в том числе геодинамических, концепций в геологии останется формационный анализ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В. Ф., Сидоров А. А. К проблеме Тихоокеанского рудного пояса // Тихоокеан. геология. — 1990. — № 2. — С. 100—104.
2. Власов Г. М. Условия образования золотосеребряных месторождений пропилитовой формации и их отношение к интрузивным и эффузивным породам // Рудность вулканогенных формаций. — М.: Недра, 1965. — С. 209—215.
3. Константинов Р. М. Методы изучения и критерии выделения магматогенных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических рудных исследованиях // Эндегенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. — М.: Наука, 1966. — С. 19—30.
4. Коржинский Д. С. Общие закономерности постмагматических процессов // Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. — М.: Недра, 1966. — С. 7—15.
5. Кузнецов В. А. Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа // Эндегенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. — М.: Наука, 1966.
6. Линдгрен Г. Минеральные месторождения. — М.; Л.: ОНТИ, 1934—1935.
7. Майер Ч. Процессы рудообразования в геологической истории // Генезис рудных месторождений. Т. 1. — М.: Мир, 1984. — С. 13—71.
8. Нарсеев В. А., Сидоров А. А. О связи золоторудных месторождений с формациями вкрапленных и массивных сульфидных руд // Докл. АН СССР. — 1985. — Т. 284, № 1. — С. 189—192.
9. Сидоров А. А. Рудные формации фанерозойских провинций/СВКНИИ ДВО АН СССР. — Магадан, 1987.
10. Сидоров А. А., Новожиллов Ю. И., Гаврилов А. М. О связи месторождений золотосеребряных вкрапленных сульфидных руд с вулканогенным золотосеребряным оруденением // Докл. АН СССР. — 1981. — Т. 261, № 6. — С. 1398—1401.
11. Шарский Н. С. Избранные труды. Т. II. — М.: Наука, 1964.
12. Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. — М.: ИЛ, 1958.
13. Emmons W. H. Relation of metalliferous lode system to igneous intrusives // Trans. Am. Inst., Min. Met. Eng. — 1927. — V. 74. — P. 29—70.

СВКНИИ ДВО РАН
Магадан

Поступила в редакцию
23 января 1992 г.

КРАТКИЕ И ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.834

*Б. Я. Карп, Н. Хирата, Х. Киношита, К. Суэхиро,
В. В. Здоровенин, В. Н. Карнаух*

**СОВЕТСКО-ЯПОНСКИЙ СЕЙСМИЧЕСКИЙ ЭКСПЕРИМЕНТ
В ЯПОНСКОМ МОРЕ.
ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ**

Летом и осенью 1990 г. ТОИ ДВО АН СССР и Токийский университет (Япония) провели совместный сейсмический эксперимент в Японской (Центральной) котловине Японского моря. Эксперимент включал работы по глубинному сейсмическому зондированию (ГСЗ) взрывными и пневматическими источниками вдоль двух взаимно перпендикулярных профилей, на которых было выставлено 26 ДСС; многоканальное профилирование МОВ на тех же профилях и площадную съемку одноканальным сейсмопрофилированием (НСП). По данным НСП котловина характеризуется расчлененным рельефом акустического фундамента, расположенного на большей части котловины на глубинах 5,8—6,6 с от поверхности моря. На востоке котловины выделяется область погружения фундамента (глубины больше 6,8 с). По результатам предварительной обработки части данных ГСЗ земная кора представлена осадочным слоем (скорости продольных волн от 1,6 до 3,5 км/с), слоями 2В и 2С (скорости 4,5—4,8 км/с). Скорость на границе Мохо — 8,0—8,2 км/с. Мощность коры (от поверхности морского дна) составляет 8,0—8,5 км.

Японское море — один из задуговых бассейнов западной части Тихого океана. По морфологии дна оно разделяется на три главных котловины: Японскую (Центральную), Ямато (Хонсю) и Цусимскую. Дно моря характеризуется наличием большого числа поднятий, основные из которых — поднятие Ямато в центре моря и Восточно-Корейская возвышенность в его западной части.

Высказано значительное число идей о происхождении впадины Японского моря. Сошлемся на некоторые из них: гипотеза океанизации В. В. Белоусова [10], предположение о том, что Японское море — реликт Тихого океана [3], различные механизмы задугового спрединга [13, 18, 22, 24—27].

Один из ключевых вопросов при решении проблем тектонического развития задуговых бассейнов — определение сейсмической структуры земной коры и верхней мантии. Интенсивные сейсмические исследования проводятся в Японском море начиная с 60-х гг. советскими [1, 2, 5—9], японскими [15, 23] и американскими [21] учеными. Последнее по времени обобщение результатов сейсмических исследований на акватории Японского моря [20] показало недостаточность данных о сейсмических характеристиках земной коры. Это в первую очередь касается самой крупной в Японском море Японской котловины.

Строение земной коры Японской котловины изучено с помощью двух модификаций морского метода преломленных волн: в одной модификации использовались два судна (взрывное и приемное) и большие заряды (130 кг) конденсированных взрывчатых веществ (ВВ), в другой — сейсмоакустические радиобуи, малые заряды ВВ и пневматические источники. Первая модификация применялась в советских экспедициях [4] и при работах японских ученых [23], вторая — во время японо-американской экспедиции [21]. Практически все профили, выполненные советскими учеными, имеют встречную систему годографов,

большая часть профилей японских и американских исследователей изучена с помощью одиночных годографов. Годографы преломленных волн, зарегистрированные на советских профилях, обработаны методом полей времен. Этот метод был применен для определения глубины залегания кровли третьего слоя и поверхности Мохо. Японские и американские специалисты обрабатывали свои данные с помощью метода t_0 , использовались значения кажущихся скоростей, вычисленные по наблюдаемым годографам преломленных волн.

По советским данным, земная кора Японской котловины имеет двухслойное строение — осадочный слой со средней скоростью продольных волн $V_p \approx 2$ км/с и слой с $V_p \approx 6,5-6,6$ км/с. По японо-американским данным, земная кора здесь трехслойная: осадочный ($V_p - 1,6-3,1$ км/с), второй ($V_p - 3,5-5,7$ км/с) и третий ($V_p - 6,5-7,5$ км/с) слой. Характерной особенностью советских и японо-американских данных является практически совпадающая «временная» мощность толщ между дном моря и кровлей третьего слоя: $1,4-2,1$ с для советских профилей и $1,45-2,61$ с для японо-американских профилей. Отсутствие второго слоя в моделях, построенных по советским данным, объясняется низкой разрешающей способностью использовавшейся при работах методики. Указанное выше совпадение «временных» мощностей говорит о том, что положение в разрезе кровли третьего слоя одинаково для моделей, полученных всеми исследовательскими группами. Мощность третьего слоя, определенная методом полей времен советскими геофизиками, составляет $7,5-11$ км. Мощность этого слоя, вычисленная японскими и американскими специалистами, равна $3,5-4,3$ км. Таким образом, мощность третьего слоя и, следовательно, мощность земной коры Японской котловины по данным разных групп исследователей существенно различаются. Основные источники различий — несовершенство методики морского эксперимента и способов обработки сейсмических данных.

Осознание указанного факта явилось причиной появления идеи проведения совместного советско-японского сейсмического эксперимента. Цели совместного эксперимента были сформулированы в 1989 г. во время рабочей встречи редакторов советско-японской монографии [17]. Основная задача эксперимента состояла в определении сейсмического строения и мощности земной коры Японской котловины. Кроме того, было решено изучить распределение мощности осадков и рельеф акустического фундамента котловины, знание которых оказывает существенное влияние на все тектонические построения. Предпосылкой для успешного решения основной задачи являлось использование в будущем эксперименте современных аппаратуры, методики и способов обработки данных.

Совместный сейсмический эксперимент, организованный Тихоокеанским океанологическим институтом ДВО АН СССР и Токийским университетом, был проведен в сентябре 1990 г. В эксперименте приняли участие НИС ДВО АН СССР «Профессор Богоров» и НИС Токийского университета «Тансей-мару». Кроме того, короткий отрезок времени в работах принимало участие арендованное японской стороной судно «Вакаши-мару». В результате совместной экспедиции включены сейсмические данные, полученные ТОИ ДВО АН СССР с борта НИС «Профессор Гагаринский» в июне — июле 1990 г.

Методика эксперимента. Исследования проведены методом преломленных волн (глубинное сейсмическое зондирование — ГСЗ) и методом отраженных волн (непрерывное одно- и многоканальное сейсмопрофилевание). Работы по ГСЗ выполнены в северо-восточной части Японской котловины вдоль двух взаимно перпендикулярных профилей длиной около 200 км каждый (рис. 1), ориентированных вдоль и поперек простирания линейных магнитных аномалий [16]. Регистрация сейсмических колебаний производилась на донные сейсмические станции (ДСС). На каждом профиле устанавливалось по 13 ДСС: 10 японских и

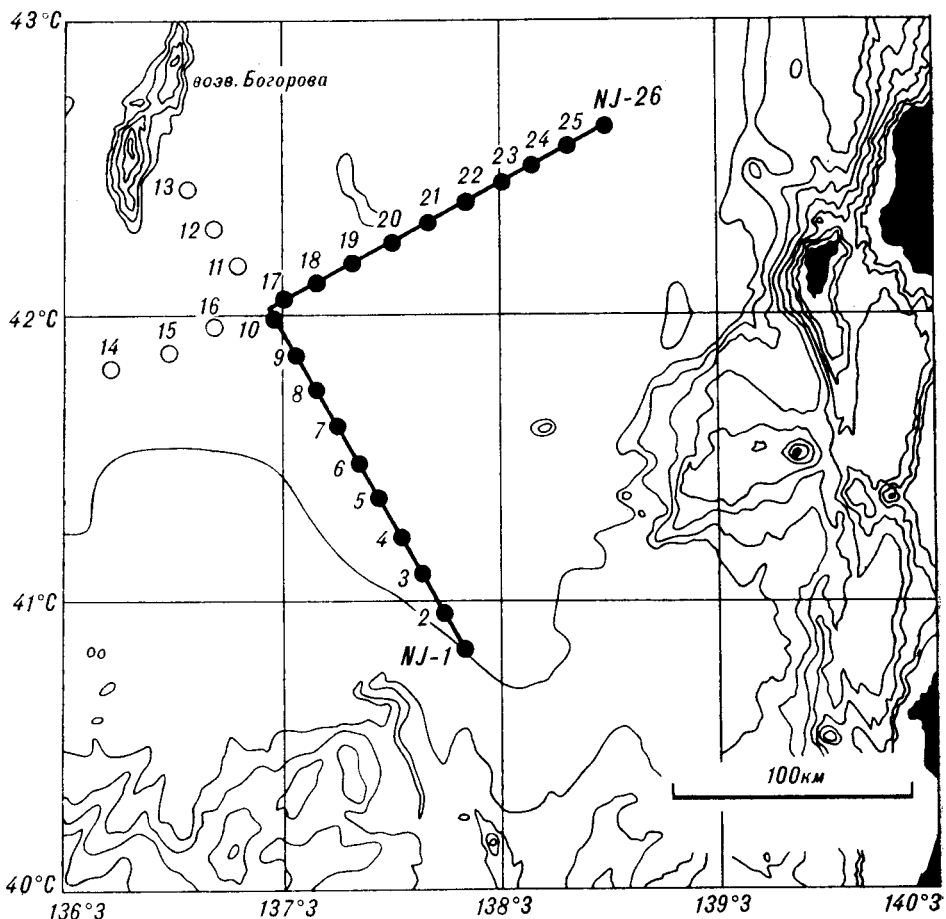


Рис. 1. Положение профилей ГСЗ.

Кружки с номерами — донные сейсмические станции; залитые кружки — японские ДСС, незалитые — советские ДСС.

3 советских. Профили делились между национальными экономическими зонами на две части — советскую и японскую. Советские ДСС были расставлены вдоль советской части профилей, японские, соответственно, вдоль японской. Расстояние между советскими ДСС составляло около 19 км, между японскими — около 16 км.

Источниками упругих колебаний служили взрывы ВВ и излучения пневмоисточников (ПИ). Судно «Вакашио-мару» произвело вдоль японской части обоих профилей пять взрывов больших зарядов ВВ (300 и 400 кг) и 42 взрыва малых зарядов (25 кг). Большие взрывы располагались на краях и в центрах профилей, малые — равномерно между ними. Интервал между малыми взрывами был около 7 км, между большими — около 75 км. НИС «Профессор Богоров» произвел излучения ПИ объемом 40 л вдоль советской части профилей, расстояние между точками излучения равнялось 250 м, НИС «Тапсей-мару» выполнило аналогичную работу с помощью ПИ объемом 9 л вдоль японской части профилей (дистанция между излучениями 52 м). Сочетание мощных взрывных источников и маломощных, но расположенных в пространстве с большей плотностью пневматических источников создало предпосылки для получения высококачественных сейсмических данных, освещающих как земную кору в целом, так и ее верхнюю наиболее расчлененную часть. Реализованная в эксперименте система наблюдений позволила получить перекрывающиеся наборы встречных и нагоняющих годографов преломленных волн для всех ожидаемых в разрезе границ.

Донные сейсмические станции, использованные в эксперименте, принадлежали ТОИ ДВО АН СССР, Институту землетрясений Токийского университета, университету г. Чива и лаборатории подводной сейсмологии университета г. Хоккайдо. Все ДСС были снабжены горизонтальными и вертикальными сейсмоприемниками и производили регистрацию сейсмических сигналов в аналоговом виде на магнитную ленту в частотном диапазоне 4—35 Гц.

Основной объем работ методом непрерывного сейсмопрофилирования (одноканальный вариант, НСП) выполнен с борта НИС «Профессор Гагаринский» в июне — июле 1990 г. Планомерной съемкой покрыта акватория Японской котловины от траверза залива Петра Великого до траверза бухты Ольга (рис. 2). Расстояние между профилями около 18 км, общая длина профилей около 7400 км. НИС «Профессор Богоров» провел НСП вдоль советской части профилей ГСЗ. При всех работах в качестве излучателя использовали ПИ объемом 3 л.

Вдоль японской части профилей НИС «Тансей-мару» выполняло многоканальное непрерывное сейсмопрофилирование. Использовалась шестиканальная приемная сейсмическая коса и одиночный пневмоисточник объемом 9 л. Излучения ПИ одновременно принимались сейсмоистойой и донными сейсмическими станциями. Регистрация отраженных сейсмических сигналов велась в цифровой форме (частота квантования — 250 Гц).

Способы обработки. Полученный в эксперименте огромный объем сейсмического материала требует значительного времени для обработки. Эта работа в настоящее время производится в ТОИ ДВО РАН, в Токийском университете и в университете г. Чива. В нашей статье представлены некоторые результаты интерпретации уже обработанной части данных.

Обработка сейсмограмм НСП, проведенная в ТОИ, состояла в идентификации на записях основных отражающих границ, оцифровке сейсмограмм и в построении карты рельефа акустического фундамента. Цифровые сейсмограммы многоканального сейсмопрофилирования были обработаны в Институте океанических исследований Токийского университета по стандартному графу, включающему частотную фильтрацию, суммирование по ОГТ, обратную фильтрацию и миграцию. Магнитограммы пяти донных сейсмических станций предварительно обработаны в университете г. Чива. Процедура обработки включала несколько этапов и различалась для сигналов от взрывов и сигналов от ПИ. Сначала аналоговые сигналы, записанные на магнитофонах ДСС, были переведены в цифровую форму и профильтрованы частотными фильтрами. Сейсмические записи от пневмоисточников были подвергнуты τ — p -преобразованию и по преобразованным сейсмограммам методом τ -сумм [12] были построены скоростные разрезы верхней части земной коры. Стрение земной коры по сейсмограммам, полученным с помощью взрывов, определялось методом подбора годографов первых и последующих вступлений для двумерных моделей среды. При моделировании использовалась программа SEIS 83 [11], модифицированная Н. Хирата и Н. Шинжо [14] для условий проведения эксперимента с приповерхностными источниками и регистрацией сейсмических колебаний на дне. Подобранные теоретические годографы совпадали с наблюдаемыми в пределах 0,1 с. Начальная модель выбиралась на основании данных многоканального профилирования для определения рельефа подошвы осадочного слоя, на основании одномерных скоростных моделей, вычисленных методом τ -сумм для верхней части коры, и с помощью решения обратной задачи для головных волн в горизонтально-слоистой среде методом t_0 .

Предварительные результаты. Карта рельефа акустического фундамента Японской котловины, построенная по данным НСП, представлена на рис. 2. Поверхность акустического фундамента значительно расчленена, на северо-западе и на северо-востоке выделяются возвышенности Первенца и Богорова, на юге — возвышенность Ямато. В пределах

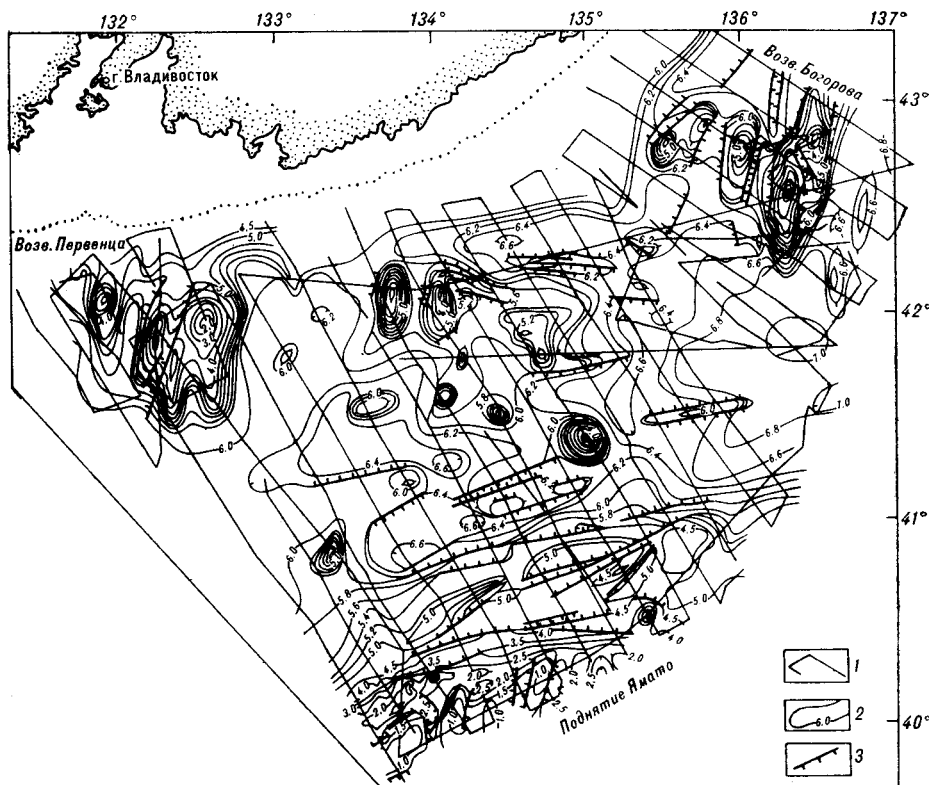


Рис. 2. Положение профилей НСП НИС «Профессор Гагаринский» и «Профессор Богоров» и рельеф кровли акустического фундамента.

1 — профили НСП, 2 — изоглубины (от поверхности моря) кровли акустического фундамента (цифры — двойное время распространения отраженной волны вдоль нормального луча); 3 — разрывные нарушения, выделяемые по записям НСП. Точечная линия — 200-метровая изобата.

собственно Японской котловины наблюдается большое число локальных поднятий, часть из которых проявляется в рельефе дна. В центре изученной площади эти поднятия образуют полосу субмеридионального простирания, на юге которой располагается гора Беляевского, на севере — гора Тарасова. На большей части котловины вне пределов поднятий поверхность акустического фундамента располагается на глубине 5,8—6,6 с (двойное время распространения вдоль нормального луча). На крайнем востоке между возвышенностями Богорова и Ямато выделяется обширная область погружения фундамента (глубина больше 6,8 с) с практически ровной поверхностью.

Вдоль профиля ГСЗ между ДСС NJ-14 и ДСС NJ-26 (профиль 1), по данным многоканального профилирования и НСП, поверхность акустического фундамента достаточно гладкая и характеризуется глубиной 6,9—7,1 с в западной части и 6,7—6,8 с — в восточной. Вдоль другого профиля ГСЗ (между NJ-13 и NJ-1, профиль 2) глубина залегания акустического фундамента меняется гораздо больше и составляет в центральной части профиля 6,9—7,0 с, на юге — 6,1—6,3 с, на севере — 6,5—6,7 с.

Акустическому фундаменту в Японской котловине соответствует сейсмический слой со скоростью продольных волн 3,5—4,0 км/с [24]. Пробуренная в 1989 г. по программе океанического бурения на северной окраине Японской котловины скважина глубоководного бурения 795 достигла акустического фундамента, который представлен здесь брекчированными и массивными известково-щелочными базальтами и потоками андезитовых лав. Возраст осадков, контактирующих с фундаментом, по палеонтологическим данным составляет 13—15 млн лет [27].

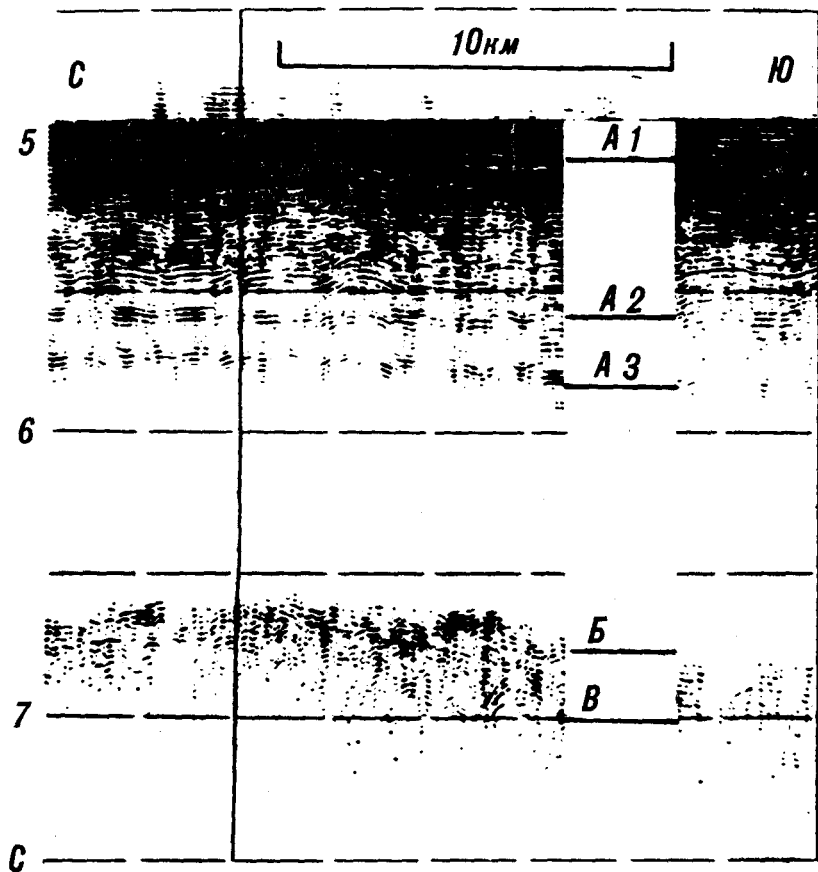


Рис. 3. Фрагмент сейсмограммы НСП вдоль профиля 1 ГСЗ. А — В — акустические комплексы.

В разрезе осадочного слоя вдоль профилей ГСЗ (данные НСП и многоканального профилирования) выделяются три акустических комплекса, которые обозначены нами А, Б и В. Верхний комплекс А разделяется на три подкомплекса (А1, А2 и А3) и характеризуется наличием хорошо выраженной субгоризонтальной слоистости (рис. 3). Общая мощность комплекса немного меньше 1,0 с и остается почти постоянной вдоль профилей. Комплекс Б сложен акустически прозрачными породами, в его толще местами наблюдаются слабые протяженные отражающие границы. Вдоль профиля 1 ГСЗ мощность комплекса постоянна и составляет около 1,0 с, вдоль профиля 2 его мощность меняется от 0,4 с на юге до 1,0 с на севере. Комплекс В соответствует акустическому фундаменту, в его толще регистрируются высокоамплитудные прерывистые в пространстве отражения.

Профили ГСЗ располагаются достаточно далеко от пробуренных в Японской котловине скважин (300, 301 [19] и 795 [27]), но принципиальное сходство акустического облика осадочного слоя вдоль наших профилей и в районе скважин позволяет осуществить привязку комплексов к геологическому времени. Результаты этой операции таковы: комплекс Б сложен породами миоценового возраста, комплекс А3 — породами нижнего плиоцена, А2 — породами верхнего плиоцена и, наконец, комплекс А1 сложен породами плейстоцен-голоценового времени.

Обработка записей ГСЗ к настоящему времени проведена на пяти донных сейсмических станциях. Три из них (NJ-23, 21 и 17) расположены на профиле 1, две — NJ-9 и NJ-7 — на профиле 2 (см. рис. 1). Обработаны записи продольных прострелок, т. е. для станций NJ-23, 21 и 17 при излучениях вдоль профиля 1, для станций NJ-9 и NJ-7 при

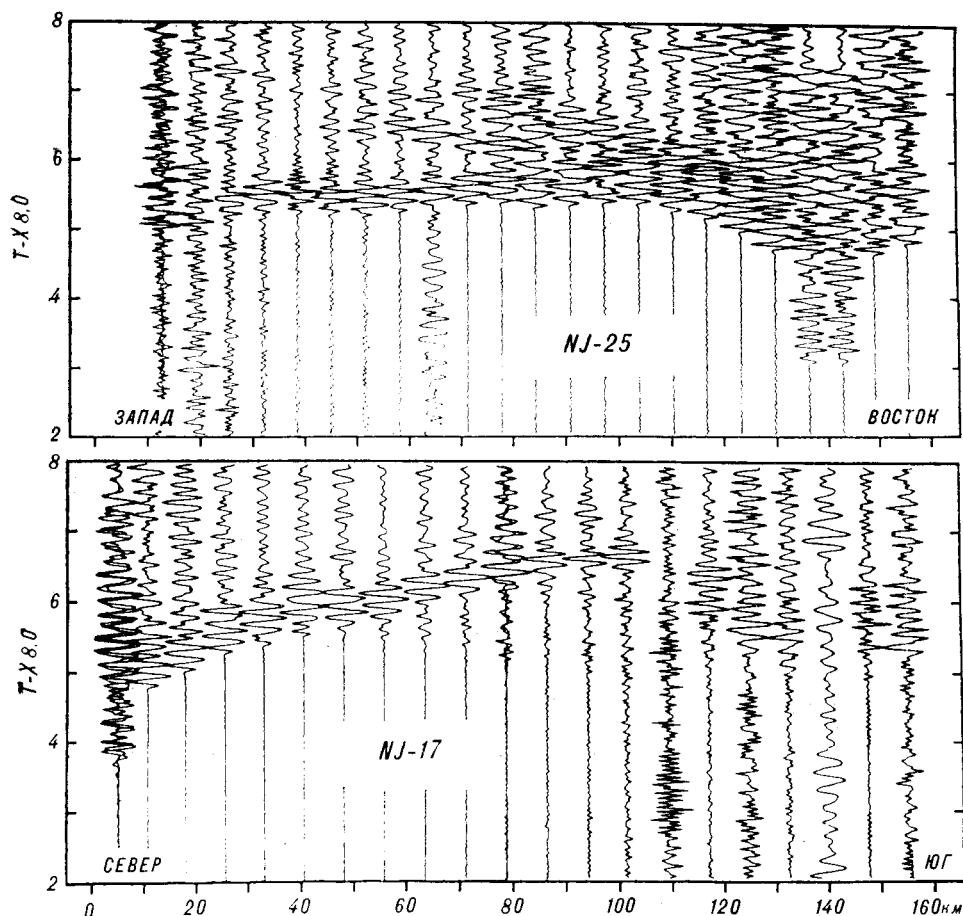


Рис. 4. Примеры сейсмограмм от взрывов, зарегистрированных ДСС NJ 25 (профиль 1) и NJ 17 (профиль 2).

По оси ординат — редуцированное время. Скорость редукции — 8 км/с.

излучениях вдоль профиля 2. Кроме того, обработаны записи станции NJ-17 при прострелке вдоль профиля 2. Сводные сейсмограммы, на которых зарегистрированы сигналы от взрывов, построены еще для ДСС NJ-25 на профиле 1.

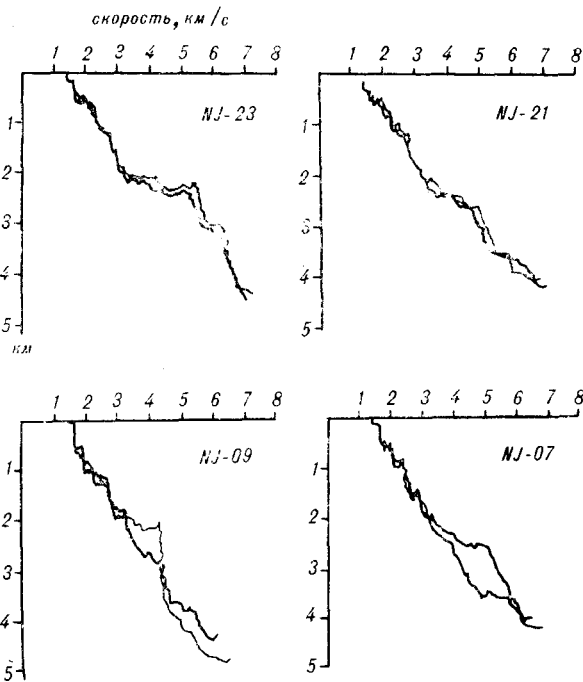
Все перечисленные станции с хорошим отношением сигнал/помеха записали преломления с кажущимися скоростями большими 8 км/с. В первые вступления эти преломления выходят в диапазоне расстояний 30—40 км. Дальность их регистрации достигает 140 км. На рис. 4 приведены примеры сейсмограмм, зарегистрированных ДСС NJ-25 на профиле 1 и ДСС NJ-17 при прострелке вдоль профиля 2. Преломленные волны, возбужденные пневмоисточником объемом 9 л, регистрируются на ДСС до расстояний 45—50 км. Возбуждения ПИ 40 л до 85—90 км.

По сейсмограммам ДСС, полученным с помощью ПИ, методом τ -сумм определены скоростные разрезы верхней части коры (рис. 5). Двойные линии на графиках каждой станции соответствуют определениям скорости по обе стороны от ДСС. Близкое расположение этих линий означает наличие горизонтальной однородности разреза верхней части коры. Из графиков следует, что скорость в осадках плавно увеличивается от 1,6 до 2,0—3,5 км/с. Резкое возрастание градиента скорости соответствует переходу от осадков ко второму слою.

Результатирующие разрезы земной коры приведены на рис. 6. Рельеф подошвы и кровли слоя со скоростью 3,1—3,5 км/с, соответствующего комплексу В, построен по данным многоканального профилирования отраженными волнами. Разрез верхней части коры до глубин примерно

Рис. 5. Скоростные разрезы верхней части земной коры, определенные методом τ -сумм по сейсмограммам ДСС от пневмоисточника.

Каждая линия на графике отдельной станции соответствует определению скорости по одну сторону от ДСС.

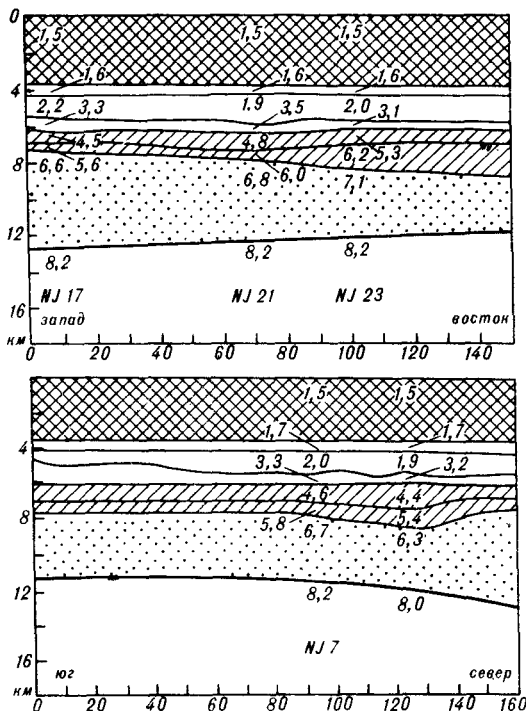


8 км от поверхности моря определен, главным образом, по сейсмограммам ДСС, полученным с пневмоисточниками. Нижняя часть разреза вычислена по сейсмограммам от взрывов. Из рисунков следует, что земная кора в исследованном районе Японской котловины имеет мощность 8,0—8,5 км. Ее разрез представлен осадочным слоем; слоем 2, который подразделяется на слои 2В и 2С; третьим слоем. Скоростная структура и мощность коры здесь подобны соответствующим параметрам земной коры Северо-Западной котловины Тихого океана.

Обсуждение результатов и заключение. Акустический фундамент, совпадающий с кровлей слоя 2, по результатам съемки НСП, расположен в Японской котловине на глубинах меньших 6,6 с и лишь в северо-восточной ее части глубина фундамента достигает 7 с. Хорошо известна связь между глубиной погружения кровли консолидированной коры, мощностью литосферы и ее возрастом в океане. Установлена эта связь и для задуговых бассейнов западной части Тихого океана. Поэтому можно предположить, что земная кора Японской котловины разновозрастна и ее мощность отличается для юго-западной и северо-восточной частей.

Рис. 6. Разрезы земной коры вдоль профиля ГСЗ 1 (верх) и профиля ГСЗ 2 (низ).

Цифры на разрезах — скорости продольных сейсмических волн в км/с. Положение ДСС см. рис. 1.



Приведенные на рис. 6 разрезы являются предварительными, так как использованы записи только пяти ДСС из 26 имеющихся; при восстановлении разрезов методом подбора моделей применены только кинематические критерии; верхняя часть разреза восстановлена при помощи способа t -сумм, имеющего хорошо известные ограничения; мы обрабатывали практически одиночные годографы, а не имеющуюся систему годографов. Несмотря на недостаточную глубину обработки данных, мы считаем, что, по крайней мере, один вывод, а именно наличие в исследованном районе земной коры океанического типа, является верным.

Анализ предварительных результатов позволил сформулировать две проблемы будущих исследований. По изложенным выше причинам можно ожидать значимое различие в строении коры северной и южной частей Японской котловины. Поэтому необходимо продолжить детальные работы ГСЗ в южной части котловины, а также провести специальные исследования для выявления характера изменения мощности коры между северной и южной частями.

Земная кора котловины Ямато, по современным данным [15], имеет мощность порядка 14 км. Возникает вопрос: где и каким образом земная кора Японской котловины переходит в земную кору котловины Ямато? Эта задача будущих исследований также разрешима с помощью детальных работ ГСЗ.

В заключение отметим следующее. Успешное проведение в 1990 г. экспедиции за последнее двадцатилетие советско-японского сейсмического эксперимента еще раз подтвердило истину о том, что международное научное сотрудничество является эффективным средством для познания Природы и преодоления разного рода границ, воздвигаемых между государствами по политическим причинам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берсенев А. Ф., Ковылин В. М. Некоторые особенности глубинного строения земной коры южной части Японского моря // Изв. АН СССР. Сер. геол.—1969.— № 5.— С. 17—22.
2. Васильев Б. И., Карп Б. Я., Строев П. А., Шевалдин Ю. В. Строение подводной возвышенности Ямато по геофизическим данным.— М.: Изд-во МГУ, 1975.
3. Васильковский Н. П. Особенности строения и геологическая история северо-азиатской ветви Тихоокеанского пояса // Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану.— М.: Наука, 1968.— С. 9—57.
4. Ковылин В. М. Строение земной коры в области Японского моря.— М.: Наука, 1979.
5. Ковылин В. М., Карп Б. Я., Шаяхметов Р. Б. Строение земной коры и осадочной толщи Японского моря по сейсмическим данным // Докл. АН СССР.—1966.— Т. 168, № 5.— С. 1048—1051.
6. Косминская И. П., Зверев С. М. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны.— М.: Наука, 1972.
7. Непрочнов Ю. П., Ковылин В. М., Селин Е. А. и др. Новые данные о строении земной коры в Японском море // Докл. АН СССР.—1964.— Т. 155, № 6.— С. 1429—1431.
8. Суворов А. А., Туезов И. Н., Жильцов Э. Г. и др. Результаты глубинного сейсмического зондирования земной коры в северной части Японского моря // Геология и геофизика.—1968.— № 8.— С. 59—67.
9. Сысоев Н. Н., Удищев Г. Б., Андреева И. Б. Результаты сейсмоакустических исследований дна Японского моря // Докл. АН СССР.—1958.— Т. 119, № 3.— С. 575—578.
10. Belousov U. U. Some problems of the development of the earth's crust and upper mantle of oceans // The crustal and upper mantle of the Pacific area.— Washington D. C., 1968.— P. 449—459.
11. Cerveny U., Psencic I. Program SEIS83, Numerical Modelling of Seismic wave fields in 2-D laterally varying layered structures by the ray method/Charles University.— Praha, 1983.
12. Diebold J. B., Stoffa P. L. The travel time equation, tau-p mapping, and inversion of common midpoint data // Geophysics.—1981.— N 46.— P. 238—254.
13. Hilde T. W., Wageman S. M. Structure and origin of the Japan Sea // The Western Pacific: Islands Arcs, Marginal Seas, Geochemistry/Univ. of Western Australia Press.— Perth, 1973.— P. 415—434.
14. Hirata N., Shinjo N. SEISOBS-modified version of SEIS83 for ocean bottom seismograms // Zisin (J. Seismol. Soc. Jpn). Ser. 2.—1986.— N 3.— P. 317—321.

15. Hirata H., Tokuyama H., Chung T. W. An anomalous thick layering of the crust of the Yamato Basin, southeastern Sea of Japan: final stage of the back-arc spreading // *Tectonophysics*.— 1989.— N 165.— P. 303—314.
16. Isezaki N., Uyeda S. Geomagnetic anomaly pattern of the Japan Sea // *Marine Geophys. Res.*— 1973.— V. 2, N 1.— P. 51—59.
17. Isezaki N., Tamaki K., Bersenev I. I., Karp B. Ya., Lelikov E. P. *Geology and Geophysics of the Japan Sea*.— Tokyo: Terra Publ., 1992.
18. Jolivet L., Huchon P., Rangin C. Tectonic setting of Western Pacific marginal basins // *Tectonophysics*.— 1989.— V. 160.— P. 23—47.
19. Karig D. E., Ingle J. C. Jr. et al. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. V. 31.— Washington: US Government Printing Office, 1975.
20. Karp B. Ya., Hirata N., Katao H. Crustal structure of the Japan Sea // *Geology and Geophysics of the Japan Sea*.— Tokyo: Terra Publ., 1992.— P. 32—43.
21. Ludwig W. J., Murauchi S., Houtz R. E. Sediments and structure of the Japan Sea // *Geol. Soc. Amer. Bull.*— 1975.— V. 86, N 5.— P. 651—663.
22. Matsuda T., Uyeda S. On the Pacific-type orogeny and its model extension of the paired belt concept and possible origin of marginal seas // *Tectonophysics*.— 1971.— N 11.— P. 5—27.
23. Murauchi S. Crustal structure in the mantle of Japan Sea from seismic exploration // *Kadaku*.— 1972.— N 42.— P. 367—375.
24. Otofuji Y., Hayashida A., Torii M. When was the Japan Sea opened: Paleomagnetic evidence from southwest Japan // *Formation of Active Ocean Margins*.— Tokyo: Terra Publ., 1985.— P. 551—566.
25. Seno T., Maruyama S. Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea // *Tectonophysics*.— 1984.— N 102.— P. 53—84.
26. Tamaki K. Two models of back-arc spreading // *Geology*.— 1985.— N 13.— P. 475—478.
27. Tamaki K., Pisciotto K., Allan J. et al. *Proc. ODP., Init. Repts., 127: College Station, TX (Ocean Drilling Program)*. 1990.

ТОИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
4 ноября 1991 г.

*Институт исследований и землетрясений,
Токийский университет, Токио, Япония
Институт исследований океана,
Токийский университет, Токио, Япония
Отделение естественных наук,
университет г. Чуба, Чуба, Япония*

УДК 551.14

В. П. Пан, Ю. П. Змиевский

РЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛИТОСФЕРЫ И ТЕКТНИКА ПЛИТ

Произведен расчет профилей обобщенной прочности геосреды с учетом параболического характера изменения температуры солидуса пород от давления и использованием понятия эффективной вязкости. Это позволило по-новому представить реологическую структуру литосферы и наметить принципиальные различия в реологии континентальных и океанических плит.

При переносе тектоники плит на континенты одно из основных ее положений — жесткость плит — не позволяет объяснить образование широких зон разломов, складчатости, неоднородности (диффузионности) деформаций. Это заставило геологов усомниться в когерентной жесткости литосферных плит. В результате экспериментальных исследований по изучению распределения прочностных свойств геосреды по латерали и вертикали сформировалось представление о реологической расслоенности литосферы. Реологические профили, отображающие обобщенную прочность геосреды для различных регионов [1, 4, 5], показывают наличие одного, двух или трех жестких уровней (ядер) в разрезах литосферных плит, но в принципе не меняют представлений о наличии в их средней — нижней части мощного квазиупругого слоя, т. е. жесткой (прочной) несущей основы плит.

В расчетах при этом используются такие характеристики как эффективная прочность, криповая прочность и др. Чтобы яснее представить методику построений, рассмотрим, к примеру, расчеты профилей обобщенной прочности геосреды для регионов с различающимися составом, строением и термическим режимом литосферы, осуществленные Л. И. Лобковским [1].

Для верхней холодной части коры, где преобладают упругие деформации и хрупкое разрушение, использована зависимость

$$\sigma_1 - \sigma_3 \geq \beta \rho g z (1 - \lambda),$$

где σ_1 и σ_3 — максимальные и минимальные сжимающие напряжения; ρ — плотность геоматериала; g — ускорение силы тяжести; z — глубина; λ — отношение давления поровой жидкости к окружающему давлению; β — параметр, зависящий от типа разрушения.

Для средней и нижней части коры, где преобладают пластические деформации, использована «криповая прочность», определяемая как уровень девиаторных напряжений, при котором достигается заданная скорость деформирования среды.

По [3] $e = A\sigma^n \exp(-Q/RT)$, где e — скорость деформации; σ — разность напряжения ($\sigma_1 - \sigma_3$); R — газовая постоянная; T — температура; Q — энергия активации; A и n — материальные константы, по данным лабораторных исследований.

При расчетах принято, что температурный градиент с глубиной не меняется.

Приведенные формулы не учитывают параболический характер изменения температуры солидуса пород от давления, поэтому прочность средней и нижней частей литосферных плит сильно завышена, а интерпретация таких экспериментальных данных с позиций тектоники плит привела исследователей к выводам о существовании подкорового астеносфероподобного слоя [4] и, в итоге, к модели двухъярусной тектоники плит [1].

По нашему мнению, для характеристики обобщенной эффективной прочности литосферы целесообразно использовать эффективную вязкость, а для ее определения использовать формулу [2]

$$\mu = \frac{RT h^2}{24V_a D_0} \exp \frac{aT_m}{T},$$

где R — газовая постоянная; T — температура; T_m — температура плавления; h — глубина; V_a — объем активации; D_0 — частотный множитель.

В этой формуле, по сравнению с очень меняющейся экспоненциальной функцией, температурная зависимость, задаваемая предэкспоненциальным множителем, несущественна, так что эту формулу можно преобразовать в нижеследующую:

$$\mu = C_1 \exp \frac{aT_m}{T},$$

где C_1 — постоянная.

Учитывая, что $\exp \frac{aT_m}{T} = \exp \frac{E_a + \rho V_a}{RT}$, $a = \frac{E_a + \rho V_a}{RT_{m0}}$ или в упрощенном виде $a = \frac{E_a}{RT_{m0}}$, где E_a — молярная энергия активации, принятая по данным лабораторных исследований [3] для «гранитного» и «базальтового» слоев, а также пород мантии соответственно, равной 150, 250. и 540 кдж · моль⁻¹; T_{m0} — температура плавления на поверхности Земли.

Условно принято, что вязкость любых пород в солидусном состоянии составляет 10¹⁹ Па · с. Отсюда рассчитан постоянный множитель C_1 . На основании полученных данных построены кривые изменения вязкости с глубиной для «гранитного», «базальтового» слоев земной коры и верхней мантии (рис. 1).

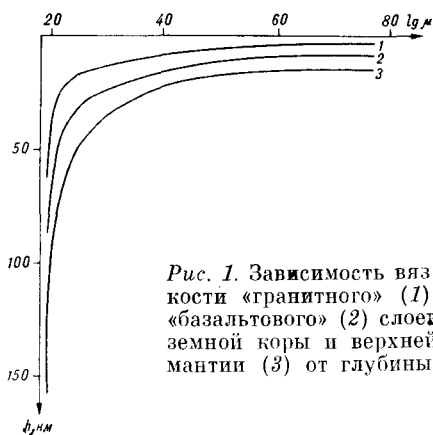


Рис. 1. Зависимость вязкости «гранитного» (1), «базальтового» (2) слоев земной коры и верхней мантии (3) от глубины.

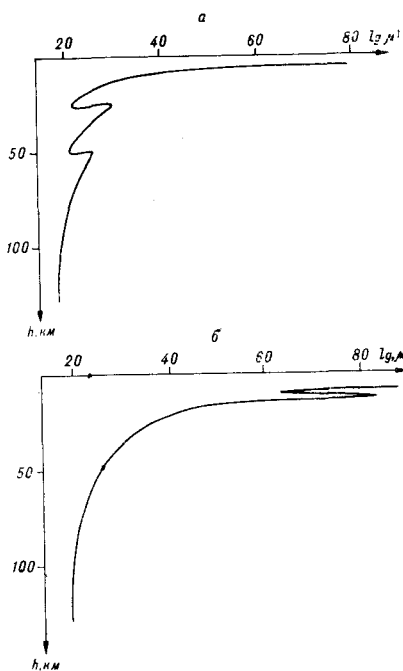


Рис. 2. Кривые изменения вязкости континентальной (а) и океанической (б) литосферных плит при условии, что земная кора континентальной плиты состоит из «гранитного» и «базальтового» слоев мощностью по 25 км, а в океанической плите — представлена базальтами мощностью 8—12 км.

Характер кривых не изменится, если в качестве показателя прочности литосферы использовать криповые напряжения, возникающие при определенной скорости деформации, т. е. вышеприведенную формулу $\dot{\epsilon} = A\sigma^n \exp(-Q/RT)$, но в этом случае мы должны экспоненциальную функцию $Q/(RT)$ заменить на $\frac{aT_m}{T}$.

Следовательно, $\dot{\epsilon} = A\sigma^n \exp\left(-\frac{aT_m}{T}\right)$. Отсюда $\sigma^n = \frac{\dot{\epsilon}}{A} \exp\left(\frac{aT_m}{T}\right)$, где $\dot{\epsilon}$ и A — заданные постоянные величины.

Поэтому при $C_1 = \dot{\epsilon}/A$ $\sigma^n = C_1 \exp\left(\frac{aT_m}{T}\right)$.

Как видим, эта формула почти полностью идентична формуле определения вязкости.

Установленные закономерности изменения прочностных свойств «гранитного», «базальтового» слоев земной коры и верхней мантии позволяют построить обобщенные кривые прочности для различных типов литосферных плит. В качестве примера на рис. 2 приведены такие кривые для океанической плиты и плиты континентальной при мощности «гранитного» и «базальтового» слоев по 25 км.

Анализ этих кривых позволяет сделать следующие выводы:

1. Океанские и континентальные плиты состоят из верхней упругой и нижней пластичной частей.

2. Мощность упругой части континентальных плит не превышает 15 км. Этот вывод согласуется с сейсмическими данными о преобладающем расположении очагов землетрясений на глубинах 5—15 км. Мощность упругой части океанских плит не более 25 км.

Таким образом, прочность океанской плиты выше континентальной за счет повышения мощности ее упругой части.

3. В пределах континентальных литосферных плит, особенно у их окраин, могут располагаться слои субсолидусного состояния пород. Эти слои находятся в нижней пластичной части литосферы и по физическим свойствам (упругость, пластичность и проч.) от вмещающего субстрата отличаются незначительно, т. е. в целом не нарушают двухуровневой реологической структуры литосферы (рис. 3).

В океанической плите высокопластичный слой располагается на границе «базальтового» и «перидотитового» слоев внутри жесткой упру-

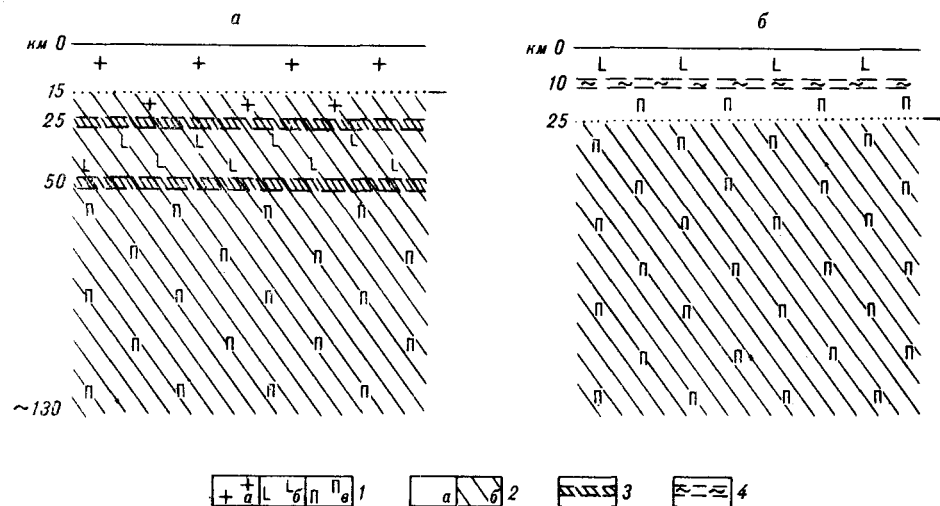


Рис. 3. Модели реологической структуры континентальной (а) и океанической (б) литосферных плит:

1 — гранитный (а), базальтовый (б) слои земной коры, породы мантии (в); 2 — жесткоупругая (а) и пластичная, вязкая (б) части литосферы; 3 — слои субсолидусного состояния пород; 4 — высокопластичный слой.

гой ее части, т. е. значительно отличается по физическому состоянию от вмещающей среды и, таким образом, может рассматриваться как астеносфероподобный.

В определенных обстановках (при колебании мощностей слоев, составляющих литосферу, при локальных изменениях геотермического поля и др.) реологическая структура может, соответственно, изменяться.

Отмеченные особенности реологического состояния литосферы, различия в реологии океанской и континентальной плит позволяют по-новому посмотреть на плитотектонический механизм в целом, на характер взаимодействия плит и внутриплитовую тектонику.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лобковский Л. И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. — М.: Наука, 1988.
2. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. Ч. 2. — М.: Мир, 1982.
3. Kirby S. H. Rheology of the lithosphere // Rev. Geophys. and Space Phys.— 1983.— V. 21.— P. 1458—1487.
4. Molnar P. Continental tectonics in the aftermath of plate tectonics 3 // Nature.— 1988.— V. 335.— P. 131—137.
5. Ranalli G., Murphy D. C. Rheological stratification of the lithosphere // Tectonophysics.— 1987.— V. 132, N 4.— P. 281—295.

ПГО Дальгеология
Хабаровск

Поступила в редакцию
14 ноября 1991 г.

УДК 551.763.3 : 551.781/578.64

А. А. Капица

О ПРОЯВЛЕНИИ ЛАРАМИЙСКОЙ ОРОГЕНИИ В ЯПОНО-САХАЛИНСКОМ АРХИПЕЛАГЕ

Приведены факты перерыва седиментации и несогласного залегания угленосного раннего палеогена на разных горизонтах мезозоя и палеозоя.

На грани туронского гиляцкого и сенонского ороченского веков в области Японо-Сахалинского архипелага произошли тектонические

движения, вызвавшие палеогеографическую перестройку, которая, в свою очередь, отразилась на составе морской фауны беспозвоночных и отчасти на составе наземной флоры [8]. Сенонская флора стала постепенно обогащаться некоторыми, типично кайнозойскими представителями хвойных и цветковых. К концу сенона этот процесс усилился при прогрессивном обеднении растений туронского типа. Например, на п-ове Терпения восточного Сахалина присутствуют аналоги сенонских свит — верблюжьегорской, жонкьерской и бошняковской. Первая охарактеризована нами сантонскими *Inoceramus lobatus* Goldf. на р. Песковская и *Gaudryceras tenuiliratum* Yabe var. *ornata* Yabe, *Inoceramus lingua* Goldf. у с. Котиково. К этой же свите относится флора, типа японской сантонской флоры «оараи», обнаруженная нами в песчано-конгломератных слоях у мыса Сушкова и любезно определенная Т. Н. Байковской: *Ginkgo adiantoides* Heer, *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Trochodendroides arcticus* (Heer) Berry, *Menispermites* sp., *Platanus* sp.?, *Vitis olrikii* Heer, *Grewiopsis* cf. *alaskana* Holl., *Cornus* sp. *Cissus corylifolia* Lesq.?, *Viburnum richardsonii* Knowlt., *V. nordenskioldii* Ward (non Heer), *V. sp.*

Непосредственно стратиграфически выше здесь же в глинистых, слабо угленосных слоях присутствуют *Cladophlebis oerstedii* (Heer) Kr., *Nilssonia johnstrupii* Heer, *N. sp.*, *Ginkgo laramiensis* Ward, *Glyptostrobus groenlandicus* Heer, *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Taxites* sp., *Corylus* sp., близкий к *C. jelisejevi* Krysh., *Pterospermites* sp. Позднее из того же места наш список дополнил В. А. Вахрамеев видами *Metasequoia cuneata* (Newl.) Chaney, *M. disticha* (Heer) Miki, *Glyptostrobus europaeus* (Brongn) Heer, *Thuja cretacea* (Heer) Sew, *Elatocladus* sp., *Betulacea*, *Corylus* aff. *insignis* Heer, *C. americana* Walt, fossil Newb., *Magnolia* sp., ореху, *Saccoloma* cf. *gardneri* (Lesq.) Knowlt. В этом же горизонте и выше присутствуют аммониты. Поэтому вся эта флора не может быть «маастрихтско-датской», как полагают некоторые геологи [9]. Жонкьерская свита охарактеризована на полуострове аммонитами и зональными кампанскими «*Inoceramus Schmidti*» и «*Helcion giganteum*». Вышележащая мощная маастрихтская бошняковская свита до сих пор остается, к сожалению, немой [4]. Нелишне заметить, что жонкьерская и бошняковская свиты, в отличие от своих западносахалинских аналогов, представлены, как и на Чукотке, грубообломочными породами — туфами, туфолавобрекчиями и разноцветными — красными и зелеными — кремнистыми сланцами, вследствие чего эти породы издавна ошибочно относили к «палеозою».

Коньякско-сантонская верблюжьегорская свита Сахалина одновозрастна со свитой оараи о. Хонсю, заключающей весьма обильную оригинальную флору, которую критически рассмотрел А. Г. Аблаев [1]. Мощные, в основном конгломератные, слабо угленосные пресноводно-наземные слои оараи в районе гор Канто охарактеризованы мхами, хвощами, папоротниками, саговниками и массой (до 60 %) своеобразных, кайнозойского типа цветковых. В этой флоре, как и на п-ове Терпения, на «глиняном флористическом фоне» присутствуют третичные растения: *Asplenium*, *Coniopteris*, *Adiantites*, *Sphenopteris*, *Zamites*, *Otozamites*, *Sequoia*, *Glyptostrobus*, *Brachyphyllum*, *Sabalites*, *Populus*, *Betula*, *Quercus*, *Ulmus*, *Magnolia*, *Cinnamomum*, *Platanus*, *Hovenia*, *Ziziphus*, *Tilia*, *Aralia*, *Hedera*, *Fraxinus*, *Viburnum* и многие другие [13]. Выше залегает мощная морская толща накаминато с *Inoceramus* cf. *balticus* Boehm. и прочей фауной синхронной кампанской жонкьерской свите ороченского надъяруса Сахалина [4, 6]. Юго-западнее, в горах Аканси и на п-ове Кии известна мощная сеноман-сенонская толща сотоидзуми, несогласно залегающая на раннемеловых образованиях. Верхняя 500-метровая, в основном глинистая часть ее представлена свитой тоедзо с позднесантон-кампанским горизонтом «*Inoceramus Schmidti*», *In. balticus* Boehm., *Tetragonites* cf. *cala* Forb., «*Trigonia subovalis* Jimbo» etc. Аналогов маастрихтской бошняковской вулканогенной свиты здесь нет.

Севернее, в горах Абукума сантон-кампанская толща футаба с морскими рептилиями, типа сахалинских верблюжьегорских, с *Bostrychosegas indicum* (Stol.) несогласно залегает на палеозое и сама несогласно покрыта на каменноугольном месторождении Дзебан раннепалеогеновой угленосной свитой иваки с исикарийского типа флорой *Sabalites*, *Musophyllum*, *Ficus*. Выше залегает олигоценовая морская свита асагай — аналог сахалинской свиты генноиши.

Еще севернее, в горах Китаками несогласно на палеозое, триасе и раннему мелу залегает синхронная сахалинской верблюжьегорской свите сантонская толща кудзи со слоями *Texanites* sp., «*Inoceramus japonicus*» и с флорой саговников и цветковых. Выше покоятся кампанские, слабо угленосные флороносные слои, синхронные слоям хакобучи на Хоккайдо и жонкьерской свите Сахалина. Нижняя флора представлена, главным образом, папоротниками и саговниками, а верхняя — более чем 26 видами цветковых. Несогласно на свите кудзи раннепалеогеновый базальный конгломерат свиты нода с вудвардиями, метасеквойями и прочей раннепалеогеновой флорой, идентичной флорам исикари и нижнедуйской [10]. Аналогов маастрихтских бошняковских вулканических пород Сахалина здесь тоже нет, видимо, вследствие древнего размыва, поскольку мощность самой свиты кудзи колеблется в больших пределах — от 370 до 640 м.

Подобное явление наблюдается и на западе о. Хоккайдо, где мощности морской глинистой толщи хетонай с нефтенпроявлениями и флоропосной свиты хакобучи с сантонским *Inoceramus orientalis* Sok., кампанским «*Inoceramus Schmidtii*», вследствие того же древнего размыва, колеблются от 350 до 2000 м. Поэтому раннепалеогеновая угленосная толща исикари также несогласно залегает на глубоко размывших слоях сенона и даже на скафитовых (иезоитовых) слоях кровли туронского гилдского яруса [6, 10].

На востоке Хоккайдо на участке Кусиро — Немуро сенон, подобно вышеописанному разрезу п-ова Терпения, представлен литологически аналогичной, также весьма мощной (около 3000 м) кремнисто-вулканической осадочной серией немуро, заключающей в основании кампанский жонкьерский горизонт «*Inoceramus Schmidtii*». Выше в мощной туфоосадочной толще, типа маастрихтской бошняковской свиты Сахалина, присутствуют эндемичные *Inoceramus shikotanensis* Neg. et Mat., выше — *In. kusiroensis* Nag. et Mat. и еще выше — аммониты. Разрез венчается псефитосаммитовыми и глинистыми слоями с позднепалеогеновыми *Globorotalia pseudomenardii* Bolli, на которых с размывом залегает валунный конгломерат, типа раннепалеогеновой конгломератной свиты Сахалина, с обломками подстилающих основных пород — андезита, долерита, порфирита, роговика, песчаника, сланца и гранита. Присутствие здесь датских слоев некоторые японские геологи считают спорным; хотя для этого же района указываются датско-раннепалеоценовые *Globigerina pseudobulloidis* Plumm., *G. daubjergensis* (Bronn), *G. compressa* Plumm., *Globigerinodes trilocolinoides* (Plumm.).

На о. Сикоку в горах Идзуми известна очень мощная (7000 м), сильно деформированная толща идзуми с залежами кислых вулканических туфов с обломками подстилающих пород, простирающаяся далеко за пределы этого острова. Толща несогласно залегает на древнейших метаморфических породах самбагава и несогласно покрыта базальным конгломератом лютетской угленосной толщи кума с теплолюбивыми *Aturia*, *Nummulites*, *Discocyclus*, *Fabiania cassus* Oppenheim и флорой *Woodwardia* и *Musophyllum* типа раннепалеогеновой флоры свит исикари и нижнедуйской. В нижних прибрежно-морских слоях идзуми присутствуют кампанские «*Inoceramus Schmidtii*», *In. orientalis* Sok., *In. Balticus* Boehm., эндемичные *In. shikotanensis* Nag. et Mat., *In. hetonaianus* Mat., *Bostrychoceras*, *Pravitoceras* и *Pachydiscus subcompressus* Mat. К толще приурочены нижнемаастрихтский *Anisomyon* и *Eutrephoceras*, известные как в сеноне Хоккайдо, так и в эоценовой свите окиносима

вместе с теплолюбивыми *Нерсoglossa* и *Aturia* на о. Кюсю. Накопление столь мощной толщи связывают с быстро развивающимся процессом горообразования Сакава и мощной денудацией. Аналогичный разрез наблюдался на соседнем о. Авадзи, на котором присутствуют *Inoceramus cf. regularis* d'Orb и флора беннеттитов, цикадофитов, хвойных и обильных цветковых [6, 10].

На о. Кюсю в бассейне р. Оногава «песчаник идзуми», более полно охватывая сенон, несогласно залегает базальным конгломератом и тригониевым песчаником на докаменноугольных слоях. В толще присутствует обильная фауна, в том числе *Inoceramus cf. regularis* d'Orb. В бассейне той же реки позднемеловые нижняя и верхняя оногава достигают, как и на Сахалине, громадной мощности — до 13 000 м, несогласно залегая базальным конгломератом либо на гранитах, либо на палеозойских слоях и на серпентинитах. Верхняя (ороченская) толща оногава местами также несогласно залегает на сеноман-туронской (айнуско-гиляцкой) нижней толще оногава; мощность ее колеблется, благодаря древнему предпалеогеновому размыву, от 800 до 8300 м. Она представлена мощным конгломератом, песчаниками, сланцами и вулканическими туфами с аммонитами, *Inoceramus naumanni* Yok. — внизу и «*Trigonia subovalis Jimbo var. minor Yabe et Nag.*» — вверху, синхронными коньяк-сантонской верблюжьегорской свите ороченского надъяруса Сахалина [4, 10]. Кампанский горизонт «*Inoceramus Schmidtii*» здесь не обнаружен. Об энергичных ларамийских или позднесакавских движениях и мощной эрозии свидетельствует присутствие в верхней толще громадных глыб самбагавских асидных сланцев и филлитов, эффузивов, гранитов и прочих ксенолитов.

На том же острове на участке биологической станции Анцу на толще хименоура с кампанским горизонтом «*Inoceramus Schmidtii*» с угловым несогласием залегает базальный конгломерат раннепалеогеновой толщи с признаками нефти. На том же и на соседних островах Амакуса и Симосима мощность морского сенона ороченского надъяруса в связи с предпалеогеновым размывом колеблется от 300 до 3000 м. Залегая несогласно базальным конгломератом на сеноман-туронской айнуско-гиляцкой толще госёноура, на кристаллических породах и на гранитах, толща хименоура сама с угловым несогласием покрыта базальными ипрско-лютетскими нуммулитовыми слоями свиты симосима [10]. В пизах толщи присутствует зональный сантонский «*Inoceramus japonicus*», а в верхах — кампанский «*Inoceramus Schmidtii*». Маастрихтские вулканические слои и здесь, как видно, тоже отсутствуют. Раннепалеогеновая толща камикосикидзима на одноименном острове, залегая также несогласно на слоях хименоура, представлена в основном красноцветными латеритовыми породами поверхностного выветривания, а выше — прибрежно-морскими слоями с моллюсками.

В припоморской структурно-фацциальной зоне «Тюоку» на о. Кюсю и на юго-западе о. Хонсю известны несогласно залегающие на разных раннемеловых горизонтах весьма мощные сенонские вулканогенно-осадочные пресноводно-континентальные флороносные толщи асува и выпележащие нохи и яхата, вероятно, соответствующие маастрихтско-«датским» столь же мощным вулканическим образованиям хр. Сихотэ-Алинь и о. Цусима. Как и в Сихотэ-Алине, лавы представлены порфиритами, дацитами, риолитами, кварцевыми порфирами и игнимбритами, прорванными ларамийскими гранитоидами, в том числе адамеллитом. В этой же зоне на севере о. Кюсю лютетская угленосная толща погата, синхронная сахалинской нижнедуйской, своим базальным конгломератом залегает уже на древних метаморфических породах тагава [3, 10].

Таким образом, через весь Сахалино-Японский архипелаг совершенно ясно прослеживается ларамийский (в Японии — сакавский, а на Сахалине — бошняковский) катаклизм, проявившийся и на соседнем материке, где различные сенонские лавы ороченского надъяруса резко

несогласно залегают на разных горизонтах более дислоцированных мезозойских и палеозойских пород.

Резюмируя вышеизложенное, можно ожидать на площади современного Японского моря и Татарского пролива в разрезе новых, еще неизвестных на современной суше образований, происшедших от размыва и переотложения уничтоженной части сенонских и других пород ларамийского орогенеза [3, 5].

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аблаев А. Г.* Поздне меловая флора восточного Сихотэ-Алиня и ее значение для стратиграфии. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974.
2. *Каница А. А.* К вопросу о движениях земной коры в области Сахалина на грани меловой и палеогеновой эпох // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1960. — № 2.
3. *Каница А. А.* К вопросу о магматических горных породах о. Сахалина/Приамурск. фил. Географ. о-ва СССР. — Хабаровск, 1960. — С. 49.
4. *Каница А. А.* Краткий очерк меловых образований Сахалина // Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов/ГНТИ. — М., 1961.
5. *Каница А. А.* Главные геоморфологические и геоструктурные черты о. Сахалина, его тектоническая история и районирование // Геология и нефтегазовосность Сахалина. Вып. 224/ГНТИ. — Л., 1963.
6. *Криштофович А. Н.* Геологический обзор стран Дальнего Востока. — Л.; М.: ЦНИГРИ, ГНТИ, 1932.
7. *Криштофович А. Н.* Меловая флора Мгач и Половинка. — М., 1937. (Тр. ДВФАН СССР. Сер. геол.; Т. 2).
8. *Криштофович А. Н.* Палеоботаника/ГНТИ. — Л., 1957.
9. *Шуваев А. С.* Маастрихтско-датские отложения на полуострове Терпения (Сахалин) // Докл. АН СССР. — 1968. — Т. 183, № 3.
10. *Geology of Japan/The Univ. of Tokyo Pres.* — Tokyo, 1963.
11. *Kobayashi T.* The sakava orogenic cycle and its bearing of the origin of the Japanese Islands // Jmp. Fac. Sci. Univ. Tokyo. — 1941. — Sect. 2,5. — P. 249—578.
12. *Matsumoto T.* Cretaceous-Tertiary boundary in the Japanese Islands // 21 Intern. Geol. Congr. P. 5. — Copenhagen, 1960.
13. *Oyama T.* On the conclusion of the Oarai flora from the Oarai Formation // Bull. Fac. Arts and Sci., Ibaraki Univ., Nat. Sci. — 1960. — N 11. — P. 75—106.

ИГО Дальгеология
Хабаровск

Поступила в редакцию
16 мая 1991 г.

УДК 551.21.24

Г. М. Власов

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ, МАНТИЙНЫЕ ДИАПИРЫ И ТЕКТОНИКА ПЛИТ

Учение о глубинных разломах, основа которого заложена работами А. В. Пейве, А. Н. Заварицкого, Н. С. Шатского и др., получило общее одобрение и широкое распространение. Однако оно оказалось несовместимым с концепциями тектоники плит и с гипотезой А. В. Пейве и др. о срывах оболочек тектоносферы с развитием глубинных шарьяжей. Это вызвало изменение представлений А. В. Пейве, А. А. Книппера, С. В. Руженцева и др. о глубинных разломах. Новые представления не находят подтверждения. Они обусловлены игнорированием интрузий, мантийных диапиров, процессов взаимодействия коры и мантии.

«Жесткая», не признающая альтернатив, гипотеза тектоники плит в известной мере сдерживает развитие новых прогрессивных идей в геологии. Примеры этого — история разработки учения о глубинных разломах земной коры и незаслуженное отрицательное отношение сторонников тектоники плит к интересным идеям, высказанным в свое время В. В. Белоусовым.

Основа учения о глубинных разломах создана преимущественно работами А. В. Пейве, А. Н. Заварицкого, Н. С. Шатского. Честь введения в науку термина «глубинные разломы», общая характеристика этих структур принадлежат А. В. Пейве [19]. Особенности этих дизъюнктивных поверхностей или зон, по заключению А. В. Пейве, являются длительность (часто — унаследованность) и многофазовость развития, значительные протяженность и глубина заложения, определенные связи с формациями горных пород. По кинематическим особенностям они подразделяются на глубинные сбросы, надвиги и сдвиги. Глубинные разломы не только контролируют, но и вызывают магматические проявления. Зарождаясь в самом начале возникновения геосинклинального режима, они являются обязательными элементами в структурном развитии геосинклинальных областей.

В конце 50-х — начале 60-х гг. увлечение тектоникой плит захватило и коллектив Геологического института. Представления А. В. Пейве и других исследователей о глубинных разломах, уже прошедшие практическую проверку и ставшие общераспространенными, оказались несовместимыми с концепциями тектоники плит. Длительность существования глубинных разломов, определяющее их влияние на развитие регионов, связь их с геосинклинальным процессом, питание разломов веществом и энергией из мантии, существование глобальной сети ортогональных и диагональных разломов, унаследованность части молодых глубинных разломов от этой сети, — все перечисленное не согласовывалось с крайними мобилистскими представлениями. Поэтому был предпринят коренной пересмотр понятия «глубинный разлом».

«В последнее время, — пишет А. В. Пейве [20, с. 8], — получены данные, свидетельствующие о широком проявлении горизонтальных перемещений по разломам земной коры». Основываясь на гипотезе течения горных масс, он предположил срывы и проскальзывания частей оболочек Земли, включая астеносферу, по отношению к остальной части мантии. Срывы участков оболочек, выраженные глубинными шарьяжами, считались «главным типом разрывных нарушений, определяющим структуру многих, если не всех, складчатых сооружений» [21, с. 108].

«Соответственно этому в первоначальное определение глубинных разломов должны быть внесены поправки» [20, с. 8]. Глубинными разломами являются вертикальные, наклонные или горизонтальные глубинные поверхности тектонически перемещенных горных масс. А. Л. Книппер и С. В. Руженцев [15] конкретизировали новое понятие глубинных разломов. Необходимо, по их мнению, выделять два типа пространственно и генетически связанных структур — «глубинные срывы» (смещения оболочек тектоносферы) и оперяющие их глубинные разломы. Последние являются, как пишут эти авторы, поверхностным выражением тектонических процессов, которые реализуются вдоль «глубинных срывов». С подобным толкованием глубинных разломов согласился и А. В. Пейве [21].

Таким образом, в 60-х — 70-х годах существовало два, значительно отличающихся одно от другого, представления о глубинных разломах: старое, более распространенное, и новое, согласованное с концепциями тектоники плит.

Материалы многих работ о разломах земной коры склоняют автора этой статьи в пользу большей достоверности старых представлений. Особенно показательны в этом отношении две монографии А. И. Суворова [26, 27], подкупающие объективностью и достаточно подробными (а для Казахстана и Средней Азии — весьма подробными) описаниями разломов на территории бывшего Советского Союза. В большинстве регионов отнюдь не проявляется полная «перетасовка» структурных элементов вследствие глубинных срывов и далеких шарьяжных перемещений, о чем пишут А. Л. Книппер и С. В. Руженцев [15]. Структура Казахстана и Средней Азии, например, в основном блоковая. Глубинные разломы чаще вертикальные или крутонаклонные, перемещения их крыльев преимущественно вертикальные сбросового и взбросового характера. Там, где проявляются

надвиги и шарьяжи, перемещения обычно незначительны. Сбросы и сдвиги связаны в общие системы. В отношении некоторых дислокаций (например, на Памире) высказываются противоположные мнения: одни исследователи считают их крутопадающими сбросовзбросами, другие — покровными и чешуйчатыми структурами. Имеются разломы «сверхдлительного развития», унаследованно проявлявшие деятельность при активизациях в течение около 2 млрд лет. А. И. Суворов отмечает удивительную, в общем, выдержанность направлений разломов и их систем, показывающую во многих случаях унаследованность от глобальной сети разломов. Выявляются циклы развития глубинных разломов с последовательным перемещением их в пространстве. Крупные дугообразные системы разломов сопоставляются А. И. Суворовым с палеозонами Заварицкого—Беньоффа. Это в какой-то степени подтверждается нахождением поблизости от них округлых или овальных депрессий — бывших окраинных морей. Палеозоны Заварицкого—Беньоффа и другие системы глубинных разломов явно оказывали влияние на геосинклинально-орогенное развитие сопряженных регионов. Эти палеозоны А. И. Суворов выделяет в особую категорию проблематических сверхглубинных структур, выражая, однако, сомнение в возможности их углубления на 600—700 км. В современном плане палеозойские сейсмофокальные зоны представляют систему глубинных разломов, «надстраивающих» один другого по дугообразному направлению.

Справедливость новых представлений А. В. Пейве, А. Л. Книппера, С. В. Руженцева и др. о глубинных разломах, наоборот, во многих отношениях вызывает сомнения. Повсеместное распространение «глубинных» шарьяжных структур не подтверждается новейшими исследованиями. Концепция скопления и срывов оболочек Земли кажется скорее «умозрительной», чем основанной на достаточном количестве фактических материалов. «Глубинные» разломы А. Л. Книппера и С. В. Руженцева, оперяющие шарьяжи, — это явно не глубинные структуры. Сами же авторы характеризуют их как поверхностные проявления процессов, происходящих в зонах глубинных шарьяжей. Разломы, по представлениям этих авторов, ограничены снизу шарьяжными поверхностями «срывов», т. е., по существу, обособлены от глубинных уровней тектоносферы. Между тем наиболее важные процессы в действительно глубинных разломах обусловлены их непосредственной связью с мантией, с переносом с глубин флюидных, петрогенных и рудных компонентов, с взаимодействием вещества коры и мантии. В разломах, помимо магматических тел, формируются зональные синтетектонические метасоматиты, с которыми связано специфическое для глубинных разломов, еще недостаточно изученное, оруденение [18].

Вне внимания А. В. Пейве и др. остались глубинные структуры типа сейсмофокальных зон. отождествление их с зонами субдукции лишено оснований. Даже без учета многочисленных возражений против этого [7—9 и др.] один факт разделения зон Заварицкого—Беньоффа поперечными глубинными разломами на отдельные звенья делает субдукцию нереальной [4, 5].

Спорно, по меньшей мере, само существование глубинных шарьяжей, якобы связанных со «срывами» частей оболочек тектоносферы. Глубинность этих структур обосновывается ее авторами нахождением в шарьяжах ультрабазитов, которые рассматриваются как тектонические отторженцы от мантии. Но уже достаточно большой фактический материал, собранный различными исследователями во многих районах мира, показывает в основном интрузивный характер ультрабазитовых тел, иногда лишь незначительно перемещенных в форме протрузий, чему способствует серпентинитовая «смазка» [7, 8, 11, 12]. Тщательные исследования площадей распространения офиолитовых формаций на Востоке Азии показали [13] бесспорно интрузивный характер гипербазитовых тел, вопреки ранее высказываемым представлениям о тектошической природе их, залегания в надвиговой чешуе и т. д. Кроме ультрабазитовых интрузий по

многих районах обнаружены разновозрастные коматииты. Офиолиты Восточной Азии формировались в геосинклинальных трогах, развивавшихся в зонах растяжения (а не раздвига) земной коры континентального типа, и залегают на месте своего образования. Установлено, что значительная часть офиолитов формировалась не на океанической, а на ранее образованной континентальной коре. Состав, геохимические и металлогенические особенности таких офиолитов зависят от мощности континентальной коры, на которой они формировались, и от глубины источников верхней мантии.

Эти материалы являются еще одним подтверждением справедливости выводов Ю. А. Косыгина и Д. Ф. Семенова [16], указавших на неправомерность использования, в качестве универсальной, концепции океанической коры при решении проблемы офиолитов.

Появление ультрабазитов в шарьяжах более естественно объясняется не большой глубиной «срывов», а подъемом вещества мантии к поверхности, возможно, в форме мантийных диапиров, астенолитов. Это тем более вероятно, что, как пишет А. В. Пейве [21, с. 117], «в полях развития серпентинитового меланжа в каждом офиолитовом поясе отмечаются явления диапиризма в виде серпентинитовых протрузий, протрузивных куполов и брахивидных складок». Постоянное нахождение в глубинных шарьяжах обломков и глыб метаморфических пород [18] объяснимо влиянием магматических куполов. Логично объяснить подъемом мантийных магм по разломам и появление базальтов на «срывах», что А. В. Пейве связывает с раздвигами континентальной коры и обнажением из-под нее пород коры океанической.

Если не превращать, вопреки фактам, гипербазитовые интрузии в тектонические отторженцы или протрузивные образования, то поднятие или приближение к поверхности мантийных магм в виде интрузий различной формы может рассматриваться как вполне естественный процесс. Округлые очертания структур, формирующихся на месте выхода мантийных диапиров, по мнению В. В. Белоусова [30], более легко получаются при вертикальных потоках материала в мантии, вызывающих поднятия и опускания на поверхности.

Надо отметить, что число сторонников влияния мантийных диапиров на процессы в верхних оболочках Земли растет необычайно быстро. Л. Л. Перчук [25, с. 60] пишет, что «взаимодействию высокотемпературных мантийных расплавов с породами земной коры в последние годы придается все большее значение. Это вызвано тем, что многие петрологические явления невозможно объяснить с позиций устоявшихся концепций».

Приходится возвращаться к представлениям В. В. Белоусова [3], столь критикуемым ранее. Его гипотеза базификации коры под влиянием мантийных диапиров с сопутствующим образованием тафрогенных впадин (океанизацией) получает все большее подтверждение. Л. Л. Перчук [25] обосновал возможность поглощения континентальной коры мантийным диапиром (т. е. базификацию) по типу магматического замещения. Исследования вулканических пород Японского и других окраинных морей позволили развить гипотезу образования окраинных морей в связи с процессами мантийного диапиризма и магматического замещения земной коры ультраосновными расплавами [24, 25, 29]. Доказательства проявления этого процесса следующие: антидромная последовательность магматизма окраинных морей; утонение (до полного уничтожения) коры; существование пород промежуточного состава между породами коры и мантии; наличие бонинититов, состав которых указывает, что они, по-видимому, являются продуктами контаминации ультраосновной магмы коровым материалом; нахождение диапировых куполов вдоль склонов у Филиппинского моря и др. Процессы диапиризма и базификации приводят к появлению над диапирами крупных сводовых поднятий, последующее обрушение которых создает депрессии окраинных морей [25].

По мнению Г. Б. Удинцева [28], характер рифтогенеза срединно-океанических хребтов согласуется с ячеистыми поднятиями мантийных диапиров вдоль осей хребтов. На возможность этого указывает и относительно высокий тепловой поток в Срединно-Атлантическом хребте. По расчетам Б. Г. Поляка, под хребтом существует тепловой диапир шириной 200—300 км, в котором на глубине около 15 км температура 400°, а на глубине 30 км 800° [23].

Существование мантийных диапиров, оказывающих большое, иногда определяющее, влияние на развитие геосинклинально-орогенных структур, устанавливается многими зарубежными исследователями [31, 33, 35, 36, 38]. Независимо от представлений В. В. Белоусова и других наших авторов, на основе материалов по Средиземноморью зарубежными исследователями [31, 38] разработана гипотеза диапирового крикогенеза (kriko-genesis), тождественная диапировой гипотезе наших исследователей. В основе гипотезы диапирового крикогенеза лежит та же идея о взаимодействии пород коры и мантии, что была высказана В. В. Белоусовым. Мантийные диапиры, поднимающиеся в условиях растяжения коры вдоль ее расколов, вызывают сводовые поднятия, метаморфизм и сокращение мощности земной коры, а в последующем происходит обрушение поднятий с образованием тыловодужных бассейнов. Зоны обрушений варьируют от узких внутриконтинентальных впадин до округлых морей и небольших океанических бассейнов. Они быстро преобразуются в устойчивые (срединные) массивы и окаймляются поднимающимися дугами. По В. В. Белоусову, очертания островных дуг по периферии подобных срединных массивов контролируются контурами последних. Согласно И. Локарди [36], тектоника Тирренского и Апеннинского районов Средиземноморья управляется серией мантийных поднятий астеносферного характера. Вулканические извержения, ранее связывавшиеся сторонниками тектоники плит с субдукцией, в действительности происходят из вулканов, кольцевые цепи которых следуют овальным очертаниям вершин мантийных куполов. В подъеме мантии большую роль играли глубинные флюиды, что определило рудную продуктивность области.

Крикогенез, по заключению Ф. К. Вецела [38], более поздний процесс по отношению к орогенезу. В молодых складчатых областях он проявлялся преимущественно в плиоцен-четвертичное время. Можно напомнить, что и В. В. Белоусов относил тафрогенный режим с мантийным диапиризмом, базификацией и формированием тафрогенных бассейнов к поздние и посторогенным явлениям. Как В. В. Белоусов, так и европейские исследователи отмечают исключительную быстроту обрушения и опускания бассейнов над мантийными диапирами (до 2 км за 1 млн лет).

Ф. К. Вецел [38] рассмотрел островные дуги Тихоокеанского пояса в сопоставлении с альпидами Европы, используя при этом и материалы океанического бурения. Тектоноплитные построения, по его заключению, не отражают реальной обстановки тихоокеанских активных окраин. Важность вертикальной тектоники в формировании тихоокеанских активных краев, как ему кажется, недооценивается до настоящего времени. Он убеждается, что окраинные моря запада Тихого океана, так же как и внутренние бассейны Средиземноморья, созданы процессами крикогенеза в позднеорогенную эпоху растяжения коры.

Диапировая гипотеза, довольно хорошо подкрепленная фактами, имеет перспективу дальнейшего развития и, возможно, объяснит в будущем ряд сложных геологических явлений. В. Кребс [35] связывает образование двухстороннего орогена островодужной системы с мантийными диапирами. Зоны Заварицкого—Беньюффа, по его представлениям, находятся с обеих сторон диапиров, у их границ с вмещающими толщами. Поднятые площади с диапирами преобразуются затем в окраинные или внутренние моря, а впоследствии превращаются в устойчивые массивы. Эта гипотеза хорошо объясняет продолжительную магматическую деятельность в вулканических дугах, образование падающих навстречу друг другу сейсмофокальных зон, так же как и встречно наклоненных фронтальных и ты-

ловых надвигов. Гипотеза привлекает внимание к возможной связи с тыловыми структурами руд и других полезных ископаемых.

Близкие представления высказаны У. Кэри [31] об образовании симметричных орогенов у магматических диапиров, внедрившихся вдоль разломов земной коры в условиях ее растяжения. Предполагается, что зоны Заварицкого—Беньоффа представляют внешние поверхности диапиров, они отграничивают активные диапиры от пассивной литосферы. Сходно понимание А. А. Смысловым сейсмофокальных зон, как структур, окаймляющих мантийные диапиры. Идею о решающем значении для тектоники вертикального поднятия мантийного вещества защищает М. Д. Мак Кун [37], также предполагающий возникновение сейсмофокальных зон по приокеаническим краям диапировых поднятий. С крупными центральными структурами связывает сейсмофокальные зоны Г. И. Худяков.

С околodiaпировым происхождением зон Заварицкого—Беньоффа согласуются, помимо высокого теплового потока, установленная не плоская, а коническая их форма и сложный «рельеф» сейсмофокальных поверхностей: по существу, зоны Заварицкого—Беньоффа представляют системы глубинных разломов [5, 26].

Восходящее движение мантийных диапиров обуславливается изменением фаз на более легкие в поднимающейся магне. Поэтому можно ожидать расширения диапиров по мере их подъема к поверхности. Это должно вызывать наклон зон Заварицкого—Беньоффа в сторону центра диапира. Соответственно с этим, эпицентры большинства землетрясений находятся в пределах наддиапировых окраинных и внутренних морей [38].

Р. Френд и др. [32] предполагают, что глубокие землетрясения у зон Заварицкого—Беньоффа объясняются взаимодействием между обособленными блоками, опускающимися вертикально. Причем, если для самого диапирового тела можно допустить амплитуду вертикального перемещения из мантии порядка сотен километров, то непосредственные подвижки вдоль сейсмофокальной поверхности вряд ли превышают несколько десятков километров (что исключает возможность погружения вдоль нее литосферных плит на сотни километров, как предполагается тектоникой плит).

Сводообразные поднятия над мантийными диапирами могли играть существенную роль в образовании альпийских шарьяжей, судя по тому, что в альпидах Европы преобладают направления движения шарьяжей от субокеанических впадин, окраинных морей, срединных массивов, т. е. от недавно существовавших на месте этих структур неотектонических поднятий над мантийными диапирами [2]. Так в Балкан-Карпатской области движение шарьяжей, некоторые из которых активны до настоящего времени, происходило от внутренней зоны Балкано-Карпатской дуги к внешней. Внутренняя зона, представляющая теперь относительно низменную область (Венгерская низменность, Родопский массив и др.), ранее характеризовалась мощным гранитоосадочным слоем и возвышенным рельефом. На месте внешней зоны располагалась глубокая Причерноморская впадина, в которую шарьяжами доставлялись из внутренней зоны большие массы породного материала. По мнению А. В. Пейве [22], в данном случае имело место лишь латеральное перемещение корового материала, приток мантийного материала хотя и несомненно имел место, но был незначителен. Однако резкая смена во внутренней зоне возвышенного рельефа низменным, уменьшение там мощности континентальной коры, огромные массивы ультрабазитов в соседних Динаридах и в Малой Азии скорее говорят о вероятной связи всех этих процессов с мантийными диапирами.

Признание такой возможности объяснило бы приуроченность шарьяжей к бывшим неотектоническим поднятиям, движение их в сторону соседних впадин [1], содержание в шарьяжах обломков и глыб гипербазитовых, основных и метаморфических пород, обвальное-седиментационные явления в лобовых частях шарьяжей, нахождение в шарьяжных районах «протрузивных» куполов и т. д. Не было бы тогда необходимости предпо-

лагать, как это делают А. В. Пейве и др., существование срывов оболочек земной коры до мантии, т. е. «глубинных шарьяжей».

Гравитационное скольжение шарьяжного материала, его «стекание» со склонов наддиапировых поднятий могут объясняться «текучестью» породных масс [6, 20], серпентинитовой «смазкой» и дополнительным влиянием высокого теплового потока и глубинных флюидов [34].

Таким образом, имеется другое объяснение особенностей шарьяжей, как кажется, более естественное, чем гипотеза А. В. Пейве и др. о глубинных срывах и шарьяжах, следуя которой и подчиняясь влиянию тектоники плит, был предпринят необоснованный пересмотр учения о глубинных разломах. Однако, генеральное направление развития этого учения, намеченное более ранними работами А. В. Пейве, сохранилось и успешно развивается, что видно по недавно опубликованной монографии П. Ф. Иванкина [14].

Исследования П. Ф. Иванкина учитывают первоначальные идеи А. В. Пейве, работы А. Н. Заварицкого [10], В. В. Белоусова [3, 30] и др. о долговечности и устойчивости местонахождений глубинных разломов, о значении условий пропачиваемости земной коры для развития тектономагматических, в том числе геосинклинальных процессов, об определяющей роли зон Заварицкого—Беньоффа в этих процессах, о необходимости учета взаимодействия земной коры и мантии. В полной мере учтена проблема проникновения в земную кору мантийных магматических диапиров, влияния на магматизм и рудообразование сквозькоревой — мантийной дегазации. Получены принципиально новые представления о роли глубинных разломов в геологическом развитии подвижных областей, платформ, океанической коры. Даны модели вертикальной структурно-вещественной зональности глубинных разломов для типовых геологических структур. С учетом различия систем глубинных разломов выделены тектономагматические типы мезо-кайнозойских подвижных поясов и т. д. При разработке всех этих положений проанализирован большой фактический материал, в общем противоречащий тектонике плит.

Учение о глубинных разломах оказалось «пробным камнем» для тектоники плит и это испытание она не выдержала.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адаменко О. М. Надвиги в краевых зонах неотектонических поднятий Алтая // Геотектоника.— 1974.— № 4.— С. 108—110.
2. Белостоцкий И. И. Некоторые вопросы кинематики и динамики шарьяжей // Разломы земной коры.— М.: Наука, 1977.— С. 85—105.
3. Белоусов В. В. Тектоносфера Земли: взаимодействие верхней мантии и коры. Результаты исследований по международным геофизическим проектам.— М., 1991.
4. Беляевский Н. А. и др. Карта разломов территории СССР, сопредельных стран и морей // Разломы земной коры.— М.: Наука, 1977.— С. 45—53.
5. Беляевский Н. А. и др. Зона Заварицкого-Беньоффа и сопровождающие ее разломы // Разломы земной коры.— М.: Наука, 1977.— С. 78—84.
6. Ван Веммелен Р. Б. Горообразование.— М.: Изд-во иностранной литературы, 1956.
7. Власов Г. М. К проблеме офиолитов // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 1.— С. 117—120.
8. Власов Г. М. Что же такое «эвгеосинклиналь»? // Там же.— 1988.— № 5.— С. 122—126.
9. Власов Г. М. Тектоника плит, реальные геологические условия и руды металлов // Там же.— 1989.— № 3.— С. 119—127.
10. Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях // Избр. труды. Т. I.— М.: Изд-во АН СССР, 1956.— С. 456—464.
11. Зимин С. С. Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия.— М.: Наука, 1973.
12. Зимин С. С., Грановский А. Г., Юсим Э. И. Парагенезисы офиолитов, палеомантия и металлогения.— М.: Наука, 1983.
13. Зимин С. С. и др. Магматизм ранних этапов развития складчатых регионов // Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм.— М.: Наука, 1991.— С. 5—43.
14. Иванкин П. Ф. Морфоструктуры и петрогенезис глубинных разломов.— М.: Недра, 1991.
15. Книппер А. Л., Руженцев С. В. Глубинные разломы и геосинклинальный процесс // Разломы земной коры.— М.: Наука, 1977.— С. 8—19.

16. *Косыгин Ю.А., Семенов Д.Ф.* Офиолиты и концепция первичной океанической коры // Тихоокеан. геология. — 1982. — № 2. — С. 3—6.
17. *Кэри У.* В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. — М.: Мир, 1991.
18. *Летников Ф.А., Казанский В.И.* К проблеме вертикальной зональности и рудоносности глубинных разломов докембрия // Геол. рудных месторождений. — 1991. — Т. 33, № 2. — С. 15—24.
19. *Пейве А.В.* Глубинные разломы в геосинклинальных областях // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1945. — № 5. — С. 23—46.
20. *Пейве А.В.* Разломы и тектонические движения // Геотектоника. — 1967. — № 5. — С. 8—24.
21. *Пейве А.В.* Глубинные разломы // Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. — М.: Наука, 1980. — С. 95—122.
22. *Пейве А.В.* Основные черты тектоники Балкано-Карпатской области // Эволюция земной коры и мобилизм. Избранные труды. — М.: Наука, 1991. — С. 8—11.
23. *Пейве А.В.* Тектоника Срединно-Атлантического хребта // Там же. — С. 93—107.
24. *Перчук Л.Л.* Петрологический аспект формирования геоструктур окраинных морей // Докл. АН СССР. — 1985. — Т. 280, № 1. — С. 178—182.
25. *Перчук Л.Л.* Базификация как магматическое замещение // Очерки физико-химической петрологии. Вып. XIV. — М.: Наука, 1987. — С. 39—64.
26. *Суворов А.И.* Закономерности строения и формирования глубинных разломов. — М.: Наука, 1968. (Тр. Геол. ин-та; Вып. 179).
27. *Суворов А.И.* Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. — М.: Недра, 1973.
28. *Удинцев Г.Б.* Неоднородность строения дна океана как свидетельство в пользу расширения Земли // Проблемы расширения и пульсаций Земли. — М.: Наука, 1984. — С. 113—119.
29. *Фролова Т.И., Коновалов Ю.И.* Вулканизм Японского моря как индикатор его образования // Вестн. МГУ. Геол. — 1985. — № 2. — С. 54—74.
30. *Belousov V.V.* Arcuate crustal structures // The origin of arcs. Development Geotectonics 21. — Amsterdam; Oxford; New York; Tokio: Elsevier, 1986. — P. 529—561.
31. *Carry S.W.* Diapiric krikogenesis // Ibid. — P. 1—40.
32. *Freund R., Kosloff D., Matthews A.* A dynamic model of subduction zones // Mechanismus of continental drift and plate tectonics. — Academic Press, 1980. — P. 17—39.
33. *Hamilton W.B.* Plate tectonics and island arcs // Bull. Geol. Soc. Amer. — 1988. — V. 100, № 10. — P. 1503—1527.
34. *Hubbert M.K., Rubey W.W.* Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. I. Mechanics of fluidfilled porous solids and its application to overthrust faulting // Ibid. — 1959. — V. 70, № 2. — P. 115—166.
35. *Krebs W.* Formation of Southwest Pacific island arc-trench and mountain systems plate or global-vertical tectonics? // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. — 1975. — V. 59, № 9. — P. 1639—1666.
36. *Locardi E.* Tyrrhenian volcanic arcs: volcanotectonics, petrogenesis and economic aspects // The origin of arcs. Developments in Geotectonics 21. — Amsterdam; Oxford; New York; Tokio: Elsevier, 1986. — P. 351—374.
37. *Mc Cunn H.J.* Vertical uplift explanation for plate tectonics // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. — 1970. — V. 57, № 59. — P. 1644—1657.
38. *Wezel F.C.* The Pacific island arcs: produced by post orogenic vertical tectonics? // The origin of arcs. Developments Geotectonics 21. — Amsterdam; Oxford; New York; Tokio: Elsevier, 1986. — P. 529—561.

ИТИГ ДВО РАН
Хабаровск

Поступила в редакцию
5 февраля 1992 г.

(Адрес подписчика)