

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**ТИХООКЕАНСКАЯ
ГЕОЛОГИЯ**

4

1982

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Главный редактор Н. А. ШИЛО

Ю. А. Косыгин (зам. главного редактора), А. Д. Щеголов (зам. главного редактора), Г. Л. Кириллова (ответственный секретарь), К. В. Боголепов, Ч. Б. Борукаев, Г. М. Власов, А. А. Врублевский, В. И. Гончаров, В. В. Иванов, Е. В. Краснов, Е. А. Кулиш, В. А. Кулындышев, А. П. Милов, В. Г. Моисеенко, Е. А. Радкевич, К. Ф. Сергеев, С. М. Тильман, И. К. Туезов.

Адрес редакции: Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65, ком. 203, тел. 33-39-46

Зав. редакцией Г. С. Залыгина

Научные редакторы: Н. В. Бердников, А. А. Заболотников

Мл. редактор Н. В. Болдовская

Художественный редактор М. Ф. Глазырина

Технический редактор А. В. Семкова

Корректоры С. М. Погудина, К. И. Сергеева

Сдано в набор 16.04.82. Подписано к печати 09.08.82.
МН-12054. Формат 84×108¹/₁₆. Высокая печать. Усл.-печ.
л. 12,6. Усл. кр.-отт. 14,2. Уч.-изд. л. 15. Тираж 883.
Заказ № 144.

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

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
 Д А Л Ь Н Е В О С Т О Ч Н Ы Й Н А У Ч Н Ы Й Ц Е Н Т Р
Т И Х О О К Е А Н С К А Я Г Е О Л О Г И Я

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

ИЮЛЬ — АВГУСТ

НОВОСИБИРСК

№ 4, 1982

СО Д Е Р Ж А Н И Е

<p>Ю. А. Косыгин, Д. Ф. Семенов. Офиолиты и концепция первичной океанической коры 3</p> <p>И. А. Резанов. Три возможных механизма океанизации континентальной коры 7</p> <p>А. М. Смирнов. «Континентальные» породы Тихого океана 15</p> <p>Б. Н. Пискунов, В. И. Федорченко. Вулканизм северо-западной части Тихого океана и некоторые связанные с ним петрологические проблемы. Статья II 22</p> <p>Е. В. Краснов, В. В. Крапивенцева. О роли биогенных и эндогенных факторов в происхождении нефти (на примере Тихоокеанского региона) 29</p> <p>Б. И. Васильев, Ю. Б. Евланов. О геологическом строении подводных гор в районе сочленения Курило-Камчатского и Японского желобов 37</p> <p>Ю. Я. Ващилов. Глубинная структура и развитие Охотско-Чукотского вулканогенного пояса по геофизическим данным 45</p> <p>В. В. Харахинов, И. М. Альперович, В. М. Никифоров, А. А. Терещенков, И. К. Туезов. Строение литосферы Сахалинского региона. 58</p> <p>С. М. Сапрыгин. Особенности поля напряжений в недрах Сахалина 67</p> <p>М. И. Ефимова, В. А. Соляник, А. Г. Пятков, Л. В. Хершберг. Минеральный состав титаномагнетитовых песков дальневосточных морей 75</p> <p>Е. И. Качанов, М. Х. Гагиев, Л. В. Смирнова. Новые данные о нижнедевонских и пограничных с ним отложениях Омудевского поднятия (Северо-Восток СССР) 79</p>	<p>В. А. Красилов, А. С. Кундышев. Смена флор в опорном кайнозойском разрезе Западного Сахалина и корреляция континентального миоцена 90</p> <p style="text-align: center;"><i>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</i></p> <p>Ю. К. Бурлин, В. Е. Архипов, М. К. Иванов, Е. П. Свистунов. Итоги изучения условий образования нефтегазоносных толщ в Тихоокеанском поясе 96</p> <p>В. П. Похилайнен, К. В. Симаков. Метод актуализма в палеоэкологии и экостратиграфии. 99</p> <p>Л. А. Маслов. О связи вертикальных перемещений поверхности Земли с гравитационным полем, вызванным внутренними источниками 102</p> <p style="text-align: center;"><i>КРИТИКА И ДИСКУССИИ</i></p> <p>Ю. А. Косыгин. Заметки о геотектонических гипотезах. Заметка третья. О концепции тектоники литосферных плит 103</p> <p>Научный семинар в Хабаровске 116</p> <p style="text-align: center;"><i>ХРОНИКА</i></p> <p>Международное совещание «Геодинамика Западной части Тихого океана» 119</p> <p>Научная сессия «Постмагматические процессы в plutонических и вулканических породах» 121</p>
---	---

CONTENTS

Yu. Kosygin, D. F. Semenov. Ophiolites and the primary oceanic crust conception.	3	sediments of the Omulev uplift (North-East of the USSR).	79
I. A. Rezanov. Three possible mechanisms of continental crust oceanization.	7	V. A. Krasilov, A. S. Kundyshev. Change of flora in the Cenozoic key section of the Western Sakhalin and correlation of continental Miocene.	90
A. M. Smirnov. The Pacific Ocean "continental" rocks	15	<i>BRIEF COMMUNICATIONS</i>	
B. N. Piskunov, B. I. Fedorchenko. Volcanism of the North — Western Pacific and some related petrological problems. II.	22	Yu. K. Burlin, V. E. Arkhipov, M. K. Ivanov, E. P. Svistunov. The results of the Pacific belt oil and gasbearing series studies.	96
E. V. Krasnov, V. V. Krapiventseva. The role of biogenic and endogenic factors in petroleum genesis (on the example of the Pacific region).	29	V. P. Pokhialainen, K. B. Simakov. The actualism method in paleoecology and ecostratigraphy.	99
B. I. Basil'ev, Yu. B. Evlanov. On geologic structure of submarine mountains in the region of the Kuril — Kamchatka and Japan troughs joint.	37	L. A. Maslov. On the connection between the Earth surface vertical displacements and the gravitational field caused by internal sources.	102
Yu. Ya. Vashchilov. The deep water structure and evolution of the Okhotsk — Chukot volcano-genic belt according to geophysical observations.	45	<i>CRITICAL REVIEW AND DISCUSSION</i>	
V. V. Kharakhinov, I. M. Al'perovich, V. M. Nikiforov, A. A. Tereshchenko, I. K. Tuezov. The Sakhalin region lithosphere structure	58	Yu. A. Kosygin. Notes on geotectonic hypotheses. The third note. On the conception of lithospheric plate tectonics.	103
S. M. Saprygin. Stress field peculiarities of the Sakhalin Island's interior part.	67	Scientific seminar in Khabarovsk	116
M. I. Efimova, V. A. Solyanik, A. G. Pyatkov, L. B. Herschberg. Mineral composition of the Far Eastern seas titanomagnetite sands.	75	<i>CHRONICLES</i>	
E. I. Kachanov, M. Kh. Gagiev. New evidences about the Lower Devonian and the adjacent		International conference "Geodynamics of West Pacific"	119
		Science session "Postmagmatic processes in plutonic and volcanic rocks"	121

Ю. А. Косыгин, Д. Ф. Семенов

ОФИОЛИТЫ И КОНЦЕПЦИЯ ПЕРВИЧНОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Обзор работ по офиолитам тихоокеанских складчатых областей показал, что концепция первичной океанической коры не может претендовать на универсальность. Показано, что структурно сближенные, но рас-

полагающиеся на разных стратиграфических уровнях офиолиты различаются по составу. Соотношения гипербазитов, габброидов и вулканитов часто не подтверждают «субслоистое» строение офиолитовых ассоциаций.

Одной из главных особенностей состава и строения дна Тихого океана и его складчатого обрамления является широкое распространение офиолитов. Интерес к ним возрастает в связи с новыми геотектоническими концепциями. В частности, концепция первичной океанической коры [12] предполагает, что офиолиты слагают фундамент геосинклиналей и встречаются в верхних слоях литосферы всегда в виде аллохтонных пластин, тектонически выжатых из этого фундамента. Такая точка зрения нашла многочисленных сторонников, но чаще среди тектонистов, нежели петрологов. Концепция первичной океанической коры появилась благодаря успехам в изучении Мирового океана. Она просто и логично объяснила сходство «альпинотипных» гипербазитов и гипербазитов дна океанов, вулканогенно-кремнистых эвгеосинклинальных формаций континента и современных океанических образований, особенности условий залегания «альпинотипных» гипербазитовых тел, частую приуроченность гипербазитов к зонам серпентинитового меланжа и т. п. и, кроме того, не противоречила «новой глобальной тектонике». Вместе с тем имеется много работ по офиолитам, в которых приведены данные, не согласующиеся с указанной концепцией. Целью нашей статьи является обзор имеющихся материалов по офиолитам тихоокеанских складчатых областей с точки зрения их соответствия концепции первичной океанической коры.

Само слово «офиолит» (от греческого «орхи» — змея) было использовано в 1827 г. А. Броньяром для обозначения серпентинитов. Долгое время термины «офиолит» и «серпентинит» рассматривались как синонимы. Офиолиты как ассоциация пород впервые были выделены в Альпах в 1905 г. Г. Штейнманном, который подразумевал под ними ассоциацию серпенти-

низированных перидотитов, габбро, диабазов и спилитов. Таким образом, проблеме офиолитов почти 80 лет. Однако до сих пор не ясно, к какому рангу геологических тел они относятся. В 1939 г. Г. Хесс ввел термин «офиолитовая формация», к которой он относил серпентинизированные гипербазиты (перидотиты и дуниты). Позднее в состав «офиолитовых формаций» и «офиолитовых комплексов» стали включать габброиды, амфиболиты, спилиты, радиоляриты и кремнистые сланцы, а также диориты, кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты и даже граувакки [12, 13].

Типовое строение офиолитовых серий представляется [9] в следующем виде. Внизу залегает ультрабазитовый комплекс, состоящий из серпентинизированных гарцбургитов, лерцоцитов и дунитов. Выше по разрезу располагается габброидный кумулятивный комплекс с перидотитами и пироксенитами. Далее следует комплекс параллельных даек основного состава, а затем — подушечные основные лавы. С этими комплексами ассоциируют натровые лейкократовые интрузивные и эффузивные породы (трондьемиты, диориты, кератофиры и др.), кремнистые и глинистые породы, граувакки, небольшое количество известняков.

Исходя из представления о геологических формациях и формационных комплексах как геологических телах, выделяемых по составу и структуре, плутонические ассоциации (гипербазиты + габброиды), вулканиты и осадочные образования следует включать в разные формации и соответственно в разные формационные комплексы. Этот вывод подтверждается данными о пространственной разобщенности ранее выделявшихся в составе единой «офиолитовой формации» гипербазитов и габброидов, с одной стороны, и вулканитов — с другой.

Так, ареалы распространения близких по возрасту гипербазитов и спилит-диабазов на Сахалине и Сихотэ-Алине не совпадают. Вне пределов тихоокеанского обрамления разное положение гипербазитов и эффузивов показано для Карпат М. Г. Ломизе [10]. Имеются данные о том, что базальты в составе офиолитов могут быть более древними, чем гипербазиты и габброиды [4]. Поэтому из состава офиолитовых комплексов эффузивы нередко исключаются. Осадочные породы также нецелесообразно объединять с плутоническими и вулканическими образованиями в одно геологическое тело. Лишь гипербазиты и габброиды, по-видимому, могут быть признаны постоянными элементами офиолитовых формаций.

Поскольку в термины «офиолитовый комплекс» и «офиолитовая формация» различные авторы вкладывают разное содержание (в подготовленном к изданию справочнике «Геологические формации» нами учтено 17 различных определений этих терминов), они стали неудобными для пользования. Термины же «офиолитовая ассоциация» и «офиолиты», по-видимому, можно считать терминами свободного пользования.

Вероятно, следует признать, что офиолиты — это не отдельная формация и даже не формационный комплекс, а совокупность фрагментов, по крайней мере, двух формационных комплексов. Первый представлен обычно дунит-гарцбургитовой (в других случаях норит-ортопироксенит-гарцбургитовой или габбро-ортопироксенит-дунитовой), диорит-габбровой и габбро-плагиогранитной, второй — спилит-диабазовой и пикрит-меймечитовой формациями. Сумма их в иерархическом ряду геологических тел осадочной оболочки Земли соответствует уровню геосинклинального структурно-вещественного комплекса.

В процессе геологического развития этот комплекс претерпевает разнообразные деформации. В зонах глубинных разломов офиолиты дробятся вместе с другими геосинклинальными формационными комплексами (эффузивными, осадочными) с образованием зон меланжа, в которых обломки гипербазитов, габброидов, эффузивов, кремнистых пород, граувакк, амфиболитов, глинистых сланцев, филлитов и известняков сцементированы серпентинитовой массой. Детальное изучение таких зон, в частности на Сахалине [14], показало, что преобладающая ориентировка блоков близка к вертикальной, а участки максимального меланжирования (насыщения серпентинитовой связующей массой) приходится, как правило, не на лежачий бок, а на центральные части этих зон. Значит, зоны меланжа далеко не всегда располагаются в основании «аллохтонных пластин» (блоков «меланократового фундамента»), как это представ-

ляется сторонникам концепции первичной океанической коры.

Наиболее дискуссионным в проблеме офиолитов является вопрос о их положении в геологической структуре. Офиолиты, как правило, образуют узкие линейно-вытянутые пояса, которые протягиваются на сотни и тысячи километров при ширине от первых километров до 50—70 км. Одними из самых крупных офиолитовых поясов являются Аляскинско-Калифорнийский (протяженность около 12 000 км), Филиппинско-Новозеландский (около 9000 км) и Бирмано-Яванский (около 8000 км). Три гипербазитовых пояса протяженностью до 2000 км закартированы среди юрско-раннемеловых образований Корякии: Тайганосско-Бельский, Пекульнейский и Восточно-Корякский [17]. Позднемеловой офиолитовый пояс Камчатки протягивается от бассейнов рек Лесная и Палана (на севере) до побережья Авачинской бухты (на юге). Приуроченность офиолитов к узким протяженным зонам указывает на их пространственную связь с глубинными разломами.

В пределах отдельных структурно-формационных зон устанавливаются сближенные в пространстве офиолитовые ассоциации нескольких стратиграфических уровней. На Сахалине это верхний палеозой — нижний мезозой, юра — нижний мел, верхний мел — палеоген, в пределах Сихотэ-Алиня — нижний — средний палеозой, верхний палеозой — нижний мезозой, нижний мел, на Камчатке — верхняя юра — нижний мел, верхний мел — палеоген и олигоцен-миоцен. В Корякии кроме офиолитов этих уровней имеются и доюрские офиолиты, на что указывает нахождение обломков серпентинитов и кристаллов шпинели в верхнетриасовых отложениях р. Хатырки [17]. Таким образом, можно предположить, что офиолиты залегают в целом согласно с общей структурой осадочной оболочки Земли. При этом состав и структура разновозрастных офиолитов в пределах одного и того же региона различны. В частности, в восточной части Сахалина верхнемеловая офиолитовая ассоциация отличается от юрско-раннемеловых офиолитов присутствием пород, переходных от гипербазитов к габброидам, повышенной ролью габброидов, заметным содержанием моноклинных пироксенов, повышенной известковистостью и глиноземистостью пород. Среди офиолитовых ассоциаций тихоокеанских складчатых областей наиболее распространены являются юрские — раннемеловые. Они известны почти во всех регионах складчатого обрамления Тихого океана. Наиболее молодыми офиолитами, по-видимому, являются олигоцен-миоценовые офиолиты Индонезии (острова Калимантан, Сулавеси, Суматра).

Ареалы распространения разновозрастных

ассоциаций часто перекрывают друг друга. В то же время эти ареалы совпадают с полями развития геосинклинальных формационных комплексов, в которых большую роль играют глинисто-кремнистые и глинисто-граувакковые формации. Взаимоотношениями с осадочными формациями, различиями в степени метаморфизма и данными радиологической геохронологии доказывается разновозрастность офиолитов.

Сторонники концепции первичной океанической коры обычно противопоставляют «альпинотипные» офиолиты «стратиформным» габбро-гипербазитовым образованиям. Однако детальное изучение считавшегося типичным «стратиформным» геологическим телом Шельтинского габбро-перидотитового плутона на Сахалине [5] показало, что принципиальных различий в структуре так называемых «альпинотипных» и «стратиформных» офиолитовых ассоциаций не существует. Как в тех, так и в других преобладают серпентинизированные гарцбургиты, а габброиды представлены норитами и габбро-норитами. Облик «расслоенности» создается жилами ортопироксенитов. Сравнение концентраций редкоземельных элементов в минералах «альпинотипных» и «стратиформных» гипербазитов не подтверждает их геохимическую специализацию.

В некоторых случаях отмечаются зоны закалки вокруг гипербазитовых тел [4], двойники трансляции в оливиновых зернах и пластинчатые вроски клинопироксена в кристаллах ортопироксенов [14], порфирировая структура оливинитов [7]. В последнее время в ряде районов обнаружены ультраосновные вулканиты, тесно ассоциирующиеся с габброидами и гипербазитами офиолитовых ассоциаций. Анализ существующих материалов показывает, что ультраосновные магматические расплавы появляются в различных геологических условиях и кристаллизуются в верхних слоях земной коры или изливаются на поверхность. Среди подусечных лав массива Троодос изучены ультраосновные эффузивные породы, непосредственно переходящие в дайку перидотитов [2]. Фельзитовые пикриты, обнаруженные С. С. Зиминым и др. [8] в хр. Пекульней на Северо-Востоке СССР, образуют самостоятельные тела и слагают краевые зоны интрузивов. В. К. Ротманом и др. [15] охарактеризованы силлы, дайки и вулканические брекчии меймечитов и пикритов среди вулканогенно-осадочных образований валагинской серии (дат — палеоцен). Нами описаны эффузивные авгититы среди юрско-раннемеловой спилит-диабазовой ассоциации Сахалина [16]. Микровключения в плагиоклазах офиолитовых габбро содержат силикатные расплавы [1]. Все эти факты справедливо рассматриваются как свидетельства в

пользу магматической природы, по крайней мере, некоторых членов офиолитовых ассоциаций. Не случайно поэтому сторонники концепции первичной океанической коры мантийную гипотезу происхождения офиолитов сменили на мантийно-магматическую [13]. Согласно этой гипотезе, в основу которой по-прежнему положена тектоника плит, гарцбургиты и дуниты признаются реститами, образующимися при выплавлении базальтов из пиролита.

Взаимоотношения отдельных членов офиолитовых ассоциаций между собой остаются предметом дискуссий. Чаще всего контакты между ними тектонические. Сторонники концепции первичной океанической коры подтверждают свои взгляды ссылками на строение известных массивов офиолитов островов Кипр (массив Троодос) и Ньюфаундленд (комплекс Бей-оф-Айленде). Однако детальное изучение этих массивов показало, что структура офиолитов может вписываться и в другие модели. Так, в отношении строения массива Троодос в настоящее время [3] имеются две точки зрения: 1) это крупный протрузивный купол (Я. Гасс); 2) массив состоит из двух разновозрастных комплексов (Г. Лапьер, В. Бертолотти и др.).

В случаях прорывания гипербазитов дайками габброидов (чаще всего габбро-диабазов и долеритов) состав этих даек и габброидов, включенных в гипербазиты и располагающихся вдоль контактов последних с вмещающими формациями, нередко оказывается различным. Однако по некоторым косвенным признакам установлено, что габброиды являются более молодыми, но родственными гипербазитам образованиями. Об этом, в частности, говорит прямая корреляция содержания элементов-примесей с железистостью в гипербазитах и габброидах [7].

В комплексе Каньон-Маунтин в Орегоне (США) шаровые лавы, нередко залегающие на граувакках, намного моложе габбро-гипербазитовых тел; устанавливается также [18] разрыв во времени и в степени метаморфизма между слоистым габбро-гипербазитовым комплексом и комплексом параллельных даек. Нередко оказывается, что габброиды залегают стратиграфически выше эффузивов (передовой прогиб Северного Кавказа [19]), а габбро-гипербазитовые тела (Япония, Хоккайдо [11]) — выше зеленых сланцев и амфиболитов. Из этого почему-то делается вывод об «опрокинутом» залегании офиолитов. В то же время такой вывод не делается, когда габбро-гипербазиты в тех же зонах залегают в низах разреза. Приведенные данные по взаимоотношениям различных членов офиолитовых ассоциаций трудно связать со слоистой моделью офиолитов.

Согласно первоначальным представлениям сторонников концепции первичной океаниче-

ской коры [12], офиолиты должны характеризовать бывшие океанические области. В последнее время такая тектоническая позиция офиолитов все чаще ставится под сомнение. На международном симпозиуме в апреле 1979 г. на Кипре [3] многие геологи выдвигали тезис о том, что офиолиты участвуют в геологической структуре окраинных морей, островных дуг, передовых прогибов или внутриконтинентальных рифтов, но не ложа океана. Так, к заключению об образовании офиолитов на месте бывших окраинных морей пришли А. Браун (Тасмания), У. Камерон и Ф. Дитрих (Альпы), Ф. Бароз (Турция), Л. Беккалува (Греция). И. И. Белостоцкий и Р. В. Колбанцев [4] считают, что офиолиты Динарид формировались в раннегеосинклинальный этап на континентальной коре, гранито-метаморфический слой которой был частично редуцирован в зонах растяжения. По-видимому, в сходной тектонической обстановке формировались офиолиты Сихотэ-Алиня.

В вопросах сопоставления континентальных офиолитов с базит-гипербазитовыми ассоциаци-

ями океанов остается много неясного. Континентальные офиолиты располагаются в самых различных геологических структурах. В то же время нет достаточно надежных геологических, петрологических и геохимических критериев разграничения тектонических структур дна океанов. Не следует также забывать при таких сопоставлениях, что выделяемые по геофизическим признакам на дне океанов «слои» не обязательно отражают смену петрографических ассоциаций.

Таким образом, концепция первичной океанической коры не может, по нашему мнению, претендовать на универсальность. Соотношения гипербазитов, габброидов и вулканитов в геосинклинальных комплексах складчатых областей не подтверждают «субслоистое» строение офиолитовых ассоциаций. По-видимому, офиолиты — составная часть эвгеосинклинальных формационных комплексов и природа их разнообразна. По крайней мере, от постулирования однотипности всех офиолитов как фрагментов древней океанической коры следует отказаться.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакуменко И. Т., Добрецов Н. Л. Магматическое происхождение офиолитовых габбро.— ДАН СССР, 1976, т. 230, № 6.
2. Баскина В. А. Ультраосновные вулканические породы.— Геол. и геофиз., 1975, № 8.
3. Богданов Н. А., Добрецов Н. Л. и др. Международный офиолитовый симпозиум (V полевая офиолитовая конференция. Низкозия, Кипр, 1—8 апреля 1979 г.).— Геотектоника, 1980, № 2.
4. Болостоцкий И. И., Колбанцев Р. В. Еще раз к проблеме офиолитов в Динаридах.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, т. 55, вып. 2.
5. Бехтольд А. Ф., Семенов Д. Ф. Новые данные о составе и структуре Шельтинского габбро-перидотитового плутона (о. Сахалин).— ДАН СССР, 1978, т. 243, № 2.
6. Геология СССР, т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1964.
7. Зимин С. С. Парагенезы офиолитов и верхняя мантия. М.: Наука, 1973.
8. Зимин С. С., Юсим Э. И. и др. Меймечит-пикритовый, габбро-диабазовый и пикрит-диабазовый комплексы хр. Пекульней на Северо-Востоке СССР.— ДАН СССР, 1979, т. 249, № 4.
9. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979.
10. Ломизе М. Г. К вопросу о карпатских офиолитах.— ДАН СССР, 1976, т. 230, № 6.
11. Меланхолина Е. Н. Формационные комплексы в структурах Сахалина и Хоккайдо.— Геотектоника, 1975, № 3.
12. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
13. Пейве А. В., Богданов Н. А. и др. Офиолиты: современное состояние и задачи исследования.— Геотектоника, 1977, № 6.
14. Речкин А. Н., Семенов Д. Ф., Шейко В. Т. Офиолитовые ассоциации Сахалина и их структурное положение.— В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
15. Ротман В. К., Марковский Б. А., Хотина М. И. Камчатская ультраосновная вулканическая провинция.— Сов. геол., 1972, № 9.
16. Семенов Д. Ф. Находки авгититов на Сахалине.— ДАН СССР, 1976, т. 227, № 2.
17. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976.
18. Тайер Т. П. Некоторые аспекты структурного положения серии параллельных даек в офиолитовых комплексах.— Геотектоника, 1977, № 6.
19. Хаин В. Е. Офиолиты и покровная структура передового хребта Северного Кавказа.— Геотектоника, 1979, № 4.

И. А. Резанов

ТРИ ВОЗМОЖНЫХ МЕХАНИЗМА ОКЕАНИЗАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Океанизация континентальной коры энергетически связана с образованием в верхах мантии зоны частичного плавления пород. Основная магма, подымавшаяся с глубин к подошве коры, воздействовала на последнюю, что вызвало к действию три дополняющих друг друга механизма океанизации: 1) десерпентинизацию нижних горизонтов коры в том случае, если они сложены серпентинизированными гипербазитами; 2) ба-

Результаты бурения на океаническом дне дали неоспоримые доказательства относительно недавних (в меловое время и в кайнозой) крупных опусканий ложа океанов. Во всех океанах под глубоководными отложениями, лежащими сейчас на глубинах 3—6 тыс. м, обнаружены мелководные и даже континентальные образования, что выражается в присутствии глауконитовых и фосфатных отложений, мелководной фауны (пелециподы, мшанки, криноидеи), в наличии угленосных пород с растительными остатками и костями наземных животных [9]. Следовательно, ранее на месте океанов существовали области континентального осадконакопления, характеризовавшиеся мощной земной корой континентального типа. Образование глубоководных океанических впадин на месте континентов должно сопровождаться разрушением и утонением континентальной коры. Такой геологический процесс Р. В. Беммелен в 1954 г. предложил называть океанизацией [16].

Представления о том, что океаны возникли на месте бывших континентов, были выдвинуты еще на рубеже XIX и XX вв. Э. Зюссом, Э. Огом, а затем поддержаны М. М. Тетяевым, А. Д. Архангельским, Г. Штилле и многими другими геологами. Возражения против этой концепции возникли тогда, когда появились надежные данные о том, что континенты и океаны различаются по толщине коры и, возможно, по ее составу. Чтобы на месте континента образовался океан, необходимо, чтобы существовал и работал природный механизм, приводящий к уменьшению толщины континентальной коры в несколько (5—8) раз. В нашей стране концепцию океанизации конти-

низацию низов коры путем миграции вверх кремнезема и щелочей; 3) магматическое замещение кислых пород коры основным и ультраосновным материалом.

Все эти процессы приводили к подъему вверх границы Мохоровичича, т. е. к утонению коры, что сопровождалось ее погружением и формированием океанической впадины.

нентальной коры активно пропагандировал В. В. Белоусов [1]. По его модели, в результате радиоактивного разогрева в конце палеозоя — начале мезозоя некоторые области верхней мантии оказались нагретыми до полного плавления их ультраосновного материала, который изливался на поверхность коры и внедрялся по трещинам, расчлняя ее на глыбы. Последние после застывания расплавленного материала погружались под его тяжестью в мантию. Наступал процесс перемешивания, дезинтеграции и растворения погрузившихся обломков коры в слое мантии, достигающем толщины в несколько сотен километров. В конечном счете континентальная кора подвергалась полному разрушению, а на ее месте формировалась новая, более тонкая кора. Второй слой океанической коры, по В. В. Белоусову, сложен потоками базальтов, чередующимися с прослоями осадков, третий — основными интрузиями, а также ультраосновными магматическими породами. Вода, заполнившая возникшие океанические впадины, выделялась из мантии и из поглощенных ею пород коры. Высказанная В. В. Белоусовым гипотеза встретила в основном отрицательную реакцию. Так, П. И. Кропоткин писал: «Предложенная В. В. Белоусовым теория „базификации“, или „океанизации“, материковой коры, т. е. превращение ее на месте (путем погружения, растворения или физико-химической переработки) в тонкую океаническую кору, состоящую из базальта, находится в полном противоречии с основами теории изостазии и с принципами физической химии и термодинамики. Поэтому она была подвергнута основательной критике со стороны В. А. Магницкого, Е. Н. Люстиха, П. И. Кро-

поткина, В. П. Нехорошева и Г. Д. Афанасьева [5].» Кроме того, концепция В. В. Белоусова не согласуется и с новейшими данными океанического бурения. По В. В. Белоусову, при образовании океанов имеет место новообразование океанической коры и полное разрушение континентальной. По данным же океанического бурения установлены крупные (до 5—6 км) опускания дна во всех океанах. Не вызывает сомнений, что такие опускания сопровождались утонением коры. Однако это утонение, имевшее место где-то на глубине, не нарушило верхнюю часть океанизирующей коры. Мелководные осадки, образовавшиеся до погружения, перекрываются глубоководными, возникшими после океанизации. Это свидетельствует о том, что верхняя часть континентальной коры, бывшей до океанизации на месте океана, стала впоследствии верхней частью океанической коры. Следовательно, при океанизации не происходит (или происходит далеко не всегда) полная переработка всей континентальной коры.

Несовместимость гипотезы В. В. Белоусова с принципом изостазии (более легкий материал не может погрузиться в более тяжелый), а также несоответствие ее геологическим наблюдениям и результатам глубоководного бурения послужили причиной того, что идея океанизации была вообще поставлена под сомнение, и в печати стали раздаваться голоса о принципиальной невозможности такого процесса.

Неудачная попытка В. В. Белоусова предложить гипотезу океанизации континентальной коры вовсе не означает, что такой процесс в природе не происходит. Ниже будут кратко изложены три различных механизма, каждый из которых в той или иной степени способен привести к значительному опусканию континента ниже уровня океана. Сформулируем условия, которым должна удовлетворять гипотеза образования океанов на месте бывших континентов. Механизм океанизации континентальной коры должен: 1) основываться на принципе изостазии — эмпирически установленной закономерности, свидетельствующей, что более легкая кора «плавает» на более плотной мантии, подчиняясь закону Архимеда; 2) исходить из того, что тонкая океаническая кора и четырехкилометровый слой воды возникли за счет перераспределения вещества, которое имеется в земной коре континентов, поскольку океаны возникли на пространствах, превышающих площадь материков, и при океанизации исключается значительный обмен веществом между океанизирующимися зонами и континентальной тектоносферой; 3) учитывать, что процесс образования океанов был в геологическом отношении достаточно быстрым и почти одновре-

менно захватил огромные пространства. На это указывают примерно одинаковый нижний предел возраста океанических осадков (преимущественно мел) и повсеместные данные бурения о крупном (на километры) опускании океанического дна. Длительность этапа океанообразования составила не более 50 млн. лет, т. е. она заняла лишь один процент времени от возраста Земли.

Кроме того, гипотеза должна объяснить: 1) откуда взялся 4—5-километровый слой соленой воды на месте возникших океанических котловин; 2) широчайшее распространение на дне океанов базальтовых лав; 3) равенство тепловых потоков на континенте и на океаническом дне.

Также необходимо учитывать, что если океаны образуются за счет континентов, то в пределах последних должны сохраниться хотя бы слабые проявления процесса, вызывавшего океанообразование.

И наконец, в гипотезе должен быть указан источник энергии, который за относительно короткий промежуток времени (50 млн. лет) способен вызвать столь значительные изменения лика Земли на площади, превышающей половину земной поверхности.

Анализ геологического строения океанических побережий показывает, что глубоководные океанические котловины возникали лишь там, где ранее была древняя платформа. Это особенно наглядно видно на примере Индийского океана, окруженного со всех сторон древними платформами (Индийской, Африканской, Австралийской и Антарктической). Такова же обстановка и в южной части Атлантического океана — с запада, востока и юга его обрамляют Южно-Американская, Африканская и Антарктическая платформы. Эта особенность геологической истории южного полушария давно замечена геологами. Основываясь на общности палеозойской и раннемезозойской истории континентов южного полушария Земли, геологи выдвинули представление о существовании в домеловое время единого гигантского материка Гондвана, впоследствии частично погрузившегося на дно океана.

Что касается Тихого океана, то недавно появились прямые свидетельства, что ранее на его месте существовала древняя платформа. На дне трога Окинава, расположенного в восточной части Восточно-Китайского моря, обнаружен крупный подводный блок, сложенный метаморфическими породами: амфибол-биотитовыми гнейсами, плагиогнейсами, плагиогнейсогранитами и т. д., близкими по составу протерозойским образованиям Тайноссского массива и Сино-Китайского щита [6]. По устному сообщению Г. Б. Удинцева, драгирование, проведенное в 1981 г. на глубоководном ложе океана

к востоку от Курило-Камчатского желоба, показало, что в приподнятом по разлому блоке ниже базальтов залегают гранито-гнейсы.

Таким образом, геологические данные свидетельствуют о том, что глубоководные участки океанов образовались на месте бывших платформ. Разделяющие платформы геосинклинальные прогибы по какой-то причине не превращаются в глубоководные океанические котловины, а сохраняются на океаническом дне в виде гирлянд островов, подводных хребтов и т. д. Таковы геосинклинальные зоны Зондского архипелага, Новой Зеландии, Японии, геосинклинальные прогибы Карибского бассейна, Южно-Антильской гряды и т. п.

Поскольку в глубоководные океанические котловины преобразуются лишь платформы, наше внимание должно привлечь строение и вещественный состав земной коры платформ. Согласно новейшим данным взрывной сейсмологии, земная кора платформ, не считая осадочного чехла, состоит из трех сейсмических слоев [12]. Верхний слой представляет градиентную среду с постепенным нарастанием с глубиной скорости от 5—6 км/с на поверхности фундамента до 6,5—6,7 км/с на глубинах 10—15 км. Ниже расположен слабоградиентный слой, занимающий от трети до половины мощности всей консолидированной коры платформ. Подошва его расположена на глубинах 25—30 км. Скорость в этом слое с глубиной растет слабо, а во многих случаях в его пределах обнаружены участки снижения скорости (волноводы). Породы, слагающие второй слой коры платформ, характеризуются повышенной магнитной восприимчивостью. На участках, где этот слой приближен к поверхности, наблюдаются региональные магнитные аномалии. На этих же глубинах в земной коре обнаружены и зоны повышенной электрической проводимости.

Третий (нижний) слой коры платформ характеризуется резко повышенными величинами пластовых скоростей (от 6,8 до 7,7 км/с), в среднем более 7,0 км/с. Особенности распространения сейсмических волн в пределах этого слоя позволяют предполагать, что он характеризуется значительным градиентом увеличения скорости с глубиной и тонкой расслоенностью. Волноводы в нем редки или отсутствуют.

Таким образом, три сейсмических слоя в коре древних платформ различаются между собой по двум параметрам: скорости и градиенту ее изменения с глубиной. Для геологической интерпретации второй параметр не менее важен, чем первый, поскольку позволяет значительно ограничить вероятный набор горных пород.

Возможны две геологические модели рассмотренного выше сейсмического разреза земной

коры древних платформ. Первая исходит из представления о том, что приповерхностные и глубокие горизонты коры принципиально не отличаются по вещественному составу, и мы можем экстраполировать вглубь геологические данные о верхних горизонтах платформ. Как известно, на щитах древних платформ преимущественно распространены высокометаморфизованные породы кислого, среднего и основного состава. Если экстраполировать эти данные на глубину, то следует ожидать, что с глубиной в соответствии с увеличением скорости будет иметь место постепенное увеличение их основности. Таким образом, вся земная кора получается сложенной метаморфическими породами, основность которых с глубиной возрастает. Нижний, высокоскоростной слой, лежащий на мантии, с этих позиций должен рассматриваться как зона самой высокой степени метаморфизма — гранулитовой или даже эклогитовой фаций.

Однако данная модель не единственно возможная, и определить вещественный состав пород, слагающих земную кору платформ, мы сможем, введя представление об условиях их образования. Как известно, древние платформы длительное время испытывали поднятие, в результате чего с них была удалена толща пород мощностью в десятки километров. Об этом свидетельствует тот факт, что на щитах платформ на поверхность выведены глубоко метаморфизованные породы, образование которых происходило при давлении 8—12 кбар, т. е. на глубинах 20—40 км.

В условиях изостазии подъем на 20—30 км должен был сопровождаться разуплотнением мантии, т. е. смещением границы Мохоровичича примерно на такую же величину. Следовательно, под районами развития на поверхности пород высоких фаций метаморфизма должна располагаться очень мощная (20—30 км) зона разуплотненных мантийных пород, отделенная от мантии границей Мохоровичича. Наиболее вероятным процессом, приводящим к разуплотнению мантийных пород, является, по-видимому, процесс серпентинизации гипербазитов за счет воды, постепенно выделяющейся из мантии [10]. Граница Мохоровичича под древней платформой рассматривается как рубеж, разделяющий серпентинизированные (вверху) и несерпентинизированные (внизу) гипербазиты. С этих позиций, лишь верхний сейсмический слой коры платформ сложен метаморфическими породами. Средний слабоградиентный слой с зонами пониженных скоростей сложен серпентинитами. Этим объясняются его повышенные электропроводность и магнитная восприимчивость за счет образующегося при серпентинизации магнетита. Третий (нижний) слой коры платформ серпентинизирован в меньшей сте-

пени, чем и определяются более высокие скорости сейсмических волн в нем.

Ниже будет рассмотрена «океанизация» с точки зрения как той, так и другой геологической модели земной коры платформ. Но прежде необходимо определить энергетический источник этого процесса. Широкое распространение в океанах базальтов, которые по химическому составу и условиям образования мало отличаются от континентальных траппов, свидетельствует о том, что излияние траппов и погружение океанического дна — явления, сопутствующие друг другу во времени и в пространстве, и следовательно, вызваны какой-то общей причиной.

Такой причиной было возникновение в мантии зоны избирательного плавления пород, в результате чего имели место внедрения в кору и излияния на земную поверхность трапповых серий. Поскольку разновозрастные трапповые поля на континентах и на дне океанов занимают гигантские площади, измеряемые миллионами квадратных километров, следует считать, что такие зоны плавления мантийных пород имели по площади столь же большие размеры.

С. А. Федотовым [15] дан анализ условий Толбачинского трещинного извержения 1975—1976 гг., связанного с активностью одной зоны трещин. В случае площадных трапповых излияний, когда формировались такие гигантские поля, как Тунгусское на Сибирской платформе, или базальты океанического дна, вероятно, действовали, если не синхронно, то геологически почти одновременно, системы таких зон трещин, как Толбачинская. Основываясь на расчетах С. А. Федотова, можно предположить, что поднимавшиеся из верхней мантии колонны базальтовых расплавов создавали на глубинах 30—40 км, т. е. на границе кора — мантия, почти сплошную зону промежуточных очагов. Такая зона, состоящая из гидравлически связанных между собой отдельных расплавленных очагов, становилась областью химической эволюции магм и источником, откуда происходили излияния в верхние горизонты коры и на земную поверхность. Такая зона расплава, вероятно, служила также источником сквозьмагматических флюидов.

Источником тепловой энергии, необходимой для возникновения в мантии Земли зон частичного плавления, было тепло, постепенно накапливающееся в недрах планеты в результате радиоактивного распада, идущего с начала возникновения Земли. А. Н. Тихонов, Е. А. Любимова и В. К. Власов [14] показали, что в процессе радиоактивного разогрева в мантии периодически возникают циклы плавления длительностью 140—170 млн. лет. Первоначально зона плавления формируется в недрах Земли на глубинах 300—500 км, затем область с рас-

плавленным веществом постепенно поднимается и может достигать основания земной коры.

В зависимости от глубины такой зоны плавления, ее мощности, температуры в ней, воздействие ее на вышележащие породы коры будет различным, что должно выразиться в разной интенсивности процесса океанизации.

Можно предложить три различных механизма переработки континентальной коры поднимающимися базальтовыми расплавами: 1) утонение континентальной коры и ее последующее опускание вследствие выноса вверх из низов коры легкоплавкого гранитного материала; 2) базификация путем замещения континентальной коры в результате привноса из расположенного под корой магматического очага основного и ультраосновного материала, обогащенного сульфидами; 3) утонение коры за счет десерпентинизации нижних двух третей коры древней платформы, сопровождаемое выделением больших объемов воды и крупными опусканиями.

Рассмотрим каждый из перечисленных механизмов океанизации. В первом случае рассматривается океанизация континентальной земной коры, которая на всю ее мощность, вплоть до раздела Мохоровичича, сложена метаморфическими породами.

Область метаморфизма пород, т. е. минеральных реакций в твердом состоянии, охватывает широкий диапазон давлений и температур. Одним из наиболее твердо установленных фактов в геологии метаморфических пород является тесная ассоциация в земной коре пород высоких ступеней метаморфизма и мигматитов.

Наиболее глубокий разрез высокометаморфизованных пород архея, слагающих фундамент Восточно-Европейской платформы, вскрыт Миннибаевской скважиной, пробуренной в пределах Татарского свода. Скважина эта на глубине 1800 м достигла архейского фундамента и прошла по нему более 3000 м. Как показало изучение керна, высокий метаморфизм архейских пород сопровождался их мигматизацией, в результате которой возникла четко выраженная полосчатость — чередование прослоев, обогащенных темноцветными минералами, и прослоев, почти целиком состоящих из кварца и полевого шпата. Десятки химических анализов этих темноцветных пород свидетельствуют, что содержание в них таких компонентов, как кремнезем, алюминий, железо, щелочи, отвечает химическому составу основных и даже ультраосновных пород [2].

Светлые (лейкократовые) прослои характеризуются очень высоким содержанием кремнезема (70%) и щелочей (5—8%), что ставит их в один ряд с гранитоидами [2].

Тот факт, что такие высококонтрастные мигматиты распространены в фундаменте Восточ-

но-Европейской платформы на всю исследованную скважиной глубину, свидетельствует об их широком развитии в земной коре древних платформ. Мигматиты образуются в тех случаях, когда сколько-нибудь значительного выноса их легкоплавкой (гранитной) составляющей не происходит. Такие условия имеют место в процессе погружения метаморфизованных комплексов, когда они попадают в обстановку, отвечающую амфиболитовой фации метаморфизма.

Представим себе, что после образования эти контрастные породы попали в иные условия: были приподняты (приближены к земной поверхности), тектонически нарушены (разбиты трещинами), а затем оказались в обстановке повышенных температур и гидротермальной переработки. В этих новых условиях, когда появились и пути миграции (трещины), и транспортирующие гидротермальные растворы, низкотемпературная лейкократовая часть мигматитов стала выноситься из пород.

Геологические наблюдения свидетельствуют, что вынос лейкократового материала происходит в широком диапазоне температур: а) очень высоких (800—650°C), когда происходит полное плавление светлых прослоев и перенос вещества в виде расплава; б) высоких (550—450°C) — в виде щелочного метасоматоза; в) средних (470—330°C) — в форме кислотного выщелачивания; г) низких (430—300°C) — гидротермальными растворами, когда перенесенный кремнезем отлагается в форме кварцевых жил.

Оставшуюся после выноса лейкократовой составляющей основную по химическому составу темноцветную породу Г. Винклер предложил называть реститом. Он полагал, что такие породы распространены в земной коре ниже зоны гранитизации.

Выше отмечалось, что темноцветная часть мигматитов в фундаменте Татарского свода Восточно-Европейской платформы по химическому составу соответствует основным и ультраосновным породам. Если светлая лейкократовая часть мигматита будет удалена и останется только темноцветная, то остаток (рестит) по своим физическим свойствам будет практически неотличим от пород мантии Земли. Сейсмическое зондирование фиксирует границу Мохоровичича выше зоны реститов. Удаление из такого мигматита лейкократовой части практически означает превращение «базальтового» слоя в породы мантии Земли, иными словами океанизацию континентальной коры.

Перемещение вверх значительных объемов гранитизирующих компонентов должно вызвать образование мощного гранитного слоя, толщина которого достигает 15—20 км. Если предполагать, что вся континентальная кора сложена

высокометаморфизованными породами, то при полной дегранитизации нижней ее части мы не получим типичную океаническую кору, ибо гранитизирующих элементов окажется слишком много. Однако такое заключение справедливо лишь в том случае, если кремнезем и щелочи, выносимые из нижних горизонтов коры, останутся в верхней ее части, а не мигрируют за ее пределы по латерали.

Есть факты, свидетельствующие о том, что процесс утонения коры и образования глубоководных впадин сопровождается выносом кремнезема из земной коры на ее поверхность. Приуроченность кремнистых пород к вулканическим толщам уже давно привлекала внимание и послужила основой для вывода о существовании между ними генетической связи. В вулканических областях кремнезем поставляется в морской или озерный бассейн лавами, пеплами, гидротермальными растворами, газовыми эксгаляциями, а также поверхностными водотоками, размывающими окружающую сушу. По мнению М. А. Петровой, основная масса кремнезема в вулканических областях поступает в бассейны при подводных извержениях вулканов в результате взаимодействия раскаленной лавы и пеплов с морской водой. Е. К. Мархинин [8] подсчитал, что с Курильских островов за период с мела до современной эпохи пеплами в адсорбированном виде было вынесено 1000 млрд. т. кремнезема.

В эпохи даже самого обильного кремневыделения вода океанов остается недонасыщенной кремнеземом. Равновесная концентрация аморфной кремнекислоты при обычных температурах колеблется в пределах 100—140 мг/л, тогда как в водах современных морей и океанов максимальное ее количество не превышает 8 мг/л. Содержание кремнезема, растворенного в морской воде, постоянно снижают кремнистые организмы, главным образом диатомовые водоросли, в меньшей степени радиолярии, кремневые губки и др. По подсчетам А. П. Лисицына [7], кремневые организмы ежегодно требуют для построения своих скелетов 80—160 млрд. т. кремнезема. Годовое же поступление растворенного кремнезема за счет материкового сноса составляет лишь 0,3 млрд. т. Таким образом, населяющие океан кремневые организмы способны вычерпать из океанической воды практически неограниченные количества кремнезема.

Кремнезем, пошедший на построение раковин диатомей и радиолярий, после их отмирания осаждается на дно. С увеличением глубины океана растворимость кремнезема увеличивается. Вследствие этого в пределах глубоководных котловин значительная часть кремневых раковин не достигает дна, растворяясь при погружении в толще воды.

Иная обстановка в мелководных шельфовых морях. Там практически все кремневые раковины, не растворяясь, поступают в осадок. Шельфовые илы содержат до 44% аморфного кремнезема. Таким образом, с помощью организма осуществляется транспортировка кремнезема из глубоководных пространств океана в шельфовые моря, иными словами, — из областей с океанической корой в пределы пространств с континентальной корой.

Обратимся ко второму возможному механизму океанизации континентальной коры — базификации идущими снизу флюидами. Основанием для его выдвижения послужило детальное изучение траппового магматизма в Талнахском районе на северо-западе Сибирской платформы [3].

Излияние траппов на поверхность платформ сопровождалось внедрением в различные горизонты ее осадочного чехла пластовых интрузий основного и ультраосновного состава. Мощность этих интрузивных тел до 500 м, а их горизонтальная протяженность превышает 10—15 км при ширине 0,5—1,0 км. Интрузивы заметно дифференцированы по вертикали. Талнахские сульфидоносные интрузивы имеют сверху вниз следующий разрез: диориты и кварцевые диориты; базальтиновые и оливинсодержащие габбро-долериты; пикритовые габбро-долериты и вновь оливиновые габбро-долериты.

Изучение вещественного состава и условий образования Талнахских интрузивов показало [3], что значительная часть (до 75% их разреза) сформировалась на месте вмещающих пород путем магматического замещения. В результате замещения различных по литологическому составу пород образовались магматические псевдобрекчии. Матрица их представлена метасоматитами магматической стадии и неизометрически метаморфизованными породами. Образование метасоматитов магматической стадии происходило за счет привноса из расплавов во вмещающиеся породы различных компонентов посредством выходящих из магм флюидов.

О значительных масштабах этого процесса свидетельствуют образование путем магматического замещения горизонта такситовых габбро-долеритов мощностью до 40 м или тел магматических псевдобрекчий мощностью до 180 м. Такая масса флюидов не могла быть внесена расплавами. Следовательно, приходится допустить, что флюиды поступали в магматические массы из глубоко залегающих частей интрузивной системы в стационарном режиме. Источником трансмагматических флюидов была скорее всего верхняя мантия, что подтверждается их высоко восстановительным характером. Трансмагматические флюиды несли большие объемы металлов, образовавших обильную ликвационную сульфидную вкрапленность. Не-

которые горизонты пластовых интрузий оказались в результате этого сильно обогащенными сульфидами железа, никеля, меди и других элементов. Это показывает, что базификация и сульфидизация пород земной коры в процессе траппового магматизма распространены широко.

Таким образом, устанавливается, что трапповый магматизм на платформах проявляется не только в формировании мощных поверхностных трапповых полей, но также и в образовании под этими трапповыми полями (в пределах земной коры) путем магматического замещения пластовых интрузий основного и ультраосновного состава, отдельные горизонты которых сильно обогащены сульфидами [11].

Поскольку океаническая кора почти повсеместно перекрыта плащом базальтов, которые по химическому составу близки наземным траппам платформ, есть все основания предполагать, что и в океанах под плащом базальтов имели место процессы основного метасоматоза, сопровождавшегося формированием пластовых интрузивных тел, обогащенных сульфидами. Если этот процесс достигал достаточной интенсивности, то он должен был привести к двум следствиям: 1) общему утяжелению коры и верхов мантии, подвергшихся магматической и метасоматической переработке, и вследствие этого их погружению; 2) появлению в коре, а возможно и в верхних горизонтах мантии, слоев и прослоев, характеризующихся аномально высокими значениями скорости распространения сейсмических волн.

Рассмотренный механизм океанизации является развитием представлений, высказанных ранее Р. В. Беммеленом [17] и В. В. Тихомировым [13]. Согласно Беммелену, процесс океанизации выражается в базификации пород континентальной коры и вызывается потоком ионов Mg, Fe, Ca, которые перемещаются вверх в составе поднимающегося мигматитового фронта. Эти взгляды были развиты В. В. Тихомировым, который объяснял океанизацию континентальной коры процессами метасоматоза — ферромагнезиальными сквозьмагматическими (по Д. С. Коржинскому) растворами, поступающими из мантии и вызывающими магматическое замещение.

Геологические факты подтверждают, что даже в близповерхностной части коры в условиях частичного плавления мантийных ультраосновных пород имеют место предполагавшиеся ранее процессы базификации, которые в соответствии с существом процесса следует называть не метасоматическими, а метамагматическими (термин Д. С. Коржинского). В условиях резко восстановительной обстановки идет вынос в вышележащую над магматическим очагом толщу сульфидов тяжелых металлов. Полевые наблюдения показывают, что такой процесс ба-

базификации осуществляется в виде отдельных «фронтов», в результате чего образуются базальтоидные интрузивы, относительно обогащенные сульфидами.

Сейсмические исследования районов траппового магматизма, и в частности Тунгусской синеклизы [12], свидетельствуют о том, что здесь на разных глубинах в земной коре развиты слои высокоскоростных пород (до 7,0 км/с), которые логичнее всего трактовать как плёсовые тела основных и ультраосновных пород. Таким образом, рассмотренный выше процесс базификации следует считать характерным не только для верхних горизонтов коры, но и для средней и нижней ее частей.

Континентальная кора, утяжеленная вследствие внедрения в нее ультраосновных интрузив, обогащенных сульфидами, и замещения этими тяжелыми породами более легких осадочных пород, должна погрузиться, образовав морской бассейн.

Обратимся к третьему возможному механизму океанизации — десерпентинизации нижней и средней частей коры платформ. Рассмотренные выше механизмы океанизации континентальной коры основывались на представлении о том, что кора континентов на всю ее мощность сложена осадочно-метаморфическими породами. Однако автор этой статьи обосновал выше и иную модель континентальной коры, которая на две трети состоит из серпентинизированных гипербазитов. Сравнительно небольшое (выше 500°C) повышение температуры в низах такой коры вызовет обезвоживание серпентинитов и вынос вверх содержащихся в них воды, хлора, а также других легкоподвижных элементов. В результате нижние 20—25 км коры платформ станут по составу и физическим свойствам неотличимыми от пород мантии, а граница Мохоровичича будет фиксироваться выше зоны десерпентинизации. В итоге получится 4—5-километровый слой воды с растворенными в ней солями, а ниже 7—12-километровая кора, состоящая из метаморфических пород, которые ранее находились в верхней части континентальной коры.

Все три рассмотренные выше механизма океанизации основываются прежде всего на принципе изостазии — соблюдении равновесия «плавающей», подобно айсбергам, легкой коры на более плотной мантии Земли. Оценка изостатического состояния земной коры по сейсмическим профилям показала, что в подавляющем большинстве случаев изостазия осуществляется на уровне границы Мохоровичича [10]. Это означает, что значительные опускания континентальной коры возможны в принципе в двух случаях: 1) в результате поступления из области, расположенной ниже изостатической компенсации, дополнительного объема

вещества. Это приводит к утяжелению коры (а возможно, и верхов мантии) и их опусканию; 2) в результате перемещения границы Мохоровичича вверх по разрезу литосферы, что сопровождается утонением коры и, вследствие этого, погружением всего блока кора — мантия.

Итак, возможны, по меньшей мере, три механизма океанизации континентальной коры. Все они энергетически связаны с образованием на границе кора — мантия или в самых верхах мантии обширной по площади зоны частично расплавленных пород. Основная магма, поднимаясь с глубин к подошве коры, воздействовала на последнюю, что выразилось: 1) в прогреве ближайших к зоне расплава горизонтов коры; 2) миграции в кору химических элементов, утяжеляющих кору; 3) прямом проникновении в кору и на земную поверхность магматического расплава из зоны промежуточных очагов; 4) миграции из нижних горизонтов коры наверх воды, хлора, кремнезема, щелочей.

В зависимости от вещественного (минерального) состава континентальной коры и интенсивности воздействия на кору расположенного глубже магматического очага проявляются в той или иной степени рассмотренные выше механизмы океанизации.

Оценим относительную роль и возможное значение каждого из этих механизмов. Механизм океанизации, основывающийся на представлении о десерпентинизации, безусловно выдвигается как наиболее отвечающий поставленной задаче. Преимущество его в том, что решаются две наиболее «каверзные» для океанизации проблемы — проблема воды и проблема соответствия баланса вещества до и после океанизации. Лишь с позиций этого механизма мы можем объяснить установленные глубоководным бурением гигантские по площади опускания Индийского, Атлантического и Тихого океанов на 3—6 км. Слабой стороной этого механизма океанизации является то, что еще нет прямых доказательств серпентинитовой природы нижних двух третей земной коры платформ, хотя косвенные подтверждения этому с годами растут.

Вторым по его возможному значению должен быть назван механизм замещения основными и ультраосновными магматическими породами различных осадочных, метаморфических и кислых магматических пород континентальной коры. Способен ли этот механизм океанизации преобразовать континентальную кору и способствовать возникновению глубоководного океана — сказать трудно. Вероятно, в этом крайнем случае процесс замещения ультраосновным материалом должен произойти во всем объеме коры. Есть больше оснований предполагать лишь частичное замещение (по отдель-

ным слоям), что в сумме с дополнительным весом базальтовых лав, излившихся на поверхность, вызовет погружение коры на глубину 1—2 км [4].

Механизм избирательного выплавления кислых дериватов из метаморфических пород континентальной коры скорее всего приводит лишь к частичной океанизации с образованием бассейнов средней и малой глубины, поскольку мощность коры сокращается незначительно.

Возможно, что таким путем образовались впадины Охотского и Японского морей.

Надо полагать, что в большинстве случаев имеет место одновременное (или последовательное) действие нескольких из названных выше механизмов океанизации, а их суммарный эффект создает все различия в глубинах океанов и в структурах, обнаруженных на океаническом дне.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Некоторые вопросы развития земной коры и верхней мантии океанов.— Геотектоника, 1967, № 1.
2. Богданова С. В., Гафаров Р. А. Состав и строение фундамента восточной части Русской плиты и некоторые особенности становления континентальной коры в раннем докембрии.— В кн.: Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978.
3. Зотов И. А. Генезис трапховых интрузивов и метаморфических образований Талнаха. М.: Наука, 1979.
4. Исландия и Срединно-океанический хребет. Глубинное строение, сейсмичность, геометрия. М.: Наука, 1977.
5. Кропоткин П. Н. Критика некоторых теорий фиксизма.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 6.
6. Леликов Е. П., Берснев И. И. Метаморфические породы трюга Окинава.— Природа, 1979, № 10.
7. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974.
8. Мархинин Е. К. Роль продуктов вулканизма в формировании земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 2.
9. Пуцаровский Ю. М. Тектонические движения дна океанов.— Геотектоника, 1978, № 1.
10. Резанов И. А. Геологическая интерпретация сейсмических зондирований земной коры. М.: Недра, 1980.
11. Резанов И. А., Зотов И. А. Об одном из возможных механизмов океанизации континентальной коры.— ДАН СССР, 1981, т. 257, № 5.
12. Сейсмические модели литосферы территории СССР. М.: Наука, 1980.
13. Тихомиров В. В. О связи процесса перестройки земной коры с вертикально направленными тектоническими движениями.— ДАН СССР, 1963, т. 151, № 5.
14. Тихонов А. Н., Любимова Е. А., Власов В. К. Эволюция зон плавления в термальной истории Земли.— ДАН СССР, 1969, т. 188, № 2.
15. Федотов С. А. О подъеме основных магм в земной коре и механизме трещинных базальтовых извержений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 10.
16. Bemmelen R. W. Mountain Building, the Hague, 1954.

Институт истории естествознания
и техники АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
30 декабря 1981 года

А. М. Смирнов

«КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ» ПОРОДЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Дается краткий очерк сейсмических параметров и вещественного состава первого, второго и третьего слоев коры Тихого океана. Среди пород, свойственных континентам, но встречающихся и в океане, отмечены: 1 — кварцевые диориты и кислые кристаллические сланцы, связанные с разломами и, видимо, входящие в состав третьего слоя; 2 — метаморфические, кислые и средние магматические и осадочно-вулканогенные породы геосинклинального типа, приуроченные к погруженным окраинам океана; 3 — кислые и средние, а также щелочные дифференциаты базальтовой магмы; считается, что те из них, которые связаны с «сиалически-

Сведения о составе и строении земной коры под Тихим океаном далеко не достаточны, а взаимоотношения океанической и континентальной коры и история развития океана мало изучены и осмысливаются по-разному. Так, океаническая и континентальная кора считаются или фундаментально различными, что признается большинством исследователей, или же аналогичными. Ложе Тихого океана рассматривается либо как древнее образование, либо, в соответствии с положениями глобальной тектоники, как молодое — мезозойско-кайнозойское. Происхождение впадины Тихого океана объясняется или с позиций теории геосинклиналей, или как результат раздвижения коры («спрединга»), или, наконец, как следствие событий в солнечной системе и космосе.

Причины таких крупных расхождений во взглядах — исключительно плохая обнаженность консолидированных пород океанов, весьма слабая геологическая изученность и ненадежность интерпретации геофизических параметров. Одним из путей преодоления возникающих при этом трудностей может быть сравнение сходных образований, встречающихся на материках, на дне океана, и рассмотрение некоторых вопросов геологии с позиций единства тихоокеанского ложа и обрамляющих его континентов.

Что же сейчас надежно установлено, а что спорно в геологии земной коры под Тихим океаном? Рассмотрение имеющихся данных ограничим котловиной океана, включая краевые поднятия и глубоководные желоба. Геология островных дуг и окраинных морей изучена

лучше, и материалы по ним будут привлекаться лишь по мере надобности.

1. *Расслоенность коры.* В океанической коре выделяется три слоя с различными скоростями сейсмических волн. Достоверность представлений об их геологической природе уменьшается сверху вниз.

Первый слой (мощность 0—2 км, скорость продольных волн V_p — 1,5—2,8 км/с) изучен сравнительно хорошо. Он сложен глинистыми, кремнистыми и карбонатными осадками возраста от голоцена до юры с прослоями туфов и отдельными покровами и потоками, главным образом базальтов. Домеловые отложения сосредоточены на западе, где вокруг поднятия Шатского отмечены триасовые (?) отложения. Сейсмические характеристики слоя не противоречат геологическим и он в большинстве случаев уверенно распознается на профилях НСП.

Второй слой (1—15 км, V_p — 4,2—6,0 км/с) сложен базальтами, с sillами долеритов, прослоями туфов и осадочных пород и с редкими потоками кислых и средних (нередко щелочных) эффузивов. Верхние горизонты этого слоя сложены щелочными оливиновыми базальтами, а нижние, доступные изучению, — высокожелезистыми толеитами — океаническими траппами. Они содержат пластовые тела долеритов, габброидов, ультрабазитов и аналогичны траппам платформ, отличаясь от них ничтожным содержанием K_2O и PЗЭ. В зоне рифтов на них залегают высокомагнезиальные разности [21].

Скорость накопления толщи базальтов во впадине Науру была подсчитана, по прослоям осадков сеномана и готерива в скважине 462а, равной примерно 400 м за 25 млн. лет

[29]. Принимая эту скорость и мощность второго слоя во впадине 2,5—3,5 км, разрез догеривских базальтов (2,0—3,0 км) мог сформироваться за 125—190 млн. лет, т. е. начиная с поздней перми или позднего карбона. Аналогичный подсчет можно произвести и для щелочных базальтов второго слоя поднятия Хесса, используя данные Г. Б. Рудника с соавторами [15]. При большой мощности здесь второго слоя накопление подстилающих траппов могло начаться и ранее — в начале палеозоя или даже в конце докембрия.

Нижние горизонты второго слоя нигде достоверно не вскрыты, но их состав, возможно, мало отличается от вышележащих траппов, что следует из постепенного повышения с глубиной их акустической прозрачности.

Третий слой (3,7—10 км, V_p — 6,8—7,2 км/с) не вскрыт ни скважинами, ни в глубоководных желобах. Породы слоя, драгированные в приразломных желобах (Элтанин, Императорский, южная часть Марианского) [6, 12, 14], слагают, видимо, тектонически выжатые блоки метаморфид и интрузивных тел. Поэтому о вещественном составе третьего слоя можно судить по более или менее косвенным признакам: составу пород упомянутых участков (тектонических блоков?), магматических образований второго слоя и включений в них. По этим данным в состав третьего слоя входят габброиды, ультрабазиты и метаморфические ортопороды основного и ультраосновного состава, измененные в глубинных условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций [6, 12, 14]. Эти образования несомненно древнее океанических траппов, нижние горизонты которых, как показано, относятся к палеозою, но могут быть и раннепалеозойскими и даже докембрийскими. На относительную древность пород слоя указывают и К-Аг датировки ксенолитов из нефелиновых габбро-диоритов (а, б) и базальтов (в) о-ва Таити: 147 (а), 156 (б) и 833 (в) млн. лет [25, 26]. С этим до некоторой степени согласуются датировки базальтов, полученные по Rb-Sr и Pb-Pb изохронам — до 2 млрд. лет [24].

Преобладание базитов, ультрабазитов и основных метаморфических ортопород в составе земной коры под Тихим океаном свидетельствует об ее симатической природе без участия в геофизическом разрезе «гранитного» слоя, что в сущности общепринято. Однако все увеличивающиеся в числе находки «континентальных» пород, как будет показано, вносят известное усложнение в этот вопрос.

2. *Структура коры.* Осадки первого слоя залегают на базальтах второго слоя согласно или с перерывом, нередко они облекают вулканические постройки. Между образованиями второго и третьего слоев отмечается резкая сейсмическая граница, разница в акустической

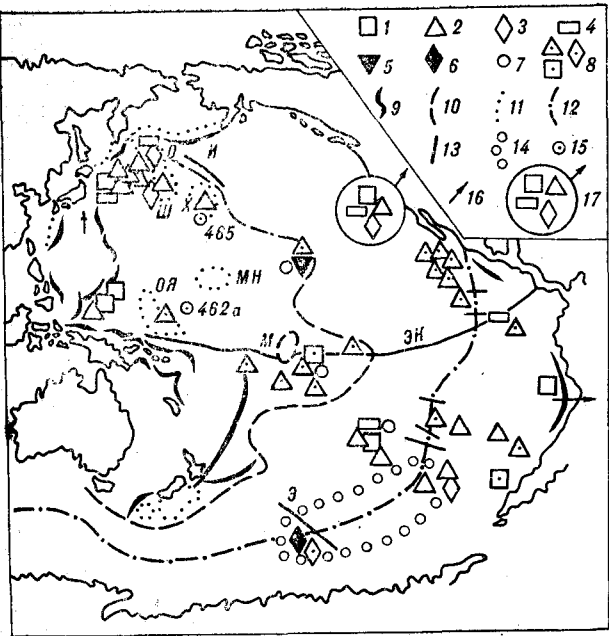
прозрачности и, видимо, значительный скачок в степени метаморфизма. Последнее обстоятельство в какой-то мере подтверждается единичными находками основных гранулитов, амфиболитов и других кристаллических сланцев [6, 14], возможно выжатых по разломам из третьего слоя. Особняком стоят актинолит-плагноклаз-кварцевые сланцы из зоны разлома Элтанин, отличающиеся исключительно высоким (82%) содержанием SiO_2 .

Нет ни морфоструктурных, ни геологических, ни геофизических свидетельств, что в котловине океана где-либо имеются складчатые сооружения, за исключением некоторых краевых зон, которые будут рассмотрены ниже. С другой стороны, океаническое ложе распадается на множество больших и малых поднятий, плато, хребтов и чередующихся с ними депрессий. Их возникновение, очевидно, вызвано вертикальными движениями. Эти черты, а также широкое развитие разломов и рифтов сближают дно океана с платформенными структурами материков. Можно согласиться с представлениями Р. Фэрбриджа о ложе океана как о талассократоне, т. е. океанической платформе. Третий слой в этой структуре играет роль фундамента, а второй и первый — чехла.

Сходство чехла талассократона с чехлом древних платформ континентов подчеркивается развитием в океанических траппах гранофировых обособлений, состоящих из ортоклаза и кварца, что типично для континентальных траппов. Породы, слагающие фундамент талассократона, своим основным составом, набором, отличаются от пород фундамента платформ и могут быть сопоставлены лишь с наиболее глубокими его горизонтами: кабактинской серией юга Алдано-Станового щита и самыми низами серии Раггат Антарктической платформы [18].

3. *«Континентальные» породы.* Под этим условным названием объединены образования, встречающиеся в пределах ложа океана и на некоторых островах и характерные для земной коры континентального типа. Таковы гранитоиды и метаморфические породы, свойственные фундаменту древних платформ, интрузивные и эффузивные образования среднего, кислого и щелочного состава, особенно с высоким содержанием калия, а также некоторые осадочные породы, например аркозы.

Включая сюда дифференциаты базальтовой магмы — трахиты, фонолиты и другие, автор полагает, что они могут быть свидетельством проявления начальной стадии «континентализации» отдельных участков океанической коры. Представляется, что породы гранитно-метаморфического слоя образуются в результате дифференциации базальтового расплава и последующей переработки вещества с обогащением



«Континентальные» породы ложа и островов Тихого океана.

1 — гранитоиды, сиениты; 2 — кислые и средние, в том числе щелочные эффузивы; 3 — кислые метаморфические породы; 4 — консолидированные осадочные породы (аркозы и др.); 5 — перидотиты; 6 — основные гранулиты, амфиболиты; 7 — ксенолиты; 8 — породы в коренном залегании; 9 — глубоководные желоба; 10 — Тихоокеанский геораздел; 11 — поднятия: Г — Гавайских островов, М — Манихики, МН — Маркус-Неккер, О — Обручева, ОЯ — Онтонг-Ява, Х — Хесса, Ш — Шатского; 12 — ось Восточно- и Южно-Тихоокеанского поднятий; 13 — разломы: И — Императорский, Э — Элтанги, ЭК — Экваториальный; 14 — граница распространения в осадках обломков санидина, анортклаза и кварца; 15 — глубоководные скважины; 16 — направление сноса осадков; 17 — породы, снесенные с древней суши.

его щелочами, особенно K_2O и кремнеземом. Переработка происходит как при воздействии экзогенных процессов, так и в результате приноса материала из мантии [17].

На рисунке нанесены некоторые точки, где в Тихом океане установлены «континентальные» породы. Их краткое описание дается ниже.

ЗАПАД ТИХОГО ОКЕАНА

а. *Поднятие Обручева.* На юго-востоке поднятия драгированы липариты, игниобриты, биотитовые гнейсы, зеленокаменные породы [1].

б. *Вал Зенкевича.* К юго-востоку от Петропавловска-Камчатского в базальтовых туфобрекчиях содержатся обломки кварцевых порфиров, фельзитов, липаритов, биотитовых гнейсов, мраморов и кварцитов. Далее к юго-западу подняты обломки кислых вулканитов [1].

в. *Вал Хоккайдо.* Вблизи сочленения с валом Зенкевича драгой подняты гранодиориты, граниты, гранит-порфиры и ороговикованные эффузивы. Возраст интрузивных пород до 100 млн. лет [11].

Здесь же и далее до широты Токио японскими исследователями драгированы трахиты, кварцевые порфиры, туфы кислого состава, а у сочленения Японского и Идзу-Бошиского желобов — и другие консолидированные породы геосинклиналиного типа.

г. *Поднятие Шатского.* На западе поднятия в ядре железо-марганцевой конкренции была обнаружена галька кристаллического сланца [15]; севернее подняты кислые эффузивы.

д. *Поднятие Хесса.* На юге скважиной глубоководного бурения 465 вскрыто тело трахитов мощностью свыше 64 м с содержанием Na_2O 5,12% и K_2O 4,80% [31].

е. *Желоб Яп.* К югу от островов Яп была поднята брекчия с обломками гранитов, плагиогранитов, гранодиоритов, пранатсодержащих кристаллических сланцев и гнейсов. Предполагается, что они были снесены с древнего сиалического поднятия, существовавшего на месте современной Филиппинской котловины [22]. Кристаллические сланцы и гнейсы претерпели допретеричный региональный метаморфизм.

ж. *Марьянский желоб.* В южной, наиболее глубоководной широтно расположенной части желоба на океаническом склоне поднят обломок кварцевого диорита [14].

з. *Поднятие Онтонг-Ява.* На северо-западном склоне (о-в Понапе) описаны коренные выходы трахитов и трахиандезитов [32].

и. К востоку от желоба Тонга кислые и средние, в том числе щелочные, эффузивы обнажаются на многих островах. Таковы трахиты и их туфы Западных Самоа, кварцевые трахиты и трахиты Восточных Самоа, фонолиты и трахиты островов Кука, Фосолитовые трахиты и фонолиты островов Табуаи. Фонолиты, трахиты и риолиты найдены и на Маркесских островах [13]. На о-ве Таити обнаружены фонолиты, а в глубоких эрозийных врезках вскрыты сиениты и нефелиновые сиениты. Возраст этих образований, определенный К-Аг методом, 1,4—3,0 млн. лет (от плейстоцена до олигоцена) [25, 26].

к. *Плато Кэмпбелл и поднятие Чатам.* Необычное положение этих структур требует специального рассмотрения, здесь же ограничимся кратким обзором пород континентального типа, участвующих в их строении. В состав верхних горизонтов утоненной (17—23 км) континентальной коры входят филлиты, зеленые и кварц-полевошпатовые сланцы (острова Чатам, Кэмпбелл), сматые в складки и прорванные габбро и гранитоидами. Возраст гранитоидов, обнажающихся на островах Баунти и Окленд, определенный Rb-Sr и K-Ar методами, для гранодиоритов о-ва Баунти равен 189 ± 5 и 188 ± 5 млн. лет, отвечая юре. Все эти образования несомненно являются геосинклиналиными и палеозойско-мезозойскими по возрасту [5, 17]. Л. И. Красный [9] относит плато Кэмпбелл и поднятие Чатам к Тихоокеанской транзитали, т. е. по существу к внутренним зонам Тихоокеанского пояса.

л. *Поднятие Гавайских островов.* Поднятие лежит в центральной части Тихого океана у самого края «Великого Геораздела» [8]. Дифференциаты базальтов, которые слагают острова, включают ортоклазосодержащий муджерит, а также другие щелочные базальты с содержанием K_2O 0,7—2,4% и разности среднего состава — бенморит и нагровый трахит, содержащий 57—62% кремнекислоты (по Дж. Макдопальду).

ВОСТОК ТИХОГО ОКЕАНА

а. *Юго-запад Восточно-Тихоокеанского поднятия.* По обе стороны от оси поднятия, между $33-35^\circ$ ю. ш. и $105-152^\circ$ з. д. в осадках содержатся обломки анортклаза, санидина и кварца. Кварц иногда встречается в виде кристаллов. К северо-западу от этой площади были подняты валун микроклинового гранита, галька и обломки санидинсодержащего риолита, включающего ксенолит аркозового песчаника [13, 28].

б. К северо-северо-востоку от описанной площади находится о-в Пасхи. Он сложен ритмично переслаивающимися толщами вулканитов, каждая из которых на-

чинается базальтами (толеитовыми долеритами или оливиновыми и щелочными базальтами), сменяющимися выше андезитовыми базальтами, туфами и пемзами и, наконец, риолитовыми обсидианами. В породах разреза в целом возрастает содержание кремнезема, суммарное содержание щелочей и отношение $K_2O : Na_2O$. Обогащение кремнеземом происходит и в базальтах: при обычном содержании SiO_2 (43—48%) оно доходит до 51,24%, 54,88 и 65,58%. В обсидианах и близких к ним породах содержание K_2O доходит до 4,66%, приближаясь к максимальному содержанию Na_2O (5,43%) [40]. Кварц, анортотлаз и другие полевые шпаты кислых пород, высвобождаясь при их разрушении, очевидно, накапливались в осадках, в частности к юго-западу от о-ва Пасхи.

Положение острова на пересечении оси Восточно-Тихоокеанского поднятия с разломом Пасхи и повышенная мощность земной коры (ранее здесь выделялось плато Альбатрос с корой, сходной с континентальной), казалось бы, являются благоприятными для появления выжатых блоков, сложенных относительно кислыми породами. Подобных находок, однако, сделано не было.

в. На юго-восток от о-ва Пасхи вблизи менее крупного разлома в точке с координатами $40^{\circ}24'$ ю. ш., $97^{\circ}33'$ в. д. были подняты обломки пемзы, слюдистого сланца, кислого стекла и зерна кварца [13, 23].

г. На пересечении разлома Элтанн с осью Восточно-Тихоокеанского поднятия вместе с амфиболитовыми сланцами* были драгированы актинолит-плаггиоклаз-кварцевые сланцы с содержанием SiO_2 82%, но с ничтожным количеством калия (K_2O — 0,04%). Эти породы обладают отчетливой микроскладчатостью [7]. Происхождение их неясно; возможно, что вместе с амфиболитовыми сланцами они принадлежат к одной и той же толще.

д. *О-ва Галапагос*. Расположены на стыке хребтов Кокос и Карнеги. Острова сложены преимущественно андезитобазальтами, а подчиненные их трахиты и риолиты, видимо, представляют собой дифференциаты базальтовой магмы. Происхождение обнаруженных здесь же Ч. Честерманом мраморизованных известняков и туфогенных песчаников неясно [13].

е. *Север Восточно-Тихоокеанского поднятия*. К западному склону поднятия приурочены острова Ревилья-Хихедо, где средние до кислых, в частности щелочные, породы занимают большие площади. Так, о-в Сокорро почти нацело сложен трахитами, в том числе кварцсодержащими, и пантеллеритами (с вкрапленниками ортоклаза и анортотлаза). На о-ве Сан-Бенедикто развиты комендиты, а на островах Рока-Партида и Кларион — трахиандезиты и трахиты. Отмечаются натровые риолиты [4]. Несколько южнее расположен о-в Клипертон, где установлены выходы трахитов [13].

ж. *Североамериканские окраины океана*. Две главные особенности этой обширной области — отсутствие как глубоководных желобов (за исключением одного небольшого), так и выраженного краевого океанического вала. Находок «континентальных» пород здесь не было. Но кислые эффузивы, гранитоиды, метаморфические породы, кварциты и кремни, слагающие обломочный материал верхнемеловых — палеогеновых конгломератов и песчаников на севере гор Санта-Крус (Калифорния), по данным Дж. Каммингса с соавторами, поступали со стороны Тихого океана [13].

з. *Южноамериканские окраины океана*. Перуанско-Чилийский желоб, протягивающийся почти вдоль всего берега Южной Америки, также не сопровождается краевым валом. Хребет Наска, Чилийское поднятие и другие примыкают к нему под косым углом. Находки

«континентальных» пород здесь скудны. Они ограничиваются аляскистыми гранитоидами хр. Наска, содержащими в качестве главных компонентов кварц, микропертит и ортоклаз, а также гранитоидами Чилийского поднятия. Кроме того, на о-ве Селькирк (о-ва Хуан-Фернандес) обнажаются натровые трахиты, а по направлению к о-ву Пасхи в двух пунктах были подняты обломки кислого стекла и пемзы [23]. Кислая пемза может переноситься течениями на большие расстояния, и последняя находка может не соответствовать коренным породам дна океана в точке ее драгирования.

Для тихоокеанских берегов Южной Америки, особенно для берега Чили, имеются вместе с тем данные о сносе пород континентального облика со стороны океана [27]. Эти материалы свидетельствуют, что по крайней мере в палеозое здесь находились участки суши, возможно структурно и пространственно связанные с материком.

4. *Древний снос со стороны Тихого океана и окраинных морей*. Кроме случаев сноса «континентальных» пород с древней суши, погруженной под воды Тихого океана, установленного для его восточных берегов, есть немало подобных примеров и на азиатских берегах; они приведены в [13]. Поскольку в этих районах в океане были драгированы аналогичные породы (см. рисунок), кратко остановимся лишь на вопросе о существовании древнего сиалического блока, погруженного под воды Филиппинского моря, о чем свидетельствуют многочисленные обломки метаморфических, магматических и осадочных пород в осадках серии Симанто, изучение направления сноса и данные драгирования на севере Филиппинского моря [30]. Данные о послеоценовом погружении дна северной части Филиппинского моря на глубину до 3 тыс. м приводит в ряде работ Б. И. Васильев.

5. *Сравнение с породами континентального обрамления*. Выше рассматривались особенности океанических траппов, сближающие их с траппами материков, а также приводились некоторые основания для сопоставления пород третьего слоя с древнейшими ультрабазит-базитовыми толщами фундамента платформ. Сделанный краткий обзор пород континентального облика, встречающихся в Тихом океане, позволяет разделить эти породы по формальным признакам на три группы, возможно различного генезиса.

К первой группе относятся две находки: обломки кристаллических сланцев кислого состава, поднятых из зоны разлома, пересекающего Восточно-Тихоокеанское поднятие, и один обломок кварцевого диорита из зоны разлома в Марианском желобе.

Породы второй группы приурочены к краевым валам, поднятиям и подводным плато, примыкающим к глубоководным желобам или непосредственно к островным дугам (плато

* Терминология по [7].

Кэмпбелл). Это гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, мраморы, гранитоиды, кварцевые порфиры, фельзиты, филлиты, зеленые сланцы и контактовые роговики и другие более или менее метаморфизованные терригенные и кремнистые породы. Радиологический возраст некоторых гранитоидов лежит в интервале 100—190 млн. лет. Породы второй группы в некоторых местах смяты в складки и аналогичны образованиям, слагающим складчатые зоны на материках, ложе некоторых окраинных морей, а местами драгированных и в глубоководных желобах. Радиологический возраст некоторых из этих пород доходит до 499 и даже 516 млн. лет [3], что указывает на возможное участие в составе второй группы позднедокембрийских образований. Такое предположение основывается на том, что каледонская складчатость и сопутствующие ей интрузии во внутренних зонах Тихоокеанского пояса нигде не были установлены [16].

Породы второй группы развиты в пределах широкой прерывистой полосы, обрамляющей котловину Тихого океана с запада. Ширина ее на плато Кэмпбелл достигает почти 800 км. Не исключено, что к ней относится и северо-западный склон поднятия Шатского (находка кристаллического сланца). Возможно, что аналогичная полоса погребенной древней суши тянется вдоль берегов Северной и Южной Америки.

В третью группу объединяются эффузивы кислого, среднего и щелочного состава — риолиты, трахиты, фонолиты и их интрузивные аналоги. Они представляют собою дифференциаты базальтовой магмы. Дифференциаты, обогащенные калием, встречаются вместе с базальтами, пересыщенными кремнекислотой (о-в Пасхи). Такие базальты сходны с «сиалическими» толеитами окраинных морей [21], отличаясь от них переменными содержаниями TiO_2 — 0,42—2,28 [10]. Можно предположить, что они и их высококальциевые дифференциаты образовались за счет ассимиляции магмой сиалического материала.

В связи с этим неизбежно встает вопрос об источнике кислого материала в глубоких горизонтах коры. Вряд ли таким источником служат гранофировые выделения в океанических траппах в силу их ничтожно малого количества. Остается, следовательно, еще раз рассмотреть с этой точки зрения третий слой, возраст которого, как отмечено выше, скорее всего докембрийский. Поскольку докембрий океанов совершенно не изучен, должен быть привлечен сравнительный материал по материкам.

6. *Докембрий континентов и океанов.* В основании докембрия на юго-востоке Сибирской платформы залегает монотонная кабактинская серия кристаллических сланцев основного со-

става с пачками ультрабазитов и эклогитоподобных пород. Она, видимо, является частью «базальтового» слоя. С середины разреза кабактинской серии появляются редкие линзы, а затем прослой плагиогнейсов среднего состава.

Сходные толщи слагают нижние горизонты докембрия в других районах. Аналогов серии среди толщ, расположенных стратиграфически выше, неизвестно. Кислые, в том числе калиевые гнейсы преобладают в вышележащей сыгынахской свите. Вслед за ее формированием складчатые движения и интрузивный магматизм определили границу между катархеем (кабактинская серия и сыгынахская свита) и нижним археем, представленным зверевским и алданским комплексами и их аналогами [17, 18]. В Тихоокеанском сегменте Земли это привело к важнейшей тектонической перестройке. На месте современного Тихого океана образовалось огромное поднятие, образованное катархейскими комплексами, преимущественно основного состава [20], а в окружающих морях накапливались главным образом сиалические толщи, впоследствии образовавшие ядра платформ. Так возникли зачатки Тихоокеанского кольца.

Денудация привела к заметному утонению катархейских образований, особенно наиболее высоких и более кислых горизонтов, которые сохранились лишь местами. Вместе с тем в пределах свода особенно интенсивно проявлялась плутоническая деятельность с внедрением базитовых и ультрабазитовых тел. Все эти образования оказались законсервированными под толщами траппов. Возможно, что мощные излияния траппов и обусловили погружение, которое постепенно охватило всю котловину Тихого океана.

Если приведенные рассуждения верны, то среди докембрийских образований третьего слоя кое-где сохранились сиалические участки, которые и были местами ассимилированы базальтовой магмой, что привело к «сиализации» более поздних порций базальтовых лав и возникновению высококальциевых кислых пород.

Приведенные соображения позволяют понять появление метаморфических и магматических «сиалических» образований, которые можно отнести к третьему слою и которые были объединены в первую группу «континентальных» пород.

7. *Тектонические следствия.* Изложенный материал может быть полезен для разработки некоторых построений, альтернативных концепциям глобальной тектоники.

а. Структура Тихоокеанского сегмента Земли рисуется в плане как концентрически-кольцевое сооружение с ядром в центре, обладающим всеми признаками галассократона: раннедокембрийским симатическим фундаментом и чехлом, представленным траппами, платоба-

зальтами и осадками по крайней мере мезозойского и кайнозойского возраста. Талассократон обрамляется складчатыми структурами Тихоокеанского подвижного пояса.

б. В симатическом фундаменте талассократона, породы которого входят в состав третьего слоя, содержатся отдельные сиалические блоки, ассимиляция вещества которых в какой-то мере влияла на появление «сиалических» базальтов и их кислых калийсодержащих дериватов.

в. Фундамент талассократона заложен в ультраосновных породах, к которым относятся перидолиты, встречающиеся в виде ксенолитов в лавах Гавайских островов.

г. Тела поздних дифференциатов базальтовой магмы, обладающих средним и кислым составом и обогащенных щелочами, могут быть зачатками «ядер континентализации» океанической коры. Процесс континентализации протекает и на наших глазах.

д. «Континентальные» породы, установленные в краевых частях океана, вероятно, формировались в пределах окраин континентов (включая и современные системы островных

дуг — окраинных морей). Впоследствии они были раздроблены, погружены и базифицированы.

е. Глубоководные желоба, видимо, не служат границей Тихоокеанского талассократона, а представляют собою структуры, наложенные на геосинклиналиальные складчатые сооружения Тихоокеанского пояса.

ж. Историю развития коры Тихого океана можно разделить на три стадии: 1 — формирование фундамента талассократона — пород третьего слоя, что протекало, вероятно с начала докембрия; 2 — накопление пород чехла: траппов и платобазальтов второго слоя и вулканогенно-осадочных толщ первого слоя, охватившее по крайней мере весь фанерозой, а может быть, и часть докембрия. Одновременно по периферии талассократона заложились (с докембрия) и развивались структуры Тихоокеанского подвижного пояса; 3 — раздробление рифтами и разломами, раздвиги и сдвиги по ним, погружение и базификация окраин обрамляющих материков, начало «континентализации» океанической коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев Б. И. Предварительные результаты драгирования на подводной возвышенности Обручева (Тихий океан). — Тихоокеанская геол., в печати.
2. Васильев Б. И., Егорова М. Г. и др. Новые данные в строении вала Зенкевича. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 11.
3. Гнибиденко Г. С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979.
4. Зубатарева Л. И., Кабанова Е. С., Рудник Г. Б. Магматизм (магматические породы) океанических островов. — В кн.: Геохимия. Минералогия. Петрография. (Итоги науки и техники), 1978, т. 10.
5. Кау Г. Р. Континентальные окраины в юго-западной части Тихого океана. — В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 2. М.: Мир, 1978.
6. Кашишцев Г. Л., Фрих-Хар Д. И. Строение океанической коры в зоне разлома Элтанян (Тихий океан) по петрографическим данным. — Океанология, 1978, т. XVIII, вып. 1.
7. Кашишцев Г. Л., Жданов В. В. Амфиболитовые сланцы зоны разлома Элтанян (Тихий океан). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 8.
8. Красный Л. И. О Великом тихоокеанском георазделе. — ДАН СССР, 1978, т. 242, № 5.
9. Красный Л. И. Тектоника. — В кн.: Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Т. 2. Л.: Недра, 1978.
10. Кренделев Ф. П. Остров Пасхи (геология и проблемы). Новосибирск: Наука, 1976.
11. Неверов Ю. Л., Остапенко В. Ф. и др. Вероятная граница континент — океан в свете изучения мезозойского магматизма переходной зоны. — В кн.: Тез. докл. Междунар. совещ. по геодинамике западной части Тихого океана. Вып. 2. Южно-Сахалинск, 1984.
12. Непрочнов Ю. П., Мерклин Л. Р., Седов В. В. Строение осадочной толщи и земной коры в северо-западной части Тихого океана. — В кн.: Тез. докл. Междунар. совещ. по геодинамике западной части Тихого океана. Вып. 1. Южно-Сахалинск, 1984.
13. Пронин А. А. Геологические проблемы современных и древних океанов. М.: Наука, 1977.
14. Рудник Г. Б., Кашишцев Г. Л. и др. Магматические породы в разрезе земной коры Марианского желоба. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 2.
15. Рудник Г. Б., Меланхолина Е. Н. и др. Породы второго океанического слоя в разрезах поднятий Шатского и Хесса (Тихий океан). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 11.
16. Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1963.
17. Смирнов А. М. Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1976.
18. Смирнов А. М. Этапы формирования «гранитного» слоя в раннем докембрии. — В кн.: Вопросы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977.
19. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука, 1980.
20. Шулдинер В. И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ (происхождение и эволюция). Автореф. док. дис. Владивосток, 1980.
21. Шека С. А., Куренцова Н. А. Магматические комплексы океанов. — Сов. геол., 1984, № 11.
22. Aoki H., Izu S., Ishikawa M., Egawa R. Historical review of some petrological problems in the north-western Pacific. — In: III Soviet — Japan sympos. on the geodynamics and volcanism of the transition zone Asiatic continent. — Pacific. Abs. of pap., N 2, N-Alexandrovsk, 1976.
23. Bonatti E., Arrhenius G. Acidic rocks on the Pacific Ocean floor. — In: The Sea. v. 4, pt. 1, 1970.
24. Brooks C., Hart S. R., Hofmann A., James D. E. Rb—Sr mantle isochrons from oceanic regions. — Earth Planet. Sci. Lett., 1976, v. 32, N 1.
25. Krummenacher D., Noetzlin J. Ages isotopique K—Ar de roches prelevees dans les possessions francaises

- du Pacifique.— Soc. Geol. France Bull. Ser. 7, v. 8, N 2, 1966.
26. *Krummenacher D. et al.* Potassium-argon ages from xenoliths and differentiates in coarse-grained rocks from the centre of the Island of Tahiti, French Polynesia.— Geol. Soc. Amer. Abstr., Programs, 1972, v. 4, N 3.
27. *Miller H.* Das Problem des hypothetischen "Pazifischen Kontinentes" gesehen von der chilenischen Pazifikküste.— Geol. Rundschau, 1970, B. 59, H. 3.
28. *Peterson M. N., Goldberg E. D.* Feldspar distribution in South Pacific pelagic sediments.— J. Geophys. Res., 1962, v. 67.
29. *Shcheka S.* Igneous rocks of Deep Sea Drilling Project Leg 61, Nauru Basin.— Init. Rep. of Deep Sea Drilling Project, v. 61, Washington, 1981.
30. *Suzuki H., Tateichi M.* The development of the Shimanto Geosyncline and the Kuroshio Paleoland.— Mar. Sci. Mon., 1975, v. 7, N 10.
31. *Vallier T. L., Windom K. E., Seifert K. E., Thiede J.* Volcanic rocks cored on Hess Rise, Western Pacific Ocean.— Nature, 1980, v. 286, N 5768.
32. *Yagi K.* Petrochemistry of the alkalic rocks of the Ponape Island, Western Pacific Ocean.— In: XXI I. G. C. Rept. Pt. 13, Copenhagen, 1960.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
8 февраля 1982 г.

Б. Н. Пискунов, В. И. Федорченко

ВУЛКАНИЗМ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА И НЕКОТОРЫЕ СВЯЗАННЫЕ С НИМ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ.*

Статья II

ВУЛКАНИЗМ, ЗЕМНАЯ КОРА И ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ — ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Приводится описание типов позднемезозойских-кайнозойских вулканических ассоциаций Тихого океана. По данным сопоставления состава пород океана и активных континентальных окраин выводится уравнение петрохимической границы океана, разделяющей продукты вулканизма с различными химическими свойствами. На основании анализа комплекса геолого-геофизических и петрологических данных предложена возможная петрографическая модель состава океанической литосферы и эволюции вулканизма.

ТИПЫ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКО- КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ И ИХ ПРОСТРАНСТВЕННО- ВРЕМЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ

Анализ и обобщение материалов по петрографии продуктов вулканизма различных морфоструктурных зон северо-западной части Тихого океана показывают, что все многообразие развитых здесь эффузивов может быть уложено в рамки весьма ограниченного числа достаточно дискретных комплексов (типов ассоциаций), имеющих широкое развитие практически в пределах всего Мирового океана и в совокупности образующих единый обширный класс океанических изверженных пород.

Судя по имеющемуся фактическому материалу, самым широким распространением в регионе пользуются чрезвычайно однообразные, очень слабо дифференцированные («примитивные») *низкокальциевые толеитовые базальты глубоководного ложа* (так называемые «*абиссальные толеиты*»), аналогичные таковым средин-

но-океанических хребтов (в частности, Восточно-Тихоокеанского поднятия). Ими сложены лавовые потоки с характерной шарово-подушечной текстурой, а также тесно ассоциирующие с ними толщи гялокластитов, как правило подстилающие маломощные океанические осадки и в основной своей массе входящие в состав второго слоя. Рассматриваемые толеиты драгированы или вскрыты скважинами в пределах Северо-Западной плиты, в верхних частях океанических склонов глубоководных желобов (Японского, Марианского, Яп), а также в основании некоторых поднятий (Шатского, Гилберта и, по-видимому, вала Хоккайдо). Именно для этих вулканических образований из глубокой скважины на дне впадины Науру установлен наиболее древний возраст (поздняя юра).

Микроскопически толеиты океанического ложа представляют собой афировые, иногда слаборудные породы с преобладающими вкрапленниками плагиоклаза и оливина. Их химический состав весьма стабилен (вариации порообразующих компонентов очень небольшие). Наиболее характерной особенностью рассматриваемых эффузивов является резкая обедненность их как калием, так и всей группой некогерентных элементов (рубидием, цезием, барием, стронцием, ураном, торием), а также редкими землями. В зонах срединных хребтов с этими породами нередко ассоциируют гипербазиты, в меньшем количестве габбро, амфиболиты, измененные долериты. Кислые дифференциаты у низкокальциевых толеитов очень редки (на Восточно-Тихоокеанском хребте в ассоциации с ними драгированы так называемые «высокожелезистые андезиты» [17]).

Значительно менее распространенным и, в общем случае, более молодым по сравнению с описанным выше является *дифференцированный толеитовый комплекс океанических хребтов и поднятий, а также оснований вулканических островов*. В рассматриваемом районе он встречен в нижней части вскрытого скважи-

* Часть I см. в журнале «Тихоокеанская геология», № 3, 1982 г.

нами разреза Императорского хребта (около 400 м), в центральной части Срединно-Тихоокеанского поднятия, на возвышенности Уэйк-Неккер. Классическими представителями этой ассоциации являются хорошо изученные толеиты Гавайских островов [5, 15, 19]. Главная масса пород комплекса представлена оливиновыми и безоливиновыми базальтами, дифференциация которых приводила к формированию эффузивных образований повышенной меланократовости (от кварцевых толеитов до пикритов). На Гавайских островах и о-ве Пасхи в ассоциации с ними известны такие кислые вулканы, как исландиты, «риодациты», комендитовые обсидианы. Несмотря на общее химическое родство рассматриваемых пород с толеитами абиссалий, им присущи заметно повышенные содержания большинства литофильных (прежде всего, K, Rb, Sr, Ba, Ti, Zr) и редкоземельных элементов, однако такие показатели, как отношения калия к натрию, бария к стронцию и др., в целом остаются низкими, что вообще свойственно толеитам.

В общем объеме океанических вулканитов наименее распространен *сложно дифференцированный комплекс щелочных оливиновых базальтов*, который, судя по его частому положению на вершинах вулканических хребтов и изолированных построек, является и самым молодым. Он известен на Императорском хребте, поднятиях Маркус-Уэйк, Уэйк-Неккер, Гейш, Срединно-Тихоокеанском, а также отдельных вулканических вершинах (гора Эрмо и др.). В рассматриваемой ассоциации преобладают оливиновые и плагиоклазовые базальты повышенной щелочности, дифференциация которых дает непрерывный ряд пород от анкармитов через гавайиты, муджиериты до трахитов, натровых липаритов, лейцитовых фонолитов, комендитов. Подавляющее большинство пород обладает отчетливой натровой специализацией, однако изредка встречаются кали-натровая и даже калиевая серии (например, на Маркизских островах, Таити, поднятии Маркус-Неккер). В геохимическом аспекте эта ассоциация отличается относительно повышенной концентрацией крупных некогерентных литофильных элементов (калия, рубидия, цезия, стронция, бария, тория, урана), а также редких земель.

Пространственно-временные соотношения охарактеризованных выше комплексов свидетельствуют о том, что с ходом геологического времени ареальные излияния толеитов на обширных пространствах абиссалий постепенно сконцентрировались в пределах отдельных вулканотектонических поднятий над зонами крупных глубинных разломов, а затем — в отдельных локальных центрах на поднятиях или глубокоом океаническом дне (в том числе и в желобах), извергавших продукты щелочноба-

зальтовой серии*. Такая вещественно-структурная эволюция вулканического процесса говорит об уменьшении с течением времени проницаемости земной коры, общем остывании некогда сильно регионально разогретой верхней мантии, понижении уровней магмообразования, локализации его очагов в зонах поднятий и, лишь спорадически, на других участках океанического ложа. Этот процесс сопровождался постепенным увеличением щелочности продуктов вулканизма и усилением роли процессов дифференциации при их формировании.

Таким образом, изложенный выше материал со всей очевидностью свидетельствует о том, что *вулканические ассоциации абиссалий, океанических поднятий и вершинных частей вулканов* существенно различаются по своему химическому и минералогическому составу, а также характеру и степени дифференцированности. Однако детальное изучение геохимических особенностей этих образований, в частности поведения в них таких элементов, как калий, железо, магний, титан, хром, никель, а также редкоземельной группы и некоторых других, позволяет обнаружить высокую степень их родства, обусловленную, скорее всего, общностью меланократового магмопроизводящего субстрата. Последнее становится особенно очевидным после рассмотрения такой важной петрологической характеристики, как отношение Sr 87/86. Так, по данным Ц. Е. Петермана и К. Е. Хеджа [20], величины этого отношения колеблются в разных типах океанических ассоциаций в узких пределах (0,7020—0,7035 — в низкокалиевых толеитах абиссалий; 0,7025—0,7030 — по Рингвуду [13]; 0,7030 — 0,7045 — в островных толеитах и щелочных базальтов типа гавайских **; 0,7040—0,7057 — в калиевых островных базальтах типа таитянских), в целом весьма близки между собой и с хондритовым стронциевым отношением, обычно принимаемым за исходное верхнемантийное. В связи с этим все вулканические ассоциации океана целесообразно объединять в общий класс океанических эффузивных пород, связанных единством своей глобальной структурно-тектонической позиции и генезиса.

* Согласно представлениям сторонников «новой глобальной тектоники», в пределах вулканических хребтов типа Императорско-Гавайского происходит постепенное «вспарывание» над так называемой «горячей точкой» в мантии базит-гипербазитовой литосферной плиты, рождающейся в зоне спрединга Восточно-Тихоокеанского поднятия и движущейся в сторону глубоководных желобов северо-западной части Тихого океана (зон субдукции и разрушения плиты).

** По данным М. А. Ланфера и др. [18], среднее значение Sr 87/86 для 37 образцов толеитов Гавайско-Императорской вулканической цепи составляет $0,70369 \pm \pm 0,00028$ и 27 образцов щелочных базальтов — $0,70344 \pm \pm 0,00026$.

СООТНОШЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ТИХОГО ОКЕАНА И ЕГО АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН. ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ГРАНИЦА ОКЕАНА

Как указывалось выше, при трактовке природы внутренних частей Тихоокеанского бассейна в качестве одного из главных аргументов различными авторами обычно приводится характер развитого в их пределах вулканизма. Так, те из них (к примеру, А. А. Пронин [12]), которые отстаивают представление об эпиконтинентальном происхождении океанических впадин, видят этот аргумент в якобы едином характере вулканических ассоциаций по обе стороны цепи глубоководных желобов (т. е. на погруженной под уровень океана континентальной окраине, с одной стороны, и собственно океаническом дне — с другой), свидетельствующем об отсутствии так называемой «андезитовой линии» (петрологической границы океана) и широком развитии на его ложе кислых пород, требующих при своем образовании большого участия гранитно-гнейсового «сиаля».

Общеизвестно, что наиболее типичными вулканическими структурами активных континентальных окраин западной части Тихого океана являются островные дуги (в рассматриваемом районе это Алеутская, Курило-Камчатская, Японская, Идзу-Бонинская, Марианская) и окраинно-материковые пояса (Чукотско-Катазиатский) с их ярко выраженным известково-щелочным («андезитовым») вулканизмом. Фундаментом для кайнозойских вулканитов островных дуг служит гетерогенный по возрасту и генезису типично континентальный комплекс мезозойских и более древних осадочных, вулканогенных и метаморфических пород, интродуцированных гранитоидами. В его составе нередко встречаются раннегеосинклинальные зеленокаменно-измененные эффузивы, парагенетически связанные с ними осадочные и интрузивные породы, а также иногда и толеит-щелочнобазальтовые океанические образования.

Известково-щелочная ассоциация вулканических пород островных дуг характеризуется широким спектром колебаний составов (по содержанию кремнезема — от базальтов до риолитов, щелочей — от близких к «океаническим» до «континентальных» стандартов). При этом весьма показательным, что на дугах (или их частях), приближенных к океану (Идзу-Бонинская и Марианская), развиты более основные и известковые (с меньшим содержанием щелочей, прежде всего калия) лавы, тогда как на удаленных от океана структурах (приконтинентальных), таких как Курило-Камчатская, Хонсю, Рюкю, продуктам вулканизма свой-

ственны более кремнистые (на 4—8%) и более щелочные (главным образом за счет повышенных содержаний калия) средние составы. В качестве количественной меры этих латеральных вариаций, на которые давно обратили внимание Х. Куно [7] и Г. С. Горшков [3], одним из авторов был предложен петрохимический параметр (так называемый индекс классификации — ИК), отражающий соотношение суммы молекулярных количеств щелочей и степени нормативного насыщения пород кремнеземом [10]. По значениям ИК вся совокупность вулканических пород островных дуг разделяется на три петрохимические серии: известковую (ИК свыше 10), известково-щелочную (от 10 до — 10) и субщелочную (менее — 10), которые закономерно сменяют друг друга по направлению от фронтальных (океанических) к тыловым (приконтинентальным) частям структур или же, в общем случае, при переходе от приокеанических к приконтинентальным островным дугам. На этом основании четко различаются островные дуги (рис. 1):

1. *Известковой группы* с резким преобладанием сильноизвестковых (Идзу-Бонинская) или известковых (Марианская) вулканических комплексов при весьма незначительном развитии известковощелочных и практическом отсутствии субщелочных (средний ИК равен соответственно 17,3 и 14,0). Главными породообразующими минералами основных пород этой группы являются высококалийевый плагиоклаз, оливин и пироксен (в том числе и пижонит). Кислые дифференциаты развиты весьма ограниченно.

2. *Известково-щелочной группы* с резким преобладанием щелочно-известковых (дуги Хонсю, Курильская) и известково-щелочных (Рюкю, Восточная Камчатка) вулканических комплексов над другими (подавляющее количество значений ИК попадает в пределы от + 10 до — 2,4). Среди пород редко преобладают дупироксеновые (авгит-гиперстеновые) разновидности с основным плагиоклазом.

3. *Субщелочной группы* со слабощелочным (Алеутская дуга) и субщелочным (Срединно-Камчатский и Охотско-Чукотский пояса) петрохимическими уклонами преобладающих вулканических ассоциаций (средние значения ИК соответственно — 8,8 и — 16,3). Известково-щелочные породы здесь имеют весьма подчиненное значение, а доля известковых эффузивов исчезающе мала. Для вкрапленников базальтоидов этих дуг характерен оливин-клинопироксеновый (нередко титан-авгитовый), а для средних и кислых пород — даже амфибол-биотитовый парагенезис с плагиоклазом, реже — щелочным полевым шпатом.

Рассмотренный характер вариаций состава вулканических ассоциаций островных дуг по-

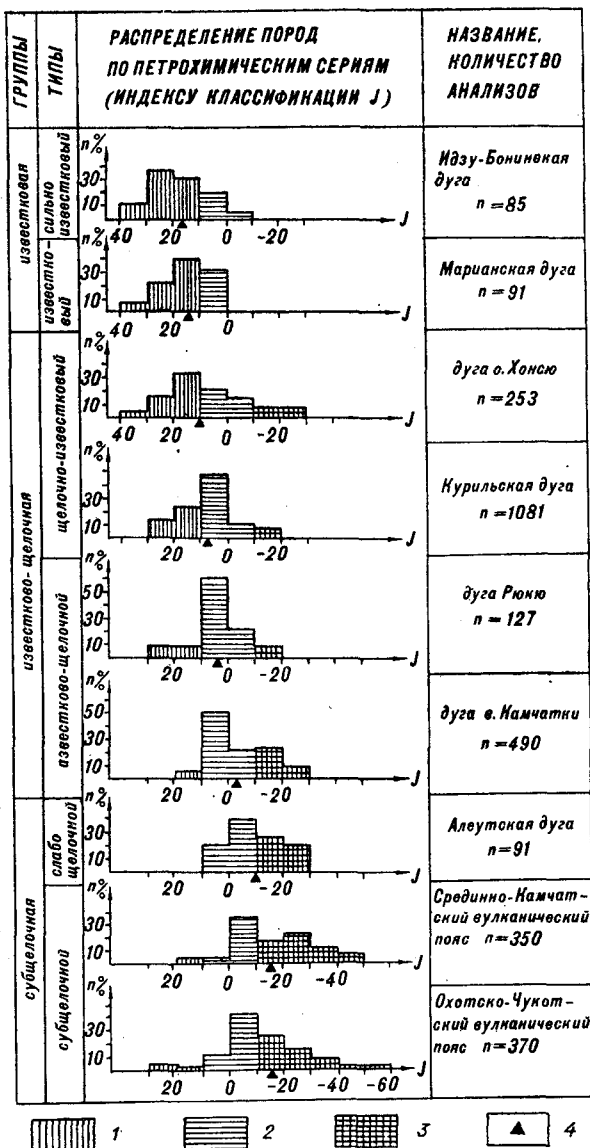


Рис. 1. Классификация вулканических комплексов восточноазиатских островных дуг и окраинно-материковых поясов.

Петрохимические серии: 1 — известковая; 2 — известково-щелочная; 3 — субщелочная; 4 — среднее значение индекса классификации.

рождает иллюзию постепенного перехода между окраинно-континентальными и океаническими ассоциациями (через так называемые «островодужные толеиты» — известковые представители островодужного семейства) и заманчивое желание объединить их в единый класс пород, что и делают некоторые авторы [12]. Это приводит к отрицанию существования у Тихого океана естественного петрологического ограничения, для которого еще в начале нашего века П. Маршалом было предложено название «андезитовая линия», и к представлениям о широком развитии сиалических островодужных образований в его внутренней части.

Вместе с тем существование отчетливой дискретности составов океанических и островодужных ассоциаций на уровне всех групп пород может быть легко продемонстрировано на основе анализа соотношений молекулярных количеств таких характерных их порообразующих окислов, как K_2O , Na_2O , TiO_2 и Al_2O_3 , сгруппированных в характеристики k и t [11]. Первая из них отражает роль калия в составе щелочей и обеспечивает разделение абиссальных толеитов, с одной стороны, и сходных по составу пород островных дуг, выдвинутых в океан, — с другой. Вторая характеристика, отражающая отношение молекулярных количеств нормативных анортита и ильменита, позволяет уверенно разграничивать высокоглиноземистые малотитанистые лавы активных континентальных окраин и низкоглиноземистые высокотитанистые породы океана.

На диаграмме « $k-t$ » фигуративные точки составов вулканических пород Тихого океана и восточноазиатских островных дуг образуют две дискретные совокупности, разделенные областью минимального статистического перекрытия (рис. 2). Линия, разграничивающая эти две совокупности и описываемая уравнением $D = 0,3k \cdot t - (k + t)$, по сути дела является эмпирическим выражением петрохимической границы океана («андезитовой линии»). Положительное значение D свидетельствует о принадлежности анализируемого состава к континентальному типу, отрицательное — к океаническому. Средние составы различных типов вулканических ассоциаций океана занимают на диаграмме достаточно определенное положение, что позволяет классифицировать их с помощью параметров k и t (низкокальциевые абиссальные толеиты $k < 7$, $t > 5$; толеиты основания поднятий и островов $k = 7 - 12$, $t = 5 - 3$; щелочные оливиновые базальты вершин подводных гор и островов $k > 12$, $t < 3$).

Фиксируемая дискретность составов вулканических океана и его активных континентальных окраин («андезитовая линия») имеет очень важное петрологическое и тектоническое значение. В настоящее время по разные стороны от нее располагаются блоки с различной структурой и вещественным составом земной коры, а также резко различным характером магматизма. В историческом аспекте «андезитовая линия» знаменует переход региона от океанической стадии развития к собственно геосинклинальной или островодужной.

Что же касается высококремнистых пород (исландитов, гофитов, тристанитов, гавайитов, муджиеритов или бенморейтов), в резко подчиненном количестве нередко присутствующих в составе соответствующих дифференцированных вулканических комплексов океанов, мнения подавляющего большинства исследовате-

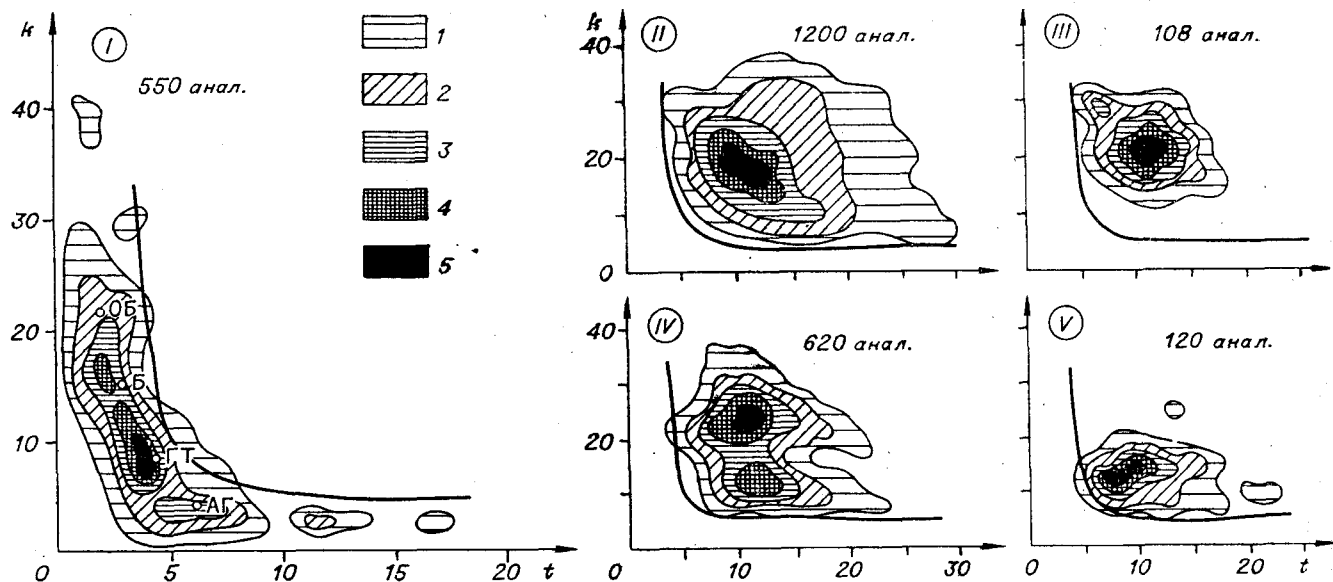


Рис. 2. Диаграмма плотностей фигуративных точек составов вулканических пород Тихого океана (I) и восточно-азиатских островных дуг (II — Курило-Камчатской; III — Алеутской; IV — Японских островов; V — Идзу-Бонинской и Маринской).

Средние составы пород Тихого океана: ОБ — щелочные оливиновые базальты вершин вулканов и подводных гор; Б — базальт океана в целом; АТ — толеит Гавайских островов; АТ — толеит абиссальной и срединно-океанических хребтов. Плотности фигуративных точек: 1 — 1,0—2,5%; 2 — 2,5—5,0; 3 — 5,0—7,5; 4 — 7,5—10,0; 5 — более 10%.

$$k = \frac{K_2O}{K_2O + Na_2O} \cdot 100; t = \frac{Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O)}{TiO_2} \text{ (в мол. кол.)}$$

лей в отношении их происхождения достаточно единодушны: появление этих пород вовсе не требует наличия под базальтами второго слоя погребенного континентального «сиаля» и вполне удовлетворительно на современном уровне развития петрологии объясняется дифференциацией основных типов океанических магм. Их генетическое родство с толеитами и щелочными оливиновыми базальтами подтверждается единым характером распределения микроэлементов [8], а также низкими значениями отношения Sr 87/86, величина которого должна существенно возрасти в результате «загрязнения» мантийных расплавов древним сиалическим материалом. Аналогичным образом трактуется и появление очень ограниченных количеств тоналитов, трондьемитов, альбитовых гранитов, гранофиров и аплитов, обычно тесно ассоциирующих с габброидными полями офиолитовых комплексов и объединяемых единым названием «океанические плагиограниты» [6]. Своими крайне низкими содержаниями окиси калия океанические плагиограниты существенно отличаются от гранофиров континентальных трапшковых комплексов.

Таким образом, глобальная пространственно-структурная разобщенность магматических образований активных континентальных окраин и ложа океана, особенности минералогического и химического составов изверженных пород, а также выносимых ими кристаллических

включений свидетельствуют о различной петрологической природе родоначальных расплавов этих ассоциаций и исходных для них субстратов. Не останавливаясь специально на генезисе островодужных магм, отметим лишь, что на современном уровне наших петрологических знаний существенная роль сиалической коры в образовании больших объемов их кислых представителей вряд ли кем-либо может серьезно оспариваться, в связи с чем только они, а не высокремнистые дериваты несомненно мантийных толеит-щелочнобазальтовых расплавов могли бы служить определенным указанием на присутствие в океанах погребенного континентального «сиаля». Однако такие здесь до настоящего времени ни в одном случае не были достоверно установлены.

ВОЗМОЖНАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ

В результате длительного развития представлений о составе океанической земной коры у многих исследователей сложилось достаточно обоснованное убеждение в том, что в качестве петротипа, доступного для прямого изучения, могут рассматриваться офиолитовые комплексы континентов, непосредственно подстилаемые перидотитовыми образованиями верхней мантии [6, 9]. В стандартном обобщенном раз-

реже офиолитов обычно выделяются (снизу вверх):

а) тектонизированные гарцбургиты, дуниты, лерцолиты, относительно свежие разновидности которых по своим физическим свойствам отвечают породам верхней мантии;

б) менее тектонизированный габбровый комплекс (начинается полосчатой серией и завершается толщей параллельных даек), обычно отождествляемый с третьим геофизическим слоем;

в) шарово-подушечные толеитовые базальты, соответствующие второму слою и перекрываемые кремнисто-карбонатными осадками первого слоя [9].

Анализ материалов, полученных при драгировании океанических склонов глубоководных желобов, показал, что петрографический состав третьего и второго слоев Тихого океана полностью соответствует разрезу офиолитовой ассоциации континентов [1]. Так, драгированные на максимальных глубинах в осевой части Марианского желоба гидротермально измененные (серпентинизированные, цеолитизированные, родингитизированные) и деформированные гарцбургиты практически аналогичны подобным тектонизированным породам из основания офиолитовых комплексов. Выше развиты образования так называемой «полосчатой серии» — плагиоклазовые лерцолиты, дуниты, серпентинизированные перидотиты, верлиты, кумулятивные габброидные образования. Комплексу параллельных даек, по мнению авторов монографии [1], соответствуют широко распространенные в верхней части третьего океанического слоя диабазы и долериты. Второй сейсмический слой земной коры Тихого океана повсеместно и, по-видимому, на всю свою мощность * представлен продуктами подводной вулканической деятельности (главным образом низкокалийевыми толеитами абиссалий и лишь в редких случаях другими, в частности щелочными, породами).

Таким образом, весь имеющийся петрографический материал позволяет нам с достаточно высокой степенью уверенности утверждать, что развиваемое некоторыми исследователями (Г. Д. Афанасьев, А. А. Пронин, В. А. Соловьев и др.) представление о континентально-сиаллическом фундаменте тихоокеанской плиты совершенно не подтверждается как материалами глубоководного бурения и драгирования, так и данными по составу вулканических пород океанического ложа, а также кристаллических включений в них, представленных обычной базит-гипербазитовой ассоциацией, нередко с признаками метаморфизма зеленосланцевой, реже амфиболитовой фаций [2].

* Максимальное проникновение скважины в этот слой несколько превысило 500 м (впадина Науру).

Что же касается верхней мантии под ложем Тихого океана, то в настоящее время можно уверенно говорить о ее общем ультраосновном составе, отчетливо проявившемся в геохимическом облике всех вулканических ассоциаций его ложа (общей их «сидерофильности», низких «хондритовых» величинах Sr 87/86, характере распределения TR-элементов и др.). Несомненными представителями вещества верхней мантии являются порой выносимые лавами островных вулканов сильно катаклазированные и серпентинизированные обломки ультрабазитов (гарцбургитов, пироксенитов, шпинелевых лерцолитов, гранатосодержащих перидотитов и т. п.). Характер залегания и взаимоотношений этих типов пород в мантии еще далеко не ясен. Однако, основываясь на данных об их общем составе и минералогии, а также достижениях экспериментальной петрологии, можно предполагать, что основная часть надстеносферной мантии под ложем океана сложена шпинелевыми лерцолитами, сменяющимися на глубине около 70 км гранатовыми [13]. Высокомагнезиальный шпинелевый лерцолит из северной части Ялского трога [1], возможно, и представляет эти породы. Непосредственно же под земной корой, по-видимому, залегают гарцбургиты, иногда извлекаемые драгой из осевых частей глубоководных желобов и рифтовых долин срединно-океанических хребтов.

ВОЗМОЖНАЯ ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОКЕАНИЧЕСКОГО ВУЛКАНИЗМА

Многие вопросы океанического петрогенезиса к настоящему времени получили достаточно серьезное геологическое и экспериментальное обоснование, особенно применительно к проблеме генезиса толеитов [4, 13, 14]. Несколько сложнее обстоит дело с вулканистами щелочной серии, которые одними исследователями рассматриваются в качестве своеобразных дифференциатов толеитовых магм, другими — продуктов кристаллизации самостоятельных щелочно-базальтовых расплавов. В настоящем разделе авторы, не вникая в детали петрологического механизма, попытаются рассмотреть лишь самые общие аспекты генезиса толеит-щелочнобазальтовых образований Тихого океана, используя при этом, главным образом, изложенный выше материал по вулканизму его северо-западного сектора.

К числу наиболее важных при построении любой петрогенетической модели относятся достаточно взаимосвязанные вопросы о глубинах очагов магмообразования и природе магмогенерирующего субстрата. Рассмотреть их для центральной части Тихого океана в какой-то

мере позволяют геолого-геофизические материалы по Гавайским островам. Здесь, как показали исследования И. П. Итона и К. И. Мураты [16], область скопления питающей вулкан Килауэа магмы фиксируется максимально глубокими землетрясениями, которые сопровождают продвижение к поверхности Земли магматической колонны и предэруптивные деформации вулканической постройки на глубинах 55—60 км, т. е. в 3—4 раза глубже поверхности Мохоровичича. Скорее всего, магмообразование происходит более глубоко, однако совершенно очевидно, что в этой области расплав уже существует в виде значительных объемов отделившейся от остаточного субстрата самостоятельной жидкой фазы. Об этом вполне определенно свидетельствует характер ультраосновных включений в наиболее щелочных базальтах (оливиновых нефелинитах и базанитах), среди которых наряду с резко преобладающими, весьма однородными по своему минералогическому составу шпинелевыми лерцолитами встречаются гранатовые пироксениты, а также переходные их разности с гранатом, оливином и шпинелью [21], указывающие на глубины магмообразования, несколько превышающие таковые шпинель-гранатового перехода (т. е. около 70 км), и на существенно гранатовую ассоциацию магмопроизводящих пород. Набор включений в менее щелочных оливиновых базальтах и гавайитах (дуниты, верлиты, полевошпатовые перидотиты, пироксениты, габбро) со всей очевидностью указывает на существенно меньшие уровни формирования расплавов и шпинелевый тип ультраосновного магмогенерирующего субстрата.

Образование же абиссальных толеитов и их аналогов из срединно-океанических хребтов происходило, по-видимому, на еще более высоких уровнях некогда сильно разогретой шпинель-лерцолитовой мантии (15—20 км). Остаточным материалом от их выплавления по данным Л. В. Дмитриева [4] являются гарцбургиты.

Роль летучих компонентов в формировании наиболее широко распространенных в океане толеитовых магм большинством занимавшихся этим вопросом исследователей признается крайне незначительной. Она возрастает для щелочных магм океанического класса и наряду с увеличением глубины магмообразования, несомненно, играет существенную роль при формировании крайне щелочных пород, особенно обладающих калиевой специализацией (к примеру, керсутитовых базальтов Уэйк-Неккер).

Таким образом, на современном уровне изученности вулканизма океана можно говорить о том, что исходные для различных его ассоциаций расплавы формируются в результате частичного плавления на прогрессивно увеличивающихся от абиссальных толеитов к щелочным породам глубинах мантийного субстрата существенно шпинель-лерцолитового состава, а в случае крайне щелочных образований — с переходом в область стабильности гранатового минерального парагенезиса. В этом же направлении, по-видимому, возрастает и роль летучих компонентов в петрогенезисе. Наблюдающаяся же разнообразие океанических лав несомненно обязано кристаллизационной дифференциации, которая весьма нехарактерна для абиссальных толеитов и достигает максимального развития в щелочных ассоциациях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980.
2. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия/Под ред. В. С. Соболева. Новосибирск: Наука, 1975.
3. Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967.
4. Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я., Гаранин А. В. Основные черты магматизма дна океана.— В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976.
5. Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965.
6. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979.
7. Куно Х. Латеральная вариация базальтовых магм вкост окраин континентов и островных дуг.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1980.
8. Луц В. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980.
9. Пейве А. В. Геология раздела Мохоровичича.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981.
10. Пискунов В. Н. Петрохимическая граница Тихого океана.— ДАН СССР, 1977, т. 236, № 6.
11. Пискунов В. Н. Петрохимическая систематика высокоглиноземистых базальтов и распределение их типов в структуре Курильской островной дуги.— В кн.: Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977.
12. Пронин А. А. Геологические проблемы современ-ных и древних океанов. Л.: Наука, 1977.
13. Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981.
14. Рябчиков И. Д., Богатиков О. А. и др. Первичные магмы океанических толеитов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 8.
15. Dalrymple G., Lanphere M. A., Jacson E. D. Contributions to the petrography and geochronology of volcanic rocks from the Leeward Hawaiian Island.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, v. 85.
16. Eaton I. P., Murata K. I. How volcanoes grow? — Study of the Earth/Ed. I. F. White. London — Tokyo — Sydney — Paris, 1962.
17. Hart S. R. K, Rb, Cs, Sr and Ba content and Sr isotope ratios of ocean floor basalts.— Phil. Trans. Roy. Soc., London, 1971.
18. Lanphere M. A., Dalrymple G. B., Clague D. A. Rb—Sr systematics of basalts from the Hawaiian — Emperor volcanic chain.— Init. Rep. DSDP, Washington D. C., 1980, v. 55.
19. Macdonald G. A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas.— J. Petrol., 1964, v. 5, N 1.
20. Peterman Z. E., Hedge C. E. Related strontium isotopic and chemical variation in oceanic basalts.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, v. 82, N 2.
21. White R. W. Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii.— Contr. Miner. Petrol., 1966, v. 12.

УДК 553.98 : 551.243

Е. В. Краснов, В. В. Крапивенцева

О РОЛИ БИОГЕННЫХ И ЭНДОГЕННЫХ ФАКТОРОВ В ПРОИСХОЖДЕНИИ НЕФТИ

(на примере Тихоокеанского региона)

Крупнейшие месторождения нефти и газа приурочены к сопряженной в триаду системе: линеамент—глубинные газовые струи—продуцирующий органическое вещество биогенный комплекс (рифогенный и другие), т. е. все они имеют биоэндогенное происхождение. Образование углеводородов нефтяного ряда обусловлено воздействием глубинных газов на биогенное органическое вещество.

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы оживился интерес к созданию такой теории происхождения нефти и газа, которая, не основываясь на односторонней интерпретации тех или иных известных факторов [3, 4, 6, 11 и др.], в комплексе учитывала бы как экзогенные, так и эндогенные факторы, реально участвующие в процессах нефтеобразования [1, 7, 13, 18, 25, 27, 30, 32]. Понятно, что кроме теоретического значения, разработка проблем генезиса нефти и газа играет ведущую роль при оценке перспектив поисков гигантских и крупных месторождений нефти и газа.

На территории СССР выявлена промышленная нефтегазоносность рифогенных комплексов Поволжья, Предкавказья, Средней Азии и Восточной Сибири, диатомитов и силицитов Сахалина, кремнистых пород баженновской свиты Западной Сибири, менилитовых сланцев Карпат, определенные перспективы связаны с верхнедокембрийскими, кембрийскими и каменноугольными рифогенными постройками юго-восточной окраины Сибирской платформы и притихоокеанских районов Дальнего Востока.

Для бассейна Тихого океана и его континентального обрамления более глубокое проникновение в сущность процессов нефтегазообразования имеет особое значение в связи с тем, что в этом регионе известны многочисленные месторождения — гиганты, связанные с рифогенными, кремнистыми и другими биогенными комплексами. Таковы девонские рифогенные

По-видимому, перспективы поисков крупных и гигантских месторождений нефти и газа в Тихоокеанском регионе следует связывать прежде всего с рифогенными и другими биогенными образованиями, сопряженными с глубинными газопроводящими разломами, прошедшими этап новейшей активизации, естественно при наличии соответствующих коллекторов и покрышек.

месторождения на западе Канады, рифовые комплексы карбона и перми США (Скалистые горы, Техас и др.), мела Мексики («Золотой пояс»), неогена Индонезии, ряда районов Южно-Китайского моря и др. [10, 12, 24].

Биогенные отложения, вмещающие крупные месторождения нефти и газа, обычно рассматриваются как коллекторы и в значительно меньшей степени как источники органического вещества (ОВ). Рассмотрим этот вопрос более подробно на примере образования рифогенных комплексов.

НЕКОТОРЫЕ ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ РИФООБРАЗОВАНИЯ

Как известно, основу любого рифового сооружения составляют органогенные постройки — геологические тела, образованные нарастающими друг на друга растениями и животными, главным образом, колониальными организмами — водорослями, губками, мшанками, гидроидными полипами, кораллами, фораминиферами и др. [14, 15, 24]. Роль организмов в образовании рифов неодинакова. Одни из них, имеющие собственный твердый скелет (кораллы, водоросли, губки и другие), активно участвуют в создании построек («активные рифостроители»). Другие — моллюски, иглокожие, водоросли участвуют в образовании постройки пассивно, поставляя дополнительный карбонатный материал («пассивные рифостроители»). Кроме того, своеобразную экологиче-

скую систему рифа населяют многочисленные узкоспециализированные организмы, приспособленные к данной среде — «рифолюбы».

Микроскопические водоросли — зооксантеллы — образуют совместно с кораллами своеобразные, почти замкнутые сообщества. Они активно фотосинтезируют, поглощая углекислоту, выделенную коралловыми полипами, что подщелачивает среду и дает возможность специализированным клеткам полипов вырабатывать в большом количестве карбонат кальция. Кроме того, зооксантеллы снабжают кораллы кислородом, гормонами роста и витаминами. В свою очередь, кораллы обеспечивают симбиотические водоросли углекислотой, азотом и фосфором. Многообразие связей полипов и зооксантелл еще не до конца изучено, мало что известно и о механизмах их симбиоза.

П. Н. Колосов [14] особо подчеркивает, что рифообразователями многих месторождений нефти и газа, приуроченных к древним рифам, являются водоросли — строители разнообразных больших и малых органических сооружений (строматолитов, биостромов, биогермов, биогермных и рифогенных массивов). Так, позднедокембрийские и кембрийские рифогенные образования на юго-востоке Сибирской платформы и Монголо-Охотского складчатого пояса созданы преимущественно породообразующими синезелеными водорослями. Поселяясь на мелководных участках палеобассейнов, цианобиты образовывали подводные заросли, позднее превратившиеся в слаборазличимые в рельефе дна биостромы и биогермы. Водорослевые постройки с нередко приуроченными к ним и вышележащим отложениям месторождениями нефти и газа распространены на больших территориях и охватывают многие системы.

РОЛЬ РИФОСТРОЯЩИХ И РИФОЛЮБИВЫХ ОРГАНИЗМОВ В ОБРАЗОВАНИИ ОБ, УГЛЕВОДОРОДОВ И НЕФТИ

Благоприятное сочетание соответствующих климатических, экологических, геоморфологических и тектонических условий неоднократно на протяжении геологической истории приводило к рифообразованию [2, 12, 14, 16, 24 и др.]. Внешние зоны рифа, населенные кораллами и водорослями, преимущественно автотрофные (продуцирующие ОБ) и гетеротрофные (потребляющие ОБ), рифовые лагуны, в которых обитают разнообразные беспозвоночные и рыбы, обычно тесно взаимосвязаны и функционируют в рифовой экосистеме как единое целое [2, 17].

По данным Ю. И. Сорокина [31], рифы в целом имеют положительный баланс ОБ при

необычайно высоком уровне фотосинтетической активности, следовательно, экосистема рифа в большем количестве получает биогены из открытых частей океана, чем их отдает. Происходит это потому, что основные обитатели рифа образуют сообщества, способные к замкнутому круговороту биогенов. В них теснейшим образом перешлетаются продуценты и потребители ОБ. Совмещение их в одной симбиотической системе, будь то коралл и водоросль, моллюск и водоросль, простейшая фораминифера и водоросль, обеспечивает замкнутый цикл биогенов, при котором организмы функционируют с минимальными потерями вещества и энергии во внешнюю среду. Другое важное свойство кораллового рифа состоит в том, что фотосинтез в нем идет в значительной мере за счет водорослей, способных фиксировать молекулярный азот. В результате риф не только сам является накопителем азота, потребляемого зооксантеллами, но и обогащает азотистыми соединениями окружающую воду.

Рассматривая вопросы нефтегазообразования в докембрийских отложениях в связи с организмами, Н. Б. Вассоевич и Б. А. Соколов [5, с. 48] отмечали, что условия существования в морских водоемах были благоприятными «...для бактериально-водорослевого биоса, который мог принимать участие в образовании докембрийской нефти. Нет оснований сомневаться, что фитопланктон является основным поставщиком органического вещества в докембрийских осадках». Подчеркивая, что для позднего рифея Восточной Сибири характерен был пышный расцвет водорослей, в основном синезеленых, П. Н. Колосов [14, с. 64] пишет: «...можно предположить, что при благоприятных физико-химических условиях остатки водорослей являлись главными источниками углеводов, скопления которых в результате преобладающей вертикальной миграции наблюдаются в перекрывающих рифей или чаще залегающих на архее песчаниках юдомия. Это может служить одним из объяснений региональной нефтегазоносности базальных песчаников трансгрессивной серии осадков, выделяемой под названием юдомского комплекса отложений». Считая остатки водорослей в рифогенных образованиях докембрия главным источником углеводов, П. Н. Колосов [14] рассматривает также цианобитовые карбонатные биостромы и биогермы в силу их структурно-текстурной неоднородности и как хорошие коллекторы, т. е. в одно и то же время считает их и нефтегазопроизводящими, и нефтегазовмещающими.

Иногда высокая нефтегазонасыщенность биогенных комплексов, в частности рифогенных, определяется сочетанием ряда благоприятных факторов — наличием ловушки, надежной гли-

нистой или соленосной покрывки, хороших коллекторов и высокобитуминозных депрессионных отложений, фациально замещающих рифы, которые считаются нефтематеринскими и обладают высокими продуцирующими способностями. Рифы рассматриваются в качестве первых ловушек на пути миграции углеводородов из продуцирующих отложений [12, 24].

Механизм образования углеводородов и иные факторы, способствующие их образованию в биогенных комплексах, кроме наличия в них ОВ, благоприятных ловушек, покрывок и хороших коллекторских свойств, обычно не рассматривают. Само наличие рифовых построек, однако, еще вовсе не означает их обязательной нефтегазоносности, что может быть обусловлено как неблагоприятными литолого-фациальными, так и палеогеоморфологическими и палеотектоническими факторами [12, 24].

ОБ ЭВОЛЮЦИИ БИТУМИНОЗНОЙ ФРАКЦИИ КОРАЛЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ПРОЦЕССЕ ДИАГЕНЕЗА

Исследование современных кораллов и древних рифогенных образований О. К. Бордовским [2] показало, что они характеризуются довольно высоким содержанием ОВ ($0,37 \div 1,98\%$). При этом максимальное количество $C_{орг}$ отмечается в живых кораллах, в то время как в рифовых известняках содержится несколько меньше $C_{орг}$ ($0,6 \div 1,1\%$). Повышенное содержание органического вещества в современных карбонатных осадках лагун по сравнению с аналогичными фациями терригенных отложений отмечалось и другими авторами [6]. В составе ОВ обнаружены белки, липиды и другие соединения. Постоянная составная часть — устойчивые углеводороды и битумоиды, которые могут аккумулироваться в древних биолитах.

По О. К. Бордовскому, количество липидов в кораллах достигает десятых долей процента ($0,2 \div 0,7\%$), снижаясь с переходом от живых форм к коралловым отложениям. Битуминозность коралловых песков и песчаников измеряется уже сотыми долями процента ($0,01—0,033\%$). В то же время вторично заселенный рифовый известняк (тонкая пленка обрастания — губки, кораллы) характеризуется более высокой битуминозностью. В коралловых песках битуминизация ОВ не превышает $0,48—4,06\%$, в коралловых песчаниках — от $1,4$ до $1,8$, в рифовых известняках — $2,3\%$. Следовательно, несмотря на значительное содержание ОВ в коралловых осадках, относительная роль битумоидов в них ниже, чем в кластических отложениях. Даже в отмерших, но неразрушенных кораллах относительное содержание липи-

дов не превышает $0,9\%$. Однако вторичное заселение биокосного кораллового известняка сопровождается не только увеличением абсолютного количества липидов, но и возрастанием их относительной роли в составе ОВ [2].

По элементарному химическому составу липидная фракция кораллов почти не отличается от липидов других морских животных, в частности планктонных; значительную часть ($21,08\%$) экстракта представляют гетероэлементы. С переходом от живых форм к биокосным коралловым образованиям намечается тенденция к увеличению (до $44,6\%$) в битумоиде более стабильной фракции (неомыляемые). Одновременно в составе омыляемых заметно сокращается количество жирных кислот — до 16% [2].

Преобладающий компонент битумоидов биокосных коралловых образований — смолисто-асфальтеновая фракция, в то же время в них заметно увеличивается и содержание масляной фракции (до $28,6\%$). В ОВ коралловых осадков доля углеводородов колеблется от $0,1$ до $0,6\%$ (против 4% в живом коралле). При переходе от менее зрелых осадков (коралловый песок) к более зрелым (коралловый песчаник и рифогенный известняк) содержание углеводородов в групповом составе ОВ увеличивается более чем в пять раз. В этой же последовательности увеличивается и абсолютная концентрация углеводородов в осадках, но не столь значительно (от $0,003$ до $0,09\%$), т. е. всего в три раза, что, по-видимому, связано с распадом менее стабильной части ОВ, но не исключено и новообразование. Возрастание роли углеводородов в более зрелых разновидностях органических карбонатных осадков выражено достаточно отчетливо. Это согласуется с оценкой роли углеводородов в ископаемых карбонатных породах [2].

Углеводороды масляной фракции неомыляемых веществ представлены метановыми с небольшой примесью нафтеновых. В рифовом известняке масляная фракция на 55% состоит из метаново-нафтеновых углеводородов и на 6% — из ароматических; петролейно-эфирные смолы составляют 32% . «Как и в планктогенном органическом веществе, при переходе в биокосное состояние в коралловых образованиях среди углеводородов увеличивается количество нафтеновых и появляются ароматические углеводороды, что существенно отличает состав углеводородов кластических коралловых осадков от состава подобной фракции исходных организмов — кораллов» [2, с. 74].

Спектральные исследования масляной фракции неомыляемых соединений из скелета кораллов, проведенные Б. А. Смирновым, показали значительное сходство этой фракции по составу с аналогичной фракцией зоопланктона,

Судя по ультрафиолетовым спектрам, ароматические структуры практически отсутствуют. Характерно, что ископаемые карбонатные породы отличаются повышенной битуминозностью по сравнению с кластическими терригенными.

Современные коралловые осадки при более низкой степени битуминизации, чем терригенные морские и океанические осадки, содержат почти в пять раз больше органического вещества, чем их ископаемые аналоги. Ископаемые органогенно-обломочные известняки также выделяются несколько большим содержанием ОВ (0,23—0,25%), более высокой концентрацией углеводородов (0,009—0,0011%) и большим (до 4,8%) значением последних в групповом составе ОВ по сравнению с другими разновидностями карбонатных пород. Распад ОВ коралловых осадков в стадии диагенеза может несколько увеличить относительное содержание более стойких компонентов, в том числе битумоидов. Следует подчеркнуть, что при переходе скелетов кораллов в субфоссильное состояние среди углеводородов обособляются ароматические и нафтеновые, а среди *n*-метановых — более легкие.

О. К. Бордовский считает, что в коралловых осадках возможно накопление битумоидов и углеводородов примерно в той же мере, что и в терригенных осадках. Различия могут касаться в основном последующей истории углеводородов в связи с распадом значительной части ОВ и сравнительно ранней литификацией известковых осадков, что существенно ограничивает возможности миграции битумоидов.

О СВЯЗИ С ГЛУБИННЫМИ РАЗЛОМАМИ И БИОЭНДОГЕННОМ ПРОИСХОЖДЕНИИ НЕФТИ И ГАЗА

Анализ эволюции битуминозной фракции коралловых осадков показывает, что коралловые осадки, в частности рифогенные, в целом, несомненно, обладают широкой возможностью не только продуцировать ОВ и углеводороды (в основном метановые с небольшой примесью нафтеновых и ароматических), но и сохранять их «in situ» благодаря ограниченной возможности миграции этих флюидов. Рифовые «ловушки» являются до некоторой степени замкнутой системой, хотя в целом «...рифовый резервуар характеризуется высокой емкостью и фильтрующей способностью» [24, с. 144].

Однако утверждения о возможности накопления битумоидов и углеводородов в коралловых осадках в том же количестве, что и в терригенных, несколько противоречивы, ибо коралловые отложения отличаются более высоким содержанием ОВ. И хотя относительная роль

битумоидов в составе ОВ коралловых осадков ниже, чем в терригенных, при вторичном заселении биокосного рифового известняка увеличивается не только абсолютное количество липидов, но и возрастает их роль в составе ОВ (почти в шесть раз).

Если следовать выводу О. К. Бордовского о равном накоплении битумоидов и углеводородов в коралловых и терригенных отложениях [2], факт приуроченности крупных и гигантских месторождений нефти и газа к рифовым постройкам не находит объяснения. Однако биокосные коралловые известняки неоднократно заселялись сверлящими губками, моллюсками, червями и другими организмами, и в них значительно возрастало содержание липидов и углеводородов. Выдающееся значение органогенных толщ в концентрировании громадных количеств ОВ, исходных для углеводородов, становится очевидным в свете открытий гигантских нефтяных месторождений Канады, Индонезии и других стран Тихоокеанского региона в палеозойских, мезозойских и кайнозойских рифогенных комплексах отложений. Изобилие животного и растительного мира, несомненно, сказывалось и на особенностях продуцирующих свойств рифовых фаций не только в качественном, но и в количественном соотношении по сравнению с терригенными отложениями.

Поскольку образование коралловых рифов, водорослевых биостромов, биогермов и других типов органогенных построек происходило не обособленно, а взаимосвязанно с окружающей их абиотической средой и обуславливалось палеогеоморфологическими и палеотектоническими факторами, следует искать еще одно недостающее звено в системе организмы — рифы — нефть. Для этого необходим новый синтез данных, особенно с учетом сведений по гигантским и крупнейшим месторождениям нефти и газа, связанным с биогенными комплексами [10, 12, 24].

В последние годы появляется все больше фактов о приуроченности месторождений нефти и газа, в том числе и связанных с биогенными комплексами, к глубинным разломам [8, 10, 12, 18, 21—23, 25, 29]. На сопряженность линейно-вытянутых построек с зонами долгоживущих разломов указывалось неоднократно [12, 15, 16]. Ранее эти факты объясняли лишь с геоморфологических позиций — рифовые системы развиваются на границе мелководных и глубоководных участков дна, что и определяет значительную асимметрию построек [24]. Но пример залегания верхнеюрско-меловых биогермных известняков Сахалина и Японии [15] среди одновозрастных кремнистых и вулканогенно-осадочных отложений, сопряженность и линейная вытянутость этих

образований вдоль зон глубинных разрывов земной коры, резкое увеличение мощности вмещающих пород в восточном направлении, а также другие данные однозначно свидетельствуют об образовании построек этого района в условиях геосинклинального барьерного рифа. Каменноугольные рифы Юдомо-Майского района в Южном Верхоянье [19], также барьерного типа, сопряжены с долгоживущими глубинными разломами, разделяющими окраинные блоки юго-восточного окончания Сибирской платформы.

Аналогичные сопряженные биогенные и биогенно-вулканогенные фации образовывались в карбоне, перми и триасе на Сихотэ-Алине, в мелу — неогене — на Камчатке и Сахалине. В этом можно видеть последовательную миграцию зон распространения потенциально нефтегазоносных отложений Дальнего Востока и окраинных морей Тихого океана. На Сахалине месторождения нефти и газа, а также нефтегазопроявления в неогеновых силицитах и диатомитах располагаются вдоль зон глубинных или крупных оперяющих разломов, контролирующих также размещение грязевых вулканов, минеральных и термальных источников, эпитермальных рудопроявлений ртути, мышьяка, сурьмы, цинка, свинца [28]. Глубинные разломы Камчатки выделяются морфоструктурой и сейсмичностью. Они отчетливо контролируют размещение древних и современных вулканов, локальных поднятий с нефтегазопроявлениями в биогенных кремнистых и карбонатных породах миоцена, а также выходы эпитермальных руд и минеральных источников [9, 18]. Указанная связь очагов вулканизма, эпитермальных и эндогенных рудопроявлений, приуроченность термальных источников к зонам глубинных разломов — все это очевидные свидетельства их глубинного происхождения [21, 23].

Факты сопряженности гигантских и крупнейших месторождений нефти и газа и нефтегазопроявлений (в том числе и в пределах Тихоокеанского региона) с зонами глубинных разломов, с отложениями, заключающими колоссальное количество биогенного органического вещества, можно интерпретировать с учетом рациональных сторон осадочно-миграционной и неорганической теорий нефтеобразования [1, 7, 18, 20, 25, 27]. Об этом свидетельствуют и экспериментальные данные последних лет [26]. Сторонники неорганической теории генезиса нефти и газа усматривают в глубинных разломах проводящие каналы дегазации, по которым углеводороды эндогенного (мантийного) происхождения поднимались из глубин с последующей конденсацией («холодная» дегазация) и вертикальной миграцией на небольшие расстояния от разлома в приразломные валы, поднятия и другие ловушки [21]. Как

отмечают П. Н. Кропоткин и Б. М. Валяев, «...глубинные разломы не только контролируют пути вертикальной миграции газов эндогенного происхождения, но также оказывают определенное влияние на изменение мощности и фаций в отложениях осадочного чехла... Таким образом, образование литологических и структурно-тектонических ловушек, в которых могут накапливаться в процессе сквозной миграции углеводороды глубинного происхождения, оказывается тесно связано с глубинными разломами» [21, с. 266].

В обстоятельной работе Г. Н. Доленко [11], посвященной современному состоянию проблемы происхождения нефти и газа, закономерностям образования и размещения их залежей, не раз отмечается главенствующая роль глубинных разломов, в зонах которых проявляются эндогенные факторы нефтегазообразования. Для мантийных пород характерны восстановительные флюиды с высоким содержанием H_2 , CO , CH_4 и других углеводородов, которые в приповерхностных условиях испытывают частичное окисление с образованием H_2O и CO_2 . В последние годы получены многочисленные данные о нефтегазоносности глубинных зон литосферы. Образование нефтегазоносных провинций связывают с развитием геосинклинальных областей, обусловленным процессами в верхней мантии Земли. К инверсионному этапу их развития относят синтез нефтяных углеводородов в астеносфере (минеральная теория происхождения нефти, развиваемая Э. Б. Чекалюком) и миграцию их по глубинным разломам к поверхности [11].

Не разбирая всех аспектов теории осадочно-миграционного [3, 4, 6] и глубинного (неорганического) происхождения нефти [20, 22, 23], отметим лишь, что обе конкурирующие теории недоучитывают роли рифогенных и других биогенных тел в продуцировании колоссального количества органики в линеаментах — зонах долгоживущих глубинных разломов земной коры большой протяженности (типа Японо-Сахалинского линеамента). Ни та, ни другая теория не находят путей соединения биогенной органики с глубинными газами, прежде всего с метаном, водородом, углекислым газом, и металлами — ртутью, бором, литием, мышьяком, ванадием, никелем и др.

Изложенные данные подтверждают участие органического вещества, в первую очередь его липидной составляющей, в образовании битумоидов и углеводородов. Повсеместно устанавливается сопряженность рифогенных и других биогенных образований с разломными линеаментами. Из этого следует вероятный механизм образования крупных нефтяных и газовых месторождений Тихоокеанского региона типа девонских рифогенных залежей в Западной Ка-

наде (провинция Альберта) и неогеновых в Индонезии.

Эндегенные газовые струи [13, 21, 22] магматического происхождения, содержащие флюиды CO_2 , H_2 , CH_4 и других углеводородов, поднимаясь по глубинным разломам в верхние зоны литосферы, частично окисляются с образованием H_2O и дополнительно CO_2 [11]; достигая затем осадочной оболочки Земли, в областях развития осадочных отложений, насыщенных ОВ (рифогенных, угленосных и других биогенных комплексов), в результате сложных биогеохимических реакций взаимодействуют с ОВ, прежде всего с его липидной составляющей, что приводит в соответствующих термодинамических условиях к образованию углеводородов нефти и газа в любых по возрасту отложениях и необходимых для этого условиях (ОВ, структуры, покрышки, коллекторы). В парогазовой или газовой фазе образовавшиеся углеводороды по трещинам в зонах разломов проходят путь вертикальной и частично латеральной миграции. Однако последняя играет явно подчиненную роль.

Биогенные образования предстают в этом процессе одновременно нефтегазопроизводящими и нефтегазовмещающими. Это, однако, не исключает миграции нефти в вышележащие осадочные образования. Дальнейший путь миграции и накопления нефти тесно связан с формированием приразломных сводов, антиклиналей, литологических ловушек вдоль зон

глубинных разломов и оперяющих их нарушений и наличием соответствующих коллекторов и покрышек [8, 11, 20—22, 29].

Как правило, крупнейшие и гигантские месторождения нефти и газа в Тихоокеанском регионе (Канада, США, Мексика, Индонезия) приурочены к сопряженной в триаду системе: линеамент + глубинные газовые струи + продуцирующий ОВ биогенный комплекс (рифовый, кремнистый, угленосный и др.), т. е. все эти месторождения по существу оказываются биоэндогенными.

В связи со всем вышеизложенным перспективы поисков месторождений нефти и газа на платформах, в складчатых областях, а особенно в зонах перехода от континентальных областей к океаническим в Тихоокеанском регионе следует оценивать с учетом поисков погребенных рифогенных и других богатых рассеянной органикой образований, сопряженных с глубинными газонесущими разломами, прошедшими этап новейшей активизации [21, 22, 25].

Задача дальнейших исследований заключается не в противопоставлении гипотез органического и неорганического происхождения нефти, а в увязке рациональных сторон каждой из них, всестороннем исследовании взаимосвязи между биогенными и эндогенными факторами, способствующими генерированию углеводородов нефтяного ряда и образованию крупных месторождений нефти и газа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бердников Н. В., Косыгин Ю. А., Лапковский В. В. Состав флюидов в минералах глубинных метаморфических и магматических пород Дальнего Востока в связи с проблемой происхождения нефти.— ДАН СССР, 1980, т. 254, № 4.
2. Бордовский О. К. Органическое вещество морских и океанских осадков в стадии раннего диагенеза. М.: Наука, 1974.
3. Вассоевич Н. Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти (исторический обзор и современное состояние).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 1.
4. Вассоевич Н. Б., Конюзов А. И., Лопатин Н. В. Общее и особенное в образовании углей, нефти и углеводородных газов.— В кн.: Горючие ископаемые. Проблемы геологии и геохимии нефтяных и битуминозных пород. (Докл. сов. геол. на XXV сессии МГК). М.: Наука, 1976.
5. Вассоевич Н. Б., Соколов Б. А. О нефтегазоносности платформенных образований докембрия.— В кн.: Корреляция докембрия. М., 1975.
6. Вебер В. В. Диагенетическая стадия образования нефти и газа. М.: Недра, 1978.
7. Вороной Е. Е. Гидрогенезационная мобилизация керогено-угольного вещества пород глубинным флюидом — один из основных процессов нефтеобразования.— В кн.: Происхождение нефти и газа, их миграция и закономерности образования и размещения нефтяных и газовых залежей (Тез. докл. респ. совещ.). Ч. 1. Львов, 1981.
8. Гаврилов В. П. Влияние разломов на формирование зон нефтегазонакопления. М.: Недра, 1975.
9. Геология СССР. т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Недра, 1964.
10. Геология гигантских месторождений нефти и газа/ Под ред. М. Хэлбути. М.: Мир, 1973.
11. Доленко Г. Н. Современное состояние проблемы происхождения нефти и газа и закономерности образования и размещения их залежей.— В кн.: Происхождение и миграция нефти и газа. Киев: Наукова думка, 1978.
12. Закономерности распространения нефтегазоносных рифов и особенности их поисков. Обзор. информ. Серия «Нефтегазовая геология и геофизика». М., 1979.
13. Ковалевский С. А. Выступление в прениях.— В кн.: Материалы дискуссии по проблеме происхождения и миграции нефти. Киев: Изд-во АН УССР, 1955.
14. Колосов П. Н. Древние нефтегазоносные толщи юго-востока Сибирской платформы (Стратиграфия, водоросли, микрофиолиты и органогенные образования). М.: Наука, 1977.
15. Краснов Е. В. Юрские синерактивные юга и Дальнего Востока СССР. Автореф. док. дис. Новосибирск 1972.
16. Краснов Е. В., Преображенский Б. В., Савицкий В. О. Основные этапы развития рифостроящих организмов в геологической истории дальневосточных морей.— В кн.: Палеобиология донных беспозвоноч-

ных прибрежных зон моря. (Тр. Ин-та биологии моря (ДВНИЦ). Владивосток: ДВНИЦ АН СССР, 1975.

17. *Краснов Е. В.* Происхождение и эволюция экосистемы кораллового рифа.— В кн.: Тез. докл. к XIV Тихоок. науч. конгрессу. М., 1979.
18. *Краснов Е. В., Крапивенцева В. В.* О сопряженности экзогенных и эндогенных процессов с линейментами в связи с оценкой перспектив поисков крупных месторождений нефти и газа.— ДАН СССР, 1981, т. 259, № 5.
19. *Красный Л. И.* Раннекаменноугольные рифы Юдомо-Майского района (Южное Верхоянье).— Геол. и геофиз., 1976, № 3.
20. *Кропоткин П. Н., Валаяев Б. М.* Развитие теории глубинного (неорганического и смешанного) происхождения углеводородов.— В кн.: Горючие ископаемые. Проблемы геологии и геохимии нафтидов и битуминозных пород. (Докл. сов. геол. на XXV сессии МГК). М.: Наука, 1976.
21. *Кропоткин П. Н., Валаяев Б. М.* Глубинные разломы и дегазация Земли.— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979.
22. *Кропоткин П. Н.* Дегазация Земли и геотектоника.— В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1980.
23. *Кудрявцев Н. А.* Генезис нефти и газа. Л.: Недра, 1973.
24. *Кузнецов В. Г.* Основные черты геологии рифов и их нефтегазоносность. М., 1971.
25. *Муравьев В. В.* Геодинамика и нефтегазоносность литосферных дислокаций очагового типа.— В кн.: Происхождение нефти и газа, их миграция и зако-

номерности образования и размещения нефтяных и газовых залежей (Тез. докл. респ. совещ.) Ч. 1. Львов, 1981.

26. *Новосилецкий Р. М., Филлас Ю. И.* О процессах генерации гомологов метана в осадочном комплексе пород.— В кн.: Происхождение и миграция нефти и газа. Киев: Наукова думка, 1978.
27. *Попсуй-Шапоко Г. П.* Образование нефтегазовых углеводородов из рассеянного органического вещества при термokatалитическом воздействии постмагматических дистиллятов.— В кн.: Происхождение нефти и газа и закономерности образования и размещения их залежей (Тез. докл. респ. сов.) Львов, 1977.
28. *Рождественский В. В., Сапрыгин С. М.* О гидротермальных проявлениях о-ва Сахалин, связанных с грязевым вулканизмом и газонефтегенезисом.— В кн.: Вопросы геологии Сахалина и Курильских островов, Владивосток, 1974. (Тр. СахКНИИ, вып. 31).
29. *Розанов Л. Н.* Разломы земной коры и их связь с нефтегазоносностью платформенных областей СССР.— В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977.
30. *Соколов В. А.* Теоретические основы образования и миграции нефти и газа.— В кн.: Генезис нефти и газа. М.: Наука, 1968.
31. *Сорокин Ю. И.* Сообщества коралловых рифов.— В кн.: Биология океана. Т. 2. М.: Наука, 1977.
32. *Стадников Г. Л.* Происхождение углей и нефти. М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1937.

ДВГИ ДВНИЦ АН СССР
Владивосток
ИТыГ ДВНИЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
14 декабря 1981 г.

ДИСКУССИЯ

П. Н. Кропоткин. Авторы кратко рассматривают основные особенности строения рифов, их насыщенность биогенным органическим веществом и приуроченность рифогенных построек к глубинным разломам. Опираясь на эти факты, они выдвигают гипотезу, в которой сделана попытка объединить основные положения органической и неорганической теории происхождения нефти. С одной стороны, они принимают «несомненное участие органического вещества, в первую очередь его липидной составляющей, в образовании битумоидов и углеводородов». С другой стороны, привлекают эндогенные газовые струи мантийного происхождения, содержащие водород, метан и другие углеводороды, как фактор образования нефти в результате их взаимодействия с биогенным органическим веществом.

Такая двойственная позиция в вопросе о генезисе нефти представляется несколько искусственной. В первых, в районах распространения рифогенных карбонатных образований нефтепроявления прослеживаются и ниже по разрезу, нередко вплоть до фундамента; скопления углеводородов в рифах оказываются эпигенетическими. Специальные исследования обнаружили, например, в биогермах карбона и перми восточной части Прикаспийской впадины определяющую роль вертикальной миграции нефтяных углеводородов из нижележащих толщ [Дальян и др.— Геол. нефти и газа, 1980, № 8]. Во-вторых, при решении вопроса о происхождении нефти необходимо учитывать все разнообразие геологических обстановок, в которых мы встречаем ее залежи. Биогермы (риффы), связанные с глубинными разломами,— это лишь один из вариантов характерной связи месторождений с приразломными структурами. Другие варианты такой связи наблюда-

ются в рифтах, грабенах, авлакогенах, в узких грабенообразных прогибах [см. *Лисовский, Хлебников.*— Геол. нефти и газа, 1980, № 8] и горстах, во флексурно-сбросовых зонах на границах континентов и океанов и т. д. Интенсивнейшие процессы дегазации (H_2 , углеводороды) теперь доказаны анализом проб газа, взятых у дна океанических впадин в рифте Восточно-Тихоокеанского поднятия [Nature, 1980, 284, № 5751, 15] и на разломе в Карибском море [Science, 1979, 206, № 4422, 1069], где мантия находится очень близко (около 5 км) от дна. Высокое содержание водорода и углеводородов, включая тяжелые гомологи метана, характерно для флюидно-газовой фазы верхней мантии [Кушев, Миронов.— Геол. и геофиз., 1980, № 3]. Осадочные отложения обычно характеризуются нейтральной или окислительной обстановкой (в том числе в биогермах) и представляются неблагоприятной средой для возникновения и сохранения углеводородов по сравнению с верхней мантией. К тому же ряд химических особенностей нефти указывает на высокую (275—300°C) температуру образования многих ее компонентов, несомненно с генерированием в осадочном чехле [L. Price.— Bull. Am. Ass. Petr. geol., 1977, 61, № 12].

Г. М. Власов. Авторы высказывают предположение о возможном участии в образовании нефти кроме биогенного материала также и глубинных углеводородных и других газов. Основанием к этому послужили нередкая приуроченность крупных нефтяных месторождений к глубинным разломам и факты содержания метана и других углеводородных газов в глубинной газовой флюидной фазе.

Несмотря на слабую аргументацию высказанного предложения, постановка вопроса о возможности смешанного, биоэндогенного, происхождения нефти пра-

вомерна. Обращает внимание явно проявляющаяся сейчас тенденция в научных представлениях к признанию большей роли эндогенных факторов в, казалось бы, очевидных «экзогенных» процессах и созданных этими процессами материальных объектах (месторождения полезных ископаемых, геохимическая зональность и др.). Осадочные стратиформные рудные залежи до железо-марганцевых включительно оказываются тесно связанными с вулканическими процессами. Геохимическая зональность слоистой оболочки Земли (переход поверхностных гидрокарбонатных вод ниже в сульфатные, а затем в хлоридные), рассматривавшаяся ранее как результат экзогенной дифференциации поверхностных вод, сейчас считается многими авторами результатом совместной деятельности эндогенных и экзогенных факторов. Преимущественно хлоридно-натри-

евый состав наиболее глубоких гидротерм в вулканических районах заставляет задуматься о возможной связи залежей соли с глубинными разломами и поднимавшимися по ним солевыми растворами. Древние соленосные отложения запада Сибирской платформы локализируются во внешнем ореоле зонального комплекса: эвгеосинклиналь Енисейского кряжа → стратиформные полиметаллические месторождения → соленосные отложения.

Поэтому надо осторожно относиться к категорическим утверждениям об исключительно биогенном или только эндогенном происхождении нефти. Оно может оказаться и смешанным биоэндогенным. Обсуждаемая статья, несмотря на ее кажущуюся «эклектичность», лишь ставит вопрос о такой возможности, не предсказывая его решения.

Б. И. Васильев, Ю. Б. Евланов

О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ПОДВОДНЫХ ГОР В РАЙОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО И ЯПОНСКОГО ЖЕЛОБОВ

Обсуждаются результаты драгирования склонов подводных гор Такуё-Дайити и Эримо. Рассматривается петрографический состав дочетвертичных вулканоген-

ных, интрузивных и осадочных пород. Сделаны выводы о проявлении как наземного, так и подводного вулканизма.

В районе стыка Курило-Камчатского и Японского глубоководных желобов на океанской стороне расположены подводные горы Эримо, Такуё-Дайити (гора Коцебу) и Рефу-Дайн (рис. 1). С первой из них (гора Эримо) в 1969 г. японскими геологами были подняты драгированием (ст. Д-456) оливин-пироксеновые базальты с абсолютным возрастом (К-Аг метод) 52,8; 74,3; 75,1; 78,7 и 80,1 млн. лет [6]. В 1976 г. в рейсе НИС «Хакурей-мару» с вершин подводных гор Эримо и Такуё-Дайити также были подняты драгированием аналогичные базальты [4].

В 1979 г. в 11-м рейсе НИС «Каллисто», выполнявшемся Тихоокеанским океанологическим институтом ДВНЦ АН СССР, были проведены сейсмопрофилирование (НСП) и драгирование на первых двух горах.

Гора Такуё-Дайити имеет в плане форму овала, вытянутого в северо-восточном направлении на 50 км при ширине до 20 км (по изобате 5 тыс. м). Глубина над вершиной горы 2565 м (рис. 2 и 3). Здесь проведено два драгирования в интервалах глубин 3000—2800 и 2800—2700 м (ст. К-53 и К-54). С обоих этих интервалов подняты глыбы и щебень однотипных коренных пород (около 250 кг): в основном некрепких темно-серых и красновато-бурых пористых, пузырчатых и шлаковидных базальтов, их туфов, туфобрекчий и ксенолава.

Такой же комплекс пород поднят и с вершины подводной горы Эримо (глубина 3800—3900 м, ст. К-56), где преобладают мелкопористые разности базальтов с незаполненными пустотами, стенки которых обычно покрыты тонким зеленоватым налетом. Реже встречаются черные и сургучно-красные афировые разности с миндалинами, заполненными цеолитами. Характерно повсеместное проявление продуктов вторичных процессов, по-видимому связанных

с гальмиролизом: породы обычно интенсивно пропитаны железомарганцевыми окислами, вулканическое стекло преобразовано в палагитов или замещено минералами группы смектитов. Среди базальтов выделяются пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые, реже оливин-пироксен-плагиоклазовые разности и плагиобазальты.

На горе Такуё-Дайити преобладают плагиобазальты и оливин-пироксен-плагиоклазовые базальты, на горе Эримо — пироксен-плагиоклазовые и оливин-пироксен-плагиоклазовые.

Пироксеновые базальты (К-54, К-56). Подняты изометричные глыбы, часто покрытые тонкой пленкой железомарганцевых окислов. Породы темно-серые, пористые. Пустоты округлые, диаметром от 0,1—0,5 до 3—5 мм, составляет до 30% породы. Структура базальтов порфировая. Вкрапленники представлены главным образом пироксенами. Кроме того, по-видимому, в некоторых разностях присутствовали оливин и плагиоклазы в незначительных количествах, о чем свидетельствуют псевдоморфозы вторичных минералов с характерными сечениями. Пироксены ромбические и моноклинные (авгит). Нередко крупные кристаллы корродированы. Основная масса базальтов чаще всего гиалопилитовая. Она представлена стеклом с микролитами плагиоклазов, иногда содержит заметные количества зерен пироксенов, зачастую замещенных эпидотом и пренитом. В стекловатом базисе почти во всех образцах отмечено значительное количество рассеянного рудного вещества, нередко значительное развитие скоплений, железомарганцевых окислов.

Миндалины в основной массе имеют различное строение. В краевых частях развиты полосчатые, радиально-лучистые и скорлуповатые агрегаты зеленовато-бурого глауконита с высо-

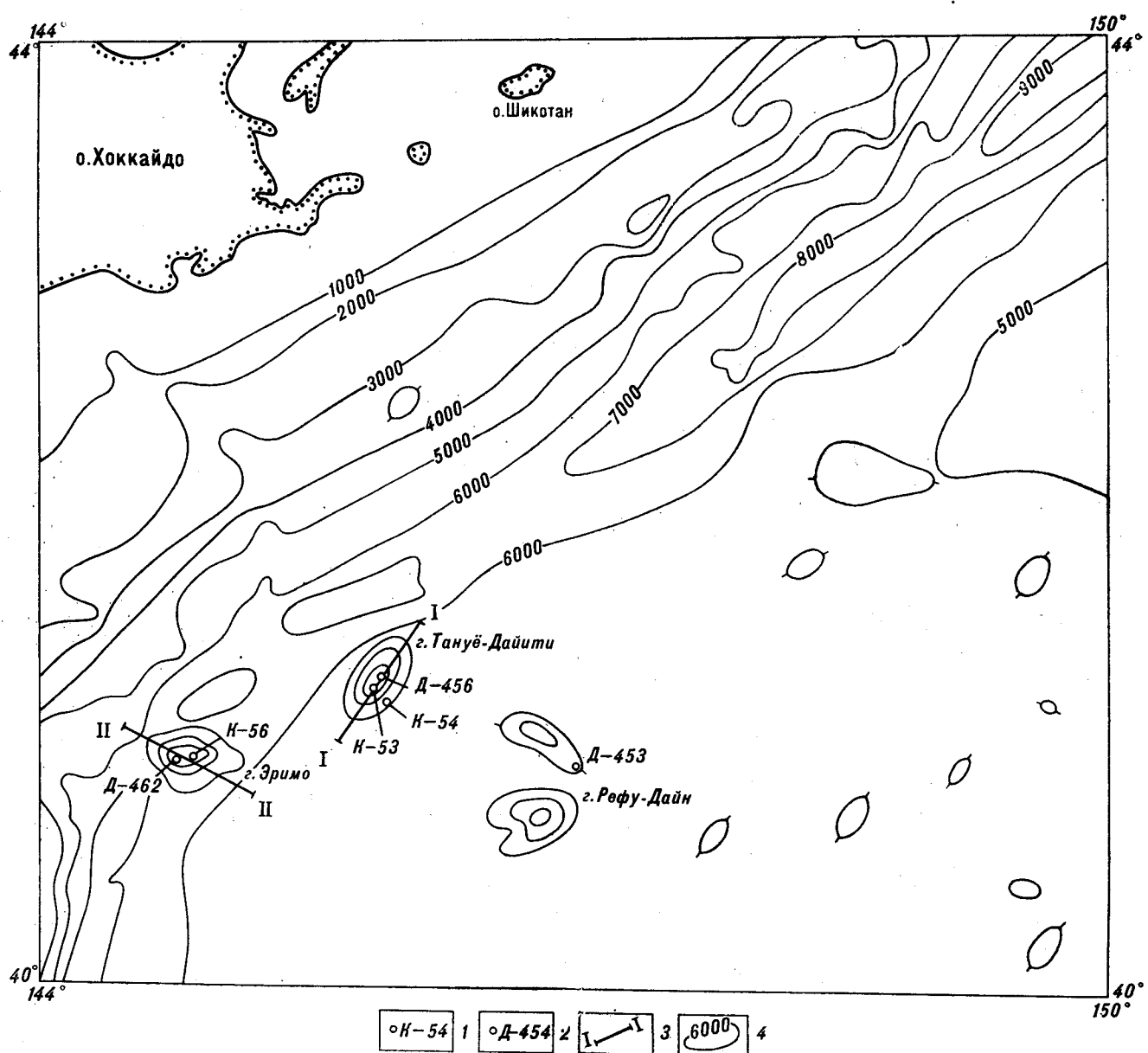


Рис. 1. Схематическая карта района исследований.

1 — станция драгирования в рейсе НИС «Каллисто»; 2 — станции драгирования японских исследователей; 3 — профили НСИ; 4 — изобаты.

ким двупреломлением и заметным плеохроизмом. К центру миндалин постепенно увеличивается содержание окислов железа до полного преобладания непросвечивающих участков. Более мелкие пустоты частично выполнены агрегатами цеолитов (?). Центральные зоны других миндалин иногда выполнены пренитом.

Пироксен-плаггиоклазовые базальты. (К-54, К-56) представлены темно-серыми, серыми, сургучно-красными афировыми и пористыми породами, среди которых в виде щебня подняты более раскристаллизованные разновидности, близкие к долеритам и анортозитам (К-56). Структура порфировая. Вкрапленники пред-

ставлены зачастую крупными таблитчатыми и удлинённо-призматическими кристаллами плаггиоклазов и более редкими различной размерности кристаллами пироксенов. Соотношение тех и других фенокристаллов различно.

Плаггиоклазы вкрапленников с простыми и полисинтетическими двойниками, большей частью основного состава от андезин-лабрадора до лабрадора (от 50—55% An до 65—70% An). Для отдельных разновидностей базальтов в фенокристаллах плаггиоклазов отмечаются характерные изогнутые, овальные и удлиненные включения стекла (частью, возможно, измененных зерен пироксенов).

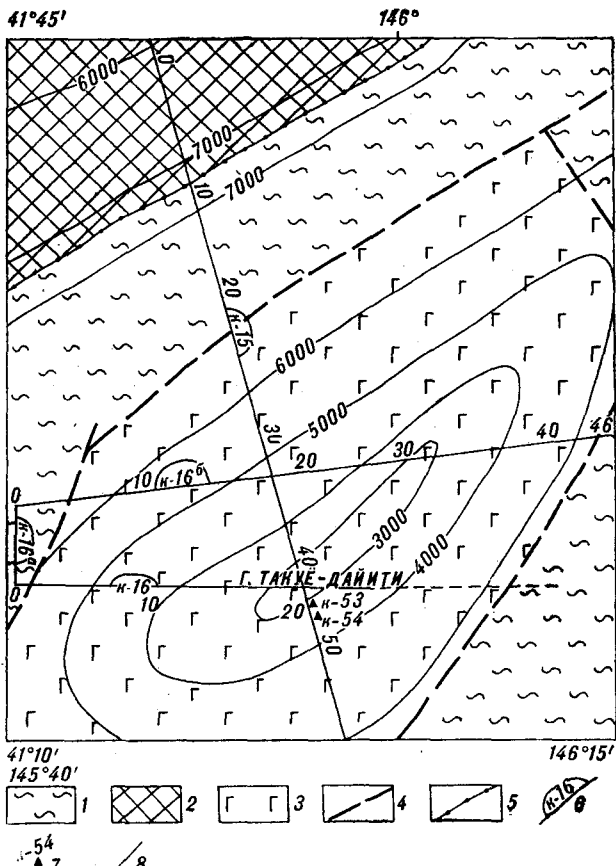


Рис. 2. Схема геологического строения подводной горы Такуб-Дайти.

1 — осадочные отложения; 2 — перемятые отложения Приосевого блока; 3 — выходы сейсмоакустического фундамента на дно моря; 4 — разломы; 5 — ось желоба; 6 — профили НСП; 7 — станции драгирования; 8 — изобаты.

Пироксены во вкрапленниках как ромбические (К-54, К-56), так и моноклинные (К-56). Преобладают первые, представленные часто гиперстеном. Отмечаются гломеропорфировые сростания моноклинных пироксенов с ромбическими. Пироксены нередко замещены эпидотом, а в интенсивно палагонитизированных и железненных базальтах и другими более поздними минералами группы железа.

Основная масса базальтов этого типа характеризуется различными структурами: гиалопилитовой, интерсертальной, трахитовой и пойкилоофитовой. В темно-сером и почти черном стекле основного состава присутствует различное количество микролитов плагиоклазов. В более раскристаллизованных разностях появляются зерна пироксенов, иногда образующих сростания с плагиоклазами. Характерна значительная измененность основной массы в результате подводной гидратации. Наиболее часто отмечается замещение базальтового стекла палагонитом, развитие его в пустотах и трещинах наряду с хлоритами и реже цеолитами, а также замещение отдельных участков стекла гидроокислами железа. В пористых раз-

стях миндалины округлой и неправильной формы выполнены зонально чередующимися палагонитом и хлоритом, реже присутствуют цеолиты.

На подводной горе Эримо наряду с обломками базальтов (К-56) подняты анортозиты. Для них характерна гломеропорфировая структура. Порода содержит таблеччатые и призматические фенокристаллы плагиоклазов, характеризующихся полисинтетическими двойниками и по составу отвечающих андезин-лабрадору, а в микролитах основной массы — андезину (32—35% An). Редкие промежутки между плагиоклазами заполнены рудным веществом. По остаткам мелких ксеноморфных зерен, частично замещенных железистыми минералами, можно предполагать наличие небольшого количества пироксенов в основной массе и во вкрапленниках плагиоклазов. Последующему ожелезнению подверглась не только основная масса, но и частично плагиоклазы. Общее количество железистых минералов и окислов в породе относительно велико, что и отразилось в химическом составе породы (TiO_2 — 2,81%; Fe_2O_3 — 8,73%)

Оливин-пироксен-плагиоклазовые базальты (К-54, К-56) представляют собой красновато-бурые, темно-серые мелкопористые породы с порфировой структурой и с гиалопилитовой, реже с интерсертальной основной массой.

Во вкрапленниках преобладают пироксены или плагиоклазы, в подчиненном количестве находятся псевдоморфозы постмагматических минералов по оливину.

Ромбические пироксены с заметным плеохоризмом в зеленых тонах и со сравнительно невысокой интерференцией относятся к гиперстену. Моноклинные пироксены находятся в меньших количествах. Вторичные изменения этих минералов выражены новообразованиями гидробитита, хлорита; иногда отмечается серпентинизация.

Плагиоклазы во вкрапленниках представлены удлиненно-призматическими зернами с простыми и полисинтетическими двойниками, по составу относятся к андезину-лабрадору (45—55% An). Некоторые фенокристаллы деформированы, часть из них иногда замещена альбитом. По трещинам развиты вторичные минералы (палагонит, хлорит и др.).

Оливин диагностируется по характерным кристаллографическим формам псевдоморфоз биотита с хлоритом и включениями сагенита. Другие псевдоморфозы образованы магнетитом и гидроокислами железа. Иногда оливин полностью замещен малиново-красным минералом (предположительно боулингом). По форме псевдоморфозы представлены веретенообразными, близкими к ромбам разрезами с острыми углами около 80°.

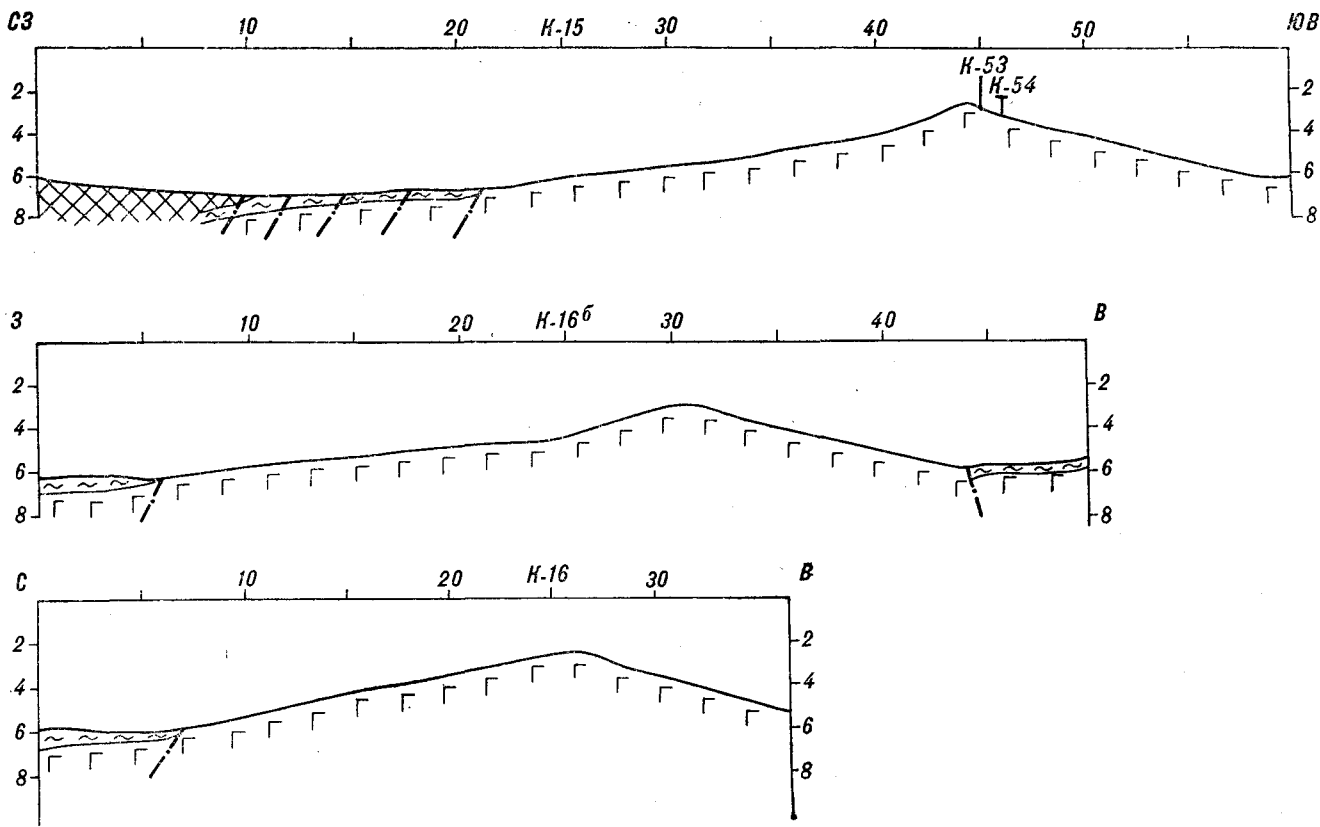


Рис. 3. Сейсмологические профили района горы Такуё-Дайти (расположение и условные обозначения см. рис. 2).

Основная масса базальтов представлена стеклом основного состава с пузырьчатой текстурой, нередко значительно ожелезненным. Отмечаются микролиты плагиоклазов различной величины, количество их значительно варьирует. В некоторых разностях они преобладают над стекловатым базисом. На отдельных участках стекло превращено в палагонит, который в некоторых гнездах и псевдоморфозах по первичным минералам переходит в хлорит. Кроме микролитов плагиоклазов в основной массе заключены зерна эпидотизированных пироксенов, сагениит, рудная пыль.

Мицдалины удлиненной, округлой и каплевидной формы сложены волокнистым агрегатом смектитов. Тонкая каемка у стенок мицдалин представлена палагонитом и глауконитом с гидроокислами железа. Иногда наблюдается отчетливое концентрическое строение из чередующихся колец хлорита и палагонита. Другие мицдалины, выполненные смектитом и палагонитом, содержат в разных количествах цеолиты в крестообразных сростках или сферолитах, нередко почкообразные скопления минералов группы железа, которые могут развиваться и по стеклу основной массы породы.

Плагиобазальты (К-53, К-54, К-56) представляют собой темно-серые и красновато-бурые мелкопористые породы. Они имеют преимущественно порфиоровую структуру. Вкрапленники представлены основными плагиоклазами удлиненно-призматической формы с простыми и полисинтетическими двойниками, иногда зональными. Малоизмененные плагиоклазы имеют состав от основного андезина (40—45% An) до лабрадора (65—70% An). В большинстве случаев они пелитизированы. Мелкие включения по трещинам в плагиоклазах, видимо, представлены остатками вулканического стекла и рудными минералами. Иногда плагиоклаз частично альбитизирован. Кроме вкрапленников плагиоклазов иногда присутствуют более мелкие зерна пироксенов, образующих гломеропорфировые сростания с плагиоклазами (последние идиоморфны). В центрах кристаллизации гломеропорфировых сростков сохранились остатки базальтового стекла с мельчайшими микролитами. Основная масса пород микролитовая, иногда пилотакситовой структуры, с участками трахитоидной (К-56). Стекловатый базис основной массы зачастую носит следы значительных изменений: пропитан гидроокислами железа, по первичным ми-

пералам образуются псевдоморфозы железистых минералов, иногда развит эпидот. Микролиты плагиоклазов частично подверглись пелитизации. В пористых разностях миндалины выполнены нераскристаллизованным стеклом с зернами палагонита.

Кроме базальтов, которые резко преобладают в составе вулканического комплекса подводных гор Такуё-Дайити и Эримо, при драгировании подняты в небольшом количестве коренные породы в виде угловатых и уплощенных глыб (до 70 см по длинной оси), сходные по составу и текстурным признакам с лавобрекчиями и ксенолавами. Одни из них (К-53, гора Эримо) могут быть, действительно, отнесены к ксенолавам. Они состоят из крупных овальных и удлинённых ксенолитов мелкозернистого долерита, плагиобазальта, пироксен-плагиоклазового базальта с трахитоидной структурой и вулканического стекла, заключённых в неоднородной слабополосчатой основной массе. В последней преобладают участки с гиалиновой, реже с микролитовой структурой. Микролиты плагиоклазов слабо индивидуализированы. Стекло палагонитизировано. Основная масса подверглась очаговой хлоритизации, местами по ней развиваются вторичные альбит и кварц.

Близкие по текстурным особенностям к лавобрекчиям породы обнаружены как на подводных склонах горы Такуё-Дайити (К-53, К-54), так и на горе Эримо (К-56). Однако они, скорее всего, принадлежат гиалокластитам или содержат последние в разных количествах.

Обломки пород в лавобрекчиях представлены следующими разновидностями:

1. Оливин-пироксеновыми базальтами (К-54) с гиалопилитовой основной массой; вкрапленники образованы изменёнными моноклинными пироксенами и псевдоморфозами рудных минералов и палагонита по оливину. Более мелкие обломки замещены палагонитом и цеолитами.

2. Пироксен-плагиоклазовыми базальтами (К-53, К-56). Обломки их различной величины и формы: более крупные — остроугольные, более мелкие — оскольчатые с резорбированными краями. Они интенсивно пропитаны гидроокислами железа. Вкрапленники представлены призматическими кристаллами изменённых плагиоклазов и в меньшей степени моноклинными пироксенами. Основная масса обломков представлена почти нацело ожелезненным стеклом с редкими микролитами плагиоклазов.

3. Базальтовым пузырчатом стеклом (К-53), интенсивно насыщенным минералами группы железа.

Остальная часть породы выполнена чаще всего палагонитом разных модификаций — от сплошных участков до почковидных и капле-

видных образований, отороченных каймой гидроксидов железа. Внутренние зоны участков развития палагонита имеют причудливо-петлеобразное строение за счет тонких полосок раскристаллизованного палагонита и хлорита. Минералы группы железа образуют мелкоагрегатные гнезда или псевдоморфозы по первичным минералам.

Наличие в составе базальтового комплекса гиалокластитов подтверждается и при визуальном изучении поднятых брекчиевидных пород. Они состоят из округлых, угловатых и лепешковидных, напоминающих субаэральные лапилли обломков пористых базальтов со стекловатыми корками. Обломки размером от 01,—0,5 до 3—5 см слабо сцементированы шлаково-пепловым материалом. Количество их изменяется от 10—15 до 30—40% от общего объема породы *. Были подняты также отдельные уплощенные глыбы базальтоидов размером до 30 см, покрытые железо-марганцевыми корками толщиной 1—5 см. Внутренняя часть таких глыб имеет массивную текстуру, а наружная — волнисто-слоистую. Поэтому можно предполагать наличие в составе вулканогенного комплекса какого-то количества пиллоу-лав.

Об имевших место подводных извержениях, сопровождавшихся дроблением подошвы лавового потока или разрушением пиллоу, может свидетельствовать факт нахождения брекчиевидных базальтоидов, в основной массе которых отдельные поры и трещины заполнены пелитовым туффитовым материалом, содержащим остатки диатомей: *Thalassiosira exentrica*, *Biddulphia aurita*, *Rhaphoneis surirella* и *Chaetoceras* sp. (определение Е. И. Царько), а также неопределимых фораминифер.

Обнаруженные в небольшом объеме гиалокластиты могли возникнуть или непосредственно из подводных лав вследствие дробления при соприкосновении с водой, или они являются продуктами десквамации стекловатых корок пиллоу-лав.

В одних случаях гиалокластиты, имеющие овальную, комковатую и каплевидную формы и представленные изменённым пузырчатым однородным стеклом, характерны для грануляционного типа. В других гиалокластитах фрагменты стекла имеют остроугольную и резорбированную («рваную») поверхность, что позволяет предполагать и наличие гидроэксплозивного типа гиалокластитов [3].

Наряду с образцами базальтоидов в небольшом количестве обнаружены андезиты. Это темно-серые тонкокристаллические породы, имеющие порфириковую структуру. Вкрапленники представлены таблитчатыми кристаллами

* Эту породу, по-видимому, правильнее было бы называть аквагенным туфом. (Прим. ред.)

Химический состав вулканических пород подводных гор Такуё-Дайити и Эримо

Окисел	1	2	3
SiO ₂	58,14	51,05	64,10
TiO ₂	1,41	0,90	0,69
Al ₂ O ₃	16,71	17,50	16,70
Fe ₂ O ₃	3,73	4,73	3,28
FeO	1,98	3,30	1,72
MnO	0,10	0,20	0,35
MgO	2,28	5,51	1,87
CaO	3,63	9,49	4,97
Na ₂ O	4,41	3,38	4,41
K ₂ O	1,89	0,75	1,20
H ₂ O ⁻	0,60	1,12	0,23
П. п. п.	5,46	1,66	0,69
Сумма	100,04	99,59	100,21

Примечание. 1 — альбитизированный андезит Такуё-Дайити, 2 — плагиобазальт Такуё-Дайити; 3 — андезиодацит Эримо.

плагиоклазов, отвечающих по составу андезиту (40—45% Ап), и, по-видимому, биотитом, полностью замещенным хлоритом. Гиалопилитовая основная масса представляет собой стекловатый базис с рассеянным рудным веществом, в который погружены мельчайшие микрولиты плагиоклазов.

Петрохимические особенности комплекса базальтоидов подводных гор плохо изучены. К настоящему времени получены лишь единичные химические анализы, часть из которых из-за значительных вторичных изменений базальтов не могла быть использована для подсчетов. Химические характеристики относительно свежих пород (см. таблицу) позволяют предполагать, что базальты принадлежат к высокоглиноземистым породам щелочного оливин-базальтового типа щелочно-известковой серии [2]. При петрографическом изучении мелкого щебнистого материала, поднятого при драгировании, установлено также присутствие пород повышенной щелочности: трахитов, трахибазальтов и трахиандезитов. Вероятно, комплекс пород основного состава в определенной степени близок и к щелочным базальтам островов Тихого океана и западной зоны Курило-Камчатского региона* [1].

Как уже указывалось, абсолютный возраст базальтов, драгированных с горы Эримо, установлен в интервале 52,8—80,1 млн. лет [6], т. е. от палеоцена до кампана включительно. Из драгированных нами образцов базальтов с горы Такуё-Дайити в лаборатории производственного объединения Приморгеология

* Вывод весьма слабо аргументирован. (Прим. ред.).

А. А. Грачевой получено два определения (К-Аг метод): для пироксенового пористого базальта (К-54)—106,5 млн. лет (апт), а для пироксен-плагиоклазового базальта (К-54)—76 млн. лет (кампан). Такой большой разброс в определении абсолютного возраста базальтов К-Аг методом объясняется, видимо, сильной измененностью пород, в связи с чем к этим определениям надо относиться с большой осторожностью.

Вместе с описанными выше базальтами и их пирокластическими аналогами, которые, несомненно, являются коренными, с гор Эримо и Такуё-Дайити были подняты угловатые обломки и валуны различных пород.

Среди них обнаружены альбитизированные базальты, брекчированные туфолавы трахибазальта, пропитанные железомарганцевыми окислами; трахиандезиты и трахиты; кристаллокластические расщепленные туфы основного состава. В единичных обломках обнаружены ксенолавы липаритового состава и спекшиеся кислые туфы.

Ксенолавы липаритового состава характеризуются слабо раскристаллизованной основной массой с признаками флюидальности. В ней заключены редкие вкрапленники карбонатизированных плагиоклазов с включениями стекла. В основной массе содержатся единичные, слегка оплавленные ксенолиты базальтоидов с долеритовой структурой и ксенолиты, сходные с плагиогранитами.

Спекшиеся туфы липарито-дацитового состава (К-54) голубовато-серые, оскольчатые. Состав из псевдофлюидальной стекловатой массы с реликтами пепловой структуры, местами раскристаллизованной, с включениями редких кристаллов плагиоклаза, иногда их обломков, реже кварца. Имеются также мелкие оплавленные обломки туфов кислого состава и псевдоморфозы карбоната и хлорита по зернам темноцветных минералов.

Также подняты угловатые обломки без признаков окатанности размером 1—5 см в количестве от 5 до 50 кг (К-53, К-54). Среди них преобладают осадочные породы.

Алевролит туфогенный (К-53) мелкозернистый с базальной глинистой массой, с редкими более крупными зернами кварца и плагиоклаза и обломками андезитов, глинистых сланцев и базальтов с гиалопилитовой основной массой. Порода пронизана кварцевыми микропрожилками. На отдельных участках наблюдаются гнездовидные скопления зерен и обломков пород.

Алевролит (К-53) плохо отсортированный песчанистый с поровым, местами базальным глинистым цементом, с примесью очень мелких зерен кварца и плагиоклазов. Обломочная часть представлена в основном сильно пелити-

зированными зернами плагиоклаза (55—60%), кварца (10—15%) и обломками пород (25—38%). Среди последних встречаются: а) микропегматиты, б) микрокварциты, в) радиально-лучистые агрегаты халцедона в сростании с тонкими зернами кварца. По-видимому, область сноса была сложена преимущественно сиалическими породами.

Алевроаргиллиты (К-54) с базальной тонкозернистой кремнисто-глинистой массой, в которой встречаются песчаные и алевритовые зерна плагиоклазов, калиевого полевого шпата и обломки пород. Последние представлены кремнисто-глинистыми сланцами и карбонатизированными аргиллитами.

Песчанник (К-54) мелкозернистый граувактовый с поровым хлорит-гидрослюдистым цементом. Обломочная часть по подсчету из 250 зерен представлена плагиоклазами (70%), обломками пород (25—30%), кварцем (3—4%) и калиевым полевым шпатом (1,5%). Среди обломков пород встречаются сильно измененные базальты и андезито-базальты, сростки кварца с плагиоклазом (андезином), дациты (?) с вкрапленниками пироксенов и плагиоклазов в микрофельзитовой основной массе, разложенное вулканическое стекло. В единичных зернах встречаются пироксены, роговая обманка и ортит (?).

Встречено также одно овальное стяжение с конкреционной текстурой (К-54), состоящее внутри из темно-серого крепкого мергеля, а снаружи — из серого линзовидно-слоистого мелкозернистого некрепкого туфогенного песчаника и более темного алевролита (1—2 мм). Обломочный материал не окатан. Характерны оскольчатые, иногда игольчатые формы зерен, представленных плагиоклазом, кварцем, роговой обманкой и рудным минералом, подчеркивающим тонкую слоистость. Цемент карбонатный, участками хлоритово-карбонатный, с гнездами эпидота.

Кроме того, среди угловатых обломков обнаружены фосфатизированные осадочно-вулканогенные породы (К-53, К-54). Структуры этих пород преимущественно пелитовые и алевропелитовые. Фосфаты развиваются или по цементу первичной породы, или образуют вторичные ооиды по стекловатым глобулам в первично туфовых разностях. Остроугольные и оскольчатые частицы породообразующих минералов на фоне основной однородной массы характеризуют первично вулканоогенно-осадочный или вулканомиктовый генезис пород.

Интрузивные породы представлены гранитоидами. Обломки их были подняты на горе Такуё-Дайити (К-53 и К-54) и горе Эримо (К-56). Преобладают измененные порфиридные граниты и гранодиориты, иногда с признаками пневматолитово-гидротермальных из-

менений, состоящие из сильно каолинизированных и серицитизированных кристаллов полевых шпатов (плагиоклазы и калиевый полевой шпат), зерен кварца и удлинённых кристаллов гидратизированного биотита. В некоторых шлифах отмечается большое количество вторичного эпидота, развивающегося по плагиоклазам, иногда с их полным замещением. Для пород характерны пертитовые, мирмекитовые и микропегматитовые структуры. Порфиридные выделения представлены обычно кислым плагиоклазом. Иногда встречаются реликты кристаллов амфибола, замещенного хлоритом. В некоторых образцах граниты катаклазированы.

Значительно реже встречаются плагиограниты (К-54, К-56) — серые мелкокристаллические породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Они состоят в основном из зональных полисинтетических сдвойникованных кристаллов альбит-олигоклаза. В подчиненном количестве встречаются зерна кварца и реже роговой обманки, большей частью замещенной хлоритом и биотитом. Из аксессуарных минералов присутствует апатит.

Наряду с описанными породами на горе Такуё-Дайити (К-53) обнаружено несколько мелких угловатых обломков темно-серых биотит-амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев. В составе этих пород преобладает (50—60%) светло-зеленый, почти бесцветный вторичный амфибол, без плеохроизма, с высокими интерференционными окрасками, представленный таблитчатыми кристаллами размером от 0,01 до 0,3 мм. Иногда в центре кристаллов видны реликты желтовато-коричневого плеохрозирующего первичного амфибола с характерной спайностью. В подчиненном количестве присутствуют плагиоклаз (45—50% An) и коричневый биотит. Первый образует лейсты и изометричные зерна между кристаллами амфиболов, второй — развивается по амфиболам. В значительном количестве (до 10%) присутствует рудный минерал. Текстура породы сланцеватая, структура лепидогранобластовая. Наблюдается чередование тонких слоев, различающихся по крупности зерен — от мелко- до тонкозернистых, а также отдельные порфиробласты амфибола, иногда агрегатные, с включениями зерен плагиоклаза и рудного минерала. По-видимому, порода образовалась в результате регионального метаморфизма исходных пород габброидного состава.

Кроме угловатых обломков на всех станциях драгирования были подняты хорошо окатанные галька и гравий (от 3 до 5 кг на каждой станции), иногда в виде ветрогранников. Петрографический состав гальки пестрый. Встречаются мелко- и среднезернистые лейкократовые граниты и гранит-порфиры, биотитовые гнейсы, мелкообломочные туфобрекчии

кислого состава, фельзиты, роговики, аргиллиты и кремнистые породы; значительная часть этих пород аналогична встречающимся в виде угловатых обломков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как видно из вышеизложенного, несомненно коренными породами, драгированными с подводных гор Такуё-Дайити и Эримо, являются базальты, гиалокластиты в лавобрекчии основного состава с преобладанием обломков эффузивных пород. По составу комплекс базальтоидов, вероятно, принадлежит к породам щелочного оливин-базальтового типа щелочно-известковой серии. Этот комплекс, по-видимому, близок к щелочным базальтам островов Тихого океана и базальтоидам отдельных зон островных дуг с сформировавшейся континентальной корой.

Субстратом описанных базальтоидов, как и для Курильской островной дуги, может быть зрелая континентальная кора, что подтверждается наличием обломков гранитоидов и кристаллических сланцев, видимо принадлежащих более древнему комплексу основания подводных гор.

Полученные результаты исследований на имеющемся сравнительно небольшом материале свидетельствуют о разнообразном характере вулканических извержений, обусловивших формирование подводных гор Такуё-Дайити и Эримо. Здесь имели место как подводные, так и наземные извержения. В пользу подводных извержений свидетельствуют такие факты, как резкое преобладание лав основного состава над пирокластическими образованиями и наличие среди базальтоидов гиалокластитов грануляционного и гидроэксплозивного типа.

По-видимому, наряду с подводными вулканическими изменениями имели место и назем-

ные извержения. Об этом свидетельствуют: появление спекшихся туфов с ксенолитами базальтоидов; включения вулканического стекла во вкрапленниках плагиоклазов, что, чаще всего, нехарактерно для подводных излияний базальтов; наличие ветрогранников среди поднятой драгами гальки различных пород.

Можно предполагать, что горы Такуё-Дайити и Эримо представляли собой островную сушу, формировавшуюся в результате прибрежных и частично подводных извержений. Вулканические постройки могли образоваться на продолжении антиклинального пояса Хидака и затем подверглись опусканию под уровень океана. Если предположить, что драгированные галька и гравий имеют местное происхождение (ксенолиты, окатанные в волноприбойной зоне), то это опускание произошло сравнительно недавно. О том, что галька находилась выше уровня моря, свидетельствует наличие в ней ветрогранников.

Фрагменты суши могли существовать и в северной части современного Японского желоба (район Саприку), где также установлены мелководные отложения и ветрогранники. Время опускания этого массива считается раннеплиоценовым [7]. Существование в этом районе суши («палеосуша Ойясимо») подтверждается и данными бурения в 55 и 56 рейсах «Гломар Челленджер» [5].

Результаты изучения геологического строения подводных гор Такуё-Дайити и Эримо, расположенных к востоку от Курило-Камчатского и Японского желобов, показали, что вопрос о происхождении и истории геологического развития подобных морфоструктур оказался намного сложнее, чем это считалось ранее. Дальнейшие исследования подводных гор и возвышенностей в этом регионе помогут существенно уточнить этапы тектонического развития северо-западной окраины Тихого океана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980.
2. Пискунов Б. Н. Типы высокоглиноземистых базальтоидов их распределение в структуре Курильской островной дуги.— ДАН СССР, 1975, т. 220, № 5.
3. Сафонов В. Г. Структуры гиалокластитов и механизм подводных извержений.— В кн.: Современные проблемы морской геологии. Тез. докл. 4-й Всесоюзной школы морской геологии. Т. 1. М. 1981.
4. *Geological investigation of Japan and southern Kuri-*

5. *Io Trench and slope areas GN 76-2 cruise April — June, 1976 — Kawasakishi, Geolog. surv. Japan, 1977.*
6. *Japan Trench transected.— Geotimes, 1978, v. 23, N 4.*
7. *Ozima M., Kaneoka L., Aramaki S. K—Ar ages of submarine basalts dredged from seamounts in the Western Pacific Area and discussion of oceanic crust.— Earth. and Planet. Sci. Lett., 1970, v. 8.*
8. *Takahiro S. Некоторые соображения о глубоководных морских равнинах.— «Кайё Кагаку», Mar. Sci. Mon., 1973, v. 5, N 10.*

Ю. Я. Вацлов

ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА И РАЗВИТИЕ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В статье рассматривается вопрос о проявлении Охотско-Чукотского пояса в геофизических полях, о формировании пояса в связи с заложением и развитием системы разломов, о динамике и глубине заложения этих разломов. Предполагается, что пояс возник в обстановке общего планетарного растяжения на востоке Азии в противоположность сжатию, господствовавшему в это время на восточной американской ок-

раине Тихого океана. Причина асимметрии восточного и западного материковых обрамлений Тихого океана усматривается в действии ротационных сил вращения Земли, возникающих при увеличении степени гипсометрической контрастности твердой поверхности континентов и океанов. Дается количественная оценка выделяющейся при этом энергии.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП) является частью Восточно-Азиатской системы вулканогенных поясов и занимает тыловую северную и северо-западную части Охотско-Курильской, Охотско-Камчатской и Корякско-Алеутской зон перехода от северо-восточной окраины Азии к Тихому океану. Геологические и геофизические результаты изучения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и представления о его строении изложены в большом числе работ различных исследователей [1—7, 11, 13, 18, 19, 21, 24—26, 28, 29].

В данной статье на основе анализа работ прошлых лет и имеющейся геофизической информации (главным образом количественной и геологической интерпретации гравиметрии) приводятся новые данные о глубинных структурах и веществе ОЧВП, которые иллюстрируются на схемах глубинного строения (рис. 1—3), и на их основе развиваются представления о динамокинематических условиях возникновения и развития пояса.

1. РАЗЛОМЫ

Анализ разрывной тектоники ОЧВП и классификация разломов проводятся на основе схемы классификационных признаков и множества разломов F , разработанной автором [9]. В дальнейшем номенклатура классификационных признаков и разломов будет приводиться в соответствии с этой классификацией.

Формирование вулканогенного пояса связано с системой разломов [7, 19, 29], глубина заложения которых по результатам интерпретации аномалий силы тяжести составляет не менее

100 км (признаки $u(1, 1, 1, 6)$ и $u(2, 1, 1, 6)$). Эти разломы контролируют проявления магматической деятельности в пределах пояса (рис. 2). Простираение разломов, в целом согласное с простираением пояса, меняется лишь на отдельных его участках, где пояс пересекают глубинные структуры типа линеаментов, или в тех местах, в которых позднемезозойская тектоно-магматическая деятельность в пределах пояса не оказалась столь энергичной, чтобы генерировать разломы согласного с поясом простираения. Примером участков первого рода является Иня-Охотский, представляющий собой элемент Азиатско-Австралийского меридионального суперлинеамента, который в том или ином виде выделяется Н. Г. Каттерфельдом [14], В. Е. Хаиным [27] и протягивается, по мнению автора, от хр. Ломоносова в Северном Ледовитом океане на севере до о-ва Тасмания и разломов Тасман и Баллени на юге. В месте пересечения суперлинеамента поясом широтные разломы изменяют простираение на диагональное и меридиональное. Примером участков второго рода является северо-восточный фланг пояса, где магматическая деятельность ОЧВП связана с раскрытием уже существовавших разломов.

Система генеральных разломов пояса является краевой [$u(2, 3, 1)$] по отношению к материковым структурам. Она протягивается на первые тысячи километров [2-й порядок масштабности $u(2, 2, 2)$], по отношению к предшествующему структурному плану имеет комбинированный (унаследованный и новообразованный) характер [$u(2, 4, 4)$] и разграничивает две разнородные структуры земной коры и верхней мантии — континентальную и пере-

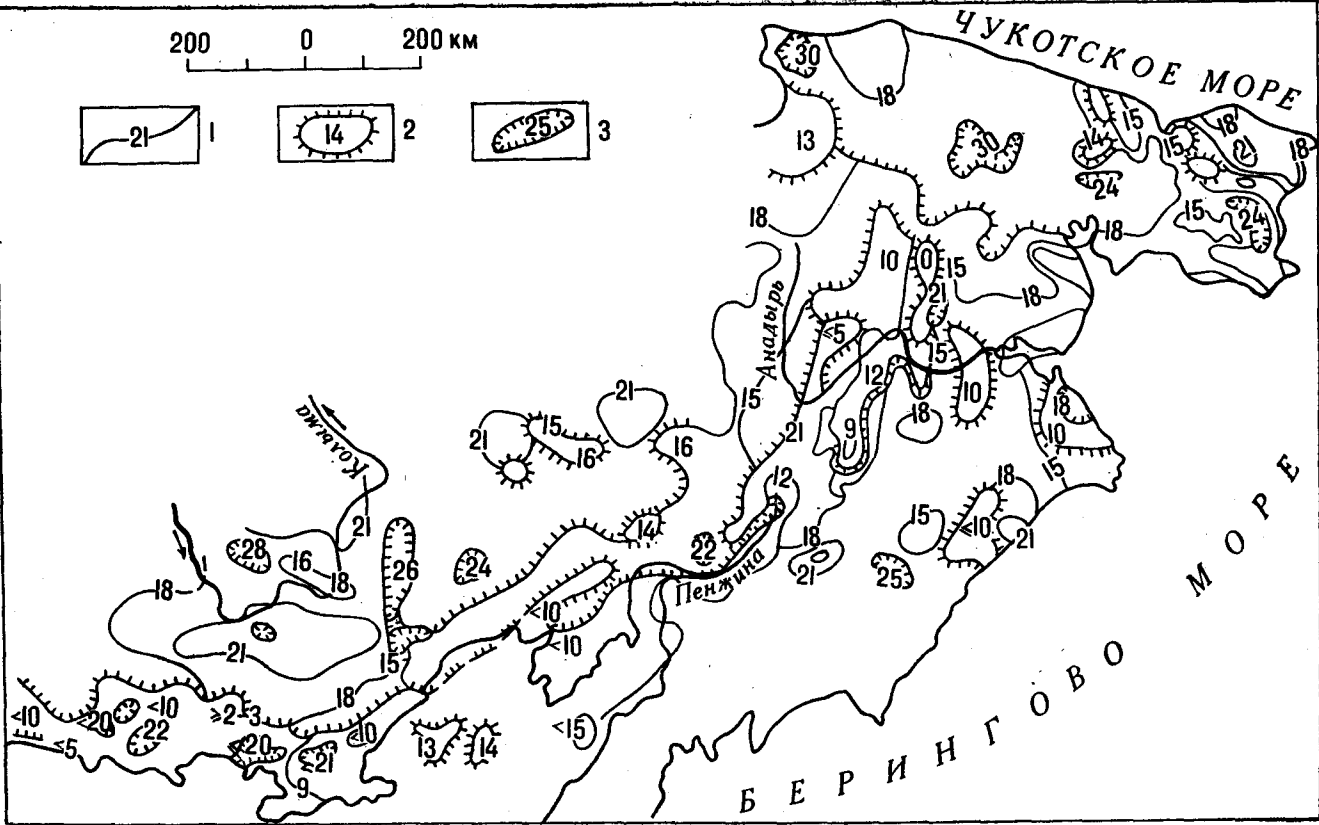


Рис. 1. Схема изогипс кровли базальтового или базит-гипербазитового слоя в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.
 Условные обозначения: 1 — изогипсы кровли Б; 2—3 — участки скачкообразного изменения глубин границы Б (разломы), берг-штрихи показывают направление увеличения глубин, цифра — глубина до поверхности Б внутри блока.

ходную от континента к океану. Разломы представляют собой кинемоморфную комбинацию сброса [и (2, 6, 1)], раздвига [и (2, 6, 6)] и левого сдвига [и (2, 6, 5)]. Сбросовый характер смещений по разлому устанавливается по геолого-геоморфологическим и, главным образом, геофизическим признакам. Раздвиговая его природа подтверждается широким развитием магматических горных пород. Внедрение интрузий и эффузивная деятельность привели к образованию в пределах приокеанической (см. ниже) зоны пояса молодой коры, сложенной преимущественно магматическими породами мелового возраста. Одним из внешних проявлений левосдвигового характера смещений, предполагаемых на магаданском участке ОЧВП, служит изменение меридиональных простирающей структурных элементов, вытянутых гранитных тел, русел рек, хребтов, осей магнитных аномалий Охотского массива (фрагмента упомянутого выше Азиатско-Австралийского меридионального суперлинеамента) на юго-восточное вблизи побережья Охотского моря. В разрезе крылья разломов пояса образуют вертикальные или почти вертикальные ступени [и (2, 5, 1)] и [и (2, 12, 1)]. По характеру

проявления на поверхности разломы являются преимущественно «слепыми» сингенетическими [и (2, 8, 1, 2)], т. е. зона разлома перекрыта на поверхности продуктами магматической деятельности, связанной с раскрытием разлома. Заложение разломов и формирование ОЧВП произошло в верхнем палеозое [3], причем разломы сформировались на всем протяжении вулканического пояса одновременно [синрегоновый тип разлома и (3, 3, 1)]. Разломы возникли под воздействием сил, приложенных к обоим крыльям [и (1, 3, 1, 2)]. Вулканическая деятельность в зоне разломов привела к уплотнению земной коры в пределах ОЧВП [и (1, 4, 1)]. В настоящее время геологические процессы в зоне разломов сводятся к незначительным проявлениям гидротермальной деятельности [и (1, 4, 2)].
 Основываясь на схеме классификационных признаков разломов [9], охарактеризуем систему контролирующих пояс разломов как разрывные нарушения F, определенные на логической конъюнкции следующих свойств разлома:
 (1, 1, 1, 6) Λ (1, 2, 1) Λ (1, 3; 1, 2) Λ (1, 3, 2, 3) Λ (1, 4, 1, 2) Λ (2, 1, 1, 6) Λ (2, 2, 2) Λ

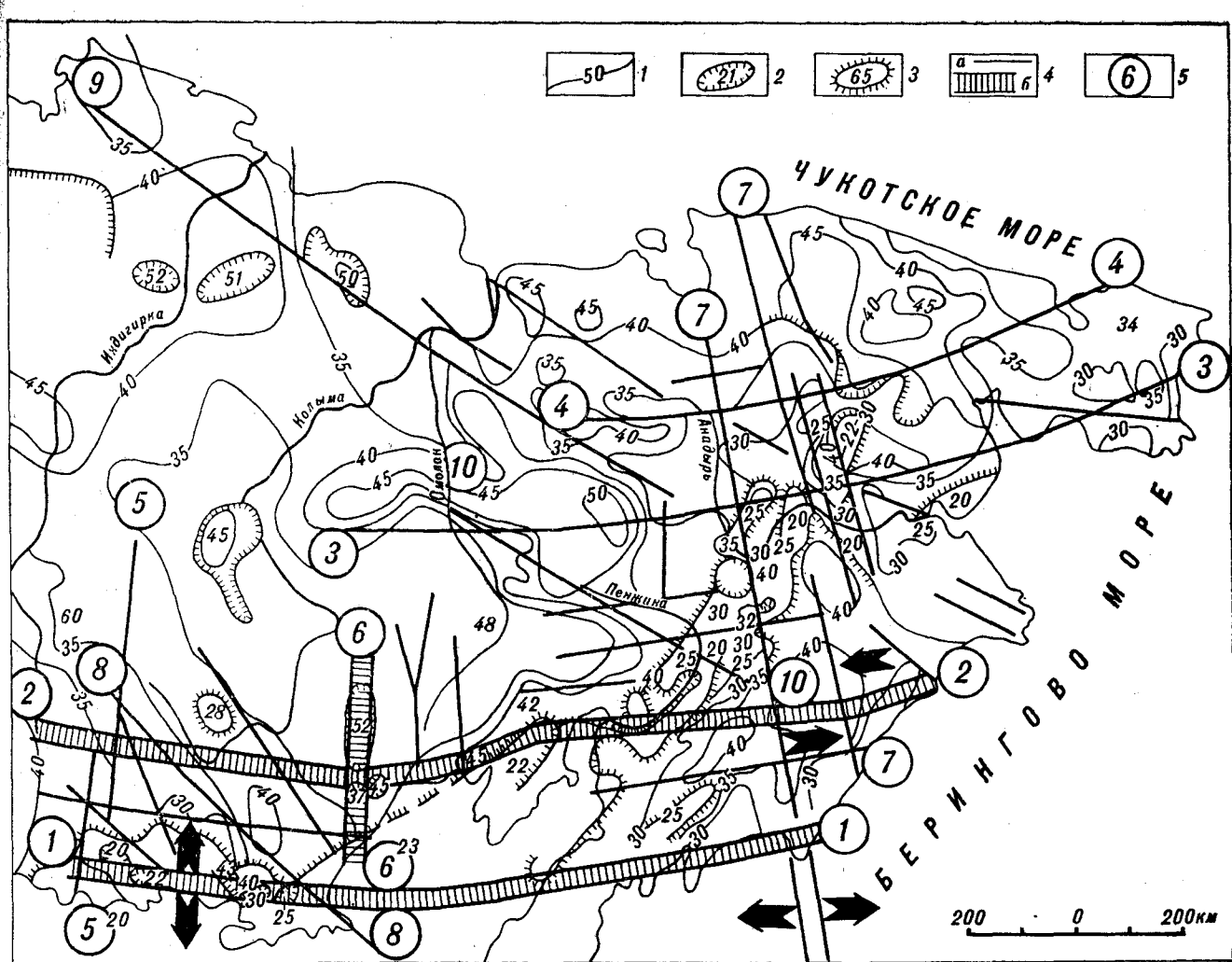


Рис. 2. Схема изопизис поверхности Мохоровичича (М) и генерализованная схема разломов, секущих Охотско-Чукотский вулканогенный пояс.

Условные обозначения: 1 — изопизисы поверхности Мохоровичича М; 2—3 — участки скачкообразного изменения глубины границы М (разломы), берг-штрихи указывают направление изменения глубины, цифра — глубина до поверхности М внутри блока; 4 — разломы (а) и системы разломов (б) по геофизическим данным, стрелки на крыльях разломов указывают господствующее направление смещений; наименования разломов (цифры в кружках): 1 — Челомджа-Ямский, 2 — Охотско-Норьянский (расчетная глубина заложения > 95 км), 3 — Омолонско-Мечигменский, 4 — Анюйско-Колочинский, 5 — Кавинско-Делянкирский, 6 — Омсукчанский (> 90—100 км), 7 — элементы Азиатско-Тихоокеанского меридионального суперлинеамента (> 60—75 км), 8 — Кольмо-Алеутский, 9 — Индигиро-Анадырский, 10 — Олойский (> 225 км).

Λ (2, 3, 1) Λ (2, 4, 4) Λ (2, 5, 2) Λ [(2, 6, 1) Λ (2, 6, 6) Λ (2, 6, 5)] Λ (2, 7, 3) Λ (2, 8, 1) Λ (2, 9, 6) Λ (2, 11, 5) Λ (2, 12, 1) Λ (3, 2, 2) Λ (3, 3, 1).

Здесь перед скобками опущен символ свойства u , т. е. $u(i, k...) \equiv (i, k...)$. В этой системе свойств, определяющих разлом, свойство $u(1, 2, 1)$ указывает на глобальную природу сил, с которыми связано возникновение разлома, о чем более подробно будет сказано ниже, $u(1, 3, 2, 3)$ — на косое направление сил по отношению к плоскости разлома, $u(1, 4, 7, 2)$ — на уплотняющий характер их воздействия на земную кору в верхней части разлома в период его заложения, $u(2, 7, 3)$ — на преобладающее торцевое (обрезающее) соотношение в плане с

разломами близкого порядка, и (2, 9, 6) — на неправильную форму в плане, и (2, 11, 5) — на комбинированный (магматический, осадочный, метаморфический, пневматолито-гидротермальный) характер формаций в интратектуре разлома и в приразломной зоне, $u(3, 2, 2)$ — на пассивный этап развития в настоящее время.*

Особый интерес представляет вопрос о наклоне плоскости разрывов ОЧВП u , в частности, Челомджа-Ямского глубинного разлома [7]. Мнение некоторых исследователей о падении плоскости разлома на север [13] не под-

* Распифровку остальных свойств разлома см. в работе [9].

тверждается геофизическими данными. В пользу предположения о ее вертикальности говорит также вертикальный характер большинства разломов ОЧВП. Заложение Челомджа-Ямского разлома (1 на рис. 2) происходило в докембрии (?) на территории древнего широтного линеймента. По гравиметрическим и магнитным полям этот разлом прослеживается от п-ова Пьягина примерно вдоль 60° с. ш. до бухты Подкагерной на западе Камчатки и представляет собой рифтоподобное образование [29], внутри которого располагаются мезокайнозойские впадины.

На Магаданском широтном отрезке ОЧВП горизонтальные границы раздела земной коры и верхней мантии, скачкообразно воздымающиеся по вертикальным разломам пояса [32], образуют полого наклоненную на север зону. Такое воздымание границ подтверждается гравиметрическими данными и результатами ГСЗ по профилю г. Магадан — р. Колыма [12], а также нашей интерпретацией аномалий сейсмической активности на Иня-Магаданском отрезке ОЧВП.

Сейсмическими исследованиями на Северо-Востоке СССР выявлен интересный феномен [16]. Он состоит в некотором усилении в пределах ОЧВП сейсмической активности от проходящих волн при землетрясениях с эпицентрами в пределах Яно-Колымских мезозойд по сравнению с более близкими к эпицентру территориями. По мнению автора [10], причину этого явления следует искать в резком воздымании к поверхности в пределах пояса «базальтового» и подкоровых слоев, вдоль которых распространяются сейсмические волны, что приводит к фокусировке сейсмической энергии в месте их подхода к поверхности. Именно на этих границах возможно возникновение горизонтальных и слабо наклоненных зон скола — горизонтальных разломов, в понимании А. В. Пейве [20] и др. Какими-либо доказательствами существования здесь в прошлом фокальной зоны землетрясений типа зоны Беньофа [25] мы не располагаем.

2. СООТНОШЕНИЕ С ДРЕВНИМ СТРУКТУРНЫМ ПЛАНом

Граница между материковой и приокеанической зонами пояса проходит по генеральному разлому, положение которого частично прослеживается на схемах рис. 1, 3 в виде зоны скачкообразного изменения мощности земной коры в пределах пояса. Она соответствует границе между внешними и внутренними зонами пояса, по В. Ф. Белому [3]. Материковая часть характеризуется разнообразными простираниями разрывов, магнитных и гравитационных ано-

малий с сохранением общего структурного плана мезозойд. Генеральный разлом обрезает с юга и юго-востока все материковые структуры.

Структура материковой зоны пояса является наложенной по отношению к предшествующим структурам. Структурный план приокеанической части, по-видимому, унаследован или новообразован. Полностью наложенный характер структур пояса имеет также на своем северо-восточном фланге и в пределах иня-охотского участка Азиатско-Австралийского суперлинеймента.

Иня-Охотский участок — наиболее яркий пример пересечения поясом более древних структурных элементов. Но пояс несет в себе и менее очевидные следы существования предшествующих структур иной ориентировки. Они проявляются в наличии расположенных на продолжении друг друга линейных элементов геофизических полей по разные стороны ОЧВП, в существовании внутри пояса поперечных или секущих его аномалий, разломов, линейных зон изменения вещественного состава и элементов глубинной структуры и т. д.

Комплекс перечисленных признаков подтверждает ранее высказанное предположение о пересечении поясом домезозойской Колымо-Алеутской дуги [7]. Ранее это предположение формировалось на основе случайных, разрозненных и малоточных геолого-геофизических данных. Ныне степень изученности региона возросла. В акватории между полуостровами Пьягина и Кони с одной стороны и мысом Утхолокским и мысом Омгон на западном побережье Камчатки с другой выявлена зона пониженных магнитных полей. Здесь же отмечается понижение поля силы тяжести, подобное такому понижению к северо-западу от ОЧВП в верховьях рек Армань и Яма. В пределах Охотско-Чукотского пояса в месте его пересечения Колымо-Алеутской зоной (8 на рис. 2) выделяется несколько поперечных к поясу полос повышенных горизонтальных градиентов поля силы тяжести, которые интерпретируются нами как отражение влияния разломов и границ формационных комплексов этой древней зоны (см. рис. 2).

Наиболее наглядно существование поперечной зоны в этом звене пояса видно на рис. 3 — схеме плотностных неоднородностей на уровне среза 10 км [32]. Если на п-ове Кони и на восточном побережье залива Одян этот срез фиксирует породы с плотностью $3,0-3,2$ г/см³, которой обладают комплексы ультраосновных и основных пород, то к северо-востоку, в среднем и нижнем течении р. Ямы и на п-ове Пьягина залегают породы с плотностью $2,92-2,94$ г/см³ (габбро, базальты). Эта зона относительно малоплотных пород рас-

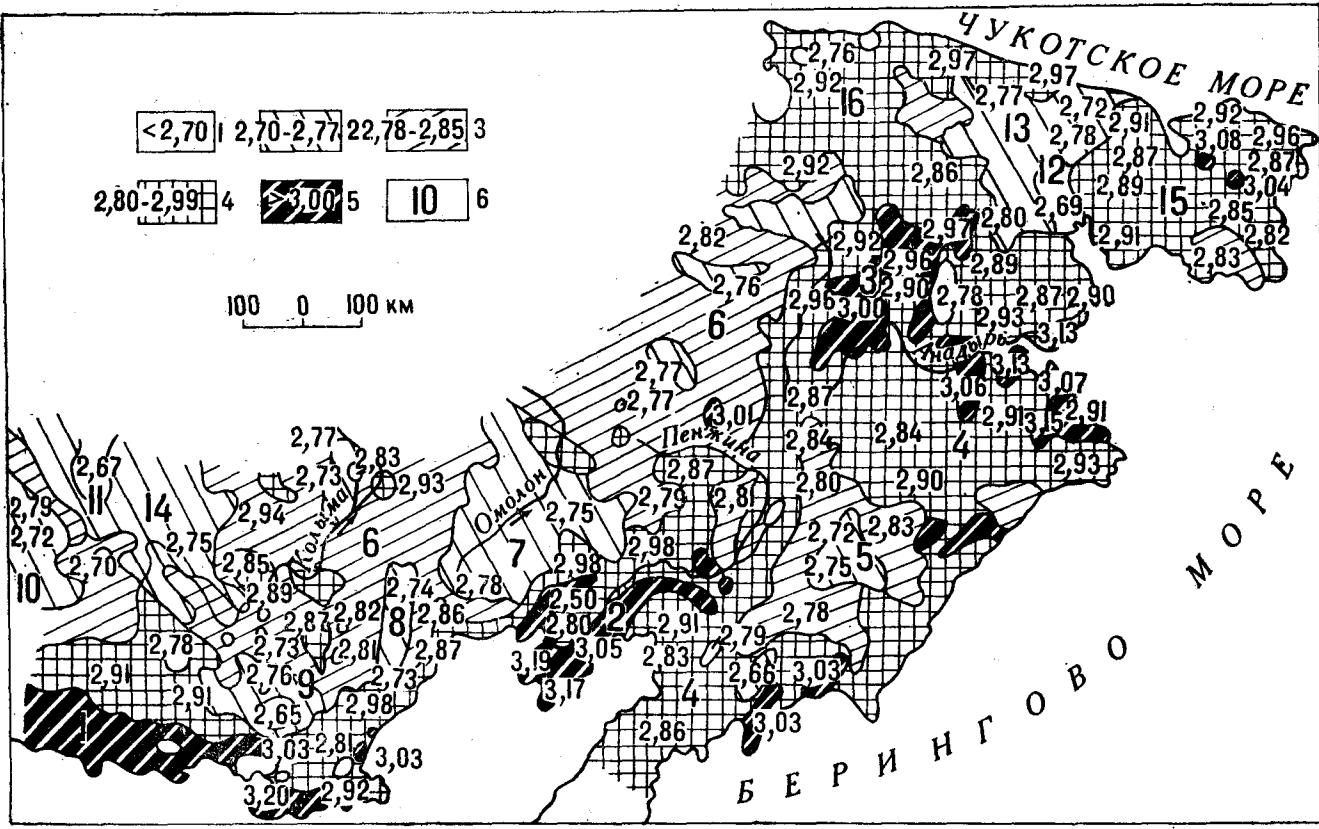


Рис. 3. Схема плотностных неоднородностей зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса на уровне среза 10 км. Условные обозначения. Плотность пород г/см³: 1 — меньше 2,70; 2 — 2,70—2,77; 3 — 2,78—2,85; 4 — 2,80—2,99; 5 — больше 3,00; 6 — ограничения плотностных неоднородностей: разрывные (а) и условные (б). Элементы петрографической интерпретации схемы — зоны преимущественного распространения: 1 — габбро-амфиболитовых комплексов, возможно, гипербазитов; 2, 3 — тектономагматической смеси зеленосланцевые, глаукофансланцевые, аклогит-глаукофансланцевые, амфиболитовые, гипербазитовые и габброидные образования; 4 — аналогичные 2 и 3, но с преобладанием зеленосланцевых базальтовых и серпентинитовых комплексов; 5 — порода относительно пониженной плотности неопределенного вещественного состава (возможно, породы ядер гранитизации, или осадочные отложения мощностью свыше 10 км, или серпентинизированные породы); 6 — гетерогенных пород типа мезозойских и палеозойских метаморфизованных терригенных отложений и магматических образований основного и среднего состава, палеозойских известняков, докембрийских гнейсов, кварцитов, мраморизованных известняков и т. д.; 7 — архейских пород гранито-гнейсового состава с наложенным ранне-среднепалеозойским анатексисом и палингнезом; 8—13 — гранитоидов мезозоны (палеосоциали гранитной магмы); 14 — метаморфизованных терригенных образований палеозоя, докембрийских гранито-гнейсов, мезозойских гранодиоритов; 15, 16 — преимущественно габброидных пород и карбонатных толщ палеозоя.

полагается на продолжении участка еще менее плотных пород в материковой части пояса и в колымско-индигирской ветви мезозойских. Совокупность магнитных и гравиметрических данных (понижение уровня полей), анализ плотностного среза на уровне 10 км показывает, что земная кора в гипотетической Колымо-Алеутской зоне была разуплотнена и сложена породами относительно более кислыми, чем вмещающие ее образования. При возникновении ОЧВП произошло относительное уплотнение коры за счет поступления глубинного материала, но плотностные взаимоотношения формаций сохранились.

Кроме Колымо-Алеутской зоны существует и материковое продолжение квазимеридионального Азиатско-Тихоокеанского суперлинеамента. В пределах океана он включает в себя подводные Императорские горы и хр. Ширшова. Нами высказывалось предположение, что структура суперлинеамента должна проявиться

в геофизических полях в меридиональной полосе между п-овом Олюторским и Чаунской губой. Ранее оно находило некоторое подтверждение в магнитных полях. Ныне здесь выделены несколько меридиональных разломов большой протяженности и по гравиметрическим данным (см. рис. 2).

В Олюторско-Чаунской меридиональной зоне (7 на рис. 2) преобладают разломы меридиональной ориентировки, часто играющие заметную роль в геологическом строении региона. По некоторым из них происходит скачкообразное изменение структуры земной коры.

Простирающиеся и план древней меридиональной структуры унаследовали Наяхан-Коркдонское и Омсукчанское ответвления ОЧВП. В месте их сочленения с поясом фиксируются некоторые поперечные к пояну элементы структуры, которые интерпретируются нами как признаки продолжения меридиональных структур на юг.

Таким образом, можно считать, что в определенном смысле ОЧВП наложен на предшествующий структурный план, так как пояс, безусловно, пересекает некоторые структурные и геофизические линейные элементы на материке, в переходной зоне и в океане, существовавшие до образования пояса.

На Охотско-Магаданском участке приокеаническая зона пояса унаследовала преобладающее широтное простираание предшествующего структурного плана. Унаследовано и широтное звено северного побережья Гижигинской и Пенжинской губ. Здесь проходит Охотско-Корякский широтный разлом. В пределах пояса на участке от п-ова Пьягина (на юго-западе) до оз. Эльгыгытгын (на северо-востоке) приокеаническая часть пояса представлена новообразованными структурами с простирааниями, подобными простирааниям структур Охотской складчатой области. Подчеркнем то обстоятельство, что об унаследованности и новообразованности здесь говорится лишь с точки зрения взаимоотношений простирааний структурных элементов.

3. ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД В ПРЕДЕЛАХ ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

Генеральный разлом ОЧВП, отделяющий материковую зону от приокеанической, прослеживается примерно от нижнего течения р. Инч на юго-западе до оз. Эльгыгытгын на северо-востоке. По нему происходит скачкообразное изменение типа коры с континентального на переходный. В пределах Охотско-Магаданского звена ОЧВП мощность коры в зоне разлома изменяется от 35—40 км и более до 20—25 км. Здесь, в приокеанической зоне, обнажаются лишь «низы» новообразованного «гранитного» слоя, которые представлены гранитными и главным образом гранодиоритовыми массивами, а также позднемезозойскими вулканогенными образованиями.

На уровне среза 10 км в Охотско-Магаданском звене преобладают породы с плотностью свыше $3,0 \text{ г/см}^3$. Такую плотность имеют образования, сложенные основными и ультраосновными породами метаморфического (эклогиты, амфиболиты и т. д.) и магматического (габбро, дуниты и т. д.) происхождения. В океанах, в зоне рифтов, породы с плотностью $3,0—3,2 \text{ г/см}^3$ в верхах мантии называют коромантийной смесью, однако такое название не представляется удачным в силу его «непетрологичности». В пределах Пьягинско-Туромчинского звена на этом же уровне имеет место разуплотнение пород пояса в северо-восточном направлении. Аналогичная картина наблюдает-

ся на Пенжинско-Эльгыгытгынском участке. Крайний северо-восточный отрезок генерального разлома, отделяющий на этом участке зону новообразований приокеанической части пояса от наложенной материковой, разграничивает районы земной коры с плотностью на глубине 10 км $2,74—2,83 \text{ г/см}^3$ на северо-западе и $2,80—2,95 \text{ г/см}^3$ на юго-востоке от него. Разлом в плане имеет зубчатую форму и четко выделяется по горизонтальным градиентам поля силы тяжести. В пределах северо-восточной Чукотской ветви пояса плотностные неоднородности имеют незакономерный мозаичный характер с широким интервалом плотностей — от $2,69 \text{ г/см}^3$ (граниты, гранито-гнейсы) до $3,00 \text{ г/см}^3$ (базиты, гипербазиты, эклогитоподобные породы).

Зона распространения пород с плотностью $3,0 \text{ г/см}^3$ на уровне среза 10 км постепенно уходит за пределы пояса в Охотскую складчатую область [11]. На Охотско-Магаданском участке пояса приокеаническая зона полностью совпадает с зоной, плотность пород в пределах которой свыше $3,0 \text{ г/см}^3$. Далее на восток зона повышенных плотностей, по-видимому, исчезает и вновь обнаруживает себя к северо-востоку от линии Колымо-Алеутской дуги в заливе Шелихова, захватывает почти весь п-ов Тайгонос и территорию вблизи Куюльского массива. К северо-востоку от Куюльского массива земная кора в значительной степени разуплотнена, но затем породы с плотностью свыше $3,0 \text{ г/см}^3$ вновь появляются на северо-восточном крыле Таловско-Майнского антиклинория и в бассейне среднего и нижнего течения р. Белой, т. е. уже за пределами ОЧВП.

Смещение зоны повышенной плотности из ОЧВП в сторону Охотской складчатой области характеризует собой определенную тенденцию в формировании границы между материковыми и океаническими структурами. Это смещение и общее разуплотнение пород пояса на северо-восток приводит к тому, что на Охотско-Магаданском участке сочленения приокеанической области ОЧВП с материковыми структурами по генеральному разлому контактируют породы, резко отличные по плотности и составу. Такая же картина наблюдается и к югу от Омолонского массива, в долине р. Туромча.

В то же время на Пьягинско-Туромчинском и Пенжинско-Эльгыгытгынском участках пояса плотность пород монотонно уменьшается на северо-запад, т. е. их состав постепенно становится более кислым.

В зоне генерального разлома меняется характер глубинного строения земной коры: ее мощность, глубины до различных границ раздела и число этих границ. На Охотско-Магаданском участке отмечается явление «подстановки» по генеральному разлому различных поверхностей раздела. Подстановка происходит примерно на

одном и том же уровне в коре. Например, «кровля базальта» со стороны материка как бы переходит в границу М в приокеанической части пояса.

На участках пояса с относительно небольшим горизонтальным градиентом изменения плотности между материковой и океанической зонами поверхности М и К лишь смещаются по генеральному разлому вверх или вниз. В этом случае структура земной коры не испытывает столь кардинальной перестройки.

Что касается верхней мантии, то по результатам количественной интерпретации аномалий силы тяжести в Приматаданском районе вещество верхней мантии до глубин около 100 км и более уплотняется на несколько сотых г/см³ в сторону океана. Определенных изменений плотности вещества верхней мантии следует ожидать и на других участках пояса. Но они столь ничтожны, что установить их путем расчета не представляется возможным.

Граница поверхности М к югу и юго-востоку от мезозойд в пределах приокеанической зоны пояса постепенно «размывается» и исчезает под воздействием процессов, уплотнивших породы пояса. Вместо нее появляется граница с физическими свойствами границы М, но на меньшей глубине, на которой в пределах материковой зоны пояса и в мезозойдах располагается кровля «базальтового» слоя. Интерпретация аномалий силы тяжести в зоне наложенных кайнозойских Ямо-Тауйских впадин на Охотско-Магаданском отрезке пояса показывает, что в приокеанической зоне пояса устанавливаются отдельные фрагменты материковой границы М. Они залегают на глубине 30—40 км и претерпели переработку позднейшими магматическими процессами (см. рис. 2).

В среднем и верхнем течении рек Ульбея, Иня, Кухтуй, Охота, где широко распространены молодые вулканы, мощность земной коры составляет 35—40 км, а кровля «базальтового» слоя достигает глубин 27—28 км.

В гравиметрическом поле выделяется Омсукчанская структура, которая имеет в нем строго меридиональное простираие в отличие от северо-северо-западных простираий геологических структур. Различная ориентация этих структур может быть, по-видимому, объяснена горизонтальными перемещениями верхних слоев Земли относительно более глубоких. Мощность земной коры достигает здесь 37—52 км, а глубина до кровли «базальтового» слоя — около 26 км. По своим глубинным характеристикам Омсукчанская структура сходна с Иня-Охотской меридиональной зоной, в центре которой расположен Охотский массив. Обе являются элементами ортогональной (широтно-меридиональной) сети первичной делимости земной коры и верхней мантии, аналоги кото-

рой фиксируются полосовыми меридиональными магнитными аномалиями и широтными областями их перерыва в северо-восточной акватории Тихого океана.

В центральной части залива Шелихова, в Пенжинской губе и в центральной и юго-восточной частях п-ова Тайгонос мощность коры несколько больше 20 км. Непосредственно к северо-западу от генерального разлома в пределах наложенной части пояса мощность коры повышается до 40 км. Характерно, что в материковой наложенной части пояса, примерно от верховьев р. Ямы до среднего течения р. Пенжины, вырисовывается область максимальных абсолютных глубин границы М. Глубины свыше 40 км отмечены в верховьях р. Ямы. Трог в поверхности М глубиной 42—46 км проходит от р. Туромчи, захватывает среднее и нижнее течение р. Парень, узкой полосой протягивается вдоль северного побережья Пенжинской губы и по долине р. Пенжины уходит на северо-запад.

Кровля «базит-гипербазитового» слоя в пределах этой части пояса с маломощной корой акватории залива Шелихова, Пенжинской губы, п-ова Тайгонос) залегают на глубинах 10—16 км и меньше. Вдоль северного побережья залива Шелихова и Пенжинской губы глубины до указанной поверхности возрастают до 18—20 км, хотя не исключено, что на отдельных участках она располагается на глубинах в несколько километров.

На развитие и конфигурацию пояса в этой его части большое влияние оказали, во-первых, наложение его материковой зоны на древний стабильный Омолонский массив, во-вторых, существование зон древних разломов, активизированных вулканогенным поясом: широтной Охотско-Олюторской (2 на рис. 2), сейсмогенной в настоящее время, и меридиональной зоны разломов, крупнейший из которых фиксируется на поверхности Наяхан-Коркодонской зоной.

На пенжинско-эльгыгтыгынском отрезке вулканогенного пояса мощность «гранитного» слоя уже достаточно велика и составляет в среднем 15 км. Общая мощность земной коры сильно варьирует по его простираию — от 25 км (и, возможно, меньше) до 40 км и больше. На схемах тенденций поведения кровли «базальтового» слоя и особенно поверхности Мохорвичича [32] изогипсы имеют обычно несогласное с поясом простираие и нередко рисуют ортогональную к нему структуру. Приведенные данные говорят о том, что пояс на пенжинско-эльгыгтыгынском отрезке развивался на дискордантном структурном основании. Его приокеаническая зона, где линейные аномалии геофизических полей и главные структурные элементы имеют согласное с поясом простираие,

является полностью новообразованной, возникшей за счет коренной переработки древнего структурного плана. Фрагменты последнего хорошо видны в мозаичной блоковой структуре Охотской складчатой области непосредственно к юго-востоку от пояса. Особенно отчетливо они выражаются в геофизических полях.

Анализ схемы тенденций поведения границы М (см. рис. 2) создает впечатление, что пояс рассекает на две части зону повышенной мощности земной коры. На северо-западе она располагается в междуречье рек Омолон — Пенжина, с одной стороны, и Бол. Анюй — с другой, совпадая в общих чертах с Олойской зоной, на юго-востоке — в центральной части Корякского нагорья. В месте ее пересечения участком подъема кровли «базальтового» слоя (бассейны рек Орловка, Черная, верхнее и среднее течение р. Майн, Русские горы) глубины до границы М относительно понижены и достигают 20—30 км. На схеме изогипс границы М (см. рис. 2) кроме трога северо-западного простирания вырисовывается трог квазиширотной ориентировки в верховьях рек Бол. и Мал. Анюй, Белая, Таниюрера и Амгуэма.

Северо-восточное окончание Пенжинско-Эльгыгытгынского отрезка ОЧВП представляет собой «замыкание» зоны новообразований и унаследованности в строении пояса.

Крайняя восточная (Чукотская) ветвь вулканогенного пояса не разделяется на материковую и приокеаническую зоны. Она полностью наложена на древний структурный план Чукотской ветви мезозойд и Охотской складчатой области восток — юго-восточного простирания. Пояс наложился здесь на земную кору большой мощности. Современная мощность земной коры на указанном отрезке пояса достигает 50 км.

Важный вопрос о границе между Чукотскими мезозойдами и Охотской складчатой областью не может быть пока решен с полной определенностью. По гравиметрическим данным, граница проходит по разлому сложной зубчатой формы, который протягивается от верховьев рек Бол. Синовая и Таниюрер на западе до залива Креста на востоке. Хотя поверхность М и кровля «базальтового» слоя по разлому смещаются, в целом земная кора не претерпевает здесь коренной перестройки.

Вулканический пояс в пределах Чукотской складчатой области имеет довольно мощный «гранитный» слой (в среднем около 18 км). В Корякском районе Охотской складчатой области место «гранитного» слоя, по-видимому, занимают метаморфизованные эффузивно-осадочные толщи с отдельными отторженцами ультрабазитов и интрузивными массивами основного состава. Преобладающий состав эффу-

зивов — базальты и андезиты. Исключением может быть лишь Центральнo-Корякский район, где при более детальных исследованиях возможно обнаружение слоя со свойствами «гранитного».

Далее на восток к бухте Провидения и Мечигменскому заливу мощность земной коры постепенно уменьшается до 30—35 км, а область распространения вулканитов обрывается с востока и с юга береговой линией. Глубина до кровли «базальтового» слоя варьирует в пределах 18 км. С северо-востока область распространения вулканитов пояса граничит с Колючинско-Мечигменской полосой неглубокого залегания кровли «базальтового» слоя. Она контролируется глубинным разломом, который отделяет Восточно-Чукотский массив от Чаунской складчатой зоны и ее продолжения под Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. Своим юго-восточным окончанием Колючинско-Мечигменский разлом разделяет некоторые структурные элементы Восточно-Чукотского массива.

4. ОЧВП И МЕЗОКАЙНОЗОЙСКИЕ ВПАДИНЫ

Вместе с зоной глубинных высокоплотных образований от ОЧВП к Охотской складчатой области смещаются в плане системы мезокайнозойских впадин — Ямо-Тауйская, Пенжинская, Марковская, Белёская. Ямо-Тауйская система расположена в пределах приокеанической зоны ОЧВП, остальные из перечисленных впадин находятся уже в Охотской складчатой области. Сама приуроченность впадин к блокам пород с повышенной плотностью с точки зрения изостазии вполне закономерна, однако условия возникновения впадин все же принципиально различны.

В генезисе впадин Охотской складчатой области действительно определенную роль могли сыграть силы изостатического выравнивания. Анализ плотностных неоднородностей на уровне среза 10 км показывает, что породы в основании впадины на этой глубине имеют плотность «базальтов» и «базит-гипербазитов». Лишь в районе пос. Славутного на р. Пенжина величина плотности (2,70 г/см³) позволяет предполагать наличие здесь достаточно мощной толщи осадков. Относительно большая мощность осадочного слоя возможна и в ряде других мест, например в Бол. и Мал. Великореченских впадинах. Однако эти участки на нашей схеме не выделены ввиду мелкого масштаба использованных для расчетов гравиметрических карт.

Впадины Ямо-Тауйской (Челомджа-Ямской) системы рифтогенных прогибов возникли в ус-

ловиях растяжения, свойственных данному отрезку пояса. Некоторые варианты геологического истолкования результатов количественных расчетов по гравиметрическим данным (на наш взгляд, наиболее вероятные) указывают на возможность формирования впадин в условиях длительного унаследованного режима осадконакопления, например в Средне-Кавинской впадине [30]. Выполняющие впадину образования не переработаны в процессе магматической деятельности. В результате метаморфизованные породы основания впадины на глубине около 20 км непосредственно налегают на поверхность М, т. е. структура коры во впадине является «безбазальтовой» (рис. 4, а). Прогибание впадины компенсировалось внедрением основной магмы по ее бортам, вследствие чего резко пониженное поле силы тяжести над впадиной сопровождается аномально высоким полем к югу и особенно к северу от ее бортов. Положение горизонтальных границ во впадине, выделенных по гравиметрическим данным, подтверждается анализом результатов бурения и проведенных в 1975 г. исследований методом МТЗ. Правда, магнито-теллурическое зондирование не подтвердило границу на глубине 20 км, но показало существование раздела на глубине 37 км. Вполне возможно, что на этой глубине фиксируется положение остаточной фрагментарной границы М в том понимании, в котором эта проблема рассматривалась выше.

Интенсивными отрицательными аномалиями силы тяжести отмечаются лишь некоторые впадины Ямо-Тауйской системы. К ним относятся Ланковская, Сигланская, Ямская и некоторые другие. Для остальных впадин, которые, как и все Ямо-Тауйские впадины, приурочены к Челомджа-Ямскому разлому [30], не характерны столь интенсивные аномалии, но ко многим из них тяготеют массивы верхнемеловых гранитов.

Таким образом, главное отличие условий образования Ямо-Тауйских и Анадырско-Марковско-Пенжинских впадин заключается в том, что первые возникли в условиях растяжения Охотско-Магаданского участка пояса, унаследовавшего простирающиеся древнего широтного суперлинеамента (в зоне Челомджа-Ямского рифтоподобного разлома), вторые же образовались за пределами пояса в условиях, где кроме растяжения большую роль в прогибании впадины могли сыграть силы изостатического выравнивания.

Нами проведен статистический анализ результатов количественной интерпретации гравиметрических наблюдений в кайнозойских впадинах ОЧВП и Охотской складчатой области. На полигонах распределения глубин нижних и верхних ограничений плотностных неоднородностей в виде блоков, каковыми мы

представляли аномалообразующие тела, модельными значениями выделяется ряд границ на глубинах 0,2, 4—5, 11, 22, 35—42, 60 и 70 км. При этом наибольшим числом случаев и очень ярко выраженной модой выделилась граница на глубине 15 км, менее отчетливо — граница на глубине 20 км. Напомним, что на такой же глубине расположена новообразованная граница М на Охотско-Магаданском участке ОЧВП, в которую преобразовалась «материковая» граница Б (кровля «базальтового» слоя). Кроме того, уверенно устанавливается граница на глубине 42 км которая отождествляется с реликтовой или зарождающейся границей М. Следовательно, дефект плотности, с которым в кайнозойских впадинах связано возникновение пониженных полей силы тяжести, прослеживается до глубин 43 км и более.

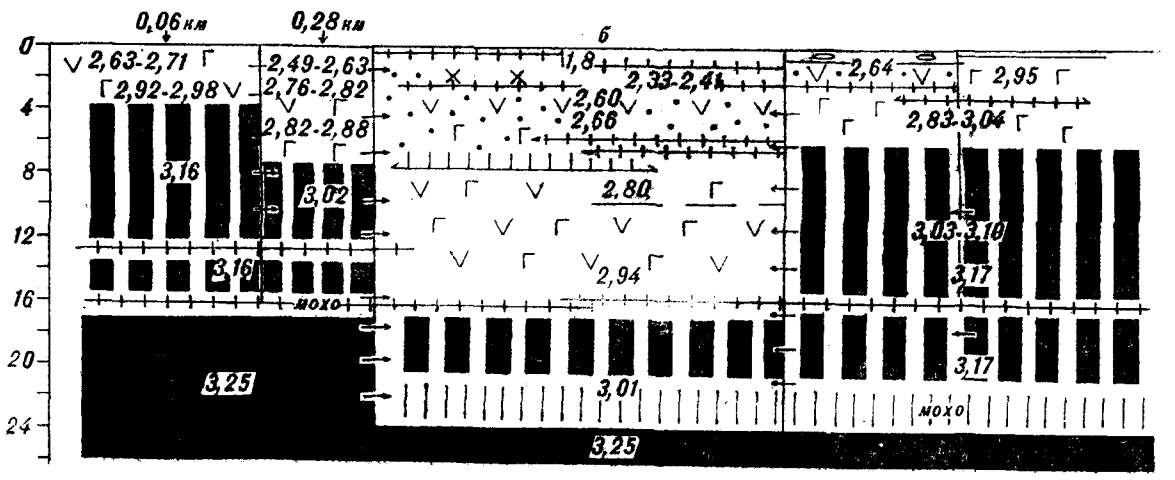
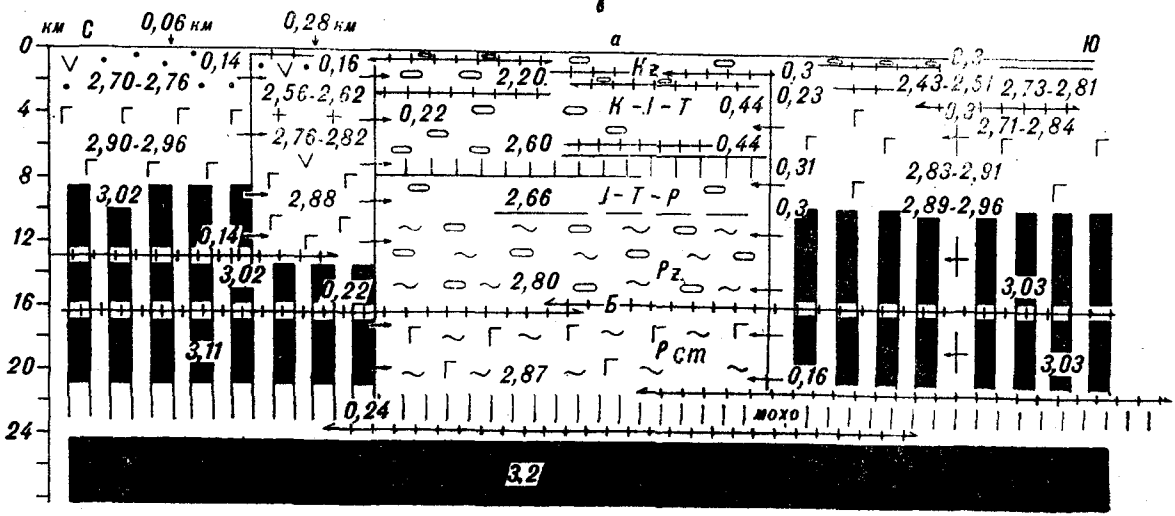
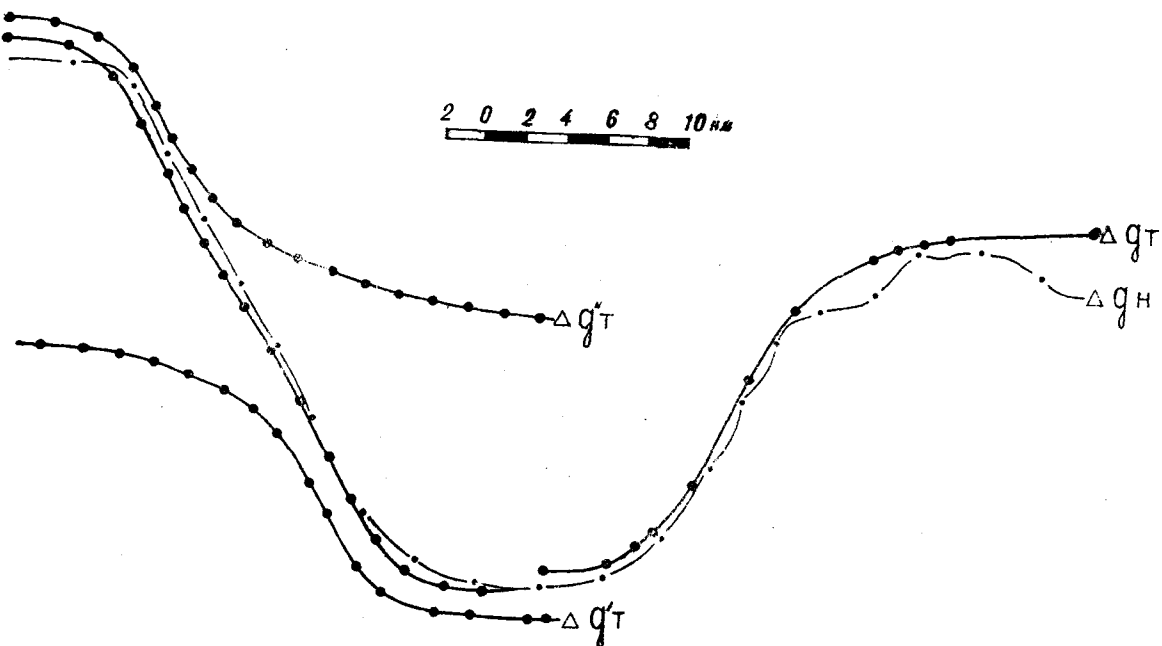
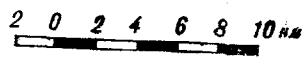
5. ДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ ОЧВП

Заложение ОЧВП и образование его генеральных разломов происходило в условиях общего для востока Азии растяжения, контрастных вертикальных движений материковых и океанических структурных элементов и особенно (для охотско-магаданского звена ОЧВП) левого сдвига. Специфика кинематической обстановки в пределах пояса находит свое объяснение при рассмотрении общих тенденций развития Тихого океана и окружающих его материков [31].

Одно из кардинальных направлений развития материков и океана в мезокайнозой — увеличение степени гипсометрической контрастности твердой поверхности Земли [15]. Справедливость этого положения подтверждается фактом существования атоллов и гийотов с вершинами на глубинах в среднем 1000—2000 м, анализом данных об уровне карбонатной компенсации, результатами глубоководного бурения на судне «Гломар Челленджер» в сопоставлении с геологической и геофизической информацией, геостратиграфическим анализом водного баланса планеты и т. д. Проседание дна океана и поднятие окаймляющих его континентов можно связать с остыванием астеносферного слоя под океаном, оттоком вещества астеносферы под материком, в сторону раскрывающихся разломов островных дуг, рифтов и частично с излияниями магмы на дне Тихого океана. Так, если принять мощность астеносферы равной 100 км, среднюю плотность $\sigma = 3,5 \text{ г/см}^3$, понижение температуры $\Delta t = 100^\circ\text{C}$, то по формуле

$$\Delta\sigma = \alpha\sigma\Delta t$$

можно определить увеличение плотности в за-



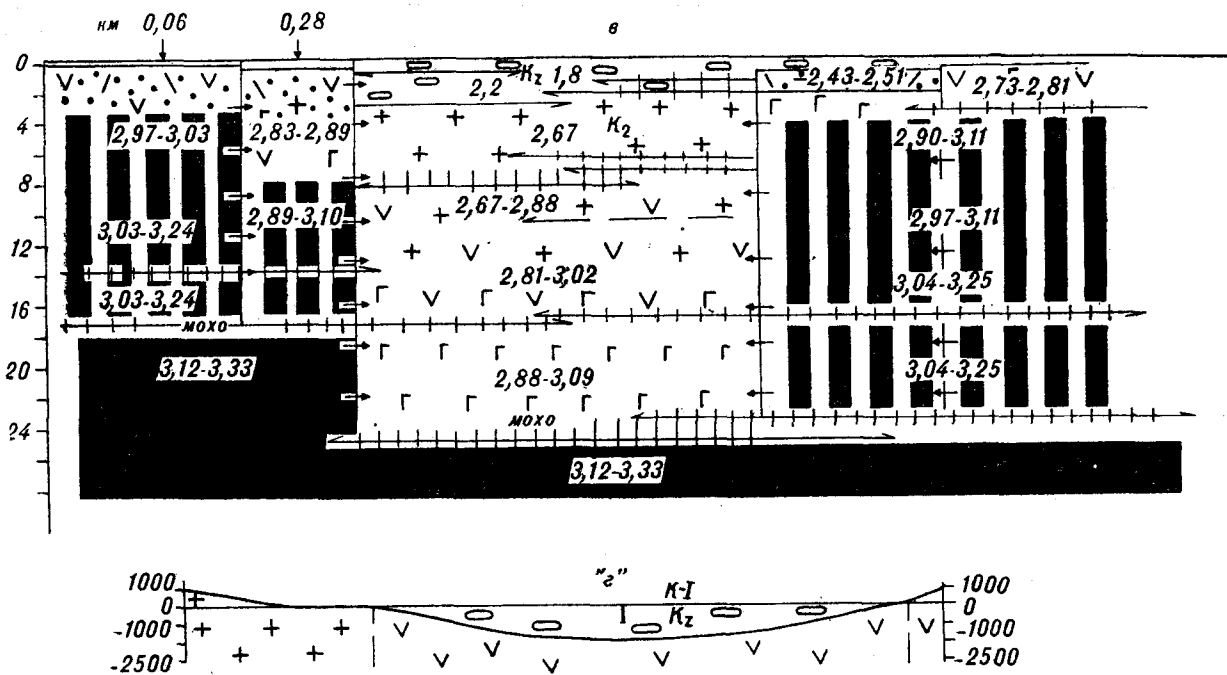


Рис. 4. Глубинные разрезы Кавинско-Тауйской впадины по гравиметрическим данным [30].

Варианты блоково-слоистой модели литосферы: «а» (осадочно-метаморфический), «б» (эффузивный) и «в» (осадочно-гранитный); слоистая модель по Д. Н. Беляевой — вариант «г». 1 — теоретическая (Δg_T) и наблюдаемая (Δg_H) кривые силы тяжести; 2 — верхнее (а) и нижнее (б) ограничения плотностных неоднородностей в форме блоков; 3 — боковые ограничения плотностных неоднородностей (блоков): а — с рассчитанными и б — с предполагаемыми глубинами заложения; 4 — горизонтальные границы раздела; 5 — абсолютная величина плотности (в рамке — исходные значения в данном интервале глубин); 6 — осадочные образования; 7 — туфосодержащие образования; 8 — магматические образования кислого состава; 9 — то же, среднего состава; 10 — то же, основного состава; 11 — породы гранито-метаморфического комплекса; 12 — смесь пород основного и ультраосновного состава (результат магматического смещения или тектонического сжатия); 13 — ультраосновные породы верхней мантии.

висимости от уменьшения температуры [17], а отсюда изменение толщины астеносферы. При $\alpha = 4 \cdot 10^{-5}$ [17] астеносфера станет тоньше на 1,4 км.

Опускание дна Тихого океана и воздымание материков вращающейся Земли приводят к возникновению ротационных тангенциальных сил [14, 27]. Силы, приложенные к океаническим опускающимся глыбам, направлены на восток, а к поднимающимся материкам — на запад, что способствует формированию обстановки относительно сжатия на западном побережье Америки и относительно растяжения на востоке Азии. В экваториальных и среднеширотных акваториях в дне океана, как следствие такой обстановки, образовались квазиширотные сдвиги типа Мендосино, Пионер и квазимеридиональная глубинная трещиноватость, фиксируемая полосовыми магнитными аномалиями.

Если принять в качестве постулатов неизменность в первом приближении положения географических полюсов за некоторый период времени, а также постоянство угловой скорости вращения и радиуса Земли, то можно оценить величину суммарной энергии, выделяемой при вертикальном опускании на h км блока пород в пределах Тихого океана. Соответствующие

формулы выведены автором, но здесь не приводятся. О неизменности положения полюсов, по крайней мере от перми до наших дней, говорят данные палеолитологического анализа [23]. Противоречат им палеомагнитные данные, которые, в свою очередь, встречают возражения геологов [22]. За неизменность положения географических полюсов говорит также факт существования достаточно древних (Урал, Азиатско-Австралийский линеймент и др.) меридиональных и широтных линейментов. При толщине блока H , равной 800 км, средней величине опускания дна $h = 1,5$ км (по результатам оценки глубины погружения атоллов и гийотов), радиусе Земли $R = 6,37 \cdot 10^8$ см, угловой скорости вращения $\omega = 0,86 \cdot 10^{-5}$ сек $^{-1}$ величина выделяющейся энергии составит для Тихого океана 10^{32} эрг. Если предположить, что опускание вершин гийотов в мезокайнозой произошло не более чем за 1—10 млн. лет, то годовой расход энергии составит величину 10^{25} — 10^{26} эрг. Для сравнения укажем, что годовые потери внутреннего тепла Земли составляют в энергетическом эквиваленте 10^{23} эрг, а суммарная энергия землетрясений оценивается величиной 10^{25} эрг в год.

Многочисленные аспекты указанного явления могут служить предметом специального

обсуждения. Отметим лишь, что следствием рассмотренной динамической обстановки явились упомянутые выше раздвиги и левый сдвиг в зоне охотско-магаданского звена ОЧВП.

Вопрос об общей обстановке растяжения на востоке Азии в период формирования Охотско-Чукотского и Катазиатского вулканогенных поясов имеет принципиальное значение для понимания многих геолого-геофизических явлений. Считается, что этим представлениям противоречат данные об интенсивных подвижках, складчатости и формировании молассовых толщ в середине мела, которые рассматриваются как признаки господства сил сжатия. Однако на это можно возразить следующее.

1. Господство общего планетарного растяжения на востоке Азии не противоречит существованию подчиненных по своему значению зон, где господствуют силы сжатия.

2. Главным геологическим признаком господства сил растяжения является само существование вулканогенных поясов. Столь грандиозные по масштабу излияния и внедрения магмы возможны лишь при раскрытии системы глубинных разломов в условиях общего растяжения земной коры и, возможно, верхней мантии.

3. Интенсивные движения, складчатость и формирование моласс имели место в некоторых районах п-ова Тайгонос в апте — начале нижнего альба, т. е. в период, предшествовавший формированию пояса. Однако в переломный в истории пояса период нижнего — верхнего альба, когда происходили массовые излияния в пределах внутренней зоны ОЧВП, отмечается развитие многочисленных грабен-синклинальных структур, возникновение которых

нельзя объяснить с позиций господства сил сжатия. Кроме того, в смежной Анадырско-Корякской геосинклинальной системе в этот период молассы образовывались лишь в узких геосинклинальных зонах, тогда как на большей части территории происходило расширение геосинклинальных прогибов. В конечном счете оно иногда завершалось развитием кремнисто-вулканогенных толщ (например, сенон Алганской зоны и Восточной Корякии).

4. Представления о происхождении складчатости в условиях господства сил сжатия восходят к классическим концепциям Л. Кобера. Однако сейчас накоплены многочисленные геологические и особенно геофизические данные, которые свидетельствуют о том, что эти процессы могут происходить и в иных геодинамических условиях, например при образовании магматогенных поднятий и смежных с ними компенсационных прогибов.

Таким образом, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс фиксирует на поверхности положение системы разломов с глубиной заложения не менее 100 км на границе приокеанических и материковых структур. Эти разломы возникли в обстановке планетарного относительного растяжения на востоке Азии, которая способствовала новообразованию земной коры в пределах зон активных проявлений тектоно-магматической деятельности. Характерной особенностью ОЧВП является близповерхностное залегание ультраосновных и основных комплексов и развитие на охотско-магаданском его звене рифтоподобной структуры Ямо-Тауйских впадин с «реликтовым» континентальным типом земной коры и унаследованным режимом опускания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анисеев Н. П., Титов В. А., Дробкин И. Е. О геологическом строении и металлогении Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — В кн.: Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока СССР и Дальнего Востока. Магадан, 1967.
2. Бабкин П. В., Вельдяков Ф. Ф. и др. Глубинное строение, магматизм и металлогения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов (Краткие тезисы Всесоюзного симпозиума). Владивосток, 1975.
3. Белый В. Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977.
4. Белый В. Ф., Николаевский А. А. и др. Тектоническая карта Северо-Востока СССР. Магадан, 1964. (Тр. СВГНИИ АН СССР, вып. II).
5. Белый В. Ф., Тильман С. М. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — Геотектоника, 1966, № 2.
6. Белый В. Ф., Шило Н. А. Охотско-Чукотское звено. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976.
7. Ващиллов Ю. Я. Глубинные разломы юга Яно-Колымской складчатой области и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур (по геофизическим данным). — Сов. геол., 1963, № 4.
8. Ващиллов Ю. Я. К интерпретации геологических процессов в зонах глубинных разломов Востока СССР (по геофизическим данным). — Геол. и геофиз., 1970, № 12.
9. Ващиллов Ю. Я. Геофизические признаки разломов. М.: ОНТИ ВИЭМС, 1975.
10. Ващиллов Ю. Я. Структурная интерпретация явления инверсии интенсивности материковых землетрясений в Примагаданском районе. — В кн.: Результаты комплексных геофизических исследований в сейсмоопасных зонах. М.: Недра, 1978.
11. Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР, кн. 2 (Геологическое описание). М.: Недра, 1970.
12. Давыдова Н. И., Шеарц Н. В., Ярошевская Г. А. Материковый профиль Магадан — Колыма. — В кн.: Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964.

13. *Заборовская Н. Б., Некрасов Г. Е.* Тектоника и магматизм зоны перехода от Яно-Колымских мезозойд к Корякско-Камчатской складчатой области.— Геотектоника, 1977, № 1.
14. *Катгерфельд Г. Н.* Лик Земли и его происхождение. М.: Географиздат, 1962.
15. *Клиге Р. К., Леонтьев О. К. и др.* Уровень океана и некоторые особенности морской геоморфологии. Тез. докл. 1-го съезда советских океанологов. Вып. III. Геология морей и океанов. М.: Наука, 1977.
16. *Козьмин Б. М., Емельянов Н. П. и др.* Сильные землетрясения Якутии.— В кн.: Землетрясения в СССР. М.: Наука, 1971.
17. *Магницкий В. А.* Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965.
18. *Мигович И. М., Песков Е. Г.* Природа Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976.
19. *Николаевский А. А.* Глубинное строение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— В кн.: Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск: Наука, 1967.
20. *Пейве А. В.* Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, 1967, № 5.
21. *Пуцаровский Ю. М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1973.
22. *Синицын В. М.* Введение в палеоклиматологию. М.: Недра, 1980.
23. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. I. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
24. *Гильман С. М., Бялобжеский С. Г. и др.* Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР.— Геотектоника, 1975, № 6.
25. *Умитбаев Р. Б.* Структурно-металлогеническое районирование и главные типы рудоконтролирующих структур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан, 1976. (Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР вып. 69).
26. *Устинов Е. К.* Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геол., 1959, № 3.
27. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1973.
28. *Чиков Б. М., Иванов В. К.* Магнитное поле и некоторые черты геологического строения центральной части Корякско-Камчатской складчатой области.— В кн.: Геология Корякского нагорья. М.: Госнаучтехиздат, 1963.
29. *Шило Н. А., Бабкин П. В. и др.* Место Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в глубинной структуре переходной зоны от материка к океану (по геофизическим данным).— В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1975.
30. *Шило Н. А., Анжудинов Л. А. и др.* Новые данные о структуре и перспективах нефтегазоносности Ямо-Тауйской системы рифтоподобных впадин на примере Кавинско-Тауйской.— ДАН СССР, 1976, т. 229, № 1.
31. *Шило Н. А., Ващилов Ю. Я.* Формирование коренных различий глубинной структуры на западе и востоке Тихого океана.— В кн.: Геофизические исследования структуры и геодинамики земной коры и верхней мантии Северо-Востока СССР. Магадан, 1979.
32. *Шило Н. А., Ващилов Ю. Я., Мигович И. М.* Вопросы глубинного строения Северо-Востока СССР по гравиметрическим данным.— Геол. и геофиз., 1979, № 2.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР
Магадан

Поступила в редакцию
11 декабря 1981 года

УДК 551.14/15 (571.642)

*В. В. Харахинов, И. М. Альперович, В. М. Никифоров,
А. А. Терещенков, И. К. Туезов*

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ САХАЛИНСКОГО РЕГИОНА

В статье на основе комплексного анализа геолого-геофизического материала по Сахалинскому региону произведено его разделение на литосферные блоки кон-

тинентального, субконтинентального и субокеанического типа. Показано, что разнообразие их строения зависит от глубины залегания астеносферного слоя.

Сахалинский регион, включающий в себя одноименный остров и окружающие его акватории, в последние 15—20 лет стал объектом интенсивного изучения. Это связано с решением ключевых вопросов геологического строения и нефтегазоносности в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Результаты исследований обобщены в ряде публикаций [7, 12, 14, 17, 19]. В итоге комплексной интерпретации геолого-геофизических материалов получены новые сведения о строении земной коры и литосферы.

В составе земной коры по сейсмометрическим, гравиметрическим и магнитным данным выделены три структурных элемента (слоя): «базальтовый», характеризующийся граничными скоростями в кровле от 6,8 до 7,4 км/с, пластовыми скоростями в 6,5—6,7 км/с, и плотностями от 2,9 до 3,1 г/см³; «гранитный», имеющий граничную скорость в кровле от 5,8 до 6,7 км/с, пластовые скорости 5,0—6,6 км/с и плотности от 2,65 до 2,80 г/см³, и «осадочный», который делится на два структурных элемента. Нижний из них характеризуется скоростями продольных волн (5,0—6,4 км/с) и низкими электрическими сопротивлениями (< 80 Ом·м), обычно характерными, судя по данным бурения, для неметаморфизованных осадочных пород. Эта нижняя часть «осадочного» слоя представлена в низах плотными и значительно дислоцированными преимущественно глинистыми отложениями мелового возраста, а в верхах палеоген-верхнемеловыми вулканогенными породами, что позволяет назвать нижнюю часть слоя осадочно-вулканогенным комплексом. Верхнему элементу «осадочного» слоя с пластовыми скоростями 1,7—5,8 км/с и плотностями 1,9—2,67 г/см³ соответствуют кайнозойские и верхнемеловые неметаморфизованные терригенные отложения.

Изучение нижней части литосферы проводилось магнитотеллурическими зондированиями, использующими вариации естественного электромагнитного поля. На кривых МТЗ достаточно уверенно выделяются два проводящих слоя, соответствующих: верхний — аномальным зонам на границе Конрада [2] и нижний — подошве литосферы. Установление хорошо проводящего слоя (астеносферы) в верхней мантии позволило определить мощность литосферы, выявить некоторые связи глубин залегания астеносферы и строения верхней части земной коры.

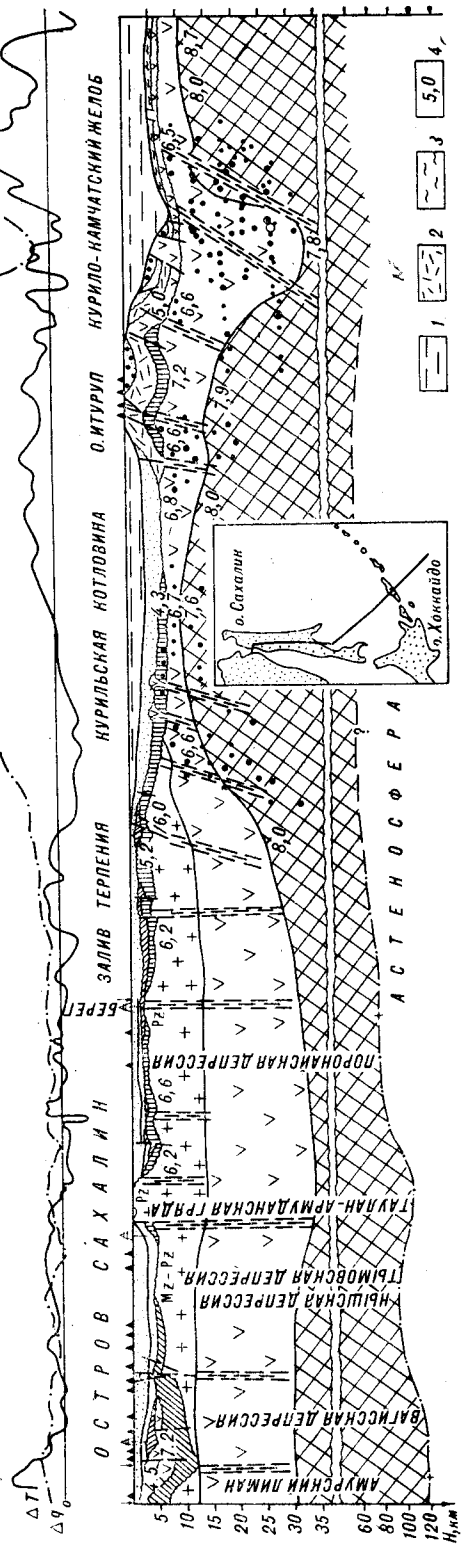
Полученные геолого-геофизические сведения частично отражены на геотраверзах — глубинных разрезах земной коры и верхней мантии.

Геотраверзы, охватывающие области с различными типами земной коры, проведены по направлениям: 1) Амурский лиман — о-в Сахалин — залив Терпения — Курильская котловина — о-в Итуруп — Курило-Камчатский желоб; 2) Сихотэ-Алинь — Татарский пролив — о-в Сахалин — залив Терпения — Охотское море; 3) Амурский лиман — Северный Сахалин (центральная часть) — впадина Дерюгина. Они построены в масштабе 1:500 000. Здесь приведены их генерализованные варианты, характеризующие строение литосферы в целом. При их составлении учтены фактические данные, полученные исследователями объединения Сахалингеология, СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, СО ВНИГРИ, объединения Сахалинморнефтегазпром, Тихоокеанской экспедиции НПО Союзморгео, Института океанологии АН СССР, Института физики Земли АН СССР.

Первый геотраверз (рис. 1) пересекает несколько крупных блоков.

Амурскому лиману и западному побережью Сахалина соответствует блок, в котором осадочный слой имеет мощность 5—12 км и четкое двучленное строение.

Рис. 1. Схематизированный геолого-геофизический разрез по линии Амурской лиман — о-в Сахалин — Курило-Камчатский желоб. Составили: В. В. Харахинов, И. К. Тузов, И. М. Альперович, В. М. Никифоров, А. А. Терещенков, 1980.
1 — водный слой; 2 — неогеновая осадочно-вулканогенная толща; 3 — пелагические глины; 4 — значения V_r для преломляющих границ; ● — гипоцентры землетрясений. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.



Кайнозойский осадочный комплекс постепенно увеличивает свою мощность к центральным районам Сахалина от 0,5 до 4,5 км. Осадочно-вулканогенный элемент слоя мощностью 0,5—10 км выполняет крупный прогиб [18].

Верхняя, преимущественно вулканогенная часть нижнего комплекса, образованная палеогеновыми и верхнемеловыми породами, выклинивается к востоку. Эти отложения принадлежат Восточно-Сихотэ-Алинскому вулканогенному поясу. Преломляющая граница, приуроченная к кровле этого комплекса, имеет граничные скорости 4,5—7,2 км/с. Большие пределы изменений величин граничных скоростей, по-видимому, вызваны значительными вариациями петрографического состава (от вулканогенно-осадочных разностей до пластовых базальтов) вулканогенного комплекса. Этот комплекс подстилает толща с низкими электрическими сопротивлениями (5—6 Ом·м), рассматриваемая как аналог нижнемеловых отложений ларгасинской и удоминской свит Сихотэ-Алинской складчатой системы. В осевой части прогиба он ложится непосредственно на «базальтовый» слой [16]. «Гранитный» слой, мощность которого в пределах блока составляет до 6 км на западе и на востоке, к центральным частям выклинивается. Мощности «базальтового» слоя и земной коры соответственно равны 18—19 и 31—32 км. Подошва литосферы залегает на глубинах 115—120 км. В зонах Монеронского и Восточно-Сихотэ-Алинского разломов вблизи границы Конрада прослеживается токопроводящий слой мощностью 3—4 км, связанный, очевидно, с аномальным прогревом недр [2]. На рисунке он не показан.

Следующий отрезок геотраверза характеризует строение Нышской и Тымовской депрессий Северного Сахалина. В его пределах «осадочному» слою соответствуют слабо дислоцированные неогеновые песчано-глинистые отложения, «гранитному» — предположительно мезопалеозойские толщи. Мощности того и другого слоя изменяются от 4 до 7 км. Толщина «базальтового» слоя, как и в предыдущем блоке, равна 18—19 км; мощность земной коры увеличивается до 33—34 км. Глубина залегания подошвы литосферы достигает 100 км.

В пределах Таулан-Армуданской гряды — небольшого блока, разделяющего Тымовскую и Поронайскую депрессии, при отсутствии «осадочного» слоя значительно увеличены мощности «гранитного» (до 13—14 км) и «базальтового» (до 21—23 км) слоев и литосферы (до 115 км).

В Поронайской депрессии Центрального Сахалина и заливе Терпения до уступа, ограничивающего Курильскую котловину, «осадочный» слой (до 5 км) включает нижнюю верхнемеловую, преимущественно глинистую толщу, мощностью 0,5—3 км, и верхнюю кайнозойскую, слабо дислоцированную песчано-глинистую толщу. Границе между ними, по-видимому, соответствует преломляющая граница с $V_r = 4,8—5,9$ км/с [6]. Верхнемеловые отло-

жения сильно дислоцированы и характеризуются большими вертикальными перемещениями блоков. Мощность «гранитного» слоя, которому соответствуют, по-видимому, палеозойские толщи, увеличивается до 10 км. Мощности «базальтового» слоя и земной коры увеличиваются по сравнению с предыдущими блоками и достигают 20—22 и 32—36 км. Глубина залегания астеносферного слоя 75—80 км.

В Курильской котловине «осадочному» слою соответствуют три элемента. Нижний элемент, мощность около 1,5 км, отождествляемый с верхнемеловой толщей Сахалина и выклинивающийся к восточной части котловины, характеризуется скоростями $V_r = 4,2—4,8$ км/с в кровле. Средний элемент, мощностью 0,5—0,2 км, вероятнее всего, соответствует миоценовой глинистой толще. Верхний — мощностью 0,6—2,0 км, по-видимому, отвечает стратиграфическому интервалу от верхнего миоцена до голоцена. «Осадочный» слой котловины, общей мощностью в 4—5 км, залегает непосредственно на «базальтовом» слое, кровля которого отмечается преломляющей границей с $V_r = 6,6—6,8$ км/с [10]. Резкое исчезновение «гранитного» слоя происходит на узком участке шириной в 50—60 км на границе Курильской котловины и Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы. В пределах котловины резко сокращаются мощности «базальтового» слоя (до 3 км) и земной коры (до 11—14 км). Глубина залегания астеносферного слоя оценивается в 50—60 км [5]. Водный слой имеет мощность 2—3,5 км.

Курильская островная дуга сложена меленеогеновым осадочно-вулканогенным комплексом мощностью 5—9 км. Толща, залегающая ниже, геофизически характеризуется как «базальтовый» слой. Нижние части осадочно-вулканогенного комплекса, характеризующиеся низкими электрическими сопротивлениями [4], ранее по сейсмическим материалам [14] относились к «гранитному» слою. Мощности «базальтового» слоя и земной коры в пределах островной дуги относительно стабильны и равны соответственно 8—10 и 16—19 км.

В пределах Курило-Камчатского желоба резко сокращается мощность осадочного слоя от 7 до 4 км, значительно (в основном в пределах курильского склона) увеличиваются мощности «базальтового» слоя и земной коры (до 24 и 30 км). Глубина залегания астеносферного слоя по данным МТЗ предполагается равной 60—70 км.

На океаническом склоне желоба мощность пелагических глин ($V_r = 1,6—1,7$ км/с) составляет 0,3—0,8 км. Нижележащий слой, образованный покровами базальтов, возможно верхнемелового возраста имеет мощность до 1,0 км. Мощности «базальтового» слоя и земной коры

резко уменьшены (соответственно до 4—5 и 8—10 км). Верхняя граница «базальтового» слоя в пределах желоба и Курильской гряды соответствует в основном верхним кромкам магнитовозмущающих масс, густо насыщающих эту часть земной коры района.

Геотраверз Сихотэ-Алинь (восточная часть) — Татарский пролив — о-в Сахалин — залив Терпения — западная часть Охотского моря (рис. 2). В пределах профиля можно выделить шесть крупных блоков земной коры, отличающихся по своему строению. В западной части геотраверза, построенного по данным профиля ГСЗ Литовко-Иннокентьевский [11], отмечается присутствие достаточно мощных (до 7 км) «осадочного» и «гранитного» слоев, разделенных преломляющей границей с $V_r = 5,7—6,1$ км/с. Мощности «базальтового» слоя и земной коры соответственно, равны 15 и 35 км.

В пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса наблюдается «раздвиг» «гранитного» слоя (от 7 до 12 км). «Осадочный» слой мощностью 3,5—5 км наиболее развит у Восточно-Сихотэ-Алинского разлома, служащего восточной границей пояса. В зоне разлома происходит замещение кайнозойских вулканогенных формаций осадочными формациями Татарского пролива. Мощность «базальтового» слоя и земной коры несколько сокращается по сравнению с западными районами соответственно до 13 и 32—33 км. Мощность литосферы оценивается, предположительно, в 120 км и более.

В Татарском проливе резко увеличивается мощность (до 10—12 км) «осадочного» слоя, четко разделяющегося на две части. Нижняя из них мощностью от 3 до 5 км характеризуется скоростями сейсмических волн 5,8—6,0 км/с и низкими электрическими сопротивлениями (7—9 Ом·м). Судя по физическим свойствам, эта часть «осадочного» слоя находится в стадии «гранитизации» и, возможно, соответствует дислоцированным уплотненным меловым породам.

Верхняя часть «осадочного» слоя Татарского пролива мощностью 4—7 км охарактеризована по материалам морской сейсморазведки; интерпретация их показывает, что эта часть «осадочного» слоя разделена стратиграфическими несогласиями на четыре крупных различно дислоцированных комплекса, интерпретируемых как палеогеновый, средне- и верхнемиоценовый, плиоцен-голоценовый. Палеогеновый комплекс в пределах пролива имеет мощность 2,5—4 км; на западе он фациально замещается образованиями вулканического пояса. Комплекс слагает ряд поднятий и прогибов, почти не отраженных в неогеновой толще. Миоцен-голоценовые отложения выклиниваются к западу и несколько уменьшаются в мощности (от 5 км

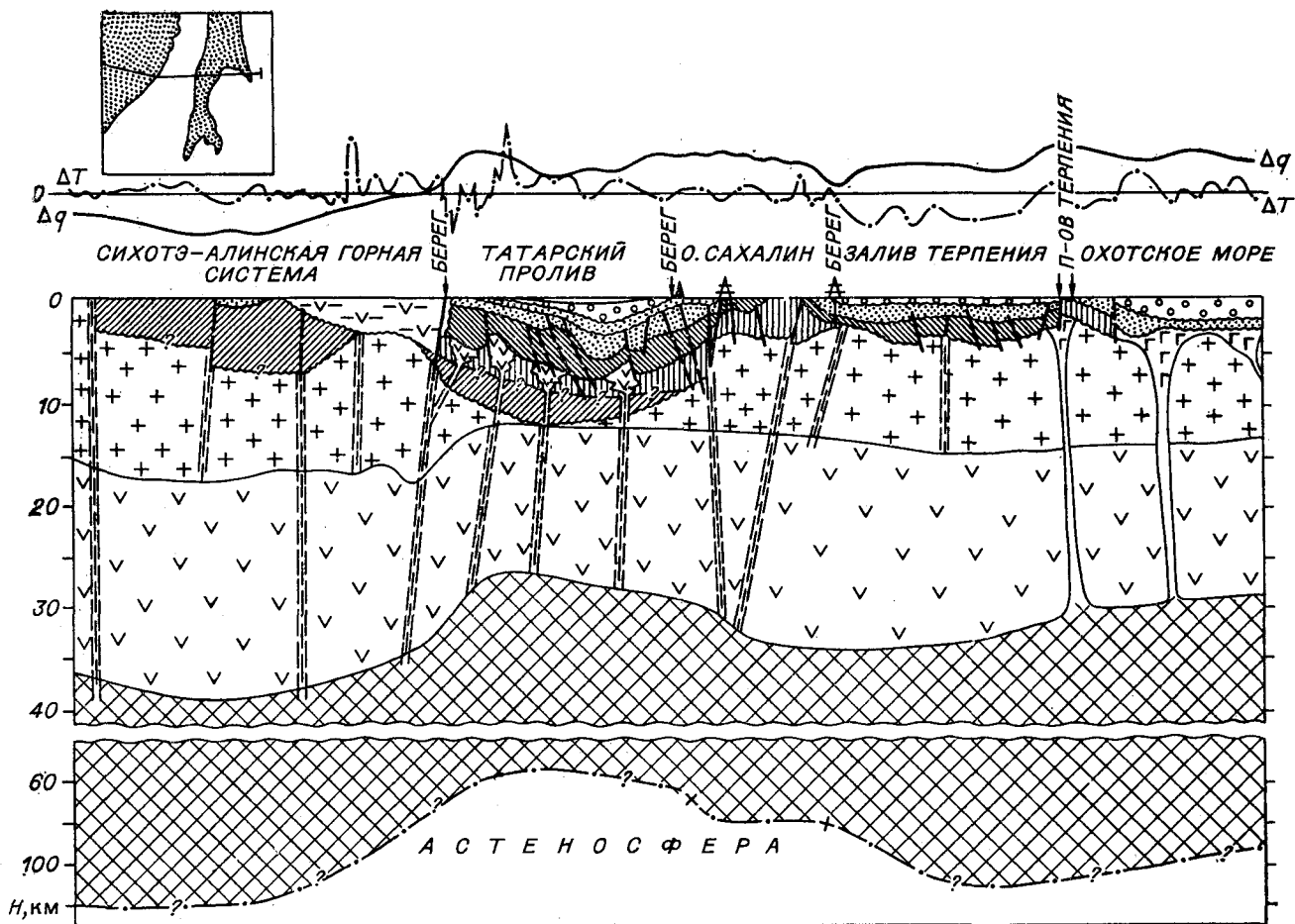


Рис. 2. Схематизированный геолого-геофизический разрез полинии Сихотэ-Алинь — о-в Сахалин — Охотское море. Составили: В. В. Харажинов, А. А. Терещенков, 1980. Условные обозначения см. на рис. 3.

до 2—2,5 км) к востоку от центральной части неогенового прогиба. На этом отрезке геотраверза резко уменьшается мощность земной коры (до 26—28 км), «базальтового» (14—16) и «гранитного» (до нуля) слоев. Мощность литосферы также сокращается до 60—75 км, по некоторым данным до 30 км [13].

Западно-Сахалинский участок геотраверза представлен сокращенным (до 3—4 км) «осадочным» слоем, которому соответствуют в основном верхнемеловые породы, увеличенными «гранитным» (до 10—12 км) и «базальтовым» (17—21 км) слоями. Мощность земной коры достигает 36 км, глубина залегания астеносферного слоя — 80 км.

В пределах залива Терпения толщи слоев земной коры сохраняются такими же, как и в Западно-Сахалинском блоке. Но геологический состав «осадочного» слоя меняется; его образует кайнозойская толща, разделенная поверхностями несогласия на три-четыре комплекса. Мощность литосферы достигает 100—110 км.

В западной части Охотского моря также сохраняются мощности слоев земной коры и ли-

тосферы в целом. Но существенно омолаживается возраст пород, соответствующих «осадочному» слою, представленному здесь верхнемиоцен-голоценовыми породами.

Геотраверз Амурский лиман — Северный Сахалин — Охотское море (впадина Дерюгина) (рис. 3). Западная часть профиля совпадает с началом геотраверза 1. В пределах Северного Сахалина и прилегающей части Охотского моря резко увеличена мощность (8—12 км) «осадочного» и уменьшена — «гранитного» (2—5 км) слоев. «Базальтовый» слой и земная кора сохраняют свои мощности. Глубина залегания астеносферы уменьшается со 120 км на западе до 100—110 км в центральной части и 75—80 км на востоке острова и западной части Охотского моря. Соответственно возрастает мощность верхней части «осадочного» слоя с 0,5—1 км на западе до 12 км на востоке. В пределах впадины Дерюгина основной части «осадочного» слоя соответствуют плиоцен-голоценовые осадки мощностью 6—8 км.

Приведенные выше данные и комплексный анализ геолого-геофизического материала по

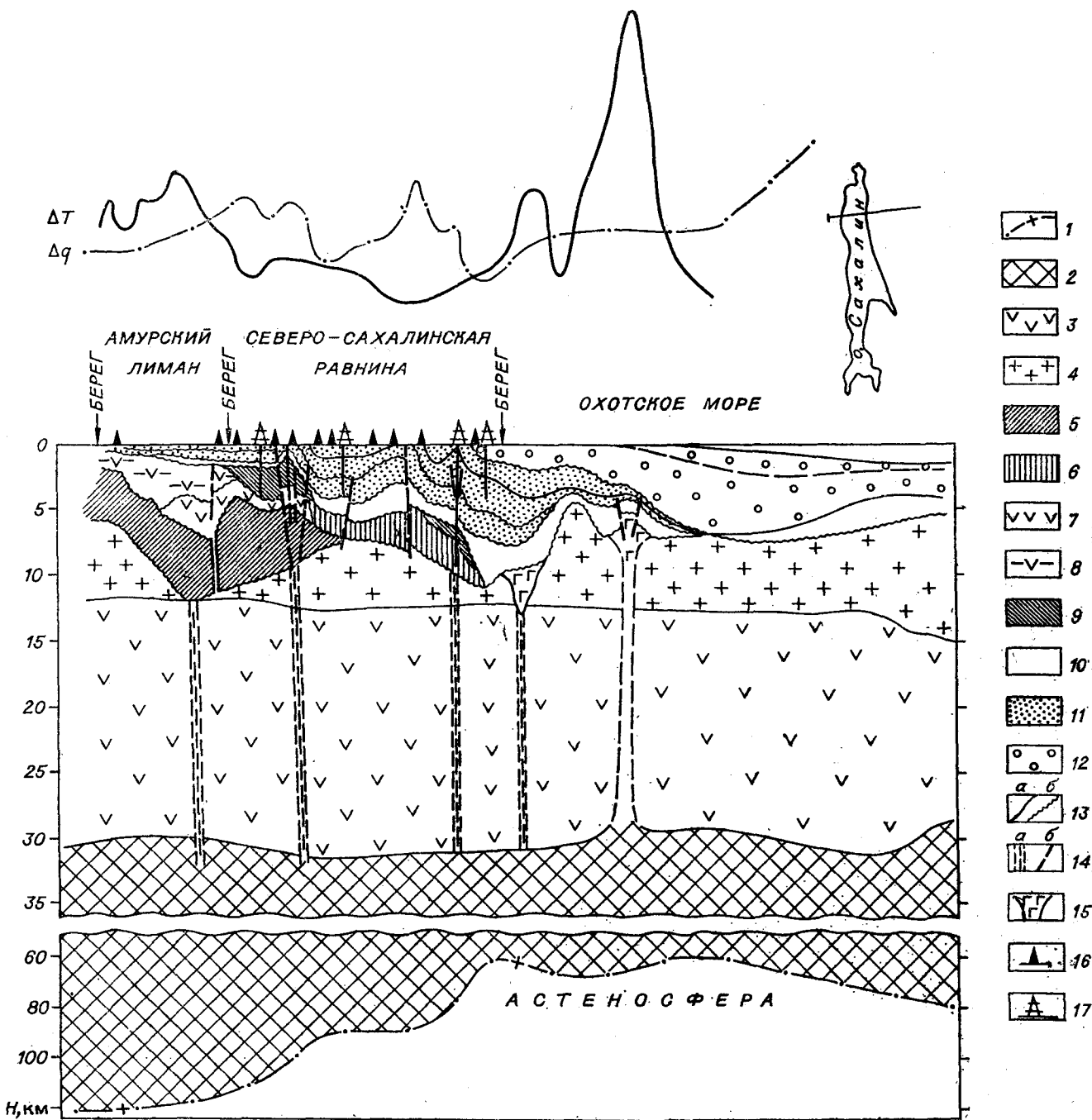


Рис. 3. Схематизированный геолого-геофизический разрез по линии Амурский лиман — о-в Сахалин — Охотское море.

Составили: В. В. Харахинов, А. А. Терещенков, И. М. Альперович, В. М. Никифоров, 1980.
 1 — кровля астеносферного слоя; 2 — надастеносферная мантия; 3—4 — слои земной коры: 3 — «базальтовый», 4 — «гранитный», 5—12 — осадочный; стратиграфо-литологические комплексы, выделяемые в составе осадочного слоя; 5 — нижнемеловой (?) преимущественно глинистый, 6 — верхнемеловой (?) осадочный, 7 — верхнемеловой (?) осадочно-вулканогенный, 8 — палеогеновый осадочно-вулканогенный, 9 — палеогеновый осадочный, 10 — нижнемеловой осадочный, 11 — верхне-среднемеловой осадочный, 12 — плиоцен-голоценовый осадочный; 13 — геологические границы: а) согласные, б) несогласные; 14 — разломы: а) коромантийные, б) коровые; 15 — магматические тела основного и ультраосновного состава; 16 — пункты МТЗ; 17 — глубокие свиaziны.

региону приводят к мнению, что отраженные на геотраверзах структурные формы сформированы в позднем мезозое и кайнозое. Состав и структура земной коры и литосферы образованы также в основном в этот период. Разде-

ление коры на слои связано, по-видимому, со степенью метаморфизма и уплотнения пород различного возраста в кайнозое. «Гранитный» слой, соответствующий мощным толщам складчатых и метаморфизованных вулканогенно-оса-

дочных пород, в активных районах сокращен иногда до полного исчезновения, а «базальтовый» слой, кровля которого находится примерно на одном уровне в пределах всего региона, здесь как бы «уничтожает» «гранитную» часть земной коры снизу. Одновременно идет сокращение «базальтового» слоя за счет «поглощения» его верхней мантией. Таким образом, внутрикоровые границы обусловлены не возрастными отличиями структурных комплексов, а различной степенью метаморфизма и уплотнения пород. Последние зависят от глубины залегания подошвы литосферы, т. е. пространственное положение астеносферного слоя определяет мощность земной коры, ее слоев, интенсивность теплового потока, во многом, характер геофизических полей, а значит и динамику, и многообразие структурных элементов в литосфере региона.

В зависимости от глубин залегания астеносферного слоя выделяются континентальный, субконтинентальный и субокеанический типы литосферы (рис. 4). Разнообразие строения различных литосферных блоков привело к необходимости выделения подтипов литосферы. Районирование основано на распределении мощностей земной коры и ее слоев, соотношения слоев и характера геофизических полей (см. таблицу).

Континентальный тип литосферы, характеризующийся глубиной залегания астеносферного слоя 100—125 км, включает восточно-сихотэ-алинский, нижеамурский и центрально-сахалинский подтипы.

Восточно-сихотэ-алинский подтип характеризуется умеренной мощностью (31—34 км) земной коры, хорошо развитым «базальтовым» слоем мощностью 17 км и редуцированным «гранитным», мощность которого составляет в среднем 8 км. Он приурочен к Восточно-Сихотэ-Алинскому вулканогенному поясу. «Осадочный» слой мощностью до 6 км развит в прогибах, вытянутых вдоль Восточно-Сихотэ-Алинского разлома и, по-видимому, находится в стадии «гранитизации». Широкое развитие магматических тел основного состава определяет сложно дифференцированное магнитное поле с преобладанием положительных аномалий.

Районы с *нижеамурским* подтипом литосферы охватывают акваторию Амурского лимана, западной части Сахалинского залива и частично территорию Северо-Западного Сахалина. Характерным является: значительная неоднородность внутреннего строения земной коры при ее умеренной мощности (29—31 км). В пределах этих районов резко «утоняется», почти до полного исчезновения, «гранитный» слой. Мощное развитие при этом получает нижняя часть «осадочного» слоя (от 4 до 12 км) при минимальных значениях (0,5—2,0 км) верхней части его, соответствующей неогеновой

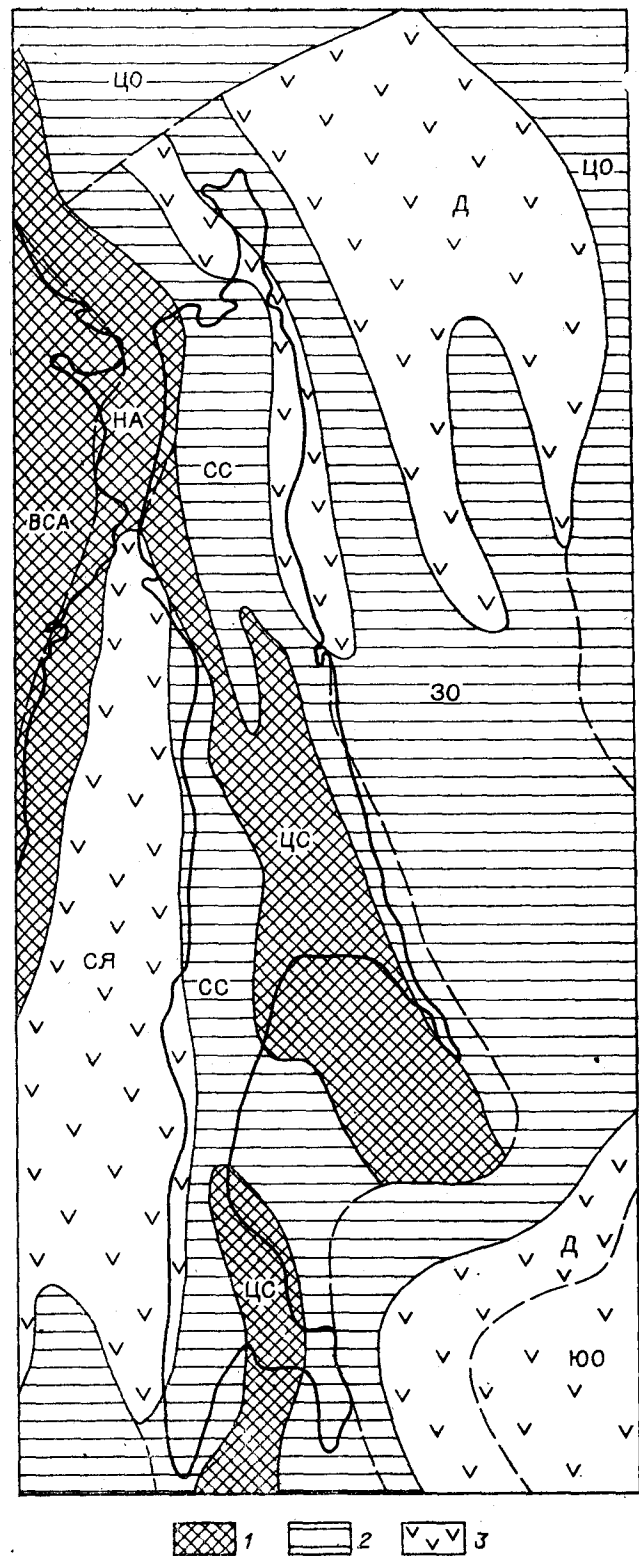


Рис. 4. Сахалинский регион. Схема типов литосферы. Составили: В. В. Харахинов, И. К. Туезов, А. А. Терещенков, И. М. Альперович, В. М. Низкифоров, 1980. 1—3 — типы литосферы: 1 — континентальный, 2 — субконтинентальный, 3 — субокеанический. Подтипы литосферы: ВСА — Восточно-сихотэ-алинский, НА — нижеамурский, ЦС — центрально-сахалинский, СС — северо-сахалинский, ЗО — западно-охотский, ЦО — центрально-охотский, Д — девюгинский, ЮО — южно-охотский, СЯ — северо-япономорский.

Типы и подтипы литосферы	Мощности литосферы, земной коры и ее слоев (км)							
	Литосфера	Земная кора	Базальтовый слой, %	Коровый проводящий слой, по данным МТЗ	Гранитный слой, %	Осадочный слой (общ. мощность), %	Осадочный вулканогенный слой, %	Осадочный слой II, %
I. Континентальный Восточно-сихотэ-алинский	125	31—34	17/53	—	8/25	0—6/9	0—6/9	—
Нижнеамурский	100—120	29—31	15—17/53	3—6	0—8/13	4—12/27	4—10/23	0—2/3
Централносахалинский	100—110	32—36	15—21/53	—	8—12/29	0—4/6	—	0—4/6
II. Субконтинентальный Северосахалинский	75—100	29—31	15—17/53	3—6	4—6/17	4—10/20	0—3/4	2—8/17
Западноохотский	75—80	19—30	11—17/58	3—6	4—10/29	2—8/21	—	2—8/21
Централноохотский	?	22—23	12—15/48	?	4—8/22	2—6/15	—	2—4/15
III. Субокеанический Дерюгинский	50—75	14—30	7—17/55	—	0—4/9	8—12/45	—	8—12/45
Северояпономорский	50—75	26—30	14—17/53	—	0—4/7	8—16/43	0—8/14	8/28
Южноохотский	50—60	12—14	5—7/46	—	—	4—5/35	0—2/8	2—3/19

Примечание. В знаменателях показаны % от мощности земной коры.

осадочной толще. Мозаичное аномальное магнитное поле со значительными положительными аномалиями (до 1200γ), по-видимому, отражает насыщенность верхних частей земной коры магматическими телами основного состава. В зоне Восточно-Сихотэ-Алинского разлома по данным МТЗ выделяется слой, обычно связываемый с повышенным тепловым состоянием коры [2]. Судя по этим данным, динамическое состояние континентальной коры связано с развитием в пределах района процессов рифтогенной деструкции. Последние, приведшие к образованию субокеанической коры Татарского пролива, захватывают и акваторию Амурского лимана.

Централносахалинский подтип приурочен в основном к областям развития метаморфических палеозойских и юрско-нижнемеловых образований, слагающих ядра крупных «древних» антиклинорных сооружений Сахалина [8]. Подтип характеризуется умеренной мощностью (32—36 км) земной коры, хорошо развитыми «базальтовым» (15—21 км) и «гранитным» (8—12 км) слоями и незначительным распространением (0—4 км) кайнозойских осадочных толщ. В аномальных магнитном и гравитационном полях преобладают отрицательные аномалии небольшой интенсивности. Отмечается невысокий уровень теплового потока.

Субконтинентальный тип литосферы характеризуется глубиной залегания астеносферного слоя в 75—100 км; выделяется северосахалинский, западноохотский и центральноохотский подтипы.

Северосахалинский подтип охватывает территорию Северного, Юго-Восточного и Западного Сахалина и частично акваторию залива Терпения. Характерными особенностями разреза земной коры являются: умеренная (4—6 км) для региона мощность «гранитного» слоя; довольно значительное (4—10 км) распространение «осадочного» слоя, которому в значительной степени соответствуют верхнемеловые и кайнозойские осадочные образования. Общее аномальное магнитное поле повышенное, несмотря на то, что магнитоактивные породы погружены под мощный покров осадков. Интенсивность теплового потока возрастает по сравнению с центральными частями острова (42—63 мВт/м²). В пределах районов с северосахалинским подтипом литосферы развит коровый токопроводящий слой.

Районы с западноохотским подтипом литосферы охватывают западную часть Охотского моря и приурочены к поднятиям. Для западноохотского подтипа характерно некоторое уменьшение средних мощностей коры (23—24 км) и «базальтового» слоя (13—14 км). Мощность

Водный слой	Интенсивность геофизических полей	
	Аномальное магнитное поле γ	Тепловой поток, мВт/м ²
—	$\frac{(-300)-(+700)}{+100}$	40—50
0—0,05	$\frac{(+100)-(+1200)}{(+500)-(-600)}$?
0—0,1	$\frac{(-200)-(+400)}{-100}$	50—70
0—0,15	$\frac{(0)-(+450)}{+100}$	45—50
0—1,4	$\frac{(+1800)-(-200)}{400}$	80—180
0,15—1,0	$\frac{(-200)-(+400)}{-100}$	70—100
0—1,7	$\frac{(-50)-(+300)}{+150}$	60—150
0,15—1,5	$\frac{(-200)-(+500)}{300}$	90—120
1,5—3,5	$\frac{(-100)-(+200)}{-100}$	80—120

«гранитного» слоя несколько увеличена (до 8—10 км) по сравнению с северосахалинским подтипом. Мощность «осадочного» слоя, которому преимущественно соответствуют миоцен-голоценовые осадки, варьирует в пределах 3—8 км. Аномальное магнитное поле в целом характеризуется высокой напряженностью, отражая, по-видимому, значительную насыщенность земной коры магматическими телами основного и ультраосновного состава. Тепловой поток достигает 180 мВт/м² и более.

Центральноохотский подтип, присущий литосфере западной части Охотоморской эпимезозойской плиты, характеризуется по сравнению с западноохотским подтипом меньшими мощностями «осадочного» слоя, значительно менее интенсивными аномальными гравитационными и магнитными полями, несколько пониженным тепловым потоком.

Субокеанический тип, характеризующийся глубиной залегания астеносферного слоя в 50—75 км, включает дерюгинский, северояпономорский и южноохотский подтипы.

Дерюгинский подтип литосферы, присущий частично территории Северо-Восточного Сахалина, акваториям впадины Дерюгина и западного обрамления Курильской котловины, выделяется пониженными средними мощностями земной коры (22—23 км), «базальтового» слоя и почти полным отсутствием «гранитного» слоя.

При этом резко возрастают мощности кайнозойских осадочных пород (до 10—12 км), и, таким образом, мощность «осадочного» слоя составляет почти 45% от общей мощности коры. Главную роль здесь играют верхнеэоценовые осадки. Площади с дерюгинским подтипом литосферы характеризуются повышенными тепловым потоком (до 60—150 мВт/м²) и общим положительным аномальным магнитным полем.

Районы с *северояпономским подтипом* литосферы занимают акваторию Татарского залива. При умеренных мощностях земной коры (26—30 км) и «базальтового» слоя (14—17 км) мощность «гранитного» слоя резко уменьшена почти до полного исчезновения (0—4 км). Мощное (8—15 км) развитие получает «осадочный» слой с почти равными мощностями его нижней и верхней частей. Характерны повышенные аномальное магнитное поле и тепловой поток.

Южноохотский подтип характерен для Курильской котловины. В ее пределах значительно уменьшены мощности земной коры и «базальтового» слоя. «Гранитный» слой отсутствует.

Таким образом, выделенные типы и подтипы литосферы отражают сложную тектоническую дифференциацию региона, зависящую от масштаба деструктивных процессов. При общей тенденции разрастания континентальной коры одновременно идет ее уничтожение. Деструктивные процессы глубоко захватили акваторию Курильской котловины, впадины Дерюгина, Татарского пролива, территорию Северо-Восточного Сахалина. Несколько менее затронуты ими районы Северного и Западного Сахалина, западной части Охотского моря. Останцы континентальной коры сохранились в центральной части Сахалина. Таким образом, можно заметить, что в пределах Сахалинского региона — части переходной зоны от континента к океану — наблюдаются различные стадии распада континентальной коры, т. е. ее «океанизации», от частичного разрушения (северосахалинский, нижеамурский подтипы) до активных (северояпономорский, дерюгинский подтипы) и крайне активных (южноохотский подтип) проявлений рифтогенной деструкции. Наблюдается нарастающее интенсивности этих процессов в течение неогена. Особенно это явление, по-видимому, усилилось в плиоцен-голоценовое время, судя по резкому увеличению мощности осадков этого возраста в районах рифтогенной деструкции.

Намечается зависимость расположения скопленных углеводородов от глубины залегания астеносферы. К районам с субокеаническим типом литосферы и тяготеющим к ним участкам с субконтинентальной корой приурочено большинство нефтяных и газовых месторождений региона. Вероятно, подъем астеносферы

является причиной оптимального для нефтегазогенерирования термального режима земных недр. Не исключено также, что астеносфера является очагом углеродистых образований, и ее приподнятое положение служит позитивным фактором для формирования залежей углеводородов [4].

Нужно заметить, что почти все крупные нефтегазоносные провинции мира характеризуются наличием в наиболее погруженных областях зоны «безгранитной» коры — «базальто-

вые окна», где «фундамент» характеризуется значениями скоростей 6,5—6,9 км/с [3, 9, 15]. Эти «горячие точки» прошлого и настоящего отображаются повышенными величинами аномалий магнитного и гравитационного полей. Детальный анализ развития нефтегазоносных бассейнов с позиции изучения процессов формирования земной коры и литосферы, в целом, позволит наметить новые перспективные направления нефтегазопоисковых работ в пределах рассматриваемого региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альперович И. М., Никифоров В. М., Усанова М. И. Магнитотеллурические исследования на о-ве Итуруп.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1978, № 1.
2. Альперович И. М., Никифоров В. М., Харахинов В. В. Аномалия проводимости в земной коре о. Сахалин (по данным МТЗ).— ДАН СССР, 1979, т. 224, № 5.
3. Беляевский А. Н. Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974.
4. Бойко Г. Е. Зональность в нефтегазонакоплении. Киев: Наукова думка, 1976.
5. Волкова Н. А. Тепловой поток и некоторые аспекты геологической истории Сахалина в кайнозое.— В кн.: Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Юно-Сахалинск, 1978.
6. Гарнышев И. К. Глубинные сейсмические исследования в Тымь-Поронайской низменности.— Геол. и геофиз., 1973, № 3.
7. Гнибиденко Г. С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979.
8. Капица А. А. Главные геоморфологические и геоструктурные черты Сахалина, его тектоническая история и районирование.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Сахалина. Л.: Гостоптехиздат, 1963.
9. Кунин Н. Я. Учение о нефти и новая глобальная тектоника.— Геол. нефти и газа, 1979, № 1.
10. Попов А. А., Аносов Г. И. и др. Исследования методом преломленных волн на дальневосточных морских полигонах.— Геол. и геофиз., 1978, № 10.
11. Погачев С. В., Спирина Е. Е. и др. Результаты глубинного сейсмозондирования в Хабаровском крае.— Сов. геол., 1979, № 3.
12. Родников А. Г. Островные дуги западной части Тихого океана. М.: Наука, 1979.
13. Смирнов Я. Б., Сузробов В. М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. III. Оценка глубинных температур и мощность литосферы.— Вулканология и сейсмология, 1980, № 2.
14. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976.
15. Ступаков В. П., Глушкович С. Н. и др. Эволюция мезозойских прогибов и условия формирования зон газонакопления.— Сов. геол., 1979, № 8.
16. Терещенков А. А., Туезов И. К., Харахинов В. В. Земная кора Сахалина и окружающих его акваторий.— Тихоокеанская геол., 1982, № 2.
17. Туезов И. К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск: Наука, 1975.
18. Харахинов В. В., Альперович И. М. и др. Новые данные о геологическом строении зоны сочленения Сахалина и Нижнего Приамурья.— ДАН СССР, 1979, т. 245, № 1.
19. Харахинов В. В., Кононов В. Э. и др. Глубинная структура Сахалина.— Сов. геол., 1979, № 4.

ВПО Сахалинморнефтегазпром
Оха-на-Сахалине
ИГиГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
15 декабря 1981 г.

С. М. Сапрыгин

ОСОБЕННОСТИ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ В НЕДРАХ САХАЛИНА

Анализируется характер поля напряжений в недрах острова по данным о пластовых давлениях, физических свойствах осадочных пород, современных движениях земной коры, деятельности грязевых вулканов и сейсмичности. Установлены две существенные особенности поля напряжений, иллюстрирующие отклонение его состояния от гидростатического равновесия. Если ограничиться периодом инструментальных наблюдений (с 1906 г.), то первая особенность является статической: на глубинных разломах Сахалина обнаружены зоны бокового сжатия, выраженные до глубины нескольких километров как зоны аномально-высоких пластовых давлений. Ориентация такого сжатия в недрах

В пределах Сахалина прямые измерения напряжений в горных породах в условиях их естественного залегания не производились. Поэтому для их изучения привлечены косвенные геолого-геофизические данные.

Пластовое давление. Систематическое проведение измерений пластового давления в осадочных толщах на Сахалине начато 20 лет назад, и к настоящему времени выполнено более тысячи замеров в пределах более 100 площадей.

Представление о пластовом давлении возникло в механике грунтов, уплотнение которых под влиянием внешней нагрузки (уменьшение пористости) определяется расходом вытесняемой жидкости [24]. Давление, фиксируемое в жидкости, считается поровым или пластовым, и оно соответствует напряжению в объеме, занятом флюидом. Подобная модель применима к четвертичным отложениям до глубины в несколько десятков метров.

При дальнейшем уплотнении пород распределение давления в осадочной толще описывается двумя моделями. По первой модели вся внешняя нагрузка распределяется в жестком каркасе породы, а присутствующая в порах свободная вода находится под давлением, мало отличающимся от гидростатического [5]. В модели трещинного резервуара, который характерен для более глубоких горизонтов осадочных бассейнов, характер передачи внешней нагрузки от каркаса породы в ее трещинную полость определяется формой эффективного сечения трещины, упругими модулями породы и раз-

является субширотной. Оно — потенциальный источник касательных напряжений, разрядка которых приводит к возникновению самых значительных землетрясений и горизонтальных смещений литосферных блоков. Вторая особенность является динамической и выражает двойственный характер высвобождения тектонической энергии в недрах острова: возникновение землетрясений с магнитудой — $M \geq 6,0$ или аналогичного по энергии крипа связывается с периодической (каждые 70 лет) миграцией вдоль глубинных разломов фронта напряжений со скоростью 10 км/год, который в других регионах назван Ш. А. Губерманом (1976) D-волной.

ницей между стрессом и гидравлическим давлением [28]. Возникающее при этом давление в открытых гидравлических трещинах близко к гидростатическому. Эти модели характерны для осадочных толщ прогибов Сахалина до глубин около 4,5 км, за исключением двух зон, речь о которых пойдет ниже.

В трещинных резервуарах, не имеющих стока, по ряду причин может возникнуть аномально высокое пластовое давление (АВПД). Зоны, в пределах которых в осадочных толщах отмечается пластовое давление, превышающее гидростатическое более чем в 1,3 раза, называются зонами АВПД. В пределах Сахалина можно выделить две зоны АВПД: на юге острова — вдоль восточного крыла Центрально-Сахалинского глубинного разлома (площади Владычирская, Бачинская и др.), а на севере — вдоль Северо-Сахалинского глубинного разлома (площади Паромай, Пильтун и др.) (рис. 1, табл. 1). Протяженность зоны АВПД на юге острова равна 60 км, и она включает все площади глубокого бурения вдоль восточного крыла разлома. На севере острова АВПД отмечены только в пределах пяти площадей, хотя зона глубинного разлома изучена бурением на значительно большей длине.

При интерпретации этого явления необходимо прежде всего отметить, что: 1) все осадочные породы Сахалина, начиная с плиоценовых и древнее, в той или иной мере трещиноваты; 2) флюидосодержащие горизонты, в которых измерялось пластовое давление, имеют близкое горизонтальное залегание и обладают тектони-

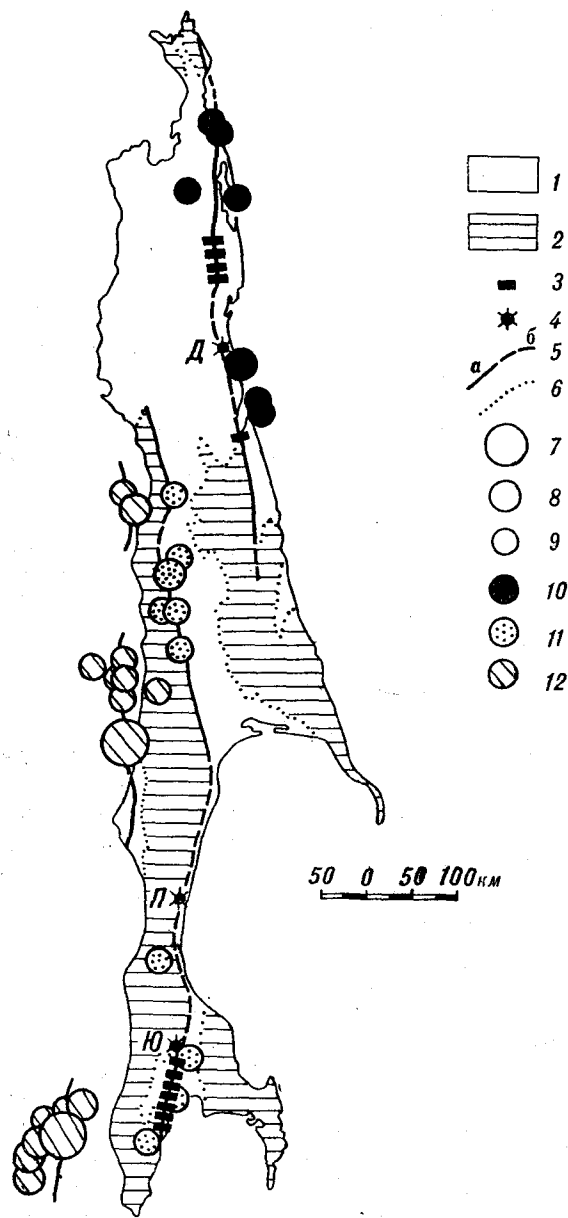


Рис. 1. Схема о-ва Сахалин.

1 — территория прогибов, где измерялось пластовое давление; 2 — территория хребтов и поднятий; 3 — площади АВПД; 4 — грязевые вулканы: Д — Дагинский, П — Пугачевский, Ю — Южно-Сахалинский; 5 — глубинные разломы: а) зоны сжатия и б) растяжения (по В. С. Рождественскому [18] с добавлениями автора); 6 — границы, огибающие поднятия и хребты. Эпицентры землетрясений: 7 — $M = 6,5-7,2$; 8 — $M = 5,8-6,4$; 9 — $M = 5,1-5,7$; 10 — приуроченные к Северо-Сахалинскому, 11 — к Центрально-Сахалинскому и 12 — к Западно-Сахалинскому глубинным разломам.

ческой трещиноватостью, ортогональной поперекности напластования [16]. И если в них фиксируются гидростатические напоры, то это означает, что избытка напряжений во вмещающих породах не существует, ибо время рассасывания АВПД в резервуаре (откуда возможен отток флюидов) после снятия напряжений в твердой фазе пород невелико — от десятков

минут до нескольких часов — при использовании для его оценки: а) зависимости [5], постулирующей, что скорость понижения упругих запасов резервуара есть скорость оттока из него флюидов; б) средних значений проницаемости сахалинских коллекторов ($0,1-0,01$ дарси); в) возможного избытка пластового давления ($5 \cdot 10^3-10^4$ кПа). Именно такой механизм снятия напряжений характерен для открытых гидравлических трещин независимо от их положения — в пористой обломочной породе или когда они полностью определяют емкость резервуара.

Наличие АВПД в осадочных отложениях Сахалина, где распространены трещинно-поровые или трещинные резервуары, означает, что отток из них затруднен или полностью перекрыт. Обычно это связывалось с присутствием в перекрывающих отложениях мощных глинистых горизонтов, и такие естественные водупоры имеются в разрезе верхнемиоценовых отложений обеих зон АВПД. Однако подобная литологическая ситуация в недрах известна на гораздо большей территории острова, где также обнаружены крупные разломы, активные в настоящее время, однако фактов АВПД не наблюдалось.

Альтернативное объяснение АВПД исходит из особенностей изоляции трещинного резервуара: необходимо допустить такую ориентацию стресса, при которой произойдет смыкание трещин на участках минимального зияния. Учитывая, что трещины расположены ортогонально напластованию флюидосодержащих горизонтов, следует полагать ориентацию сжатия близгоризонтальной, в результате чего осуществляется длительная консервация аномалий пластового давления (разница между первичной и повторной регистрацией АВПД на одной площади достигает 20 лет). Такое боковое сжатие называют статическим, оно — потенциальный источник касательных напряжений на глубинных разломах, и, забегая вперед, отметим его субширотную ориентацию в недрах острова (рис. 2), которая не изменилась на протяжении 50 лет, если сравнивать эллипсы

Таблица 1

Пластовые давления для площадей бурения в пределах зон АВПД Сахалина

1	2	3	4
Владимировская	1580	$2,49 \cdot 10^4$	1,36
Бачинская	2170	$3,22 \cdot 10^4$	1,46
Паромай	1090	$1,49 \cdot 10^4$	1,35
Пильтун	1420	$2,34 \cdot 10^4$	1,63

Примечание. 1 — площадь; 2 — глубина замера, м; 3 — пластовое давление, кПа; 4 — отношение пластового давления к условному гидростатическому.

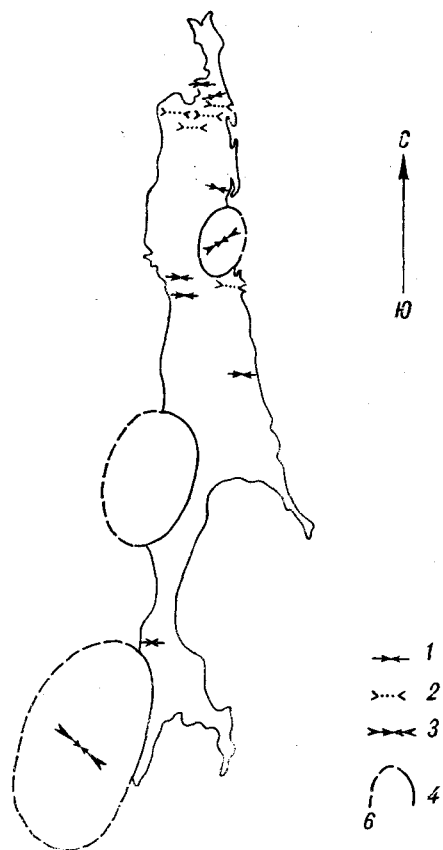


Рис. 2. Схема ориентации сжатия на Сахалине.

Ориентация по: 1 — плотностным картам, 2 — по максимальным значениям скорости сейсмических волн, 3 — по определению механизма очага Монеронского (1971 г.) и Ногликского (1964 г.) землетрясений. 4 — контуры наблюдаемой изосейсты 6 баллов от сильных землетрясений по Л. С. Оскорбину [12] (с юга на север): Монеронского ($M=7,2$), Лесогорского (1924 г., $M=6,8$) и Ногликского ($M=5,8$).

изосейт Лесогорского (1924 г.) и Монеронского (1971 г.) землетрясений.

Анализ распределения пластовых давлений в недрах Сахалина приводит к двум выводам:

1. Осадочная толща острова до глубины 4,5 км испытывает в основном гидростатическое сжатие (благодаря весу пород) на подавляющей части площади прогибов.

2. Вдоль глубинных разломов прерывисто прослеживаются зоны АВПД, образовавшиеся вследствие бокового сжатия. Небольшая ширина таких зон (до 5 км) обусловлена, видимо, локализацией стресса на границах литосферных блоков, как это установлено на разломе Сан-Андреас [29].

Плотность осадочных пород. В монографии В. М. Тихомирова [22] приведены плотностные карты для семи сахалинских площадей, характеризующие основные горизонты кайнозойских отложений острова в различной структурной обстановке. Хотя автор этой работы считает,

что плотность осадочных пород формируется в основном под давлением перекрывающих толщ, однако при построении карт он широко использует понятие «горизонтальный градиент плотности» в качестве рабочего параметра. Если присоединиться к более широкой трактовке уплотнения осадочных толщ, то названные карты дают возможность оценить его ориентацию по латерали как субширотную (табл. 2, см. рис. 2). Естественно, что такая ориентация уплотнения будет осредненной, по крайней мере, для всей эпохи постплиоценовых (сахалинских) движений. Фактическая плотность пород в толщах ($2,1-2,45 \text{ г/см}^3$) меньше минералогической ($2,63-2,69 \text{ г/см}^3$); это обстоятельство позволяет считать механический фактор основной причиной уплотнения кайнозойских пород острова до глубины 3 км, а указанное на рис. 2 направление — направлением сжатия осадочных толщ в горизонтальной плоскости.

Упругие свойства осадочных пород. В работе [21] приведена зависимость между плотностью осадочных пород, определенной в лаборатории, и скоростью сейсмических волн, измеренной при каротаже скважин. В интервале значений $2,1-2,5 \text{ г/см}^3$ и $1,8-3,1 \text{ км/с}$ получена линейная связь указанных выше параметров, характеризующая позднечетвертичные отложения Северного Сахалина. Теснота этой связи с учетом плотностной анизотропии осадочных пород [22] позволяет допускать, что скорости распространения сейсмических волн в этих отложениях будут отличаться по различным направлениям. Это подтвердилось в ходе сейсморазведочных работ методом общей глубинной точки, проведенных на Северном Сахалине А. Н. Телегиным, М. М. Шмайном, Л. П. Антоновой и Б. П. Трубочевым в 1972—1979 гг.: на пяти площадях (см. табл. 2) установлен избыток (10—15%) скорости сейсмических волн на широтных трассах по сравнению с меридиональными, что указывает на широтную ориентацию бокового сжатия (см. рис. 2).

Современные движения земной коры. К настоящему времени создана карта вертикальных движений [7], суммировавшая наблюдения для южных районов острова за последние 8—16 лет, а для северных — 18—24 года. Согласно ей, средние скорости поднятий и опусканий за весь период наблюдений равны 3—4 мм/год. Эта карта подчеркивает унаследованное развитие основных морфоструктур Сахалина — поднятие хребтов и опускание впадин.

Горизонтальные движения изучаются последние 6 лет на двух полигонах, пересекающих Центрально-Сахалинский глубинный разлом на юге острова [9]. Установленная скорость единичной подвижки (26 мм/год) почти на порядок превышает аналогичный параметр вертикальных движений, что должно приводить к

Таблица 2

Ориентация максимальных значений «горизонтального градиента плотности» и скоростей сейсмических волн в пределах площадей бурения Сахалина

1		2	
1	2	1	2
Некрасовка	а) 85—265°	Сергеевская	85—265°
Гиляко-Абунав	65—245°	Пойменная	б) широтная
Северный Боатаси	90—270°	Ветвистая	»
Пограничная	85—265°	Юганская	»
Адам	90—270°	Западное Эрри	»
Адогымовская	90—270°	Набильская	»

Примечание. 1 — площадь; 2 — ориентация уплотнения (а) и максимальной скорости сейсмических волн (б), градусы.

значительным смещениям за геологическое время. Начиная с плиоцена, горизонтальные смещения крыльев Северо-Сахалинского глубинного разлома на п-ове Шмидта составили 14 км, а в Восточно-Сахалинских горах — 25 км [17]. Если сопоставить эти цифры с высотой рельефа Сахалина (до 1,61 км), который формируется также с плиоцена, то разница в масштабах проявления обоих видов движений достигает такого же порядка. Наличие существенных горизонтальных движений в течение довольно продолжительного времени свидетельствует о том, что боковое сжатие на глубинных разломах частично трансформируется в касательные напряжения.

Сейсмичность. Инструментальная регистрация землетрясений острова осуществляется на протяжении последних 70 лет [12]. Их очаги локализованы в земной коре, на глубинах от 5 до 30 км, возникая под влиянием касательных напряжений. В силу значительного гидростатического сжатия в очагах происходят в основном горизонтальные смещения [8]. Если ограничиться самыми значительными из них (магнитуда — $M \geq 5,1$), то таких сейсмических событий на острове и его шельфе зафиксировано 42, считая форшоки и афтершоки крупных толчков. За исключением четырех — пяти, происшедших на далеком шельфе, очаги землетрясений приурочены к глубинным разломам острова (см. рис. 1) — Западно-, Центрально- и Северо-Сахалинскому, из которых последние два являются правыми сдвигами [17, 18]. Первый, в отличие от них, не имеет сквозной зоны дробленных пород и выделяется как ряд кулисно расположенных разломов, вдоль которых размещены интрузии щелочных пород, центры позднеплиоценового вулканизма и происходят наиболее сильные на Сахалине землетрясения.

Оценка механизма очага самого значительного из сахалинских землетрясений — Монеронского (1971 г., $M = 7,2$) — дала возможность определить [1], что оси сжатия в очаге были ориентированы субширотно (108—288°, см. рис. 2). Макросейсмическое обследование [13] показало, что в этом же направлении простирается малая ось эллипсов изосейст (6—8 баллов).

В связи с этим следует заметить, что обычно эллипсы изосейст определяются [20] как линии равной сотрясаемости грунта, которыми на поверхности Земли ограничивается область существенных деформаций, созданная сейсмическим излучением из очага. Среди факторов, искажающих ориентацию этой области, наиболее значимым следует полагать анизотропию в распространении сейсмических волн, особенно при небольших длинах волн. Так, для Ногликского землетрясения (1964 г., $M = 5,8$) по эллипсам изосейст 6—8 баллов [14] ориентация оси сжатия в очаге широтная, тогда как применение стандартной методики определения механизма очага (в исполнении М. И. Рудик) показало, что направление оси сжатия находится в пределах 57—63° (см. рис. 2). Это искажение области сотрясаемости объясняется, скорее всего, анизотропией скоростей сейсмических волн. Поэтому для Лесогорского землетрясения (1924 г., $M = 6,8$), которое так же, как и Монеронское, являлось коровым и сходно с ним по всем известным параметрам, можно полагать, что оси сжатия в очаге первого были ориентированы субширотно, варьируя в пределах 57—108°.

Таким образом, по данным пьезометрических, геодезических и геофизических наблюдений в глубинных разломах Сахалина выявлены зоны статического бокового сжатия. Оно является потенциальным источником касательных напряжений, разрядка которых вызывает горизонтальные движения и землетрясения. Эти зоны прослеживаются на всю мощность земной коры. Следуя оценке М. В. Гзовского [2], можно определить величину касательных напряжений в очаге Монеронского землетрясения: она равна $2,53 \cdot 10^4$ кПа. Однако помимо сейсмичности возможны и другие механизмы разрядки напряжений.

Асейсмический криз и грязевый вулканизм. Пьезометрическими, геодезическими и деформографическими наблюдениями, проводящимися в последние годы на Сахалине и Курильских островах, зафиксировано 7—8. IV 1979 г. проявление деформации сжатия, распространившейся в регионе от места взаимодействия литосферных блоков на Центрально-Сахалинском глубинном разломе [9]. Механизм взаимодействия блоков литосферы заключался в близгоризонтальном сжатии в широтном направле-

нии с вероятной скоростью 0,2 см/с* и величиной до 10^{-5} и левосторонней подвижке западного крыла разлома. Региональная наблюдательная сеть позволила оценить характерную длину области распространения этой деформации — порядка 1000 км, откуда следует, что энергия горизонтальной подвижки превысила энергию самого крупного на Сахалине Монеронского землетрясения ($E = 10^{17}$ Дж). Поток векторов при горизонтальных смещениях наблюдательных пунктов в 1979 г. образовал на геодезическом полигоне сходящийся треугольник, ориентированный вершиной на юго-запад вдоль глубинного разлома, где в 6—10 км расположен Южно-Сахалинский грязевый вулкан (см. рис. 1). Последний неожиданно (после 20-летнего перерыва) возобновил свою взрывную деятельность, однако его извержение произошло позднее деформации 8. IV 1979 г. на 198 суток (22 октября), что дает возможность оценить скорость миграции деформации в земной коре как 0,03 см/с.

Грязевый вулканизм на Южном Сахалине — довольно обычное природное явление, и только в XX в. отмечено более десятка извержений грязевых вулканов, приуроченных к зоне Центрально-Сахалинского глубинного разлома (см. рис. 1). Но энергия самого мощного грязевулканического выброса невелика — порядка 10^{11} Дж, что эквивалентно землетрясению с $M = 4,0$. Считается необъяснимым фактом отсутствие землетрясений на перешейке Поясок, где расположен Пугачевский грязевый вулкан, поскольку именно западная часть острова является наиболее сейсмичной (см. рис. 1). По всей видимости, разрядка касательных напряжений на глубинном разломе в этом районе происходила в результате медленных горизонтальных движений (крипа), оканчивающихся выбросами Пугачевского грязевого вулкана, который извергался за это время 11 раз (1910, 1929, 1933, май и сентябрь 1934, 1936, 1948, 1952, 1961, 1967 и 1980 гг.). Попытаемся дать оценку энергии грязевулканических выбросов, что потребует некоторых сведений о сахалинских грязевых вулканах.

На Северном Сахалине их впервые описал Н. Д. Цитенко [23] в районе Дагинских термоминеральных источников (см. рис. 1). Здесь, на берегу залива Даги, наблюдается около двух десятков конусовидных построек высотой 0,2—0,3 м и диаметром до 1 м, выделяющих время от времени (через 2—3 или 10—15 мин) грязевую массу. Твердая фаза таких «взрывов» представлена илом залива Даги, жидкая — во-

дами, близкими по составу водам минеральных источников. Проводившиеся в течение ряда лет наблюдения не выявили взрывного характера деятельности рассматриваемых грязевых вулканов, и это позволяет считать их (учитывая состав твердой фазы) обычными грифонами, выводящими на поверхность минеральные воды и газы.

По сравнению с Дагинскими грязевые вулканы, относящиеся к зоне Центрально-Сахалинского глубинного разлома, — Пугачевский и Южно-Сахалинский (см. рис. 1), являются типичными представителями этого класса. Последовательность большинства извержений такова: взрыв грязевой пробки, выброс значительного количества газа и обломков, затем спокойное излияние жидкой грязи и переход к периодическому выделению небольших порций газа, воды и грязи из грифонов и трещин. Наблюдается и иной характер деятельности рассматриваемых вулканов. Так, извержение Пугачевского вулкана в начале апреля 1980 г. вряд ли можно назвать таковым, ибо все данные указывают на медленное продавливание жидкой грязи через расходящиеся от центрального грифона трещины. Региональная наблюдательная сеть не зарегистрировала никаких явлений, связанных с подготовкой извержения, что свидетельствует о меньшем энергетическом индексе Пугачевского вулкана в 1980 г. по сравнению с Южно-Сахалинским в 1979 г. Есть основания полагать, что подобного рода деятельность была свойственна обоим вулканам и в прошлом (1910 и 1928 гг.).

Как уже отмечалось, Пугачевский вулкан извергался в XX в. 11 раз, а Южно-Сахалинский — только три (1928, 1959 и 1979 гг.). Оба вулкана находятся на расстоянии 130 км друг от друга, располагаясь в западном крыле разлома, в поле моноклинально залегающих глинистых отложений верхнего мела. Очаги их располагаются на одинаковой глубине 1,6—2,3 км [3] и не выходят за границу названных выше отложений, что подтверждается составом обломков сопочной брекчии. Для определения энергии каждого выброса использованы описания извержений грязевых вулканов по работам Ф. Сайто (1928), М. Уеды (1938), В. Н. Горкуна и И. М. Сирыка (1967), А. Я. Ильева и др. (1970). Сведения о деятельности обоих вулканов в 1979 и 1980 гг. любезно предоставлены В. Н. Занюковым. При оценке энергии выброса за расчетную высоту для всех выбросов одного извержения принималась минимальная из наблюдавшихся. Подъем массы грязи на расчетную высоту происходил благодаря струйному истечению газа из кратера вулкана.

Рис. 3 дает представление о динамике извержений Пугачевского грязевого вулкана в

* Скорость 0,2 см/с соответствует скорости гидравлической волны давления [19], вызванной стрессом в резервуарах подземных вод, за пределами которых это возмущение распространялось в недрах региона благодаря упругой деформации.

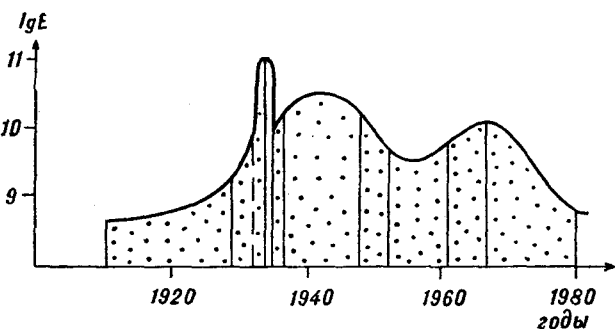


Рис. 3. Кривая «логарифм энергии выброса — время», характеризующая динамику извержений Пугачевского грязевого вулкана в XX в. Значения энергии даны в джоулях.

XX в. Однако имеются сведения [26] о том, что на месте вулкана в 1906 г. находилось болото, называемое айнами «Токкокамуй» (болото-оборотень), где происходили подземные толчки и отсутствовали сопочные отложения. В 1910 г. болото впервые покрылось вулканическими отложениями, и, судя по сохранившимся данным, это извержение было похоже на деятельность вулкана в 1980 г., когда происходило продавливание грязи через систему радиальных трещин. В мае 1934 г. произошло наиболее сильное извержение: взрывные кратеры возникли на 4 участках. Общее поле сопочных отложений, наблюдаемое и поныне было образовано в основном деятельностью вулкана в 1934 г., причем в сентябре того же года извержение повторилось. Последующая грязевулканическая деятельность характеризуется (см. рис. 3) закономерным снижением энергии выбросов по затухающей гармонике. Последние эксплозии этого вулкана наблюдались в 1967 г.

Выбор Пугачевского вулкана в качестве образца, характеризующего грязевый вулканизм на Южном Сахалине, обусловлен его расположением на асейсмичном перешейке Поясок, что дает возможность истолковывать полученную кривую (см. рис. 3) как результат проявления глубинного процесса, порождающего не только землетрясения. Поэтому предлагается гипотеза: извержениями грязевых вулканов на Южном Сахалине завершалась разрядка напряжений при каждом региональном стрессе (как это наблюдалось в 1979 г.). Отсюда энергия грязевулканического выброса — лишь малая доля той энергии, которая была затрачена на горизонтальное движение литосферных блоков по Центрально-Сахалинскому глубинному разлому. Очевидно, что различным по энергии выбросам отвечает различная энергия крипа, и эту зависимость, в первом приближении, можно положить линейной. Тогда, принимая,

что энергия крипа в 1979 г. превышала энергию Монеронского землетрясения 1971 г. ($E = 10^{17}$ Дж) в 1,5 раза, дадим сравнительную оценку энергии других криповых подвижек на этом разломе, используя в качестве исходной величины энергию грязевулканических выбросов. Предлагаемая оценка дополнена землетрясениями ($M \geq 5,1$), которые произошли на Сахалине за период инструментальных наблюдений.

Миграция напряжений. На рис. 4 приведены последовательность и энергетика сейсмических и криповых событий на Сахалине в XX в. (с 1906 г.). Одномерное представление данных по землетрясениям позволяет оценить характер и распределения (см. рис. 1), откуда видно, что сейсмичные отрезки глубинных разломов не перекрывают друг друга по широте, а располагаются кулисно. Воспринимая землетрясения как акты разрядки касательных напряжений в некотором объеме (очаге), можно полагать, что последовательность сейсмических событий, отображенная на рис. 4, вызвана миграцией напряжений в литосфере Сахалина. Намечаются две схемы такой миграции.

Первую можно назвать афтершоковой. Она связана с продолжающейся разрядкой напряжений в окрестностях основного по энергии толчка. Так, после Онорского (1909 г., $M = 6,1$) и Лесогорского (1924 г., $M = 6,8$) землетрясений произошло еще несколько толчков меньшей силы ($M = 5,2-5,5$). Их очаги располагались к северу от основных (рис. 4), а скорость миграции вдоль глубинных разломов составляла от 4 до 8,5 км/год.

Вторая схема миграции напряжений в недрах Сахалина является более примечательной. Если ограничиться событиями с $M \geq 6,0$ ($E \geq 10^{15}$ Дж), то можно выделить единый для западной части острова фронт разрядки напряжений, перемещающийся с севера на юг со скоростью 10 км/год (см. рис. 4) и объединяющий как сейсмические, так и грязевулканические явления, и более того: с его появлением на широтах, где расположены грязевые вулканы, на последних начинается эпоха интенсивных извержений (см. рис. 3). Отмеченная ранее разница во времени (198 суток) между региональным стрессом 8. IV 1979 г. и извержением Южно-Сахалинского грязевого вулкана полностью объяснима данной скоростью миграции напряжений (10 км/год, или 0,03 см/с).

Этот фронт напряжений, скорее всего, является D -волной [4], которая возникает на полюсах при замедлении вращения Земли и распространяется в северном полушарии по долготе со скоростью 16 км/год. Меньшая скорость ее перемещения в недрах Сахалина обусловлена, видимо, встречной афтершоковой миграцией напряжений. Если считать D -волну

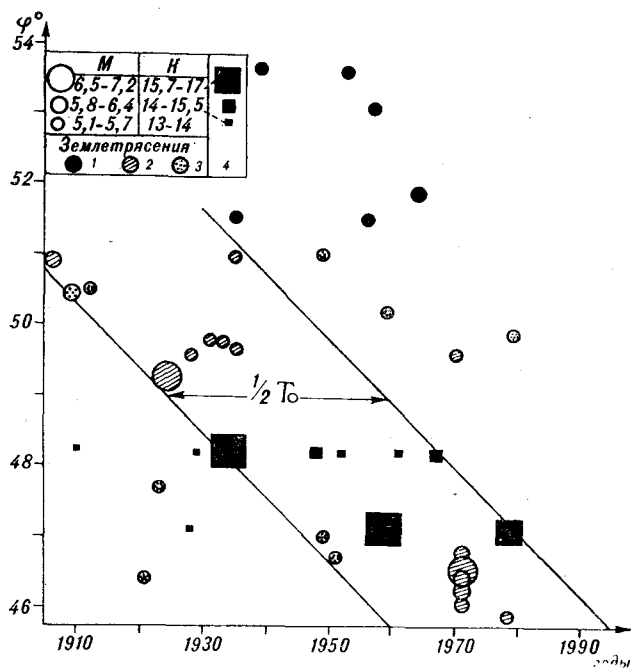


Рис. 4. Последовательность и энергетика сейсмичности и крипа на о-ве Сахалин в координатах «географическая широта — время».

Эпицентры землетрясений, приуроченные к: 1 — Северо-Сахалинскому, 2 — Западно-Сахалинскому, 3 — Центрально-Сахалинскому глубинным разломам; 4 — энергетическая шкала крипа. Значения энергии в джоулях даны в виде показателя степени числа 10.

в первом приближении простой гармоникой и полагать, что на рис. 4 зафиксирована только вторая ее компонента (полуволна разрядки напряжений), то полный период ее составляет 70 лет, откуда порядок длины волны равен 700 км. В недрах острова D -волна перемещалась вдоль сближенных (см. рис. 1) Западно- и Центрально-Сахалинского глубинных разломов, и данная трасса, видимо, будет основной для нее, ибо только последний разлом, как самый значительный на Сахалине, имеет протяженность, соизмеримую с длиной этой волны. Это позволяет определенно указать на острове место вступления очередной фазы D -волны, которая вызывает появление новых землетрясений с $M \geq 6,0$: она пройдет ту же траекторию, что и предыдущая (см. рис. 1, 4).

В заключение обсуждения данного вопроса можно предложить гипотезу о механизме миграции D -волны. Если учитывать, что ее движение сопровождается землетрясениями, то она распространяется, видимо, так же, как и поперечная сейсмическая волна: диффундируя вдоль глубинного разлома, она на время «раздвигает» его крылья, сжатые статическим стрессом, отчего возникает состояние неустойчивого равновесия и появляется возможность спонтанного скольжения блоков по разлому. Можно также заметить, что скорость D -волны равна скорости конвективной диффузии, моде-

лирующей напорную фильтрацию в пористой среде [10].

По-видимому, необходимо объединить обе схемы миграции напряжений в рамках единой модели, поскольку период релаксации напряжений в горных породах имеет порядок сотен и тысяч лет [16]. Кинематически это означало бы, что левосторонняя подвижка на глубинном разломе, вызванная миграцией D -волны в режиме сейсмического скольжения или крипа, затем должна смениться на несколько раз меньшими правосторонними смещениями вследствие афтершоков. (Это вытекает из анализа последовательности сейсмических событий на рис. 4 и результатов наблюдений за горизонтальными движениями на полигонах Южного Сахалина.) Искомая модель в таком случае была бы аналогична механическому диполю, в котором фронт напряжений, диффундирующий вдоль глубинного разлома, вследствие бокового сжатия крыльев разлома частично возвращался бы (выталкивался) в обратном направлении. Последнее говорит о том, что возможности теории упругой отдачи Рейда [8] еще не исчерпаны, и она может быть применена в данной ситуации.

Если сказанное выше в некоторой степени является справедливым, то в недрах северо-восточной части Сахалина (см. рис. 4) не предполагается появления D -волны и сопровождающих ее землетрясений с $M \geq 6,0$. Здесь также отсутствуют грязевые вулканы (в классическом представлении), которые служат своеобразными индикаторами значительных горизонтальных движений на разломах западной части острова. Однако это не означает, что такие движения менее вероятны на Северо-Восточном Сахалине: как геологические [17], так и морфоструктурные данные свидетельствуют об интенсивных современных движениях (а значит, и о напряжениях в недрах), которые со временем будут оценены.

ВЫВОДЫ

1. Вдоль глубинных разломов Сахалина установлены в субширотном направлении зоны бокового статического сжатия. Оно — потенциальный источник касательных напряжений, разрядка которых обусловила возникновение на глубинных разломах самых крупных землетрясений и горизонтальных смещений литосферных блоков.

2. Высвобождение тектонической энергии (землетрясения с $M \geq 6,0$ и аналогичный по энергии крип) связывается с периодической (каждые 70 лет) миграцией вдоль глубинных разломов фронта напряжений со скоростью 10 км/год, который по материалам других ре-

гионов назван *D*-волной. Это положение можно рассматривать в качестве первой модели долгосрочного прогноза сейсмичности на Сахалине.

3. Рассматривая полученные результаты в приложении к многочисленным тектоническим схемам Сахалина, можно видеть, что данная работа аргументирует с физической стороны фрагментарную схему острова [15], а установ-

ленная в ней миграция *D*-волны является, на наш взгляд, одним из основных механизмов тектонической консолидации острова из фрагментов различного состава и строения.

Автор признателен А. Н. Телегину за возможность ознакомиться с результатами сейсморазведки по Северному Сахалину.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балакина Л. М. Механизм очага Монеронского землетрясения и его афтершоков.— В кн.: Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток, 1976.
2. Гзовский М. В. Тектонические поля напряжений и очаги землетрясений.— В кн.: Земная кора сейсмоопасных зон. М.: Наука, 1973.
3. Горкун В. Н., Сырык И. М. Опыт расчета глубины залегания и объема выбрасываемого газа при извержении грязевых вулканов на Южном Сахалине.— Геол. и геофиз., 1967, № 2.
4. Губерман Ш. А. *D*-волны и неравномерность вращения Земли.— ДАН СССР, 1976, т. 230, № 4.
5. Гуревич А. Е. Процессы миграции подземных вод, нефти и газов. М.: Недра, 1969.
6. Ильев А. Я., Сапрыгин С. М., Сырык И. М. Извержение Пугачевского грязевого вулкана в 1967 г. Южно-Сахалинск, Изв. Сахалин. отд. Географ. общ. СССР, вып. 1, 1970.
7. Карта современных вертикальных движений земной коры о. Сахалин м-ба 1:1 250 000. М.: ГУГК СССР, 1981.
8. Костров Б. В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975.
9. Косыгин Ю. А., Сергеев К. Ф. и др. Взаимодействие литосферных блоков на Центрально-Сахалинском разломе 7—13 апреля 1979 г.— ДАН СССР, 1980, т. 254, № 3.
10. Огибалов П. М., Мирзаджанзаде А. Х. Механика физических процессов. М.: Изд-во МГУ, 1976.
11. Орлов А. А. Влияние тектонических дислокаций на формирование повышенных давлений поровой жидкости в осадочных породах.— Геотектоника, 1980, № 1.
12. Оскорбин Л. С. Сейсмичность Сахалина.— В кн.: Сейсмическое районирование Сахалина. Владивосток, 1977.
13. Оскорбин Л. С., Леонов Н. Н. и др. Монеронское землетрясение 5 (6). IX.— В кн.: Землетрясение в СССР в 1974 г. М.: Наука, 1975.
14. Оскорбин Л. С., Поплавский А. А., Занюков В. Н. Ногликское землетрясение 2 октября 1964 г. Южно-Сахалинск, 1967.
15. Пущаровский Ю. М. О тектонике Сахалина.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 12.
16. Рац М. В., Чернышев С. Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М.: Недра, 1970.
17. Рождественский В. С. Сдвиги Северо-Восточного Сахалина.— Геотектоника, 1975, № 2.
18. Рождественский В. С. О сдвиговых перемещениях вдоль зоны Тымь-Поронайского разлома на о. Сахалин.— ДАН СССР, 1976, т. 230, № 3.
19. Сапрыгин С. М. Механизм формирования гидрогеодинамического предвестника землетрясений.— Вулканология и сейсмология, 1980, № 2.
20. Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980.
21. Сычев П. М., Парейайнен А. З. Зависимость скорости распространения упругих волн от плотности горных пород на Сахалине.— Геол. и геофиз., 1963, № 6.
22. Тихомиров В. М. Плотность горных пород и геологическое картирование в условиях Сахалина. М.: Наука, 1970.
23. Цигенко Н. Д. Грязевые вулканы в Дагянском районе о. Сахалин.— В кн.: Исследования по геологии и нефтегазоносности Сахалина. Л., 1961. (Тр. ВНИГРИ, вып. 181).
24. Цыгович Н. А. Механика грунтов. М.: Госстройиздат, 1963.
25. Шилов В. Н., Захарова М. А. и др. Извержение Южно-Сахалинского грязевого вулкана весной 1959 г. Южно-Сахалинск, 1961. (Тр. СахКНИИ, вып. 10).
26. Уэда Мацуги. Грязевый вулкан Магунтан. Изв. общ. изучения памятников природы, 1938 (на япон. яз.).
27. Сайто Ф. Грязевые вулканы близ железной дороги Тоехара—Маока на Южном Сахалине.— Тигаку дзаси. 1928, т. 40, № 477 (на япон. яз.).
28. Pollard D. D. On the form and stability of open hydraulic fractures in the earth's crust.— Geophys. Res. Lett., 1976, v. 3, N 9.
29. Turcotte D. L. Stress accumulation and release on the San Andreas fault.— Pure and Appl. Geophys., 1977, v. 115, n. 1—2.

СахКНИИ ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
30 декабря 1981 г.

УДК 553.494.2+553.311 (571.6)

М. И. Ефимова, В. А. Соляник, А. Г. Пятков,
Л. Б. Хершберг

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ТИТАНОМАГNETИТОВЫХ ПЕСКОВ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ

На основании детального изучения вещественного состава песков двух россыпей установлено содержание полезных компонентов и выделены наиболее продуктивные классы крупности для каждой россыпи. Сопоставление россыпей показало, что они значительно от-

личаются содержанием ценных компонентов, общим списком минералов и гранулометрическим составом, и, следовательно, при их обогащении требуется разработка раздельных технологических схем.

В статье рассматриваются характеристики рудоносных песков двух россыпей: Японского моря и Тихоокеанского побережья Курильской гряды, которые тесно связаны с различными питающими провинциями в различных геоморфологических и динамических обстановках побережья.

или с наклоном 5—6°. Отмечаются группы сближенных прослоев.

Россыпь Японского моря (черные пески) приурочена к Хасанскому взморью залива Петра Великого. Прибрежная суша представляет собой аккумулятивную равнину с останцево-денудационными формами рельефа. Наиболее древними геологическими образованиями района являются сложнодислоцированные, в различной степени метаморфизованные карбонатные, эффузивные и терригенные породы палеозоя и прорывающие их верхнепалеозойские гранитоиды и мезозойские габброиды. Эти породы слагают денудационные останцы и их педименты. На размытой поверхности палеозойских толщ с резким угловым несогласием залегают эффузивно-осадочные толщи палеогена и песчано-алевролитовые осадки неогена. Наибольшим распространением на аккумулятивной равнине пользуются породы четвертичного возраста мощностью до 60 м. Представлены они элювиально-делювиальными, делювиальными и морскими отложениями. Современные морские осадки слагают линейно-вытянутую косу длиной около 20 км, с береговыми валами в тыловой части и широким песчаным пляжем, где развиты кварцевые пески с прослоями магнетита. Россыпь слоистая, так как концентрации титаномагнетита образуются при юго-восточном штормовом волнении, но захороняются песком, переносимым ветрами северо-западных румбов. Мощность рудных прослоев меняется от 1,0 до 3—4,0 см, залегают они или горизонтально,

Источником поступления рудных минералов в прибрежно-морскую зону является аллювир. Тюмень-Ула, верховья которой дренируют вулкан Пектусан (КНДР). В низовьях реки низкопорядковые притоки размывают коры выветривания денудационных останцев. Обогащение прибрежно-морских осадков рудными минералами к северу от устья р. Тюмень-Ула, по-видимому, объясняется существованием вдольберегового потока наносов.

Гранулометрический и количественный минералогический анализы рудоносных черных песков показывают, что в них помимо породообразующих минералов — кварца, полевого шпата, амфибола и пироксена — содержатся магнетит (182 кг/м³), ильменит (224 кг/м³), сфен (100 г/м³), циркон (50 г/м³) и аксессуарные количества рутила, монацита, касситерита, ксенотима, граната, андалузита, силлиманита и других минералов (табл. 1).

Как видно из табл. 1, черные пески относятся к категории мелкозернистых. Класс +0,25 мм практически не содержит ценных минералов и, следовательно, может быть отнесен при обогащении черных песков к хвостам. Фракции +0,1—0,14 мм и +0,071—0,1 мм имеют наибольшее практическое значение. Не раскрытые агрегаты и сростки минералов наблюдаются главным образом в классе +0,5—1,0 мм.

По данным химического анализа (табл. 2), в рудоносных песках содержится в среднем 19,98% TiO₂ и 53,18% Fe₂O₃.

Количественный минералогический анализ пяти отдельных проб и одной смешанной (табл. 3) показывает, что главными минералами

Результаты гранулометрического и минералогического анализа черных песков россыпи

Фракция	Выход тяжелой фракции, %	Минералы								
		Магнетит	Ильменит	Амфибол	Гранат	Эпидот	Сфен	Циркон	Кварц + пол. шпат	Прочие
-1,0+0,5	0,59									Сростки минералов
-0,5+0,25	41,5	0,5	0,5	11,6	3,0	3,5	1,5	0,4	78,0	Андалузит, силлиманит, рутил, лейкоксен — знаки
-0,25+0,14	37,3	14	27	25	3,5	7,9	9,0	2,8	10,4	Ортит — 0,40
-0,14+0,1	20,0	60,5	24	12,0	Зн.	Зн.	Зн.	2,0	Зн.	Силлиманит, андалузит, лейкоксен 1,5
-0,1+0,071	0,53	77,5	12,5	1,5	Зн.	1,5	Зн.	7,0	Зн.	Рутил, ортит — знаки
-0,071+0,04	0,08	15,0	10,0	10,0	Зн.	10,0	3,0	5,0	47,0	Рутил, ортит — знаки

изучаемой ассоциации являются ильменит, магнетит, амфибол, кварц, полевой шпат, эпидот, сфен, гранат и циркон.

Большая часть ильменита (около 50%) представляет собой частицы размером $-0,25 + 0,1$ мм. Содержание минерала в черных песках колеблется в пределах 26,4—31,9%. Для ильменита характерны окатанные зерна и толстотаблитчатые кристаллы с плохо развитыми гранями ромбоэдра, а также сростки с эпидотом, кварцем, сфеном и гранатом. Поверхности зерен неровная, ямчатая, углубления заполнены белесым лейкоксеном и мелкими кристалликами бурого сфена. В отраженном свете в ильмените заметна структура распада твердых растворов в виде тонкой решетки магнетита.

Основное количество магнетита содержится в классе $-0,1 + 0,071$, меньшая часть в классе $-0,5 + 0,25$. Содержание минерала в черных песках меняется от 26,3 до 33,6%. Форма зерен магнетита октаэдрическая, реже встречаются ромбододекаэдры и полуокатанные зерна, иногда грани кристаллов покрыты штрихами, параллельными длинной диагонали ромба. За счет процессов окисления часть магнетита превращена в мартит. В отраженном свете минерал проявляет структуру распада твердых растворов. При распаде титаномагнетита на магне-

тит и ильменит последний замещается рутилом. Рутиловые иглы образуют тригональную сетку, а промежутки между ними слагаются магнетитом. Химический состав магнетита показан в табл. 4.

Приведенный химический состав магнетита черных песков сопоставим с составом аксессуарных магнетитов из палеозойских плагиогранитов, развитых в изучаемом районе [1]. Это позволяет предполагать генетическое родство магнетита россыпи с указанными породами.

Россыпь Зеркальный пляж (серые пески) находится в одном из заливов Тихоокеанского побережья Курильской гряды и приурочена к пляжу длиной около 12 км и шириной 200—250 м. Она возникла в результате разрушения и перемыва туфогенно-осадочных отложений рыбаковской и куйбышевской свит неогена. В составе этих свит присутствуют пемзы, пем-

Таблица 3

Результаты количественного минералогического анализа проб черных песков

Минерал	Проба					
	Смешанная	1	2	3	4	5
Ильменит	30,0	31,9	26,4	29,8	29,4	29,2
Магнетит	31,0	31,2	36,2	26,3	33,6	26,3
Амфибол, пироксен	12,7	10,0	12,0	9,4	11,3	15,1
Гранат	2,1	3,0	3,0	—	2,1	2,8
Эпидот	6,0	4,7	2,7	5,7	4,0	4,5
Сфен	3,4	2,5	3,6	3,1	3,2	2,9
Циркон	1,4	1,0	1,5	1,0	1,1	1,1
Кварц и полев. шпат	13,2	14,9	10,5	18,5	13,1	16,0
Гематит	0,2	0,3	3,0	2,7	2,0	1,9
Аксессуарные минералы	—	0,6	1,1	3,5	0,2	0,2
Сумма	100	100	100	100	100	100

Примечание. Аксессуары: лейкоксен, рутил, андалузит, силлиманит, монацит, ортит, турмалин, мартит, лимонит.

Таблица 2

Результаты анализа проб черных песков

№ проб	Содержание, %		
	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	SiO ₂
1	20,3	56,7	19,4
2	21,5	56,0	20,3
3	18,6	43,4	31,8
4	21,0	58,8	17,0
5	18,5	51,0	—

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории обогащения Института химии ДВНЦ АН СССР.

Средний химический состав магнетита россыпи черных песков

Компонент	FeO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	MnO	SiO ₂	P ₂ O ₅	
Содержание, %	28,46	66,33	2,55	1,39	0,46	0,26	1,90	0,36	
Элемент	Cr	V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
Содержание, % n · 10 ⁻⁴	1800	2000	78	78	220	12	525	30	11

Примечание. Аналитики: Лаговская Е. А., Ланкова Т. В., Пятков А. Г.

зовые туфы, туфоконгломераты и песчаники, слагающие берега залива. В геологическом строении берегов залива принимают участие туфогенно-осадочные образования, а также толеитовые андезиты, андезито-базальты, базальты и дациты. Считается, что именно эти породы являются источником тяжелой фракции изучаемой россыпи. Характерной особенностью титаномагнетитовых (серых) песков является крайне неравномерное содержание в них общего железа. Наибольшее его количество приурочено к тыловым частям россыпи (2-й береговой линии) — 11,21—11,4% и снижается до 8,66—9,77% в направлении к уезу. Пески относятся к мелкозернистым с преобладающим классом — 0,25 мм, и только на отдельных участках появляются линзы среднезернистых песков +0,25—0,5. По составу пески кварц-полевошпатовые с примесью зерен пироксена и андезита. Пески содержат магнетита 6—8%, мартита 5—8%, ильменита менее 1%. Вещественный состав их приведен в табл. 5.

Как видно из табл. 5, большая часть рудных минералов находится в сростках с кварцем, пироксеном и другими минералами, что создает значительные трудности для обогащения.

Основная масса титаномагнетита приурочена к классу —0,1 + 0,071 мм (табл. 6), т. е. раскрытие сростков возможно только при зна-

чительном измельчении исходного песка. Форма титаномагнетитовых зерен различна, чаще всего наблюдаются кристаллики октаэдрической формы, реже — ромбододекаэдры и полуокатан-

Т а б л и ц а 6

Распределение титаномагнетита по классам крупности в серых песках

Класс	Выход	Титаномагнетит			
		Чистый		В сростках	
		Содержание	Распределение	Содержание	Распределение
+0,63	1,00	—	—	80,00	1,30
—0,63+0,315	34,65	—	—	79,60	44,20
—0,315+0,25	27,20	1,20	5,39	66,30	28,90
—0,25+0,2	17,00	5,20	14,62	56,60	15,40
—0,2+0,16	10,80	12,80	22,84	38,00	6,60
—0,16+0,1	8,90	36,50	53,69	24,60	3,50
—0,1+0,07	0,20	82,20	2,71	8,01	0,20
—0,07+0,044	0,18	16,20	0,48	19,00	0,05
—0,044	0,07	24,00	0,27	28,00	0,03
Всего	100,0	6,0	100,0	62,4	100,0

Т а б л и ц а 7

Средний химический состав магнетита из толеитовых андезитов Курильской гряды [1]

Элемент	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₄	MgO	MnO
Содержание, %	7,11	5,42	85,38	1,61	0,94

По данным рентгеноспектрального анализа

Элемент	Cr	V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
Содержание, % n · 10 ⁻⁴	750	3233	240	267	66	48	873	13	46

Примечание. По данным эмиссионного спектрального анализа. Аналитики: Т. В. Ланкова, А. Г. Пятков.

Т а б л и ц а 5

Вещественный состав исходных серых песков

Минералы, сростки минералов, обломки пород	Содержание, %
Обломки пород с включениями титаномагнетита	42,1
Сростки кварца с титаномагнетитом	16,8
Пироксен	15,5
Кварц	12,4
Сростки пироксена с титаномагнетитом	7,1
Титаномагнетит	5,8
Ильменит	0,2
Прочие (амфибол, марказит, лейкоксен)	0,1

ВЫВОДЫ

1. Сопоставление изученных россыпей показывает, что они значительно отличаются по гранулометрическому составу и ассоциации россыпеобразующих минералов. «Серые» пески Курильских пляжей относятся к весьма труднообогатимым. «Черные» пески побережья Японского моря считаются легкообогатимыми.

2. Россыпи побережья Японского моря являются комплексными. В «серых» песках Курильского побережья титаномагнетит — единственный россыпеобразующий минерал.

3. Значительные отличия изучаемых рудоносных песков заметно усложнят освоение титаномагнетитовых прибрежно-морских россыпей дальневосточных морей, поскольку практически для каждого типа их потребуются различные схемы обогащения.

ные зерна. Поверхность зерен часто покрыта пленками мартита, за счет чего несколько снижается магнитная восприимчивость минерала. В отраженном свете в титаномагнетите видна решетчатая структура распада, обусловленная прорастанием магнетита пластинками ильменита параллельно плоскостям октаэдра. Иногда в титаномагнетите наблюдаются включения шпинели в виде коротких веретенообразных телец или разрозненных зернышек. Согласно результатам химического анализа в титаномагнетите содержится 77% Fe_2O_3 и 7,17% TiO_2 .

Близкие значения показывает анализ титаномагнетита из толейтовых андезитов Курильской гряды (табл. 7), который проводился в лаборатории физических методов исследования ДВГИ, что позволяет предполагать генетическое родство этих минералов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Щека С. А., Пятков А. Г. и др. Парагенезисы микроэлементов магнетита. М.: Наука, 1980.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
10 декабря 1981 года

УДК 551 : 733+551.734(571.6—18)

Е. И. Качанов, М. Х. Гагиев, Л. В. Смирнова

НОВЫЕ ДАННЫЕ О НИЖНЕДЕВОНСКИХ И ПОГРАНИЧНЫХ С НИМИ ОТЛОЖЕНИЯХ ОМУЛЕВСКОГО ПОДНЯТИЯ (Северо-Восток СССР)

Исследования конодонтов, ругоз и табулят нижнедевонских и пограничных с ними отложений Омuleвских гор и южных отрогов Момского хребта (Омuleвское поднятие, Северо-Восток СССР) позволили уточнить

Карбонатные и терригенно-карбонатные разрезы отложений девона Омuleвского поднятия являются одними из лучших и представительных на Северо-Востоке СССР. Предыдущими исследователями были предложены две местные стратиграфические схемы расчленения этих отложений. На территории Омuleвских гор используется схема посвитного расчленения разрезов терригенно-карбонатного типа, разработанная в основном А. А. Николаевым в 1944—1974 гг. и утвержденная МСК в качестве Унифицированной региональной стратиграфической схемы Омuleвской структурно-фациальной области [12]. Стратиграфическая схема посвитного расчленения карбонатных разрезов девонских отложений Момского хребта разрабатывается в последние 5—10 лет геологами ПО Аэрогеология [13, 17, 18].

Основными задачами изучения стратиграфии рассматриваемых отложений являются: 1) детальная взаимная корреляция стратонев Омuleвских гор и Момского хребта; 2) корреляция этих подразделений с единицами Международной стратиграфической шкалы; 3) детальное зональное расчленение и 4) уточнение положения границ нижнего девона. Решению этих задач препятствует значительный эндемизм бентосной фауны, редкая встречаемость головоногих моллюсков, отсутствие граптолитов, слабая изученность тентакулитов и микрофоссилий. В процессе тематических исследований силурийских и девонских отложений Омuleвского поднятия, проводимых нами в последние 6 лет*, были использованы ранее не изучавшиеся груп-

корреляцию местных стратиграфических подразделений: нелюдимской, калгарской, голышевской и сарыньской свит. Выделена последовательность местных конодонтовых зон и слоев с ругозами и табулятами.

пы микрофоссилий: конодонты, акантоды, телодонты. Исследовались разрезы калгарской, голышевской и сарыньской свит в южных отрогах Момского хребта. Была дополнена и детализирована характеристика нелюдимской свиты в ее стратотипе на р. Нелюдимой (бассейн р. Таскан).

Новые данные позволили уточнить внутри- и межрегиональную корреляцию местных стратиграфических подразделений, произвести их детальное расчленение по конодонтам и кораллам и дать более обоснованную трактовку положения границы силура и девона.

ОМУЛЕВСКИЕ ГОРЫ

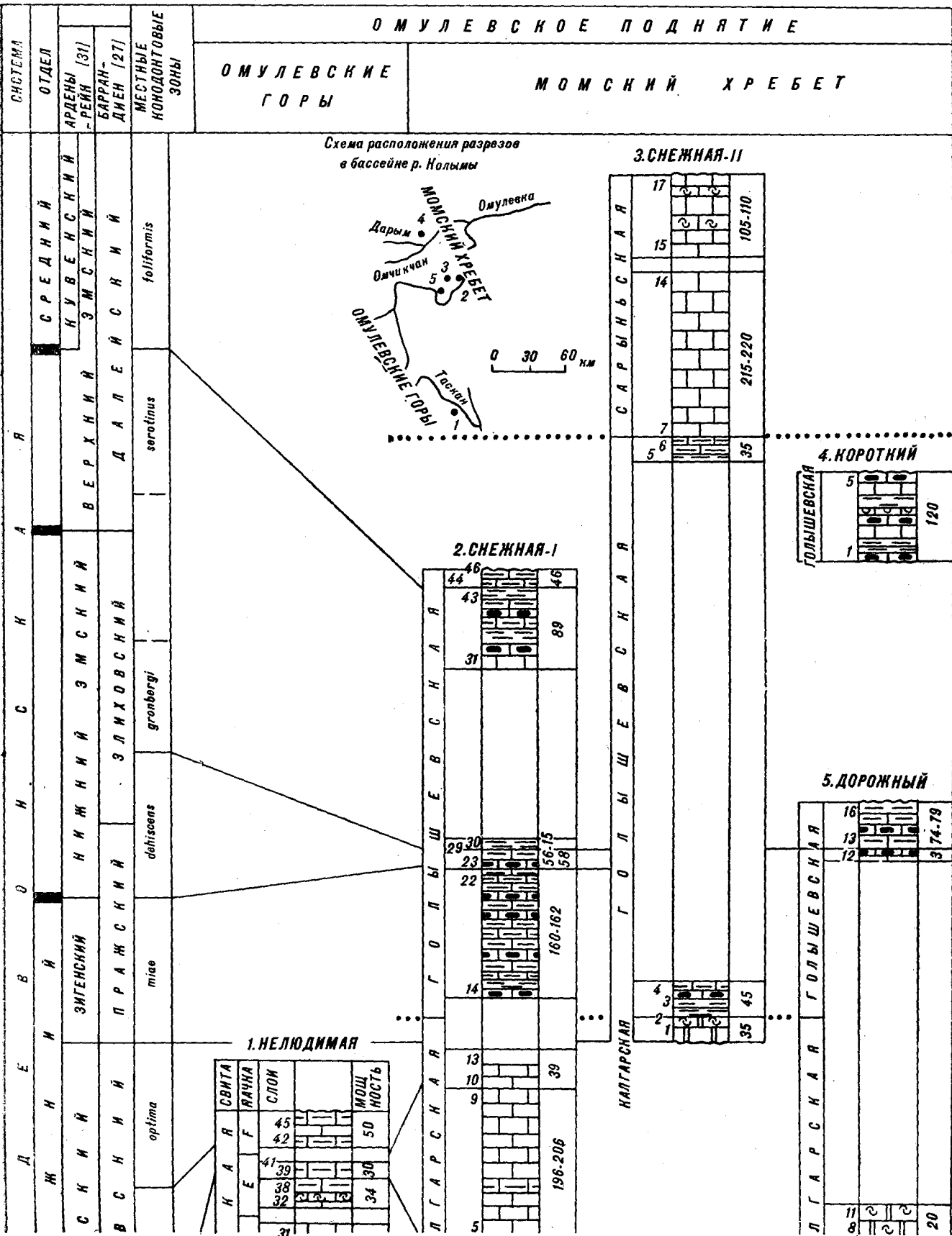
Нелюдимская свита S_2-D_{1nl} впервые была выделена в 1957 г. А. А. Николаевым [6] в объеме верхнего силура и нижней части жединского яруса девона. В дальнейшем возраст свиты неоднократно пересматривался; в Унифицированной региональной стратиграфической схеме 1978 г. эта свита рассматривается в объеме жединского и нижней части зигенского ярусов [12].

В стратотипическом разрезе на р. Нелюдимой эта свита, согласно залегающая на красочетных отложениях мирненской свиты, подразделена А. А. Николаевым на шесть пачек: от «А» до «F». Характеристика пачек достаточно полно представлена в работах предшественников, поэтому здесь мы ограничимся приведением только новых данных.

В результате наших исследований устанавливается позднепржидольско-жединский воз-

* Полевые работы выполнены Е. И. Качановым (1975—1980 гг.) при участии Л. С. Тильман (1975, 1978 гг.). Определение фауны сделано: Л. В. Смирновой (табуляты), Е. И. Качановым (ругозы), Ф. А. Журавлевой (цефалоподы), В. Л. Клишевичем (тентакулиты), С. В. Черкесовой и В. П. Бутковым (брахиоподы),

Ю. А. Дубатовой (криноиды), В. Н. Каратакте-Талимаа и Ю. Ю. Валюквичюсом (рыбы), М. Х. Гагиевым (конодонты). Петрографическое описание осадочных пород в шлифах произведено Т. П. Разиной, а вулканогенных пород — П. П. Лычагиным и Г. А. Семеновым.



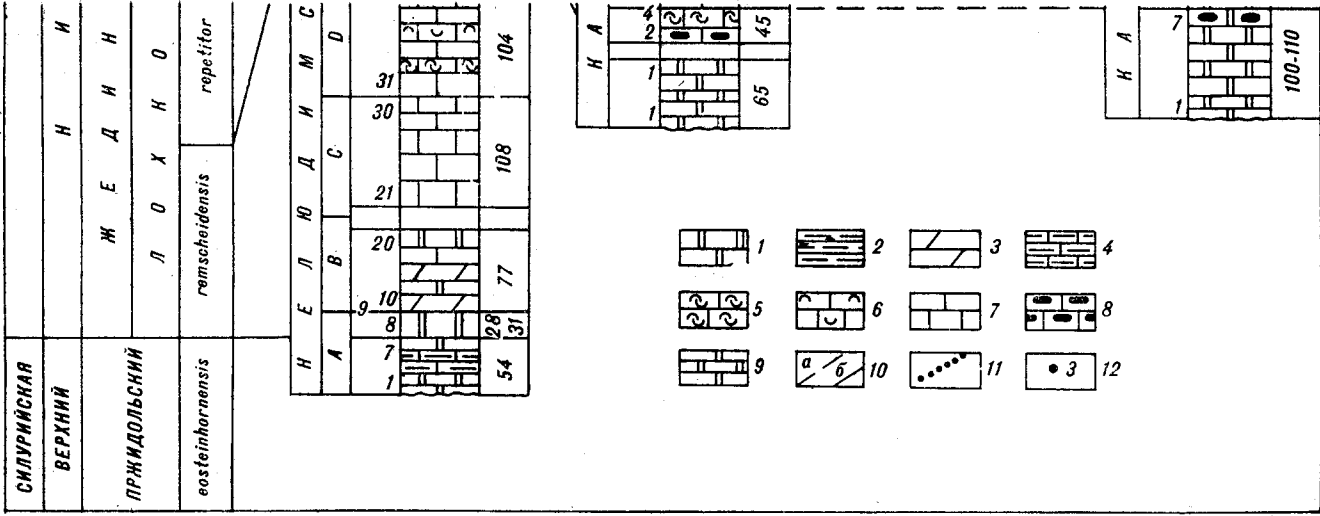


Схема корреляции разрезов нижнедевонских и пограничных с ними отложений Омuleвского поднятия.

Условные обозначения: 1 — доломиты разнослоистые; 2 — переслаивание глинистых известняков и известковистых мергелей; 3 — песчанистые известняки; 4 — глинистые известняки; 5 — органогенно-обломочные известняки и доломитизированные известняки; 6 — коралловые известняки; 7 — известняки; 8 — кремневые желваки, прослои; 9 — доломиты тонкослоистые; 10 — границы зон по конодонтам: а) предполагаемые, б) установленные; 11 — границы свит; 12 — номера разрезов.

раст нелюдимой свиты в объеме конодонтовых зон eosteinhornensis, remscheidensis, repetitor и optima, а также слоев с Favosites effusus — Squameofavosites attenuatus Favosites socialis (табуляты) (табл. 1, 2).

ВЕРХНИЙ СИЛУР

Пржидольский ярус

Зона eosteinhornensis установлена в нижней части пачки «А» (слои 1—7), представленной серыми микрослоистыми известняками и известковистыми алевролитами, мощностью 54 м. Нижняя граница этой (и всех остальных) конодонтовой зоны определяется по первой находке ее вида-индекса, верхняя граница проводится по появлению вида-индекса последующей зоны. Зоне eosteinhornensis соответствует нижняя часть слоев с Favosites effusus — Squameofavosites attenuatus (табуляты). Ругозы в этой части разреза не обнаружены.

Установленный комплекс фауны включает: конодонты * — Spathognathodus eosteinhornensis Walliser, Sp. interpositus Mashkova, Sp. inclinatus (Rhodes); табуляты (по нашим данным, а также по сведениям В. Н. Дубатолова и Б. В. Преображенского [6]) — Favosites yermolaevi Tschern., F. kovechovi Prbrz., F. microspinus Dubat., F. fungites Sok., F. effusus Klaam., Squameofavosites attenuatus Smirn.,

* Здесь и далее в списках конодонтов приводятся только формы, имеющие определенную биостратиграфическую ценность (на данном этапе изученности).

Sq. aff. nodulosus Smirn.; брахиоподы — Stropheodonta sp.

Рассматриваемый интервал разреза, до сих пор считавшийся нижнежединским [6, 12, 19], определяется нами по присутствию Sp. eosteinhornensis как верхнепржидольский. Зона eosteinhornensis выделена в верхнепржидольских отложениях многих регионов СССР и за рубежом [8, 22, 23 и др.]. Указанной корреляции не противоречат и данные по табулятам, в комплексе которых, наряду с девонскими элементами, присутствуют виды, характерные для верхнего силура — Favosites fungites Sok. и F. effusus Klaam.

НИЖНИЙ ДЕВОН

Жединский ярус

Зона remscheidensis установлена в интервале от верхней части пачки «А» до нижней части пачки «Е» (слои 8—38), представленном серыми разнослоистыми глинистыми известняками, доломитистыми известняками и доломитами, мощностью 340 м. Зоне remscheidensis здесь соответствуют слои с табулятами Favosites effusus — Squameofavosites attenuatus (верхняя часть) и Favosites socialis (нижняя часть).

Комплекс конодонтов зоны включает: Spathognathodus remscheidensis Ziegler, Sp. inclinatus (Rhodes); с первой находкой Sp. remscheidensis совпадает последняя — Sp. eosteinhornensis. Обнаружены также: табуляты — Favosites sibiricus Peetz, F. admirabilis Dubat.,

СИСТЕМА ОТДЕЛ			АРДЕННО-РЕЙНСКАЯ ОБЛАСТЬ	БАРРАНДИЕН	СТАНДАРТНЫЕ КОНДОНТОВЫЕ ЗОНЫ	ОМУЛЕВСКИЕ ГОРЫ		МОМСКИЙ ХРЕБЕТ		ПРЕДЛАГАЕМАЯ СХЕМА ЗОНАЛЬНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ			
						С В И Т Ы				ЗОНЫ		СЛОИС ФАУНЫ	
						УНИФОРМ. СХЕМА [12]	ПРЕДЛАГАЕ- МАЯ СХЕМА	ПО СМЯД- ЧЕННО [13]	ПРЕДЛАГАЕ- МАЯ СХЕМА	КОНДОНТЫ	ТАБУЛЯТЫ	РУГОЗЫ	
СИЛУРИЙСК. ВЕРХНИЙ	НИЖНИЙ	ЖЕДИНСКИЙ	ПРАЖСКИЙ	ЛОХНОВСКИЙ	l. woschmidti	Sp. eostein-hornensis	МИРНЕНСКИЙ		ГАРМЫ ЧАНСКАЯ	?	eostein-hornensis	F. effusus- Sq. attenuatus	
							НИЖНЯЯ				eostein-hornensis		
?	?	НИЖНИЙ ЗМСКИЙ	ПРАЖСКИЙ	ЛОХНОВСКИЙ	l. woschmidti post woschmidti	Sp. eostein-hornensis	ОЖИДАНЬИНСКАЯ		НАЛГАРСНАЯ	?	remscheidensis	Favosites socialis	
							НИЖНЯЯ				remscheidensis		
?	?	НИЖНИЙ ЗМСКИЙ	ПРАЖСКИЙ	ЛОХНОВСКИЙ	l. woschmidti	Sp. eostein-hornensis	ОЖИДАНЬИНСКАЯ		НАЛГАРСНАЯ	?	repitator	Favosites socialis	
							НИЖНЯЯ				repitator		
?	?	НИЖНИЙ ЗМСКИЙ	ПРАЖСКИЙ	ЛОХНОВСКИЙ	l. woschmidti	Sp. eostein-hornensis	ОЖИДАНЬИНСКАЯ		НАЛГАРСНАЯ	?	optima	Favosites socialis	
							НИЖНЯЯ				optima		
?	?	НИЖНИЙ ЗМСКИЙ	ПРАЖСКИЙ	ЛОХНОВСКИЙ	l. woschmidti	Sp. eostein-hornensis	ОЖИДАНЬИНСКАЯ		НАЛГАРСНАЯ	?	remis	Favosites socialis	
							НИЖНЯЯ				remis		
?	?	НИЖНИЙ ЗМСКИЙ	ПРАЖСКИЙ	ЛОХНОВСКИЙ	l. woschmidti	Sp. eostein-hornensis	ОЖИДАНЬИНСКАЯ		НАЛГАРСНАЯ	?	miae	Favosites socialis	T. speciosum-T. altaica
							НИЖНЯЯ				miae		
?	?	НИЖНИЙ ЗМСКИЙ	ПРАЖСКИЙ	ЛОХНОВСКИЙ	l. woschmidti	Sp. eostein-hornensis	ОЖИДАНЬИНСКАЯ		НАЛГАРСНАЯ	?	dehiscens	Favosites socialis	D. spiciferum-Z. parvum
							НИЖНЯЯ				dehiscens		
?	?	НИЖНИЙ ЗМСКИЙ	ПРАЖСКИЙ	ЛОХНОВСКИЙ	l. woschmidti	Sp. eostein-hornensis	ОЖИДАНЬИНСКАЯ		НАЛГАРСНАЯ	?	gronbergi	Favosites socialis	D. spiciferum-Z. parvum
							НИЖНЯЯ				gronbergi		
?	?	НИЖНИЙ ЗМСКИЙ	ПРАЖСКИЙ	ЛОХНОВСКИЙ	l. woschmidti	Sp. eostein-hornensis	ОЖИДАНЬИНСКАЯ		НАЛГАРСНАЯ	?	serotinus	Favosites socialis	D. spiciferum-Z. parvum
							НИЖНЯЯ				serotinus		
?	?	НИЖНИЙ ЗМСКИЙ	ПРАЖСКИЙ	ЛОХНОВСКИЙ	l. woschmidti	Sp. eostein-hornensis	ОЖИДАНЬИНСКАЯ		НАЛГАРСНАЯ	?	foliformis	Favosites socialis	D. fibritim-S.
							НИЖНЯЯ				foliformis		

Схема расчленения нижнедевонских и пограничных с ними отложений Омuleвского поднятия.

F. yermolaevi Tschern., *F. ex gr. terraenovae* Tschern., *F. ex gr. pseudosocialis* Dubat., *F. socialis* Sok. et Tes. forma *socialis* Dubat., *F. socialis* Sok. et Tes. forma *typica* Dubat., *F. socialis* Sok. et Tes. forma *laeta* Dubat., *F. socialis* Sok. et Tes. forma *heterostila* Dubat., *Pachyfavosites hidensiformis* (Miron.), *Squameofavosites attenuatus* Smirn., *Caliaporina macroporosa* Dubat.; цефалоподы — *Dnestroceras* sp., *Proteoceratidae*; брахиоподы — *Howellella* (?) sp.

Вид-индекс зоны *gemscheidensis* во многих регионах мира появляется одновременно или почти одновременно с *Icriodus woschmidti woschmidti* — руководящей формой самой ранней жединской зоны в стандартной шкале конодонтовой зональности [25, 30]. Зона *gemscheidensis* выделена в раннежединских отложениях некоторых регионов СССР [11, 15, 20]. Комплекс табулят сходен с установленным в отложениях, относимых к жединским в разрезах Советской Арктики, Кузбасса, Восточной Сибири [1, 4, 14, 21]. Рассматриваемый интервал соответствует, таким образом, нижнему жедину, а нижняя граница зоны *gemscheidensis* — границе силурийской и девонской систем.

Зона *repetitor* установлена в верхней части пачки «Е» (слои 39—41), представленной темно-серыми известняками видимой мощностью около 30 м. Зона *repetitor* на данном этапе изученности охарактеризована в стратотипе нелюдимской свиты небольшим числом конодонтовых проб, поэтому не исключается возможность того, что ей может соответствовать и более значительный интервал разреза. Этой зоне отвечает средняя часть слоев с *Favosites socialis* (табуляты).

Установленный комплекс фауны: конодонты — *Spathognathodus repetitor* Carls et Gandl (= *Sp. praeoptima* Mashkova), *Sp. aff. exiguus philipi* Klapper (= ? *Sp. frankenwaldensis* Bischoff et Sannemann); табуляты — *Caliaporina macroporosa* Dubat. и ругозы *Dendrostella columnaris* (Zhelt):

Вид-индекс данной зоны установлен в раннежединских, приблизительно одновозрастных конодонтовых зонах *woschmidti postwoschmidti*, *eurekaensis* и *praeoptima* различных регионов СССР, Западной Европы, Северной Америки [25, 26, 28].

Учитывая эти данные, мы коррелируем рассматриваемую часть пачки «Е», до сих пор относимую к верхнему жедину [12], с верхней частью нижнего жедина.

Зона *optima* установлена в интервале пачки «Г» (слои 42—45 верхней части нелюдимской свиты), представленном разнозернистыми и детритовыми известняками, черными известковистыми аргиллитами и мергелями видимой мощностью около 50 м. Зона *optima* охарактеризована в данном разрезе небольшим числом проб с конодонтами *Spathognathodus cf. exiguus*

philipi Klapper, *Sp. optimus* Moskalenko (sensu Philip). Ей соответствуют верхние части слоев с *Favosites socialis* (табуляты) и с *Neomphyma simplex* (ругозы).

Помимо указанных выше конодонтов, обнаружены также: табуляты — *Favosites yermolaevi* Tschern., *Caliaporina macroporosa* Dubat.; наутилоидеи — ? *Orthoceratida*; тентакулиты — *Turkestanella ex gr. acuaria* (Richt.), *Novakia aff. proninae* Y. L., *Viriattellina galinae* Bouček; брахиоподы *Howellella cf. minor* Ržon.

Интервал зоны *optima* коррелируется с верхним жедином (верхним лохковым) на том основании, что *Sp. optimus* — вид-индекс местной зоны — установлен в верхнелохковских шпикатских слоях кунжакского горизонта Южного Тянь-Шаня совместно с конодонтами *Pedavis pesavis* и граптолитами *Monograptus hercynicus* [10]. *Sp. optimus* установлен также в раннежединских отложениях ряда других регионов СССР, Северной Америки и Западной Европы [9, 25].

Более высокие части разреза девона на р. Нелюдимой пока не имеют достаточной палеонтологической характеристики и поэтому в данной работе не рассматриваются.

МОМСКИЙ ХРЕБЕТ

Калгарская свита — D₁k₁ выделена в 1974 г. геологами ИО Аэрогеология в северной части Момского хребта. До сих пор она коррелировалась с интервалом от нижнего девона (без самых низов жединского яруса) до эйфеля [13, 17, 18]. Большая часть разреза свиты не была охарактеризована фаунистически, поэтому ее возрастные границы определялись в значительной степени условно.

Разрезы («Снежная-I», «Снежная-II», «Дорожный») (схема в табл. 1) калгарской свиты, исследованные нами, находятся в 100—120 км к югу от стратотипической местности (руч. Калгар) и являются, очевидно, неполными. Суммарная мощность изученных отложений калгарской свиты в коренных выходах не превышает 400 м — против 1000—1100 м на руч. Калгар, р. Хара-Уулах и др. Впрочем, не исключена приуроченность рассматриваемых разрезов к зоне выклинивания калгарской свиты.

В южных отрогах Момского хребта калгарская свита имеет двучленное строение. Нижняя толща сложена преимущественно пепельно-серыми микро- и тонкослоистыми разноплитчатыми доломитами, доломитовыми песчаниками, гравелитами и мелкогалечными конгломератами без ископаемых органических остатков. В разрезе «Дорожный» в верхней части толщи появляются маломощные линзовидные прослои ортракодово-детритовых известняков с конодонтами. Нижняя толща калгарской свиты согласно залегает на красноцветных терригенных и

карбонатно-терригенных отложениях гармычанской свиты верхнего силура. Мощность нижней толщи 60—65 м. Верхняя толща сложена разнообразными известняками, в различной степени доломитизированными и окремнедыми. Среди них наиболее примечательны коралловые (амфипоровые, табулятово-строматопоровые) разности, а также пласты с прослоями черных кремней типа «слоеный пирог». Граница между нижней и верхней толщами литологически постепенная. Мощность известняковой толщи в коренных выходах около 300 м. Верхняя граница калгарской свиты установлена в разрезе «Снежная-II».

В результате наших исследований определен жединско-зигенский (раннезигенский?) возраст калгарской свиты в объеме конодонтовых зон *remscheidensis* (условно), *repetitor*, *optima*, *miae* (нижняя часть), а также слоев с табулятами *Favosites socialis* и ругоз *Neomphyma simplex* (см. табл. 1, 2).

НИЖНИЙ ДЕВОН

Жединский ярус

Зона remscheidensis в калгарской свите выделена условно в разрезе «Снежная-I», где ей отвечают слои 1—4. В данном интервале монотонные микро- и тонкослоистые доломиты нижней толщи (до 65 м) сменяются вверх по разрезу доломитизированными известняками верхней толщи — амфипоровыми, табулятово-строматопоровыми, детритовыми, с желваками, включениями и прослоями черных кремней (55 м). В кровле нижней толщи обнаружены конодонты *Plectospathodus* sp., аналогичные описанным Н. Сэвиджем [29, pl. 1, figs. 14—15] в качестве плектоспатодного элемента мультиэлементного вида *Spathognathodus* (*Ozarkodina*) *remscheidensis* в нижнежединских отложениях гор Кламат в Северной Калифорнии (США).

В разрезе «Дорожный» данной зоне отвечают, вероятно, слои 1—6, частично 7 нижней толщи, представленные однообразными микро-слоистыми глинистыми доломитами с редкими прослоями остракодово-детритовых доломитизированных известняков (60—65 м). Выше по разрезу наблюдается постепенная смена этих пород кораллово-строматопоровыми известняками верхней толщи (15 м).

Зона repetitor установлена в слоях 5—9 разреза «Снежная-I», представленных серыми разнозернистыми разноплитчатыми доломитизированными известняками верхней части калгарской свиты, часто амфипоровыми и кораллово-строматопоровыми, с включениями и прослоями черных кремней (до 215 м). Зоне *repetitor* здесь соответствуют средние части слоев с *Favosites socialis* (табуляты) и с *Neomphyma simplex* (ругозы).

В интервале зоны *repetitor* обнаружены: конодонты — *Spathognathodus repetitor* Carls et Gandl; табуляты — *Favosites socialis* Sok. et Tes., *F. socialis* Sok. et Tes. forma typica Dubat., *F. socialis* Sok. et Tes. forma patteiformis Dubat., *F. pseudosocialis* Dubat., *Parastriatopora* (?) *paradoxa* Chekh.

Корреляция зоны *repetitor* с верхней частью нижнего жедина приведена ранее; обнаруженный комплекс табулят характерен для нижнего подотдела нижнего девона Приполярного Урала и Северо-Востока СССР [5, 6].

Зона optima установлена в слоях 10—13 разреза «Снежная-I» верхней толщи калгарской свиты, представленных черными глинистыми и детритовыми известняками и разнозернистыми доломитами с прослоями аргиллитов, мощностью около 50 м. Зоне *optima* соответствуют верхние части слоев с *Favosites socialis* (табуляты) и *Neomphyma simplex* (ругозы).

Комплекс фауны включает: конодонты — *Spathognathodus optima* Moskalenko, Sp. *boucoti* Savage, Sp. *exiguus philipi* Klapper; табуляты — *Squameofavosites* sp., *Rossopora* sp.; ругозы — *Neomphyma simplex* Vag.; брахиоподы — *Stropheodonta*? ex gr. *latior* Meger, *Schuchertella* sp.

В составе приведенного комплекса конодонтов, обычного для зоны *optima*, присутствует Sp. *boucoti*; в разрезах р. Ройял Крик (территория Юкон, Канада) этот вид был обнаружен в верхнежединских отложениях совместно с P. *pesavis* и Sp. *optima* [24]. Ругозы N. *simplex* известны в верхней части петропавловской свиты и в сарайнинской свите восточного склона Северного и Среднего Урала, относимых к жединскому ярусу.

Интервалу зон — *repetitor* и *optima* соответствуют, вероятно, слои 7 (верхняя часть) — 11 в разрезе «Дорожный», представленные темно-серыми среднеплитчатыми амфипоровыми и кораллово-строматопоровыми доломитизированными известняками. Породы битуминозные, содержат желваки и включения черных кремней. Мощность 65—70 м. Определен следующий комплекс фауны: конодонты *Spathognathodus exiguus philipi* Kkapper, Sp. aff. *exiguus* Klapper (= ? Sp. *frankenwaldensis* Bischoff et Sanemann); табуляты — *Squameofavosites cribratus* forma *patula* Smirn., *Striatoporella gratica* Rukh., *Pachyfavosites* sp., *Oculipora* sp., *Alveolites* sp. Табуляты Sq. *cribratus* forma *patula* Smirn., установленные в данном комплексе, известны в отложениях горизонта губы Моржовой (Новая Земля), относимого к верхнему жедину.

Зигенский ярус

Зона miae (нижняя часть) установлена в верхней толще калгарской свиты в слоях 1—2 разреза «Снежная-II», представленных чередовани-

ем органогенно-обломочных известняков, доломитизированных известняков и доломитов мощностью 35 м. Этой же зоне соответствует значительный по мощности интервал вышележащей голышевской свиты.

В интервале зоны *miae* в калгарской свите обнаружен следующий комплекс фауны: конодонты — *Spathognathodus optima* Moskalenko, *Sp. miae* Bultynck; табуляты — *Squameofavosites* sp., *Sq. aff. cribratus* Smirn., *Dictiofavosites aff. salairicus* Mironova, *Striatopora aff. tschichatschevi* Peetz, *Caliopora macroporosa* Dubat., *Syringopora* sp.; ругозы — *Chlamydophyllum tabulatum* (Soshk.), *Tabularia* sp. 1, *Ceratophyllum* sp. 1, *Aulacophyllum priscum* Kr., *Tryplasma aequabilis* Lonsd., *Tr. (Pseudotryplasma) altaica* (Dub.), *Zonophyllum cf. septentrionarium* Kr., *Taimyrophyllum speciosum* Tchern., *Enterolasma tschern.*, *Siphonophrentis (Breviphrentis) aff. kobehensis* Merriam, *Barrandeophyllum cf. cantabricum* Kullm., *Pseudomicroplasma cylindrica* Kr.

Корреляция рассматриваемого интервала с зигенским ярусом в значительной мере условна. В стратотипических разрезах зигена Западной Европы конодонты изучены пока недостаточно детально. Наиболее древние находки *Sp. miae* в некоторых регионах СССР (Южный Тянь-Шань, Центральный Таджикистан, восточный склон Урала) установлены в стратиграфическом диапазоне между верхнежединской зоной *pesavis-optima* (приблизительно соответствующей нашей местной зоне *optima*) и первой нижнеэмской зоной *dehiscens* [2, 7, 11]. Не исключено, что нижней границе зоны *miae* может отвечать какой-либо уровень внутри верхнего жедина.

Ругозы указанного выше комплекса позволяют производить корреляцию с отложениями, относимыми к зигенскому ярусу (даксанские и юнходские слои Таймыра).

Голышевская свита — $D_{1-2(7)}g1$ выделена в 1980 г. А. И. Сидяченко [13] в объеме большой (верхней) части эйфельского яруса. Нижняя граница голышевской свиты, согласно перекрывающей калгарскую, определялась условно, поскольку отсутствовало ее достаточное палеонтологическое обоснование. Еще более условным являлось возрастное положение верхней границы свиты; фаунистические остатки не были изучены ни в верхней части голышевской свиты, ни в большей части разреза перекрывающей ее сарынской свиты.

Изученные нами разрезы голышевской свиты («Снежная-I», «Снежная-II», «Дорожный» «Короткий») близки по строению к стратотипу по руч. Голому и к разрезам стратотипической местности (бассейн рр. Зырянка, Хара-Уулах, Сарынь).

Голышевская свита представлена тонким рит-

мичным и ленточным переслаиванием терригенных и карбонатных пород темно-серой или черной окраски: разноплитчатых органогенных доломитизированных известняков, глинистых и песчаных известняков, желваков и прослоев черных кремней, известковистых аргиллитов и алевролитов, мергелей. Наблюдаются прослои, обогащенные тентакулитами; иногда отмечается косая слоистость.

Согласные и четкие контакты с подстилающей калгарской и перекрывающей сарынской свитами установлены в разрезе «Снежная-II». Основной стратиграфический диапазон голышевской свиты изучен в разрезах «Снежная-I», «Короткий» и «Дорожный». Палеонтологическая характеристика свиты позволяет рассматривать ее возраст как зигенско-верхнеэмский — конодонтовые зоны *miae* (верхняя часть), *dehiscens*, *gronbergi*, *serotinus* и *foliformis* (нижняя часть), которым соответствуют слои с ругозами *Taimyrophyllum speciosum* — *Tryplasma altaica*, *Digonophyllum spiciferum* — *Zonophyllum parvum*.

Зона *miae* (верхняя часть) в голышевской свите охватывает слои 3—4 в разрезе «Снежная-II» и 14—22 в разрезе «Снежная-I». В интервале зоны отмечается частое ритмичное переслаивание черных глинистых известняков, известковистых аргиллитов и мергелей с желваками и прослоями черных кремней. Мощность 160—170 м. Рассматриваемому интервалу отвечают слои с *Taimyrophyllum speciosum* — *Tryplasma altaica* (ругозы).

Обнаружен следующий комплекс фауны: конодонты — *Spathognathodus optima* Mosk., *Sp. exiguus philipi* Klapper, *Sp. miae* Bultynck., *Sp. ex gr. steinhornensis* Ziegler, *Pelekysgnatus serratus* Jentz.; рыбы — *Acanthodes?*, *Nostolepis striata?*, *Cheiracanthoides* sp., *Machaeracanthus?* sp.; табуляты — *Favosites* sp., *Thamnopora* sp., *Squameofavosites cribratus* Smirn., *Dictiofavosites salairicus* Tchern., *Striatopora tschichatschevi* Peetz *Caliopora macroporosa* Dubat., *Syringopora* sp.; ругозы — *Dendrostella columnaris* (Zhelt.), *Taimyrophyllum speciosum* Tchern., *Lyriolasma ex gr. petschorensis* (Soshk.), *Enterolasma tschernyschewi* Spassky, *Sterictophyllum cf. cresswelli* (Chapman), *Aulacophyllum priscum* Kr., *Tryplasma aequabilis* Lonsd., *Pseudomicroplasma cylindrica* Kr.; наутилоидеи — *Orthoceratida*; брахиоподы — *Cyrtina* sp., *Atrypa* sp.

Учитывая, что нижняя граница вышележащей зоны *dehiscens* в Рейнской области (ФРГ) совпадает с основанием эмского яруса [31], интервал зоны *miae* приблизительно коррелируется с зигенским ярусом. Ругозы рассматриваемого интервала не противоречат такому сопоставлению, а комплекс табулят характерен для отложений, относимых в настоящее время как к верхнему жедину, так и к зигену.

Нижний эмский ярус

*Zona dehiscens** установлена в слоях 23—29 разреза «Снежная-I»; вероятно, ей отвечает слой 12 в разрезе «Дорожный». Отложения представлены ритмичным переслаиванием черных глинистых известняков и известковистых алевролитов и аргиллитов с желваками и включениями черных кремней. Мощность — 55—60 м.

Обнаружен следующий комплекс фауны: конодонты — *Spathognathodus miae* Bultynck, *Sp. exiguus philipi* Klapper, *Pelekysgnathus serratus* Jentzsch, *Polygnathus dehiscens* Philip et Jackson; рыбы — *Nostolepis* sp. 2 (cf. *watsonacanthus*), *N. sp. 1* (cf. *costatus* Ganjet.), *Cheiracanthoides comptus* Wells, *Machaeracanthus* sp. (cf. *bohemicus*).

Возраст зоны устанавливается по виду-индексу, появление которого, как отмечалось выше, характеризует основание нижнего эмса. Одноименная зона выделяется в нижнеэмских отложениях многих регионов мира; в разрезах Баррандиена внутри ее интервала располагается пражско-зливовская граница [27].

Zona gronbergi (sensu Машкова, Апекина, 1978) установлена в слое 30 разреза «Снежная-I», представленном ритмичным переслаиванием тонкослоистых и тонкоплитчатых глинистых известняков и известковистых аргиллитов.

Комплекс фаунистических остатков включает: конодонты — *Spathognathodus exiguus philipi* Klapper, *Sp. aff. exiguus exiguus* Philip, *Sp. miae* Bultynck, *Sp. aff. steinhornensis* steinhornensis Ziegler, *Polygnathus dehiscens* Philip et Jackson, *P. gronbergi* Klapper et Johnson, *P. aff. gronbergi* Klapper et Johnson, *P. aff. perbonus* (Philip et Jackson), *Pelekysgnathus* sp, рыбы — *Nostolepis* sp. 2 (cf. *watsonacanthus*), *Cheiracanthoides* cf. *comptus* Wells, *Machaeracanthus* sp.

Комплекс конодонтов позволяет производить уверенную корреляцию с зоной *gronbergi* (sensu Машкова, Апекина, 1978), выделенной впервые в пограничных отложениях кимовских и джауских слоев kitabского горизонта Южного Тянь-Шаня [9] или с нижней частью «стандартной» нижнеэмской зоны *gronbergi*, известной во многих регионах мира.

Интервалу рассматриваемой зоны отвечают, вероятно, слои 13—16 верхней части разреза «Дорожный», где обнаружены конодонты *Spathognathodus steinhornensis* steinhornensis Ziegler.

Зоны perbonus и *inversus*, установленные нижне-верхнеэмских отложениях разрезов

* Стратотип местной зоны *dehiscens* (а также выше лежащей зоны *gronbergi*) выбран в разрезах эмских отложений по р. Авр (Гагиев, в печати), на восточном склоне Омудевских гор за пределами рассматриваемого в данной работе участка.

р. Авр (Омудевские горы) выше зоны *gronbergi*, в разрезах голышевской свиты Момского хребта пока не обнаружены. В разрезе «Снежная-I» этим зонам соответствует, возможно, необнаженный интервал между слоями 30—31.

Верхний эмский ярус

Zona serotinus установлена в верхней части голышевской свиты, в слоях 31—43 разреза «Снежная-I». Здесь наблюдается переслаивание темно-серых среднеслоистых грубоплитчатых органогенных известняков с прослоями черных кремней и тонкоплитчатых глинистых известняков и известковистых аргиллитов с тентакулитами. Мощность интервала зоны — около 90 м. Этой зоне соответствуют слои с ругозами *Digonophyllum spiciferum* — *Zonophyllum parvum*. Комплекс фауны включает конодонты — *Spathognathodus* aff. *steinhornensis* steinhornensis Ziegler, *Sp. cf. carinthiacus* Schulze, *Sp. exiguus expansus* Uyeno et Mason, *Polygnathus serotinus* Telford, *P. aff. serotinus* Telford, *P. aff. linguiformis* bultyncki Weddige, *P. aff. foliformis* Snigireva, *Sannemannia glenisteri* (Klapper), *S. aff. glenisteri* (Klapper); табуляты — *Crassialveolites* sp., *Syringopora* cf. *eifelensis* Schlut.; ругозы — *Digonophyllum spiciferum* Bespr., *D. aff. spiciferum* Bespr., *Zonophyllum parvum* Mark., *Pseudozonophyllum versiforme* (Mark.), *Dialythophyllum* aff. *vilvense* Soshk.; криноидеи — *Tetraptocrinus* cf. *erectus* J. Dubat., *Tetraxonocrinus* cf. *indefinitus* (J. Dubat.), *Hexacrinites* (?) cf. *humilicarinatus* Yelt., *Pentagonocyclicus* sp.; брахиоподы — *Atrypa* ex gr. *nikolajevi* Ržon., *Elythina* cf., *salairica* Ržon.

Корреляция рассматриваемой зоны не вызывает затруднений. Все перечисленные выше конодонты появляются в различных регионах мира либо в верхней части зоны *inversus*, либо в нижней части стандартной зоны *serotinus*. Учитывая, что граница между нижним и верхним эмсом в Арденно-Рейнской области находится внутри зоны *inversus* [30, 31], мы коррелируем местную зону *serotinus* с нижней частью стандартной зоны *serotinus* или с одноименной нижней подзоной Баррандиена [27]. Табуляты очень немногочисленны и плохой сохранности. Комплекс ругоз, установленный в интервале зоны *serotinus* в голышевской свите, по наличию близких видов может быть сопоставлен с комплексом пганасанских слоев (возможно, нижней части) Таймыра, хобочалинской свиты Тас-Хаяхта, коррелируемых обычно с эйфельским ярусом.

Zone foliformis соответствуют как наиболее верхние слои голышевской свиты, так и нижняя часть перекрывающей сарынской свиты. Зоне *foliformis* отвечают слои с табулятами *Crassialveolites pellicularis* и ругозами *Dohmophyllum fibratum* — *Stringophyllum admirabile*.

Базальная часть зоны *foliformis* установлена в слоях 44—46 голышевской свиты разреза «Снежная-I», представленных темно-серыми тонкослоистыми разноплитчатыми органогенно-обломочными известняками и доломитизированными глинистыми известняками с черными кремнями, в переслаивании с тонкоплитчатыми черными глинистыми известняками и известковистыми аргиллитами. Мощность интервала — 46 м. Комплекс фауны включает: конодонты — *Polygnathus serotinus* Telford, *P. foliformis* Snigireva; ругозы — *Dialythophyllum* ex gr. *vilvense* (Soshk.); брахиоподы — *Atrypa* ex gr. *nikolajeva* Ržon., *Elythina* cf. *salairica* Ržon.; рыбы — *Nostolepis* sp. 1 (cf. *costatus* Ganjet.).

Более высокая часть интервала зоны установлена в слоях 1—5 голышевской свиты разреза «Короткий», состоящих из серых грубослоистых и грубоплитчатых органогенно-обломочных известняков и доломитизированных известняков с черными кремнями, в переслаивании с тонкослоистыми и тонкоплитчатыми глинистыми известняками и известковистыми аргиллитами. Видимая мощность — 120 м. Обнаружен следующий комплекс фауны: конодонты — *Spathognathodus* ex gr. *steinhornensis* Ziegler, *Sp. exiguus expansus* Uyeno et Mason, *Sp. carinthiacus* Schulze, *Polygnathus serotinus* Telford, *P. aff. serotinus* Telford, *P. foliformis* Snigireva, *P. aff. foliformis* Snigireva, *P. linguiformis* bultyncki Weddige; табуляты — *Crassialveolites pellicularis* Dubat., *Squameofavosites* cf. *cribratus* Smirn., *Pachyfavosites* sp., *Aulopora* sp.; ругозы — *Barrandeophyllum* sp., *Stringophyllum admirabile* Spassky, *Aulacophyllum priscum* Kr., *Dialythophyllum* ex gr. *vilvense* Soshk.; брахиоподы — *Carinata* aff. *syrmatica* (J. Breiw.), *Carinata* ex gr. *syrmatica* (J. Breiw.), *Eospirifer* (Havličekia) cf. *pseudosecans* kolymensis Ržon., *Atrypa* sp., *Janus* ex gr. *vetulus* (Eichw.), *Punctatrypa* sp., *Spinatrypa* ex gr. *domochotovi* Ržon., *Schuchertella* ex gr. *attenuata* (Amsden), *Emmanuella* cf. *takwanensis* pentagonus Grabau.

В самой верхней части голышевской свиты, относящейся к рассматриваемой зоне, в слоях 5—6 разреза «Снежная-II» наблюдается чередование черных глинистых известняков и известковистых аргиллитов. В этом интервале, мощностью около 35 м, установлены: конодонты — *Spathognathodus* *exiguus expansus* Uyeno et Mason, *Polignathus foliformis* Snigireva, *P. linguiformis* bultyncki Weddige; ругозы — *Columnaria* sp. 1.

Возрастное положение зоны *foliformis* устанавливается следующим образом. Вид-индекс этой зоны — *P. foliformis* — впервые был описан М. П. Снигиревой из отложений тальтйского горизонта восточного склона Южного

Урала [15]. Синонимом этого вида является *P. quadratus*, выбранный Дж. Клаппером, В. Циглером, Т. В. Машковой [27] в качестве руководящей формы верхней подзоны *serotinus*, выделенной в верхнеэмских отложениях Баррандиена. В разрезах последнего региона нижние границы этой конодонтовой подзоны и табулятовой зоны *holynensis* совпадают. С основанием зоны *holynensis* в Арденнах совпадает подошва слоев Бюр или кувенского яруса [31]. Если учесть, что местная зона *foliformis* является аналогом верхней подзоны *serotinus* Баррандиена или верхней части зоны *serotinus* «стандартной» шкалы США и ФРГ [26], рассматриваемый интервал коррелируется с верхней частью верхнего эмса, средней частью дальнейского яруса или с самыми низами кувена.

Такому сопоставлению не противоречит корреляция и по другим группам фауны. Следует, однако, отметить, что табулятоморфные кораллы *Cr. pellicularis* в разрезах Тас-Хаяхтаха были установлены в хобочалинской свите, относимой к элиховскому ярусу [12], который до недавних пор коррелировался с верхним эмсом. В свете новых сведений о корреляции ярусных подразделений Арденно-Рейнской области и Баррандиена [26, 31], по-видимому, будет пересматриваться и сопоставление хобочалинской свиты с подразделениями МСП.

Слои с ругозами *D. fibratum* — *S. admirabile* сопоставляются с нганасанскими слоями Таймыра, бесобинским горизонтом Северного Прибалхашья, кызылагачским горизонтом Джунгарского Алатау, тальтйским горизонтом Урала, относимым к эйфельскому («позднеэйфельскому») ярусу [3, 16].

Сарыньская свита — $D_{2-3}sg$ выделена в 1946 г. Ю. Н. Поповым в объеме верхнего девона [13] на основании находок франских брахиопод в верхней части ее разреза. А. И. Сидяченко рассматривает возраст сарыньской свиты как живетско-раннефранский, указывая на присутствие в средней части свиты (разрез руч. Валунного) живетских стрингоцефалид [13].

В верхней части разреза «Снежная-II» нами установлен четкий и согласный контакт голышевской и сарыньской свит. Здесь пачка переслаивающихся темно-серых глинистых известняков и аргиллитов голышевской свиты (слои 5—6) сменяется выше по разрезу серыми мелкозернистыми толстоплитчатыми известняками сарыньской свиты (слои 7—17, мощность 320—330 м).

В рассматриваемой нижней части разреза сарыньской свиты обнаружен следующий комплекс фаунистических остатков: конодонты — *Spathognathodus* *exiguus expansus* Uyeno et Mason, *Polygnathus serotinus* Telford, *P. aff. serotinus* Telford, *P. aff. foliformis* Snigireva, *P. linguiformis* bultyncki Weddige, *Sannemania* gle-

nisteri (Klapper), Pelekysgnathus sp. nov. A., Pel. sp.; табуляты — Crassialveolites pellicularis Dubat., Coenites sp., Syringopora eifeliensis var. vulgaris Yanet, Favosites ex gr. basalticus Goldf.; ругозы — Grypophyllum cf. gorsky Bulv., G. salairicum Bulv., Tabulophyllum uralicum Vag., Tabulophyllum sp. 1, Smithiphyllum aff. delicatum (Soshk.), Cystiphyllodes sp., Zonophyllum caducum Wdkd., Pseudozonophyllum versiforme (Mark.), Ps. halli Wdkd., Pseudomicroplasma sp. 1, Dohmophyllum fibratum Sp., Stringophyllum admirabile Sp., Neospongophyllum longisepatum Bulv.; криноидеи — Tetraptocrinus cf. erectus J. Dubat., T. cf. indefinitus (J. Dubat.), Hexacrinites (?) tuberosus Yelt., H. humilicarinatus Yelt., Peribolocrinus (?) sp., Salairocrinus cf. obtusilobatus J. Dubat., Tetraxonocrinus (?) sp.), Pentagonocyclicus sp., брахиоподы — Atrypa ex gr. nikolajevi Ržon.; ихтиофауна — Cheiracanthoides comptus Wells, Nostolepis sp. 1 (cf. costata); сколекодонты.

Комплекс конодонтов почти аналогичен установленному в верхней части гольшневской свиты. Очевидно, рассматриваемый интервал разреза сарынской свиты следует соотносить с верхней частью зоны foliformis верхнего эмса. Корреляция этой зоны с одновозрастными под-

разделениями Западной Европы рассмотрена ранее. Фауна табулят, ругоз, криноидей и брахиопод характеризует ту часть эйфельского яруса (в объеме, принятом в СССР), которая, по-видимому, отвечает верхам верхнего эмса и нижней части эйфельского яруса МСШ. Учитывая, что конодонты, характеризующие более высокие, чем зона foliformis, отложения, в базальных слоях сарынской свиты не обнаружены, нижнюю границу последней следует, вероятно, проводить в верхней части верхнего эмса.

Сарынская свита, таким образом, соответствует стратиграфическому интервалу от верхнего эмса до нижнего франа включительно.

ВЫВОДЫ

1. Впервые для нижнего девона и пограничных с ним отложений Омuleвского поднятия предложена комплексная схема зонального расчленения по конодонтам, табулятам и ругозам.

2. Впервые произведена прямая корреляция местных стратиграфических подразделений девона Омuleвского поднятия с Международной стратиграфической шкалой по конодонтам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альховик Т. С., Хайзникова К. Б. О корреляции девонских отложений западной части Верхояно-Колымской складчатой области.— В кн.: Проблемы стратиграфии девонских, пермских и триасовых отложений Верхоянья. Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1975.
2. Бардашев И. А. Последовательность комплексов конодонтов в девонских отложениях Чимтаргинского горного массива (Южный Тянь-Шань).— ДАН Тадж. ССР, 1979, т. XXII, № 10.
3. Беспрозванных Н. И., Дубатов В. Н. и др. Девонские ругозы Таймыро-Колымской провинции. М.: Наука, 1975. (Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 228).
4. Дубатов В. Н. Позднесилурийские и девонские табуляты, гелиолитиды и хетиды Кузнецкого бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
5. Дубатов В. Н., Чезович В. Д., Янет Ф. Е. Табуляты пограничных слоев силура и девона Алтае-Саянской горной области и Урала.— В кн.: Кораллы пограничных слоев силура и девона Алтае-Саянской горной области и Урала. М.: Наука, 1968.
6. Дубатов В. Н., Николаев А. А., Преображенский Б. В. Стратиграфия и табуляты нелюдимской свиты Омuleвских гор (бассейн р. Колымы).— В кн.: Биостратиграфия пограничных отложений силура и девона. М.: Наука, 1968.
7. Ким А. И., Елкин Е. А. и др. Типовые разрезы пограничных слоев нижнего и среднего девона Средней Азии (путеводитель экскурсий). Ташкент, 1978.
8. Машкова Т. В. Конодонты биозоны steihornensis острова Вайгач.— В кн.: Стратиграфия и фауна силурийских отложений Вайгача. Л.: НИИГА, 1970.
9. Машкова Т. В., Алекина Л. С. Конодонтовые зоны и граница нижнего и среднего девона СССР.— ДАН СССР, 1978, т. 241, № 2.
10. Москаленко Т. А. Первая находка позднесилурийских конодонтов в Зеравшанском хребте.— Палеонтол. журн., 1966, № 2.
11. Наседкина В. А. О нижне- и среднедевонских конодонтах на восточном склоне Северного Урала.— В кн.: Граница нижнего и среднего девона на Урале и ее палеонтологическое обоснование. Ч. III. Свердловск, 1978.
12. Решения II-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР (Магадан, 1974—1975 гг.). Магадан, 1978.
13. Сидяченко А. И. Стратиграфия девонских отложений Момского хребта (Северо-Восток СССР).— Сов. геол., 1980, № 2.
14. Смирнова М. А. Табуляты позднего силура и раннего девона Вайгача.— В кн.: Стратиграфия и фауна силурийских отложений Вайгача (сборник статей). Л., 1970.
15. Смирнова М. П. Новые конодонты из среднедевонских отложений Северного Урала.— Палеонтол. журн., 1975, № 4.
16. Спасский Н. Я., Крацов А. Г. Граница нижнего и среднего девона в Таймыро-Колымской провинции по материалам изучения ругоз. Л.: Наука, 1978. (Тр. Межведомств. стратиграф. комитета, т. 6).
17. Сурмилова Е. П., Поташова М. Н. Стратиграфия и условия образования нижне- и среднедевонских отложений обрамления Момской впадины.— Геол. и геофиз., 1978, № 11.
18. Сурмилова Е. П. Особенности осадконакопления в девоне Приколмыя.— Изв. вузов. Геол. и развед., 1980, № 4.
19. Тильман Л. С. Корреляция нелюдимской свиты нижнего девона Омuleвских гор (Северо-Восток СССР) по остракодам.— Геол. и геофиз., 1981, № 2.

20. Тимофеева О. Б. Расчленение нижнедевонских отложений Салаира по конодонтам.— Геол. и геофиз., 1976, № 41.
21. Черкесова С. В., Пагрунов Д. К. и др. Тарейский нижнедевонский разрез (Центральный Таймыр).— Уч. записки НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия. Вып. 22. Л., 1968.
22. Carls P. The Silurian — Devonian boundary in north-eastern and central Spain.— In: The Silurian — Devonian boundary. Series A., N 5, Stuttgart, 1977.
23. Flügel H. W., Jaeger H., Schönlaub H. P., Vai G. B. Carnic Alps.— In: The Silurian — Devonian boundary. Series A., N 5, Stuttgart, 1977.
24. Klapper G. Lower Devonian conodont sequence, Royal Creek, Yukon Territory, and Devon Island, Canada; with a section on Devon Island stratigraphy by A. R. Ormiston.— J. of Paleontol., 1969, v. 43, N 1.
25. Klapper G., Johnson D. B. Endemism and dispersal of Devonian conodonts.— J. of Paleontol., 1980, v. 54, N 2.
26. Klapper G., Ziegler W. Devonian conodont Biostratigraphy.— Spec. Pap. Paleontol., 1979, v. 23.
27. Klapper G., Ziegler W., Mashkova T. V. Conodonts and Correlation of Lower-Middle Devonian boundary beds in the Barrandian area of Czechoslovakia.— Geol. et Paleontol., 1978, v. 12.
28. Mashkova T. V. Ozarkodina steinhornensis (Ziegler) apparatus, its conodonts and biozone.— Geol. et Paleontol., 1972, v. 1.
29. Savage N. M. Lower Devonian (Gedinnian) conodonts from the Grouse Creek area, Klamath Mountains, Northern California.— J. of Paleontol., 1976, v. 50, N 6.
30. Weddige K. Die Conodonten der Eifel-Stufe im Tympusgebiet und in benachbarten Faziesgebieten.— Senckenberg. Lethaea, 1977, 58.
31. Ziegler W. Historical subdivisions of the Devonian.— In: Spec. Pap. Paleontol., 1979, N 23.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР
Магадан

Поступила в редакцию
11 января 1982 г.

В. А. Красилов, А. С. Кундышев

СМЕНА ФЛОРЫ В ОПОРНОМ КАИНОЗОЙСКОМ РАЗРЕЗЕ ЗАПАДНОГО САХАЛИНА И КОРРЕЛЯЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МИОЦЕНА

Описана последовательность флороносных слоев в разрезе палеогена и миоцена от Каменной пади до устья р. Дуэ (побережье Татарского пролива, южнее г. Александровка), включающем стратотипы каменской, нижнедуйской, геньюшинской, хойнджинской и верхнедуйской свит. Для ряда местонахождений определены индексы разнообразия, доминирования и строения листового края, использованные в палеоэкологическом анализе. Переломные моменты в палеосукцессии приходятся на верхние горизонты нижнедуйской сви-

ты, средние слои (климатический оптимум) и верхнюю угленосную толщу (похолодание) верхнедуйской свиты. Слои с водяным орехом и букком, которые традиционно относят к климатическому оптимуму миоцена, в действительности отражают похолодание на уровне 15—14 млн. лет назад, зафиксированное по изотопным и палеоэкологическим данным в морских разрезах. Этот уровень может служить стратиграфическим репером для континентальных миоценовых отложений Северной Азии.

На побережье Татарского пролива к югу от г. Александровка находится геологический разрез, изучение которого сыграло в свое время большую роль в становлении сахалинской геологии. Продвигаясь от Каменной пади к северу до мыса Хойнджо и далее до устья руч. Угольного, можно увидеть всю стратиграфическую последовательность отложений от верхнего мела до миоцена включительно. Именно здесь были выделены (снизу вверх) каменская (конгломератовая), нижнедуйская, геньюшинская, хойнджинская и верхнедуйская свиты. Этот разрез (Хойнджинский) можно считать опорным не только для Александровского района, но и для всей Сахалинской области, так как стратиграфы, работавшие в других районах, ориентировались на него, по крайней мере, на первых этапах исследования.

После классических работ А. Н. Криштофовича флору из палеогеновой части разреза изучала М. О. Борсук, из неогеновой — М. А. Ахметьев и Л. И. Фотьянова [1, 2, 7], представления которых о смене флор в разрезе и возрасте флороносных слоев не во всем совпадают.

Ниже мы приводим очень краткое схематическое описание разреза с указанием стратиграфического положения флороносных слоев.

В предыдущей работе [5] один из авторов описал нижнюю часть разреза, включающую границу мела и палеогена. На черных сенокских аргиллитах с иноцерамами со скрытым несогласием залегают песчаники и алевролиты, содержащие остатки палеогеновых растений. За ними вверх по разрезу следует мощная

толща пестрых (по окраске и составу гальки) крупногалечных конгломератов, в средней части которой есть песчано-алевролитовые прослойки с обильными остатками растений. Здесь преобладают *Metasequoia*, *Trochodendroides* и *Dryophyllum*. Конгломератовая толща связана постепенным переходом с угленосной нижнедуйской свитой. Они составляют один осадочный макроритм. Нижняя часть угленосной свиты плохо обнажена. В отдельных выходах песчаников в 50 м над основанием свиты найдены (точка 633): *Osmunda sachalinensis* Krysh., *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Magnolia kryshstofovichii* Bors., *Dryophyllum curticeense* (Watelet) Sap. et Marion. *Leguminosites* sp.

Верхняя часть нижнедуйской свиты лучше вскрыта в 400 м южнее пади Огородной. Сложена она в основном светло-серыми и желтыми среднезернистыми песчаниками, тонкоплитчатыми или массивными, которым подчинены мелкогалечные конгломераты, алевролиты и два пласта угля. Они составляют одну циклотему мощностью 17 м. В ее верхней части, в 80 м южнее устья пади Огородной, между двумя угольными пластами залегают мелкозернистые песчаники с прослоями ожелезненного алевролита (всего 0,6 м), содержащие остатки растений (точка 634). Именно это местонахождение А. Н. Криштофович считал типовым для нижнедуйской флоры.

В нашей коллекции 150 экземпляров (точка 634) принадлежали девяти видам: *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Smilax* sp., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Platanus*, sp., *Alnus*

schmalhausonii Grub., *Zelkova ungeri* Kov., *Acer arcticum* Heer, *A. subpictum* Sap., *Spiraea kushiroensis* Tanai. Флороносный слой находится всего в 1 м ниже резкого контакта нижнедуйской и геннойшинской свит.

Монотонная последовательность серых и черных оскольчатых аргиллитов геннойшинской свиты (около 80 м) растений не содержит. Выше залегают туфы и туфобрекчии хойнджинской свиты, также без растений.

На северном крыле мыса Хойнджо на массивные туфы ложатся зеленовато-серые ожелезненные грубозернистые песчаники мощностью 3 м с гравием и обугленным растительным детритом. Выше следуют переслаивающиеся темно-серые, почти черные, алевролиты и аргиллиты. Мощность этой пачки 9,6 м, в ней различимы пять слоев мощностью от 0,6 до 3 м (нижние содержат тонкие прослои белесого песчаника), все они флороносны. Это местонахождение (точка 635) по мощности флороносных слоев и их насыщенности не имеет себе равных в Хойнджинском разрезе. Его вообще можно считать уникальным. Большая часть листьев древесных растений сосредоточена в средней части пачки, в прослое крепкого ожелезненного аргиллита. Листья ориентированы большей частью под углом к поверхности слоя. В других слоях листьев двудольных меньше, но много летучек и гравиястых растений. Определены: *Glyptostrobus* sp., *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Picea* cf. *ugoana* Huzioka, *Abies pterofirma* Tanai, *Pseudolarix* sp., *Tsuga aburaensis* Tanai, *Magnolia* sp., *Pterocarya asymmetrica* Konno, *Platanus* sp., *Betula* cf. *shiragica* Huzioka, *B. palibinii* Akhmetjev, *Alnus miojaponica* Tanai, *Carpinus subcordata* Nath., *Fagus* cf. *antipovii* Heer, *Ulmus protojaponica* Tanai et Onoe, *Zelkova ungeri* Kov., *Sorbus lanceolata* Tanai et K. Suzuki, *Acer* sp.

Положение пачки песчаников, алевролитов и аргиллитов в общей стратиграфической схеме не вполне ясно. Некоторые исследователи относят ее к хойнджинской свите. В этом есть своя логика, так как содержащаяся здесь флора весьма своеобразна. Однако по седиментационным признакам она тесно связана с вышележащими слоями верхнедуйской свиты, составляя ее *первую циклотему*.

Над пачкой темных алевролитов и аргиллитов залегают грубозернистые песчаники (2 м) с прослоями гравелита, мелкогалечные конгломераты (3 м), среднезернистые песчаники с прослоями конгломерата и туфа (2,3 м) и затем снова черные алевро-аргиллиты (8 м) с пиритовыми конкрециями и маломощным угольным пластом в верхней части. Все эти породы слагают *вторую циклотему* верхнедуйской свиты мощностью 15,3 м. Выше приблизительно те же последовательности слоев образуют *третью*

циклотему: грубозернистая часть 8,5 м, тонкозернистая с угольными пластами — более 7 м.

В циклотеме II содержится только обугленный детрит, в циклотеме III — два флороносных слоя в почве угольных пластов, один с *Metasequoia* и обрывками двудольных, второй (точка 636) с более богатой флорой из *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Zingiberopsis* sp., *Magnolia kryshstofovichii* Bors., *Carya ezoensis* Tanai, *Fagus antipovii* Heer, *Ostrya shiragiana* Huzioka, *Ulmus speciosa* Newb., *Zelkova ungeri* Kov., *Acer subpictum* Sap. Это местонахождение находится в 100 м севернее точки 635. Выше циклотемы III разрез нарушен параллельным сбросом, висячем крыле которого залегают разнозернистые песчаники (5 м) с *Salix parasachalinensis* Tanai et Suzuki, *S. hokkaidoensis* Tanai et Suzuki, *Populus* cf. *rhamnifolia* Iijinsk., *Betula* sp., *Ulmus carpinoides* Goeppl., *Acer subpictum* Sap., *A. heterodontatum* Koenw. et Cock. Каждый из этих видов представлен немногими экземплярами (точка 637). Этим слоем начинается циклотема IV, сложенная выше переслаивающимися мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с единичными прослоями черных аргиллитов и маломощным угольным пластом (общая мощность около 30 м).

Параллельный сброс отделяет четвертую циклотему от пятой, в основании которой залегают средне- и разнозернистые песчаники с прослоями конгломерата, угля и детритом (16 м). Тонкозернистая часть — переслаивающиеся тонкозернистые песчаники и алевролиты (22 м). Прослой мелкозернистого песчаника в этой части разреза (точка 638) содержит остатки тех же растений, что и местонахождение 637, хотя количественные соотношения несколько иные: в точке 637 доминирует ильм, в точке 638 — клен.

Далее к северу, вплоть до устья р. Дуэ, значительная часть разреза скрыта оползнями. Приблизительно в 50 м выше точки 638 по разрезу и в 100 м от устья ручья, выпадающего в пролив южнее Дуэ (падь Кирпичная), обнаружена пачка мелко- и среднезернистых песчаников с угольным пластом. Отдельные слои песчаников переполнены растительным детритом и по неровным плоскостям напластования сплошь покрыты листьями («листовые кровли»), разделяющие песчаные слои мощностью 1—2 см). Это довольно богатое местонахождение (точка 639) примечательно обилием листьев дуба и каштана. Определены: *Sequoia* sp., *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Magnolia kryshstofovichii* Bors., *Cercidiphyllum crenatum* (Unger) R. W. Br., *Carya ezoensis* Tanai, *Salix hokkaidoensis* Tanai et Suzuki, *Populus balsamoides* Goeppl., *P. cf. germanica* (Menzl) Walther, *Betula* sp., *Alnus schmalhausonii* Grub., *Quercus faruhjelmii* Heer, *Castanea miomollissima* Hu et

Chaney, *Fagus antipovii* Heer, *Ulmus carpinoides* Goerr., *U. speciosa* Newb., *Fraxinus* sp., *Acer subpictum* Sap., *A. pordenskioldii* Nath., *A. trilobatum* Sternb.,? *Aralia* sp., *Tilia protojaponica* Endo.

Возле устья пади Кирпичной А. Н. Криштофович описал опущенный по сбросам блок сертунайской свиты, сейчас, по-видимому, скрытый оползнем. Далее, вплоть до устья р. Дуэ, вскрыта толща желтовато-серых и черных алевролитов с прослоями песчаников. В верхнем слое песчаника у кромки берегового обрыва (точка 640) найдены единичные остатки *Betula* sp., *Alnus schmalhauseni* Grub., *Fagus antipovii* Heer, *Quercus furuhjelmii* Heer, *Ulmus speciosa* Newb., *Hemitrapa borealis* (Heer) Miki.

Угленосная толща верхнедуйской свиты вскрыта карьерами в районе поселка и небольшими обнажениями по руч. Угольному.

Представительной коллекции из этих слоев собрать не удалось. Повсеместно встречаются плоды *Hemitrapa borealis*, обрывки листьев березы и *Byttneriophyllum*.

ДОПОЛНЕНИЯ ПО РАЗРЕЗУ МГАЧИ И АГНЕВО

Поскольку верхняя часть разреза верхнедуйской свиты в Хойнджинском разрезе флористически охарактеризована недостаточно, приведем краткие сведения о местонахождениях, расположенных севернее, в районе пос. Мгачи, и южнее, на мысе Маркевича (Агнево).

Побережье к северу от пос. Мгачи (устье р. Мал. Сертунай) было местом первых находок меловой и третичной флоры, изученных еще О. Геером. Верхнедуйская свита здесь отделена от меловой толщи сбросом. Висячем крыле сброса залегают среднезернистые песчаники с гравием и двумя маломощными угольными пластами (14 м), над ними — тонкозернистые тонкоплитчатые песчаники с ожелезненными желваковыми прослоями, содержащими хорошо сохранившиеся листья. Из этого слоя происходят лучшие из описанных в литературе экземпляры *Fagus antipovii* Heer. Кроме них, есть *Betula protoermanii* Endo, *Alnus schmalhauseni* Grub., *Ulmus carpinoides* Goerr., *Acer pordenskioldii* Nath.

Из вышележащей угленосной толщи растения собраны главным образом в отвалах шахты. Встречены: *Marchantites* sp., *Salvinia* sp., *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer, *Carya ezonensis* Tanai, *Populus* sp., *Betula* sp., *Acer* sp., *Tilia protojaponica* Endo, *Hemitrapa borealis* (Heer) Miki, *Byttneriophyllum* («*Alangium*») *tiliaefolium* (A. Br.) Knobl. et Kvac.

Давно известно очень интересное местонахождение на мысе Маркевича, в 2 км севернее устья р. Агнево. Между мощными толщами зеленовато-серых туфов и туфобрекчий, слага-

ющих южное крыло и оконечность мыса, заката угленосная толща, сложенная песчаниками, гравелитами и алевролитами с прослоями туфопесчаников и туфоконгломератов небольшой мощности. В глинистых тонкоплитчатых песчаниках содержатся двустворки, образующие ракушечники, а также остатки крабов, креветок и рыб. Плоскости напластования покрыты морской травой, инкрустированной *Spirogobis*. Из наземных растений здесь встречены: *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer, *Salix parasachalinensis* Tanai et Suzuki, *Populus* sp., *Myrica vindobonensis* (Ett.) Heer, *Platanus* sp., *Betula kryštofovichii* Akhm., *Carpinus subordata* Nath., *Alnus schmalhauseni* Grub., *A. miojaponica* Tanai, *Fagus antipovii* Heer, *Ulmus protojaponica* Tanai et Onoe, *Celastrus* sp., *Tilia protojaponica* Tanai, *Hemitrapa borealis* (Heer) Miki. М. А. Ахметьев, также посетивший это местонахождение, нашел еще комптонию.

Поскольку туфы мыса Маркевича похожи на туфы мыса Хойнджо, высказывалось предположение, что агневская толща (или свита) соответствует хойнджинской. Однако находки *Hemitrapa* и *Comptonia* убеждают в том, что это — особая фация верхней части верхнедуйской свиты. В частности, флороносные слои можно сопоставить с описанными выше слоями с березой и буком в основании угленосного разреза на побережье севернее Мгачи. К сожалению, богатая фауна агневской свиты еще слабо изучена [4].

ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

По видовому составу все названные выше комплексы так или иначе отличаются друг от друга, но эти отличия, скорее всего, связаны со смещением растительных сообществ относительно седиментационного бассейна, а также с неполнотой материала. Мы сомневаемся в том, что можно в принципе найти виды, характерные только для одного горизонта. Такие виды, как *Metasequoia disticha*, *Zelkova ungeri* *Byttneriophyllum tiliaefolium* проходят сквозь весь кайнозойский разрез. Детальный анализ, наверное, выявил бы тонкие морфологические различия между нижними и верхними листовыми популяциями, но сахалинский материал далеко не всегда пригоден для такого анализа. Поэтому практически более эффективен палеоэкологический подход — выделение сообществ по доминирующим видам и обсуждение факторов (в первую очередь, климатических), вызвавших их смену в разрезе. Представления о климатических условиях позволят затем перейти к более широкой корреляции.

Ниже разнообразие характеризуется индексом Симпсона

$$D = 1 - \sum_{i=1}^s P_i^2,$$

где P_i — относительная частота каждого из видов, s — число видов, а доминирование — индексом Макнотона (суммарное содержание двух доминирующих видов). Индекс листового края определен как процентное содержание цельнокрайних листьев (дающее, по-видимому, более точное представление о климатических условиях, чем процентное содержание видов с цельнокрайними листьями). Эти индексы определены лишь для наиболее богатых местонахождений. Мы различаем следующие слои с флорой (и соответствующие им сообщества):

1. Слой с *Dryophyllum*, каменная свита и нижняя часть нижедуйской свиты. Они охарактеризованы в предыдущей работе [5]. Важными компонентами ископаемых сообществ здесь были *Metasequoia*, *Trochodendroides*, *Butterophyllum*, а также магнолия и лавровые, указывающие на относительно теплый климат.

2. Слой с *Zelkova*, верхняя часть нижедуйской свиты. Единственное захоронение содержится в пойменных отложениях и отражает растительность речной долины, названную по доминантам *Alno — Zelkovetum*. Субдоминанты *Metasequoia* и *Trochodendroides*. Индексы доминирования, разнообразия и листового края (см. таблицу) указывают на относительно холодный климат.

3. Слой с *Betula*, *Ulmus*, *Alnus* и злаками, первая циклотема верхнедуйской свиты, точка 635. Это местонахождение с несколькими флоросносными слоями в алевролитах и аргиллитах могло образоваться в относительно глубоком озере с застойной придонной зоной (обилие органических остатков, пиритовые конкреции, частично сохранившаяся сезонная слоистость). Наиболее насыщенные слои — плотные аргиллиты с листьями, — очевидно, осенне-зимние осадки. Под аргиллитами залегает более рыхлый алевролит с остатками злаков. Кроме того, много летучек и шишечных чешуй, принадлежащих не тем растениям, от которых сохранились листья. Следовательно, можно говорить о трех типах сообществ, окружавших озеро: а) злаковники; б) ильмово-березовый лес (редколесье?), давший основную массу листового материала; в) елово-пихтовый лес, расположенный дальше от озера (выше по склону) и представленный в захоронении главным образом летучками и другими мелкими остатками, принесенными ветром. Такие растения, как бук, вероятно, представляют склоновую растительность. Их участие завывает разнообразие (см. таблицу).

Привлекает внимание резкое доминирование мелких листьев с двоякозубчатым краем. Лишь

Палеоэкологическая характеристика флоросносных слоев Хойджинского разреза Западного Сахалина

Отдел	Подотдел		Слой	№ точек	разнообразие	Доминирование, %	Индекс листового края, %	
	Ярус	Ярус						
Мiocен	Средний	Средний	Верхнедуйская	Слой с <i>Hemitrapa</i>	644	0,52	77	0
				642	0,68	73	0	
				641	0,72	65	0	
	Нижний	Бурдигал	Верхнедуйская	Слой с <i>Acer</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Quercus</i>	639	0,83	69	2,2
				Слой с <i>Ulmus</i> , <i>Acer</i> , <i>Carya</i>	636—638	0,76	57	17
				Слой с <i>Betula</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Alnus</i>	635	0,89	56	9,2
Олигоцен	Верхний	Аквитан	Хойджинский					
				Средний	Средний	Средний	Средний	Средний
			Нижнедуйская	Слой с <i>Zelkova</i> , <i>Alnus</i>	634	0,63	77	0,7

два экземпляра в нашей довольно большой коллекции имеют крупные размеры. Индексы (см. таблицу), как и близость к месту захоронения хвойного леса, указывают на относительно холодный климат.

4. Слой с ильмом и кленом (*Ulmus — Aceretum*), циклотемы II—IV с местонахождениями 636—638 и плохо обнаженная часть разреза с точкой 639. Различимы два варианта *Ulmus — Aceretum*: а) с *Carya* и *Magnolia* (636); б) с *Quercus* и *Castanea* (639). В обоих представлено в основном растительность речной долины и нижних склоновых поясов. По основным показателям (см. таблицу) на эту часть разреза приходится климатический оптимум. Стоит отметить очень редкую встречаемость березы и бука, а также незначительное участие хвойных (кроме метасеквойи).

5. Слой с *Betula*, *Fagus* и *Hemitrapa*, верхняя угленосная часть верхнедуйской свиты, флора которой слабо представлена в Хойджинском разрезе. Дополнительные местонахождения возле Мгачи и Агнево отражают сообщества трех типов:

а) березовый или буково-березовый лес, *Fagum — Betuletum* в нижней части угленосной тол-

ца; б) водная растительность с *Hemitra* и в) болотный лес с *Glyptostrobus* и *Byttneriophyllum* (систематическое положение этого растения не выяснено, его листья в палеогене и особенно в неогене чаще всего приурочены к болотным фациям). Остатки водной и болотной растительности мало пригодны для реконструкции климата. Если ориентироваться только на березовые и буково-березовые леса, то можно говорить о похолодании.

КОРРЕЛЯЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО И МОРСКОГО МИОЦЕНА

Опорный разрез западного побережья Татарского пролива, как мы видели, неполон, нарушен сбросами, местами плохо обнажен и имеет сокращенную мощность по сравнению с разрезами южных и восточных районов острова. Тем не менее, не говоря уже о его исторической роли, этот разрез имеет то преимущество, что дает возможность разобраться в последовательности флоростратиграфических горизонтов, почти не прибегая к экстраполяциям.

Напомним, что в Приморье и, судя по литературе, на Японских островах отдельные обнажения вскрывают лишь короткие фрагменты разрезов, из которых потом приходится составлять общий разрез. Палеоэкологический анализ дает возможность выделить следующие события:

1. Резкое похолодание в промежутке между отложением слоев с *Dryophyllum* и слоев с *Zelkova* нижнеудейской свиты. Относительно холодный климат сохраняется вплоть до образования слоев с *Ulmus* и *Betula* верхнеудейской свиты.

2. Климатический оптимум, отвечающий распространению *Ulmus* — *Aceretum* с вечнозелеными дубом и каштаном.

3. Похолодание — время отложения слоев с *Betula* и *Fagus* и основных угленосных пачек верхнеудейской свиты.

Последний пункт, конечно, является наиболее дискуссионным, так как во всех палеоботанических работах последних лет верхнеудейская флора с *Hemitra* трактуется как наиболее теплолюбивая, отвечающая японской флоре Дайдзима, тоже очень теплолюбивой. Более того, так называемый «буковый горизонт» Северной Азии, находящийся приблизительно на том же стратиграфическом уровне, по общему мнению, отражает климатический оптимум [3]. Мы, однако, сомневаемся в такой интерпретации климатического оптимума по следующим причинам:

1. Водная растительность с водным орехом (и, вероятно, его миоценовыми предшественниками) имеет интерзональное распространение и не дает указаний на климат. Захороне-

ния этих растений контролируются главным образом топографическими факторами.

2. Ни *Comptonia*, ни бук не принадлежат к числу термофильных растений. В Европе *Comptonia* обычна в «холодном» эгерии и эгенбургии [8]. Буковый пояс обычно располагается (в частности, на Японских островах) над каштанно-дубовым. Массовое появление листьев бука в захоронениях и замещение ими каштанно-дубового комплекса на Сахалине и в Приморье свидетельствуют о нисходящей миграции поясов, которая может быть связана только с похолоданием, но никак не с потеплением [6].

3. Японские флоры типа Дайдзима частично соответствуют по возрасту девятой фораминиферовой зоне Блоу или моложе, т. е. время их существования охватывает как бурдигальский климатический оптимум, так и последовавший за ним пессимум. Это заставляет усомниться в правильности палеоклиматической интерпретации по крайней мере части флор типа Дайдзима.

Мы полагаем, что в дальнейшем еще не раз придется вернуться к этому вопросу. Исходя из нашей интерпретации климатических событий, можно говорить о двух похолоданиях. Первое приходится на олигоцен (верхние слои нижнеудейской свиты), второе — на миоцен (верхняя часть верхнеудейской свиты).

В морских разрезах палеоэкологический и изотопный анализы выявляют два крупных похолодания — в среднем олигоцене [10] и в начале среднего миоцена [11]. Первое из них связано с развитием циркумантарктического течения, второе — с образованием постоянного ледового покрова Антарктиды и переходом от неледникового к ледниковому климату. Последнее событие произошло между 16,5 и 13 млн. лет назад, причем наиболее заметные изменения имели место в промежутке 14,8—14 млн. лет [11], что приблизительно соответствует верхней границе бурдигала средиземноморской шкалы или карпатию новой шкалы Паратетис. Европейские исследователи постоянно отмечают теплолюбивый облик флор бурдигала и одновозрастных им флор оттангия и карпатия, отражающих климатический оптимум [8, 9], после которого климат становится более холодным.

Не вызывает сомнений глобальный характер климатических событий, связанных с оледенением Антарктиды. Если, как следует из наших построений, образование слоев с типичной верхнеудейской флорой и «букового горизонта» совпало с резким изменением климата около 15—14 млн. лет назад, то мы получаем важный корреляционный репер, позволяющий обратиться в весьма запутанной стратиграфии континентального миоцена.

На основании вышеизложенного мы приходим к следующим выводам относительно возраста флороносных свит.

1. Типовое местонахождение флоры нижнеудуйской свиты южнее пади Огородной образовалось после похолодания в середине олигоцена и относится к среднему — верхнему олигоцену.

2. Основная часть верхнеудуйской свиты в стратотипическом разрезе относится к нижнему миоцену (циклотема I — к «холодному» аквитану, циклотемы II—IV и точка 639 — к «теплому» бурдигалу).

3. Верхняя часть верхнеудуйской свиты имеет среднемиоценовый возраст (ориентировочно на уровне лангия — бадения).

Если эти датировки верны, то углеобразование на Сахалине продолжалось дольше, чем в Приморье. Морскую сертунайскую свиту (соответствует свите Нисикурсава Японии на уровне зон 8—9 схемы Блоу, т. е. конец бурдигала — лангий) обычно помещают выше верхнеудуйской. Однако в Хойндживинском разрезе сертунайские фации появляются в поле развития верхнеудуйской свиты, а в стратотипе южнее г. Александровска, по-видимому, залегают не на верхних горизонтах последней. Более вероятно, что сертунайские фации вклиниваются в угленосные верхнеудуйские (аналогичное положение занимают слои Нисикурсава по отношению к слоям с флорой Дайдзима).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Алметьев М. А.* Некоторые стратиграфически важные растения миоцена Дальнего Востока. — Изв. АН СССР, 1978, № 6.
2. *Борсук М. О.* Палеогеновая флора Сахалина. М.: Госгеолтехиздат, 1956.
3. *Гладенков Ю. Б.* Итоги и перспективы стратиграфических работ по кайнозой бореальных районов. — Бюл. МОИП, 1981, т. 56, № 2.
4. *Жидкова Л. С., Мишаков Г. С. и др.* Биофациальные особенности мезокайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1974.
5. *Красилов В. А.* Новые данные по флоре и фито­стратиграфии верхнего мела Сахалина. — В кн.: Ископаемые флоры и фито­стратиграфия Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973.
6. *Красилов В. А., Алексеев Т. М.* Смена растительных сообществ в палеогене и неогене Южного Приморья. — В кн.: Палеоботаника на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
7. *Фотьянова Л. И. Серова М. Я.* О стратотипах верхнеудуйской и сертунайской свит Сахалина (флора, фораминиферы и обоснование возраста). — Бюл. МОИП, 1977, т. 52, № 1.
8. *Knobloch E.* Die Beziehungen der miozänen Floren von Zentraljütland zu den mitteleuropäischen Tertiarfloren. — Bull. geol. Soc. Denmark, 1980, v. 28.
9. *Thiele-Pfeiffer H.* Die miozäne Mikroflora aus dem Braunkohlentagebau Oder Wackersdorf/Oberfalz. — Palaeontographica, Bd 174, Abt. B, Lief. 4—6, S. 95—224.
10. *Thunell R. C.* Cenozoic paleotemperature changes and planktonic foraminiferal speciations. — Nature, 1981, v. 289, N 5799.
11. *Woodruff F., Savin S. M., Douglas R. G.* Miocene stable isotope record: a detailed deep Pacific Ocean study and its paleoclimatic implications. — Science, 1981, v. 212, N 4495.

БНИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
10 декабря 1981 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.98 : 552.5 : 550.40 (925.19)

Ю. К. Бурлин, В. Е. Архипов, М. К. Иванов,
Е. П. СвистуновИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ
НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ТОЛЩ В ТИХООКЕАНСКОМ ПОЯСЕ*

На основе новых принципов тектонического районирования, проводимого по времени и особенностям становления гранитно-метаморфического слоя, с учетом характера геотектонических и этапности развития северо-западной части Тихоокеанского тектонического пояса проведена классификация осадочных нефтегазоносных бассейнов. Определена роль различных геотектонических процессов в процессах нефте- и газообразования в бассейнах раз-

личных типов. Показано, что зоны возможного нефтегазообразования приурочены не только к оловым поднятиям, но и к участкам резкой контрастности осадочного накопления в зонах лавинной седиментации палеоавандель, палеоконтинентальных склонов и их подножий. Даются рекомендации по направлению дальнейших нефтепоисковых исследований в регионе.

С окраинами континентов, характеризующимися широким разнообразием геологических процессов и повышенной контрастностью условий формирования пород, связана богатая нефтегазоносность. Для Тихоокеанского кольца это было подчеркнуто Ю. М. Пушаровским, который дал тектоническую характеристику кайнозойского Тихоокеанского нефтегазоносного пояса. В пределах этой крупнейшей планетарной структуры расположены многочисленные осадочные бассейны, среди которых постоянно возрастает количество относимых к нефтегазоносным.

Рассмотрение с этих позиций осадочных бассейнов переходной зоны позволило произвести их типизацию по времени и условиям формирования в них осадочно-породных тел. Это дало возможность расчленить нефтегазоносные толщи осадочных бассейнов на формационные комплексы, закономерно сменяющие друг друга и образующие ряды в пределах складчатых областей и зон. Именно формационный состав толщ определяет, какие углеводороды образуются на каждом этапе развития осадочного бассейна, а также основные типы природных резервуаров и коллекторов. Таким образом, изучение особенностей нефтегазообразования на основе формационного анализа характеризует направление в геологии нефти и газа, которое можно назвать *нафтидогенией*.

Совершенствование теоретической базы геологии, ускоренное накоплением новых фактов привели к коренному пересмотру взглядов на геологическую историю и строение зон перехода от океана к континенту. Среди основных результатов исследований можно отметить создание новых принципов тектонического районирования, проводимого по времени и особенностям становления гранитно-метаморфического слоя в процессе трансформации океанической коры в континентальную. Решение ряда принципиальных вопросов тектогенеза не могло не сказаться на проводимых исследованиях по нефтегазоносности, которые в значительной мере были основаны на историко-геологических и литолого-геохимических методах изучения. По тектоническому положению с учетом характера геотектонических процессов возможна разработка генетической классификации осадочных нефтегазоносных бассейнов.

По историко-тектоническому принципу континентальные окраины можно классифицировать в зависимости от того, на каком этапе эволюции земной коры они находятся. Все окраины континентов, окружающие Тихий океан, рассматриваются как активные на настоящем этапе или были таковыми в недавнем геологическом прошлом. Традиционное разделение окраин на пассивные и активные не отвечает в полной мере требованиям как теории, так и практики. В настоящее время выделяется три типа континентальных окраин, два из которых наиболее ярко представлены в обрамлении Тихого океана.

В пределах западной и северо-западной частей Тихоокеанского пояса происходит становление континентальной коры за счет преобразования областей с океаническим типом коры в ходе геосинклинального процесса. Здесь вы-

* Доклад, прочитанный на совещании по координации морских геолого-геофизических исследований в бассейне Тихого океана 12—14 октября 1981 г.

деляются активные конструктивные геосинклинальные окраины, сложенные образованиями формирующейся континентальной коры на начальном этапе этого процесса, происходит формирование вулканических дуг и смежных с ними прогибов. На следующем этапе формируются позднегеосинклинальные прогибы, являющиеся весьма перспективным в нефтегазовом отношении типом структур. На завершающем этапе формирования континентальной коры образуются бассейны постгеосинклинального складчато-орогенного типа, расположенные на окраинах с полностью сформированной континентальной корой. Это уже пассивные окраины, хотя и их дальнейшее развитие может идти весьма интенсивно.

Для активных окраин в целом характерен весьма большой набор геоформаций. Такая ситуация определяется тем, что в переходных зонах активных континентальных окраин, особенно на завершающих этапах геосинклинального развития, складываются условия для максимального накопления всех главных типов осадочного материала — терригенного, пирокластического и биогенного. В глубоководных котловинах широко развиты турбидитные, а в прибрежных частях их — вулканогенно-осадочные геоформации. В позднегеосинклинальных компенсированных прогибах, характеризующихся повышенной мощностью отложений, из осадочных геоформаций преимущественным развитием пользуются терригенные, часто имеющие флишоидный облик, а также обширная группа терригенно-туффитовокремнистых формаций. В краевых частях развиты угленосные толщи.

В развитии как активных, так и пассивных окраин можно выделить этапы — преобладание конструктивных процессов проградации и этапы деградации, связанные с деструкцией. Деструктивные явления выражаются в образовании рифтов, глубоководных котловин, возникновении бордерлендов, в разрушении сформированной континентальной коры. На постгеосинклинальных складчато-орогенных окраинах деструкция приводит к интенсивной вертикальной дифференциации. Примером является резкий уступообразный и ступенчатый край Североамериканского континента в пределах Калифорнийского побережья — калифорнийский бордерленд, осложненный крупными продольными и поперечными разломами. Влияние проградации и деградации на нефтегазонасыщенность в разных условиях неодинаково. На пассивной платформенной окраине разрастание в сторону океана континентального шельфа и склона приводит к увеличению нефтяного потенциала, а деградация (этих структур) иной раз существенно снижает этот потенциал. На калифорнийском типе окраин дело обстоит иначе.

Нефтематеринские породы в рассматриваемом регионе представлены геосинклинальными (терригенная граувакковая и терригенно-туффито-кремнистая группы формаций), в меньшей степени, образованиями. Для орогенных толщ характерно газообразование. В направлении к океану в осадочных бассейнах отмечается общее уменьшение содержания органического вещества в геосинклинальных отложениях (например, от первых процентов в граувакковой формации альба Пенжинского прогиба до кларковых значений в зонах островных дуг). При этом увеличивается относительная роль сапропелевых компонентов с соединениями алифатической и алициклической структуры. Глинисто-кремнистые толщи позднегеосинклинальных прогибов при общем содержании $C_{орг}$ около 1% характеризуются аномалиями, когда содержание повышается до 6—8%. Кремнистые породы по своим нефтематеринским и нефтесодержащим возможностям занимают особое положение. Связано это с их первичной обогащенностью органическим веществом, в составе которого большую долю составляют жирные кислоты и даже углеводороды. Трансформация кремнезема способствует быстрому образованию из такого вещества нефтяных углеводородов уже на ранних стадиях катагенеза при минимальных температурах. Продолжается этот процесс долго. Этим отчасти объясняются повышенные плотности запасов нефти в кремнистых толщах в бассейнах Калифорнии. Ярким подтверждением этого также служит присутствие сингенетичной нефти в позднемиоценовых диатомитах площади Мак-Китрик в Калифорнии. Нефть здесь составляет 15% объема породы и залегает на глубине 370—400 м в отложениях, которые являются и нефтематеринскими и нефтеносными. Подобная же сингенетичная нефтеносность характеризует и кремнистые отложения пиленгской свиты миоцена в Пограничном прогибе на Восточном Сахалине. Широким развитием эти толщи, видимо, пользуются и на шельфе Сахалина. По уменьшению нефтематеринского потенциала породы группы терригенно-туффито-кремнистых формаций можно распределить в следующем порядке: глинистые силициты, диатомиты, опоки, туфодиатомиты, туфосилициты.

По относительной роли в процессах нефтеобразования породы группы терригенно-туффито-кремнистых формаций занимают первое место в Сахалинских нефтегазонасыщенных осадочных бассейнах (северо-восток Сахалина и прилегающий шельф, Западно-Сахалинский прогиб), в большинстве остальных основными нефтепроизводящими комплексами являются терригенные геосинклинальные образования. В осадочных бассейнах внешней части Тихо-

океанского кольца эти образования в основном исчерпали свой нефтематеринский потенциал. Наличие главной зоны нефтеобразования отмечается во всех изученных бассейнах, она располагается на разных глубинах и имеет различную мощность. В направлении к океану отмечается общая тенденция увеличения глубины и расширения этой зоны. Основные очаги нефтеобразования тяготеют к акваториальным частям осадочных бассейнов, характеризующимся интенсивным прогибанием на неотектоническом этапе развития.

Предварительный анализ условий аккумуляции и консервации нефти и газа показал, что преимущественная концентрация углеводородов в олигоцен-плиоценовых отложениях характерна для зон палеоген-неогенового времени формирования гранитогнейсового слоя; причем наиболее благоприятными зонами нефтегазонакопления являются бортовые части прогибов, расположенные в областях плиоцен-четвертичного осадконакопления.

Появляется все больше данных, позволяющих говорить о приуроченности зон нефтегазонакопления не только к сводовым поднятиям, но и к участкам резкой контрастности осадкообразования в зонах крупных тектонических нарушений. Речь идет об участках лавинной седиментации на бывших авандельтах, на палеоконтинентальных склонах и у их подножий. Специфическая в этом отношении нефтеносная формация известна на Американском континенте в неогеновых осадочных бассейнах Калифорнии, незначительных по площади, но с большими мощностями отложений. Интенсивная вертикальная дифференциация привела к образованию крупных тектонических уступов и трогов между ними. Деструктивные процессы происходили после формирования таких хорошо известных богатых нефтематеринских глинисто-кремнистых толщ, как Монтерей. По крутым склонам и трогам спускались турбидитные потоки, которые образовали вытянутые тела обломочных пород, вложенных или врезанных в нефтематеринские толщи. Так, в осадочном бассейне Вентура плиоценовые пески (свиты Ренето) слагают лентообразные тела, образованные потоками в глубоководной части бассейна осадконакопления. Таким образом, центральные части подобных осадочных бассейнов оказались благоприятными для образования высококоллекторских толщ в виде мощных песчаных тел. Безусловно, эти тела в сочетании с кремнистыми битуминозными породами представляют особую нефтеносную формацию лавинной седиментации. Вдоль побережья Калифорнии обнаруживается обширная полоса развития глубоководных конусов выно-

са разного возраста. Подавляющее большинство из них являются в нефтегазосном отношении перспективными. В условиях Восточной Камчатки и юга Чукотки также намечается наличие сходных по облику формаций, сформированных или формирующихся в глубоководных частях заливов побережья Камчатки и Чукотки, где намечается наличие обширных конусов выноса.

Этот тип нефтеносной геотекстуры является в настоящее время наиболее эффективным по удельной плотности запасов. В данных условиях деструкция и связанные с ней процессы образования геотекстур лавинной седиментации создают возможности для наиболее полной реализации нефтематеринского потенциала.

Заканчивая рассмотрение некоторых типов нефтеносных геотекстур, следует сказать, что распределение их по тектоническим типам континентальных окраин вырисовывается достаточно отчетливо. Некоторые формации по своим внутренним свойствам характеризуются преимущественно как нефте- или газосодержащие. Деструктивные процессы, происходящие на окраинах континентов, в разных геотектурных зонах и при разных типах геотекстур приводят к неодинаковым результатам. В одних ситуациях они снижают перспективы, а в других — приводят к формированию многочисленных скоплений нефти с очень высокими суммарными запасами.

Структурно-формационные особенности континентальных окраин и их связь с нефтеносностью изучены еще недостаточно. Нет сомнения, что на многих участках имеются очень благоприятные условия для обнаружения высокодебитных месторождений, особенно в дальневосточных морях. Продолжение и расширение литолого-геохимических исследований основных типов геотекстур позволит более полно и обоснованно выяснить закономерности и масштабы нефте- и газообразования в них. Особое внимание следует уделить терригенно-туффигово-кремнистой группе.

При этом геофизические работы должны быть тесно сопряжены с геологическими исследованиями (драгирование, отбор грунта трубами и др.) в пределах акватории и непосредственно увязаны с данными о геологическом строении суши. В результате этого должны быть получены данные о формационной принадлежности и, по возможности, возрасте структурно-формационных комплексов, выделенных по геофизическим данным. Целесообразно проводить специальные тематические работы, направленные на геологическую интерпретацию имеющихся геофизических материалов.

Можно лишь приветствовать и рекомендовать расширить работы, проводимые рядом научных коллективов по изучению строения

континентального склона. При этом особое внимание следует обратить на изучение конусов выноса — фэнов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пуцаровский Ю. М. О тектонике и нефтегазоносности приокеанических зон. — Геотектоника, 1975, № 1.

Москва
МГУ

Поступила в редакцию
19 января 1982 г.

УДК 551.7 : 575.7 : 661.7

В. П. Похилайнен, К. В. Симаков

МЕТОД АКТУАЛИЗМА В ПАЛЕОЭКОЛОГИИ И ЭКОСТРАТИГРАФИИ

Экостратиграфия — одно из наиболее перспективных и развиваемых сейчас направлений стратиграфии. Палеоэкологические реконструкции и экостратиграфические построения опираются на данные изучения современных морских экосистем. Приводится обзор по-

вейших экологических исследований, выполнявшихся в последние годы Институтом биологии моря ДВНЦ, главным образом на коралловых рифах. Дается оценка результатов этих работ для решения теоретических и практических вопросов экостратиграфии.

В связи с созданием в рамках Международной программы геологической корреляции специального проекта «Экостратиграфия» одноименное направление стратиграфии, комплексирующее результаты всестороннего изучения всех компонентов палеоэкосистем, получило весьма широкое признание и является в настоящее время одним из наиболее перспективных. По сути дела, экостратиграфия занимает пограничное положение между тремя науками — биологией (палеобиологией), геологией (седиментологией) и геохимией. Как любая другая «пограничная» дисциплина, экостратиграфия аккумулирует не все достижения и использует не все специальные методы «базисных» наук, а лишь те из них, которые служат решению поставленных перед нею конкретных задач. Анализ работ советских и зарубежных специалистов показывает, что в развитии экостратиграфии сейчас намечается по меньшей мере три относительно самостоятельных направления, перед которыми ставятся особые задачи.

Работы первого направления посвящены детальному изучению, типизации и, в меньшей степени, классификации палеоэкосистем. В методическом плане эти исследования наследуют и развивают лучшие традиции классического фациального анализа, дополненного тщательным изучением палеоэкологических особенностей и популяционным анализом палеобиотических ассоциаций. Второе направление концентрирует основное внимание на проблемах

стратиграфической корреляции, т. е. на выявлении пространственных взаимоотношений между различными типами палеоэкосистем, существовавших в течение определенного интервала времени в пределах того или иного палеобассейна. Как отмечал в своем выступлении на XIV Тихоокеанском конгрессе Б. С. Соколов, только благодаря таким исследованиям удалось «преодолеть в стратиграфической корреляции фациальные барьеры и увидеть эволюцию не отдельных групп организмов, а эволюцию целых сообществ». Наконец, работы третьего направления, в определенной степени синтезирующие результаты первых двух, тесно связаны с прогнозированием и, что особенно важно, с определением конкретных объектов для поисков и разведки полезных ископаемых осадочного генезиса (в первую очередь, нефти и газа). В данном случае центр тяжести исследований смещается на сравнительное изучение геохимических особенностей косных и биокосных компонентов экосистем разного типа, а также на выявление закономерностей распределения палеобиомассы, включающей не только фоссиллизированные остатки ископаемых животных и растений, но и диспергированное органическое вещество.

Вместе с тем было бы ошибкой считать, что экостратиграфия сейчас обладает хорошо разработанной теоретической базой и совершенной методикой. Широко известные работы по теории экостратиграфии [4, 21, 23] позволяют

пока лишь очертить тот круг проблем, с которыми сталкивается данная дисциплина, но не выходят за рамки более или менее удачных попыток применения основных положений экологии и синтетической теории эволюции для решения собственно стратиграфических проблем (выделение и классификация стратонов, стратиграфическая корреляция, определение границ и т. д.).

Главной задачей методического раздела любой научной дисциплины является разработка таких приемов исследований, применение которых в определенной последовательности позволяло бы получать объем информации, необходимый и достаточный для однозначного определения (индивидуализации) изучаемых объектов, что в дальнейшем может служить основой их типизации и классификации. Специфика методики экостратиграфических исследований, по мнению большинства специалистов, заключается, с одной стороны, в комплексировании традиционного литолого-фациального анализа осадков древних водоемов с геохимическими и палеоэкологическими наблюдениями, а с другой — в интерпретации полученных данных с позиции учения о современных экосистемах. При этом основой для выделения и дальнейшей типизации палеоэкосистем считается их интегральная характеристика, отражающая взаимосвязь температуры и солености вод, гидродинамического режима, состава осадков, специфики фаунистических и растительных сообществ [20]. Поскольку непосредственно исследуются не сами палеоэкосистемы, а только их фрагменты, то очевидно, что методологической базой экостратиграфических исследований должен служить принцип актуализма. Однако возможность использования в палеоэкологических реконструкциях актуалистических данных во многом зависит от характера и направленности современных экологических исследований, а также в более широком плане — от возможности сравнения моделей («образцов») современных экосистем и палеоэкосистем и создания единой системы их классификации [13, 16].

В этой связи для экостратиграфов представляют несомненный интерес исследования современных морских ландшафтов, проводимые в Институте биологии моря ДВНЦ АН СССР под руководством Б. В. Преображенского [1, 10], что определяется двумя их особенностями. Прежде всего, для изучения аквальных экосистем впервые был применен картографический метод, использовавшийся, с одной стороны, для создания иерархической и типологической классификации подводных ландшафтов на базе интегральных количественных признаков экосистем [5], а с другой — для выявления изменчивости отдельных структурных признаков

природной системы мелфа [2, 3]. Применение картографического метода позволило в известной мере (хотя и не полностью) унифицировать способы конструирования моделей современных и ископаемых экосистем, что может в дальнейшем способствовать созданию единой системы их классификации.

Во-вторых, большое значение для экостратиграфии имеют результаты анализируемых наблюдений над зависимостью отдельных компонентов аквальных экосистем от различных физико-географических факторов. Эти данные позволяют, с одной стороны, внести значительные коррективы в динамические интерпретации палеоэкологических наблюдений, а с другой — и это особенно важно — наметить тот перечень вопросов, на которые должен дать ответ палеоэколог для получения интегральной характеристики палеоэкосистемы. Особый интерес в этой связи представляют работы по классификации [2, 3], изучению сортированности и концентрации тяжелых минералов [12] в терригенных отложениях шельфовой зоны. Большое значение также имеют работы по классификации жизненных форм кораллов [6, 14] и мшанок [7] и зависимости их от различных факторов среды — глубины, солености, освещенности [11]. Подчеркнем, что развитие учения о жизненных формах на основе наблюдений за современными рифостроителями имеет значение не только для палеоэкологической интерпретации древних биогенных образований [22], но и для разработки системы табулятоморфных кораллов [15].

Развитие экостратиграфических исследований, по-видимому, открывает перспективы для решения одной из фундаментальных проблем стратиграфии, а именно — создания классификации стратонов, под которой понимается система группировки изучаемых объектов, отражающая меру их тождества и различия. Как неоднократно подчеркивал С. В. Мейен [8, 9], традиционно используемая в геологии «стратиграфическая классификация» не может считаться таковой в точном значении этого термина, поскольку при выделении различных стратиграфических категорий не используется общее основание для сравнения. Как показали Т. В. и Б. В. Преображенские [17], в качестве такового может выступать соответствие стратонов (по меньшей мере, региональных) определенным стадиям (пионерной, стабильной и климаксной) и (или) отдельным этапам развития экосистем [18]. Не исключена возможность, что эта методика выделения стратонов позволит по-новому подойти к проблеме стратиграфической корреляции, если в будущем удастся найти критерии для выделения стадий и этапов развития всей палеобиосферы, накладывающихся на ритмику развития локальных па-

леоэкоистем. Однако этот вопрос нуждается в специальной разработке.

Отметим еще одну особенность экосистемных исследований, проводимых сотрудниками Института биологии моря, а именно системный подход к изучению и классификации аквальных ландшафтов [1, 5, 13, 16]. Тот же методологический подход реализуется сейчас и в палеоэкостратиграфии [19, 20]. Поэтому для сравнимости результатов изучения современных и ископаемых экосистем и создания единой системы их классификации необходима разработка общей методики изучения, которая позволяла бы получать одни и те же интегральные характеристики. Последние особенно важны, поскольку различные ландшафтные зо-

ны шельфа имеют неодинаковую ценность с точки зрения эксплуатации биологических и неорганических ресурсов. Причем это справедливо не только для современных, но и ископаемых шельфов, в связи с чем данные экосистемных и палеоэкоистемных исследований дополняют друг друга. Детальное изучение и картирование аквальных экосистем шельфа (Е. В. Краснов, Б. В. Преображенский, Б. В. Поляров и др.), а также палеоэкологическое направление в стратиграфии (Ю. И. Тесаков, Н. Н. Предтеченский и др.) при взаимном обмене информацией и комплексировании получаемых результатов позволит выявить важные закономерности в развитии биосферы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Биология коралловых рифов: морфология, систематика, экология. М.: Наука, 1980.
2. Кочемасов Ю. В. Определение сортированности осадков при крупномасштабных фациальных исследованиях на шельфе.— В кн.: Методы комплексного картирования экосистем шельфа. Владивосток, 1980.
3. Кочемасов Ю. В., Поляров Б. В. Классификация терригенных осадков при ландшафтном картировании шельфа.— В кн.: Методы комплексного картирования экосистем шельфа. Владивосток, 1980.
4. Красилов В. А. Эволюция и биостратиграфия. М.: Наука, 1977.
5. Краснов Е. В. Интегральные характеристики экосистем кораллового рифа.— В кн.: Методы комплексного картирования экосистем шельфа. Владивосток, 1980.
6. Краснов Е. В., Преображенский Б. В. О природе и значении жизненных форм у табулят и колониальных склерактиний.— Палеонтол. журн., 1972, № 2.
7. Кубанин А. А., Мурашверы А. М. Номенклатура жизненных форм мшанок.— В кн.: Биология коралловых рифов. Морфология, систематика, экология. М.: Наука, 1980.
8. Мейен С. В. Введение в теорию стратиграфии.— М.: ВИНТИ, № 1749—74 Дец., 1974.
9. Мейен С. В. Экосистемы и принцип взаимозаменяемости признаков.— В кн.: Экосистемы в стратиграфии. Владивосток, 1980.
10. Методы комплексного картирования экосистем шельфа. Владивосток, 1980.
11. Мурашверы А. М., Преображенский Б. В. Физиологические светосуммы и жизненные формы гермафитных кораллов.— В кн.: Биология коралловых рифов. Морфология, систематика, экология. М.: Наука, 1980.
12. Поляров Б. В. Определение зоны воздействия штормов на донные ландшафты (на примере бухты Рудной).— В кн.: Методы комплексного картирования экосистем шельфа. Владивосток, 1980.
13. Поляров Б. В., Преображенский Б. В. Принципы картирования экосистем шельфа.— В кн.: Методы комплексного картирования экосистем шельфа. Владивосток, 1980.
14. Преображенский Б. В. О номенклатуре жизненных форм кораллов.— Биология моря, 1975, № 1.
15. Преображенский Б. В. Морфология и палеоэкология табулятоморфных кораллов. Автореф. докт. дис. Владивосток, 1979.
16. Преображенский Б. В. Ландшафт как характеристика экосистемы.— В кн.: Методы комплексного картирования экосистем шельфа. Владивосток, 1980.
17. Преображенский Б. В., Преображенская Т. В. Экостратиграфия и каузальное геологическое время.— В кн.: Проблемы времени в геологии. Владивосток, 1979.
18. Симаков К. В. Расчленение и корреляция верхнефаменических и нижнетурнейских отложений Омолюнского массива по брахиоподам.— В кн.: XIV Тихоок. науч. конгресс. Путеводитель научной экскурсии по туру IX. Приложение № 8, Магадан, 1979.
19. Тесаков Ю. И. Табуляты. Популяционный, биоэкологический и биостратиграфический анализ. М.: Наука, 1978.
20. Тесаков Ю. И., Предтеченский Н. Н. Методология экостратиграфических исследований платформенных седиментационных бассейнов (в связи с международной программой «Экостратиграфия»).— Тез. докл. к XIV Тихоок. науч. конгрессу. М., 1979.
21. Hoffman A. Ecostratigraphy: the limits of applicability.— Acta geologica Polonica. 1980, V. 30, N 1.
22. Tsien H. H. Les regines ricefaus devonies en Ardenne.— Bull. Soc. belge de Geol., 1980, T. 89, fasc. 2.
23. Waterhouse J. B. The significance of ecostratigraphy and need for biostratigraphic hierarchy in stratigraphic hierarchy in stratigraphic nomenclature.— Letnia, 1976, v. 9.

Л. А. Маслов

О СВЯЗИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ С ГРАВИТАЦИОННЫМ ПОЛЕМ, ВЫЗВАННЫМ ВНУТРЕННИМИ ИСТОЧНИКАМИ

На основе анализа решения задачи теории упругости получены приближенные выражения и их оценки

Рассмотрим задачу определения перемещений точек упругого полупространства x_1, x_2, x_3 (ось x_3 направлена внутрь) под действием объемных сил, расположенных в некоторой ограниченной области этого полупространства. Поверхностные нагрузки примем равными нулю.

Фундаментальное решение этой задачи дается в курсе теории упругости (см., например, [1, с. 240, формулы 8]). В соответствии со второй из формул (8) указанной работы вертикальные перемещения свободной поверхности ($x_3 = 0$) записываются в виде

$$u_3 = \frac{p(1-\nu)}{2\pi\mu} \left(\frac{1}{R} + \frac{\xi_3^2}{2(1-\nu)R^3} \right). \quad (1)$$

Здесь p — величина сосредоточенной силы, приложенной в фиксированной точке ξ_1, ξ_2, ξ_3 полупространства, действующей вдоль оси x_3 ; ν — коэффициент Пуассона; μ — модуль сдвига; R — расстояние от точки приложения силы до точки наблюдения, находящейся на поверхности,

$$R^2 = (x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + \xi_3^2.$$

Объемной силой является сила тяжести, т.е. $p = \rho g$, где ρ — аномальная плотность, g — нормальное ускорение силы тяжести (постоянное). Интегрируя u_3 по совокупности источников, действующих в рассматриваемом объеме V , получим суммарное перемещение точки поверхности:

$$U_3 = \frac{(1-\nu)g}{2\pi\mu\gamma} \gamma \int_V \frac{\rho}{R} \left(1 + \frac{\xi_3^2}{2(1-\nu)R^2} \right) dV. \quad (2)$$

Здесь выражение справа мы умножили и разделили на гравитационную постоянную γ . Подынтегральное выражение в формуле (2) отличается от известного в теории гравитационного потенциала множителем

для зависимостей между вертикальным перемещением и деформацией поверхности и гравитационным полем.

$$f = 1 + \frac{\xi_3^2}{2(1-\nu)(r^2 + \xi_3^2)}; \quad r^2 = (x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2. \quad (3)$$

Функция f изменяется в пределах от 1 (при $r \rightarrow \infty$) до $1 + \frac{1}{2(1-\nu)}$ (при $r \rightarrow 0$). Полагая $f = 1 + \frac{1}{2(1-\nu)}$, получим верхнюю оценку:

$$U_3 \leq \frac{(3-2\nu)g}{4\pi\mu\gamma} \cdot \Phi, \quad (4)$$

где Φ — значение на поверхности аномального гравитационного потенциала, соответствующего аномальной плотности ρ . Для $f = 1$ получаем нижнюю оценку:

$$U_3 \geq \frac{(1-\nu)g}{2\pi\mu\gamma} \cdot \Phi. \quad (5)$$

Отношение верхней и нижней оценок равно $(3-2\nu)/2(1-\nu)$ и в зависимости от ν ($0 < \nu < 0,5$) колеблется от 1,5 до 2.

Аналогично из формулы (8) на с. 240 работы [1] для производной $\partial u_3 / \partial x_3 = \epsilon_3$ при $x_3 = 0$ получаем

$$\epsilon_3 = - \frac{\nu g}{2\pi\mu\gamma(1-\nu)} \gamma \int_V \frac{\rho \xi_3}{R^3} \left(\nu - \frac{3}{2} \frac{\xi_3^2}{R^2} \right) dV, \quad (6)$$

откуда, применяя те же рассуждения, что и выше, для $\nu = 0,5$, например, находим приближенно

$$\epsilon_3 \approx \frac{g}{2\pi\mu\gamma} \cdot \Delta g, \quad (7)$$

где Δg — аномалия силы тяжести.

Соотношения (2), (4), (5), (6) могут быть использованы для установления приближенной зависимости между гравитационным полем и рельефом, вызванным внутренними аномальными массами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Новацкий В. Теория упругости. М.: Мир, 1975.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК: 551.24.01

Ю. А. Косыгин

ЗАМЕТКИ О ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ГИПОТЕЗАХ

Заметка третья

О КОНЦЕПЦИИ ТЕКТониКИ
ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Приводятся замечания по тектонике литосферных плит, что необходимо для рассмотрения геотектонических гипотез в дальнейших заметках этой серии.

1

Рассмотренные в первых двух заметках геотектонические (геодинамические) гипотезы используют в той или иной мере соображения, вытекающие из концепции тектоники литосферных плит. Даже В. П. Мясников и В. Е. Фадеев, разрабатывающие физическую теорию Земли, при выходе на геологический уровень оперируют понятиями новой глобальной тектоники, кинематических реставраций взаимного расположения материков более ранней эпохи, больших горизонтальных перемещений вещества на поверхности нашей планеты и т. д. Все эти понятия фигурируют в их книге не как выводы, а как нечто заранее данное. Теснее с тектоникой литосферных плит связана «Геодинамика» Е. В. Артюшкова. Его построения включают разрастание океанического дна, движение литосферных плит, количественно определенные скорости их перемещений, субдукцию и т. д. Ко многим представлениям гипотезы тектоники литосферных плит Е. В. Артюшков относится критически, но многие принимает или по убеждению, или по соображениям удобства. В связи со всем этим думается, что для дальнейшего рассмотрения новых геотектонических гипотез надо определить собственное отношение к концепции тектоники литосферных плит. Это особенно необходимо сделать, так как многие положения этой концепции часто принимаются как постулаты.

2

Предпочтительнее говорить о «тектонике литосферных плит», нежели о «новой глобальной

тектонике» в том же смысле. Термин «новая глобальная тектоника» был предложен Б. Айзексом и др. [3]. Они писали: «В предлагаемой работе на основании обобщения данных сейсмологии и других смежных дисциплин выдвинута концепция, названная *новой глобальной тектоникой*» [3, с.133], которая «воздействует на сейсмологию в высшей степени стимулирующе, и весьма вероятно, что результаты этого воздействия примут характер революции» [3, с.133]. И далее: «Самое главное это то, что новая глобальная тектоника, по-видимому, способна собрать и объединить в одну унифицированную концепцию данные сейсмологии, магнитометрии, морской геологии, геохимии, гравиметрии и др. Такого рода шаг сыграл крупнейшую роль в развитии наук о Земле, и, несомненно, он знаменует собой начало новой эры» [3, с.138]. Это уже явное преувеличение и совершенно излишняя категоричность, если учесть гипотетичность идей о спрединге, субдукции и других элементах новой глобальной тектоники. Если хорошо приглядеться к составляющим концепцию тектоники плит гипотезам, то очень спорны не только их связи и «зарифмованность», но и в значительной степени приспособления, порой очень натянутые, к некоторым исходным гипотетическим схемам, часто принимаемым в качестве фактической основы.

Здесь, таким образом, в явном виде было высказано признание того, что новая концепция означает переворот, революцию, начало нового этапа в геологической науке. Эта идея, сама по себе заманчивая, привела к появлению ряда работ, утверждающих исключительность и безусловную правильность этой концепции, хотя она целиком основана на гипотезах, и не может не быть спорной. Тем не менее она, объединив их и «зарифмовав» данные различных дисциплин, является стимулятором геоло-

го-геофизических исследований, и в особенности связанных с ними глобальных проблем.

Правильно писали Б. Айзекс и др., что «новая глобальная тектоника — пусть даже через какое-то время она и будет отвергнута, — безусловно, оказывает здоровое, стимулирующее и объединяющее воздействие на все науки о Земле» [3, с.177]. Да, это так, если не возводить ее в ранг непогрешимых и вечных истин. Тектоника литосферных плит («новая глобальная тектоника») как совокупность гипотез является лишь инструментом научных исследований. Этот инструмент со временем должен износиться и устареть, как износилась и устарела в свое время контракционная гипотеза.

3

Физической концепцией, лежащей в основе рассматриваемой гипотезы, является представление о конвективных течениях в мантии. По этому поводу существует огромный материал и много расчетов, основанных на предположениях и допущениях. Ни один из этих расчетов не доказывает обязательности конвекции, а определяет лишь только возможности, совершенно необязательно реализуемые. Течения, если они происходят, то происходят глубоко; никто непосредственно их не измерял, существующие же определения теплового потока связаны только с теплопроводностью, а число Нуссельта ни для каких глубин или районов Земли не было определено, если не считать районов активной вулканической деятельности, где, в принципе, это можно сделать. При оценке скоростей, размеров и форм конвективных ячеек и т. д. исходят обычно из однородности среды (впрочем, иногда вводятся гипотетические неоднородности) и предполагаемых причин возникновения и поддержания движений (термическая, гравитационная, химическая). Предполагается иногда, что существует ряд классов конвективных ячеек, захватывающих разные глубины мантии. Например, гипореоны и батерионы Э. Крауса. Существующие расчеты (Е. В. Артюшков, С. А. Ушаков, О. Г. Сорохтин, А. Холмс, С. Ранкорн и др.) доказывают возможность конвекции в мантии, но не ее обязательную реализацию. Кроме того, надо иметь в виду, что сравнительно простые модели конвекции могут в значительной степени усложняться и даже оказываться недействительными, если бы было возможным учесть существующие, но совершенно неизвестные нам, неоднородности мантии на различных уровнях и в различных районах. Хотелось бы обратить внимание еще на одно обстоятельство. Если астеносфера представляется наиболее подвижной средой и если она должна являться подвижным субстратом, обеспечиваю-

щим перемещение плит, то конвективные ячейки должны в основном уместиться в пределах астеносферы. Если в таком случае признать повсеместность распространения астеносферы, то конвективный глобальный перенос литосферных плит, в принципе, окажется возможным, но если принять во внимание приведенную выше аргументацию в пользу прерывистости и неоднородности (по мощностям и реологическим свойствам) астеносферы, то такой процесс представится невозможным, а движения литосферных блоков по субстрату будут носить узлокальный характер.

Кстати, геоморфологические построения Ю. М. Пуцаровского (1980 г.) говорят об автономности отдельных систем разломов Тихого океана и приводят к заключению, что не следует картину тектонических движений дна Тихого океана сводить к простому перемещению литосферных плит по обе стороны от Срединного Восточно-Тихоокеанского поднятия; картина геодинамики дна представляется более сложной, что противоречит идее об однородности и сплошном распространении астеносферы, даже при принятии, в принципе, идеи мобилизма.

Так как астеносфера принадлежит к Большому геологическому континууму и недоступна для непосредственных наблюдений и измерений, то главная система доказательства гипотезы лежит в геологических картах, данных бурения и геофизических данных, однозначно интерпретируемых в горнопородном смысле.

Б. Айзекс и др. отмечают ряд спорных нерешенных вопросов в отношении характера движения в системе астеносфера — литосфера. Так, предполагается, что поток, встречный по отношению к нисходящему движению литосферы, происходит в астеносфере, хотя существуют и другие гипотезы о положении встречных потоков на больших глубинах в мантии. Неясным считается вопрос, имеется ли в верхней астеносфере поток, соответствующий движению литосферы, иными словами, литосферные блоки могут пассивно переноситься течением астеносферы или плавать на ней, как корабли, подобно континентам в свете идеи Вегенера. «Решение этого вопроса, весьма важного, но пока еще остающегося открытым, связано частично с решением вопроса о границе между литосферой и астеносферой. Ключевым моментом этой модели является то, что система конвекционных потоков в астеносфере возможно контролируется конфигурацией и движениями плит литосферы, а не геометрически правильной сеткой конвекционных ячеек, как в идеализированной модели Земли... Напротив, конфигурация континентов может рассматриваться как сложная реакция жесткой

литосферы на относительно простую сетку конвекционных течений в астеносфере» [3, с. 135]. Здесь высказывается весьма интересная идея, намечающая некоторые пути «стыковки» физических и геологических моделей в глубинной тектонике.

Высказывается предположение, что континенты не только бывают «впяны» в мантию и переносятся конвективными токами, но и существуют другие «литосферные» явления, связанные с поверхностью М. Так, предполагается, что «помимо явлений глубинной астеносферной субдукции, сиалическая кора континентов на больших пространствах сорвана с симатической оболочки вблизи поверхности М» [4, с. 11] и что, в частности, по западному краю Северо-Американского континента «континентальная кора» скользит по океанической «коре», т. е. происходит явление *подкоровой субдукции*. Признание такого явления чрезвычайно осложняет наиболее принятую сейчас физическую модель плитной тектоники.

Недоразумение, связанное с двойственным пониманием субдукции (пододвиганием под литосферную плиту, несущую континент или просто непосредственно под континент), отражено в работе Ю. М. Пуцаровского с соавторами (1980 г.). Ими отмечено, что грандиозные субширотные разломы Тихого океана не отражаются на строении Америки, причем такие продолжения не фиксируются даже космическими снимками. Для спасения идеи субдукции выдвигается идея о «пассивной» тектонике Америки при пододвигании под нее океанического дна. Такое «тектоническое равнодушие» континента трудно понять, хотя, если бы субдукция здесь мыслилась как «литосферно-плитная», а не как «континентальная», продолжения разломов под материк были бы вообще необязательны и возможность субдукции имела бы большие основания.

4

Основными геологическими данными, используемыми в построении плитной тектоники, являются: а) выделение и характеристика современных сейсмических поясов; б) характер залегания, возраст и мощности кайнозойских и мезозойских отложений дна океанов (плитные комплексы океанов); в) измерения намагниченности горных пород и использование (геологическая интерпретация) на этой основе линейных магнитных аномалий дна океана.

На основании этих данных оценивается протяженность литосферных плит и характеризуются их границы. С учетом данных по магматизму развиваются гипотезы спрединга, субдукции, «горячих точек» и др. Если выделение

литосферных плит проводится в квазистатическом пространстве, то упомянутые гипотезы относятся к ретроспективным реконструкциям динамических систем и имеют, таким образом, прямое отношение к геодинамике.

Приведенные геологические факты и гипотезы в совокупности представляют стройную картину «плитной тектоники», увязывающей или стремящейся увязать в глобальном плане многие геологические и геофизические факты.

Главной общей задачей сторонников и противников концепции «тектоники литосферных плит» является проверка включаемых ею гипотез. А если главная задача совпадает, то речь уже может идти о сотрудничестве в исследовании и в поисках наиболее вероятных, а еще лучше — достоверных решений. Думается, что глубинный физический механизм, приводящий к поверхностным тектоническим явлениям (в большей степени непосредственно измеряемым) и удовлетворяющий тектонической картине и тектонической динамике поверхности Земли, может быть всегда намечен, учитывая ту свободу расчетов, которую нам представляет малая осведомленность о состоянии недр Земли. Об этом же говорит наличие целой серии представлений о самом механизме перемещения плит как в их пределах, так и на краях — «спрединговом» и «субдукционном» (утяжеление литосферы и погружение ее в мантию, волочение, затягивание, заталкивание, априорное признание безусловного доминирования горизонтальных движений в астеносфере, что ничем не лучше и не хуже отведения такой же роли вертикальным движениям и т. д.).

5

Гипотеза «горячих точек» была впервые высказана в 1963 г. Дж. Уилсоном. Это представление родилось из наблюдений за неодновременным развитием вулканов в пределах линейных зон. Если в мантии существует фиксированная горячая точка, то она как бы «прожигает» движущуюся над ней литосферную плиту, в результате чего происходит смещение во времени вулканов в одном направлении вдоль этой линейной зоны. Гипотеза эта требует подтверждения и развития. Может быть рассмотрен иной, не связанный с движением плит механизм такого же закономерного смещения вулканов, а именно по принципу «острия развивающегося разлома». Такой механизм был рассмотрен нами на примере кольцевых структур Алданского щита. Суть заключается в том, что при развитии разлома в длину на его окончании (острие), которое постоянно перемещается в одном направлении, создаются механические условия для образо-

вания кольцевых структур. Механизм этот приложим и к распространению вулканов вдоль развивающихся разломов.

Вообще же гипотеза «горячих точек» совершенно не увязывается с концепцией литосферных плит и даже находится с ней в полном противоречии. Согласно этой концепции, относительно тонкие литосферные плиты не перемещаются по астеносфере, а переносятся подстилающим ее мощным слоем верхнего сектора конвективной ячейки, охватывающей литосферу, верхнюю мантию или даже нижнюю мантию (на этот счет существует много высказываний). В таком случае «горячей точкой» пришлось бы прожигать значительно более мощный слой, чем литосфера, возможность чего трудно представить. Кстати сказать, идеальная схема продвижения «горячих точек» относительно литосферы и закономерное изменение возраста вулканов не подтверждено для хребта островов Лайн (скв. № 165, 315, 316 «Гломара Челленджера»), где возраст их на всем протяжении хребта (1270 км) почти не меняется, испытывая колебания от 79 до 85 млн. лет. Не находит подтверждения гипотеза «горячих точек» также в других районах океана (сочленение Гавайского хребта и Императорских гор, вулканическая зона Камерун и о-в Святой Елены, хр. Китовый и др.).

6

Границы литосферных плит принято определять по сейсмической активности; соответственно, границы современных литосферных плит — это зоны современной активности. Геологическое содержание (горнопородный состав, формации, тип геологического разреза, а следовательно, и развития, а также особенности внутреннего строения — структуры) в понятия литосферных плит не вкладывается. Во многих сочинениях по плитной тектонике сейсмические пояса характеризуются как главный определяющий критерий выделения и оконтуривания литосферных плит. На картах сейсмичности Земли зонами густого распределения (сгущенные сейсмофокальные зоны) очагов землетрясений особенно четко обозначается сейсмический (он же вулканический, «огненный») Тихоокеанский пояс. Южное звено Тихоокеанского сейсмического пояса выступает в виде намечающейся, но отчетливой пунктирной линии очагов, которая проходит южнее Новой Зеландии вдоль Юго-Западного Оклендского поднятия (горы Макуари), затем выходит по восточному продолжению Антарктического поднятия к южной ветви Восточно-Тихоокеанского поднятия, в районе о-ва Пасхи резко поворачивает на юго-восток и, следуя вдоль

подводной Западно-Чилийской возвышенности, выходит к побережью Южной Америки. В этом районе высокая сейсмичность Анд сменяется к югу весьма низкой.

Таким образом, *Тихоокеанская плита* выделяется вполне отчетливо, но ее границы неравнозначны. Северный подковообразный контур от северного о-ва Новой Зеландии до Южных Анд сейсмически весьма насыщен, а южный контур лишь намечен пунктиром очагов. Тихоокеанская плита имеет некоторые внутренние осложнения (если говорить о структуре, намечаемой положением сейсмофокальных зон). Прежде всего, от района Фосса Магна в Японии в сторону океана отходит огромный «заусенец», выраженный таким же густым распространением очагов, как и на основном Новозеландско-Азиатско-Американском сегменте Тихоокеанского пояса. Этот «заусенец» следует к островам Бонин, Марианской дуге и выходит на Каролинские острова в районе Яп-Палау, где он и заканчивается. Иногда здесь выделяют особую Филиппинскую плиту, к чему, однако, нет оснований, так как «заусенец» не замыкается. Здесь мы имеем лишь ответвления сейсмического пояса, подобные ответвлениям Охотско-Чаунского мезозойского вулканического пояса, направленных внутрь континента.

В юго-восточной части Тихоокеанской плиты пунктирными зонами очагов выделяются две плиты подчиненного ранга: примыкающая к Южно-Американскому побережью *плита Наска*, ограниченная на юге сейсмофокальным пунктиром Западно-Чилийского подводного поднятия, на западе — пунктиром Восточно-Тихоокеанского поднятия, а на севере линией, проходящей на широте островов Галапагосских и Сан-Кристобаль к Эквадору, и *плита Кокос* (также по имени подводного хребта юго-западного направления), расположенная севернее этой линии, а на западе ограниченная лежащим на продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия сейсмофокальным пунктиром, выходящим к побережью в районе Акапулько в Мексике.

В отличие от Тихоокеанской плиты в пределах остальной части планеты выделяются преимущественно пунктирные сейсмофокальные границы. По ним может быть выделена *Индо-Австралийская плита*. Граница ее только на участке от Новой Гвинеи до берегов Бирмы является сгущенной. Далее она приобретает пунктирный характер и следует вдоль хребтов, параллельных р. Иравади, вдоль Гималаев на юг через область Сулеймановых гор к подводному хр. Меррея, вдоль Аравийско-Индостанского хребта, Центрально-Индийского хребта, Австрало-Антарктического поднятия и, наконец, вдоль общей с Тихоокеанской плитой границей до Новой Гвинеи.

Сейсмофокальная граница Индо-Австралийской плиты дает два шипа (или «заусенца») — один ответвляется в районе Оманского залива, второй направляется в Аденский залив и входит в Красное море.

Следующая важная сейсмофокальная пунктирная линия соответствует Срединно-Атлантическому хребту на всем его протяжении, а на юге прослеживается вдоль Африкано-Антарктического и Западно-Индийского хребтов и, наконец, южнее о-ва Родригес под прямым углом утыкается в границу Индо-Австралийской плиты.

От пунктирной сейсмофокальной зоны Срединно-Атлантического хребта на юге ответвляются к западу пунктирные шипы, достигающие зоны интенсивного сгущения сейсмических очагов в районе Южных Сандвичевых островов. Западнее их отдельные вулканические очаги наблюдаются в зонах Южно-Оркнейских, Фолклендских и других островов. По этим рассеянными и нерегулярным очагам можно лишь наметить соединение Южно-Атлантического поднятия с южным окончанием Южной Америки. Если это соединение считать также сейсмофокальной границей, то можно полностью оконтурить Антарктическую плиту. Поскольку Южная и Северная Америки как плитные, т. е. асейсмические пространства, соединяются широкой асейсмичной полосой западного фланга Атлантического океана, Северная Америка соединяется с Азией асейсмическим пространством, расположенным севернее Тихоокеанского пояса, а Европа и Африка соединяются асейсмичным восточным флангом Атлантики, то получается, что часть площади, не принадлежащей выделенным трем плитам, образует единую Северную плиту, «сшитую» Атлантическим сейсмофокальным пунктиром. Эта Атлантическая линия следует на север через о-в Исландия и выходит к устью Лены; на полярном отрезке (от Шпицбергена и далее) она представлена редкими очагами и ни на какую другую сейсмофокальную зону она не замыкается, представляя возможность Северной Америке и Азии быть частями единой плиты.

Один из основоположников тектоники плит В. Морган [3] отмечает, что «границы блоков Сибири и Центральной Азии очень неопределенные... хребет Девяностого градуса и Срединно-Лабрадорский хребет, расположенные между Индией и Австралией и между Гренландией и Северной Америкой, соответственно, по-видимому, представляют собой «ископаемые границы» [3, с.69]. Отметим, что введение понятия «ископаемых границ», под которые можно подвести огромный ассортимент геолого-геоморфологических структурных форм и разломов, очень ослабляет общую концепцию,

внося в нее элементы большого произвола. Трудности в интерпретации сейсмической активности (в смысле соотношений блоков литосферы) для Альпийского складчатого пояса отмечаются также Б. Айзексом и др. «Землетрясения в Восточной Африке, на севере Сибири и на западе Северной Америки (включая Аляску) характеризуются большим рассеянием по площади...», что «можно объяснить несколькими способами»: 1) литосфера в некоторых или во всех континентальных областях может быть более гетерогенной и разрушается каким-то более сложным способом; 2) древние ослабленные зоны в континентальных областях могут реактивизироваться; 3) поддвигание блока континентальной литосферы в мантию на глубины в несколько сотен километров невозможно (ввиду относительно низкой плотности)... Поскольку дно океана представляется довольно молодым, плиты океанической литосферы, видимо, не включают большого количества ослабленных зон, в то время как в более древних континентальных плитах таких зон множество» [3, с.167]. Здесь мы имеем дело с очень неубедительной попыткой увязки геологии континентов и геологии океанов в свете концепций плит.

В пределах Северной плиты имеются три области повышенной современной сейсмической активности — в Средиземноморье, в Восточной Африке и Юго-Восточной Азии.

Наиболее сложна Средиземноморская область, простирающаяся от Гибралтара до Памира. Здесь имеются зоны сгущения очагов и отдельные пунктирные линии, позволяющие выделять ряд «микроплит», например, Адриатическую, Анатолийскую и др., однако, в целом эта зона не идет на прямое соединение с Атлантическим сейсмофокальным пунктиром и не дает твердых оснований для обособления Африканской плиты. Отметим, что с большой натяжкой это можно сделать, если широкую расплывчатую зону нерегулярно расположенных очагов, не смыкающуюся с Атлантическим пунктиром, посчитать за границу.

В. Морган [3] в отношении этой зоны отмечает, что здесь могут существовать два почти параллельных пояса сжатия с расположенными между ними сериями субблоков — западно-средиземноморским, балканским и др.

В Восточно-Африканской зоне имеются беспорядочно и неравномерно расположенные редкие очаги. Для выделения здесь границы плит, приуроченной к Африканскому рифту, нет никаких оснований.

В Юго-Восточной Азии очаги густо расположены в Китае, в зоне Тянь-Шаня, Забайкалья, в Монголии и Приамурье. В отдельных местах намечаются короткие пунктирные цепочки (например, Байкальская).

Оснований для выделений плит или микроплит здесь нет.

Сделаем одно методологическое замечание по отношению «плит» и «границ». Так, при выделении резкостных (в том числе нарушенных) и условных тел всех классов, в основу кладется совокупность вещественных геометрических или генетических признаков, характеризующих то или иное тело, и уже на основании распространения этих признаков проводится граница тела. Тело здесь стоит на первом месте, граница на втором. Исключением являются дизъюнктивные (а также произвольные) границы, которые могут не считаться с какими-либо свойствами ограничиваемых ими тел. Здесь границы стоят на первом месте. Они являются линиями разрыва сплошности, разделяющими участки среды, причем свойства среды значения не имеют. В тектонике плит в основном структурном рисунке, определяемом сейсмофокальными зонами, главное место занимают эти зоны, а не промежуточные участки земной поверхности (коры, литосферы), называемые плитами. Заметим, что понятие «литосферной плиты» не несет никакого определенного структурно-геологического или историко-геологического содержания. Так, в Индоавстралии, а также в Северной и Антарктической плитах заключаются участки платформ, щитов, геосинклинальных систем и тонких океанических плит, лежащих на основании, которое пока еще в геологическом смысле не может быть однозначно определено. Расположение этих геологически разнородных участков не находит никакой видимой закономерной связи с границами плит. Исключением является Тихоокеанская плита, которая с полным правом может рассматриваться как резкостное тело, обладающее вполне определенными геологоструктурными признаками, отчетливо отличающимися ее от окружающих пространств. Впрочем, это может не относиться к южной границе плиты.

С принятым нами рисунком основных сейсмофокальных зон (границ, «плит») могут быть связаны следующие геодинамические возможности: 1) связь основных сейсмофокальных зон с линейно расположенными каналами восхождения «легкого» материала, согласно гипотезе Артюшкова, иными словами, соответствии их глубинным разломам, пересекающим мантию вплоть до ядра и отражающим напряженное состояние планеты в целом (перемещение плит здесь необязательно); 2) образование сейсмофокальных зон вследствие напряжений, развивающихся в поверхностных оболочках Земли; 3) сильные напряжения, возникающие на стыках континентального и океанического (Тихоокеанского) блока Земли, обладающих резко различным составом и проч-

ностью; в этом варианте пунктирные сейсмофокальные зоны рассматриваются как второстепенные (в связи с этим вспомним представление многих исследователей о Тихом океане как исключительно устойчивой глыбе Земли и даже как «рельсах», по которым движутся материка модели Штауба); 4) движение литосферных плит со спредингом и субдукцией (4а), с «колебательным» (ритмическим раскрытием и сжиманием глубинного канала), спредингом без субдукции (4б), взаимодействие плит с напряжением вдоль границ, но без перемещений (4г). Естественно, что все четыре варианта возможны, как порознь, так и в различных сочетаниях.

Геологическая характеристика основных сейсмофокальных зон (границ плит) представляется важнейшим средством, *необходимым, но недостаточным* (так как требование достаточности связано с глубинным бурением) для решения поставленных вопросов.

7

Исходя из морфологических характеристик границ (если под ними подразумеваются сейсмофокальные зоны) литосферных плит, можно выделить три типа таких границ: *сгущенные пунктирные и рассеянные*. К последнему классу может принадлежать граница Антарктической плиты на западе Южной Атлантики и сейсмоактивная зона Средиземноморья, по которой, как уже говорилось, «с натяжкой» можно было бы обособить Африканскую плиту. Все эти границы относятся к классу дизъюнктивных границ, хотя последний тип правильнее было бы отнести к *нарушенным зонам* (дизъюнктивным границам, настолько расплывчатым, что их ширина может достигать многих сотен и даже тысяч километров).

Однако, если в понимании этих границ вносится генетический смысл, отвечающий гипотезе тектоники литосферных плит, то они называются *конструктивными* или *деструктивными*, в зависимости от того, предполагается ли вдоль них наращивание или разрушение плит, или же *наращивающимися, поглощающими и скользящими* (горизонтальные перемещения по сдвигам без наращивания или разрушения плит). Деструктивные границы в основном соответствуют сгущенным, а конструктивные — пунктирным. Здесь сразу же надо сделать следующую оговорку. Поскольку границы плит в системе тектоники литосферных плит определяются по сейсмологическим данным, нет достаточных оснований включать Восточно-Африканскую внутриконтинентальную рифтовую систему в мировую систему рифтов, иначе говоря, в систему пунктирных океанических сейсмофокальных зон.

Объединение Африканских рифтов с этой системой проводится обычно на основании не сейсмологических, а геологических или других признаков (геоморфологическая аналогия грабен-рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта с грабеном Танганьики, по Б. Хизену, базальтовый вулканизм, повышенный тепловой поток, разуплотнение мантии) является нарушением принципа специализации.

У. В. Моргана [3] в определении границ преобладает не сейсмологический, а геолого-морфологический подход. Так, он выделяет *границы первого типа*, представленные океаническими поднятиями с формирующейся океанической корой; *границы второго типа*, представленные глубоководными желобами (*желобовый тип границ*), а также системами сжатия, т. е. складчатыми горами и зонами утолщения коры; «*границы третьего типа*», представленные разломами. Блоки могут быть ограничены границами разных типов.

В диагностике скользящих и нарастающих (конструктивных) границ главная роль принадлежит изучению магнитного поля океанов.

Наблюдения над картой распределения магнитных аномалий в восточной части Тихого океана, прилегающей к Северной Америке, не убеждают в обязательном существовании здесь системы широтных разломов (названных Мендосино, Пионер и т. д.) с огромными (свыше 1000 км) горизонтальными смещениями. Магнитные аномалии по обе стороны предполагаемых разломов коррелируются очень неуверенно. Здесь, наряду с гипотезой, предполагающей существование таких разломов, может быть высказана альтернативная гипотеза, что наблюдаемая картина связана с вертикальными движениями и (или) горизонтальными сдвигами небольших амплитуд. Напомним тектоническую трактовку линейных магнитных аномалий, характеризующих фундаменты платформ. В 1946 г. Н. С. Шатский по «срезанию» одних систем магнитных аномалий другими судил об относительном возрасте этих систем, причем «срезающую» систему считал более молодой. Затем этот же прием, чуть ли не возведенный в принцип тектонического районирования фундамента платформ по возрасту складчатости, применялся неоднократно при исследовании Западно-Сибирской плиты. Изучение же подобного рода торцовых структур в открытых (свободных от чехла) хорошо обнаженных районах показало, что все элементы «торцов», а именно их оба звена и разделяющие зоны поперечных структур, в ряде случаев развивались одновременно. Особенно показательными в этом смысле оказались многолетние работы А. М. Боровикова, изучившего «структуру со-

членения Западного Саяна и Горного Алтая. «Срезающая» структура Алтая и «срезаемая» структура Западного Саяна, а равно разделяющие их полосы поперечных дислокаций оказались одновременно развивающимися. Таким образом, здесь мы имеем дело не с сочетанием разновозрастных элементов, а с единым во времени структурным рисунком. Возможно, что и под дном Тихого океана существуют не грандиозные сдвиги, а широтные зоны дислокаций, развивавшихся в общем одновременно с меридиональными зонами. Такое допущение сняло бы весьма существенные противоречия между предполагаемыми огромными горизонтальными амплитудами широтных океанических сдвигов и длительным унаследованным развитием Северо-Американских Кордильер, с чем связана ненарушенность (имея в виду значительные поперечные смещения) западной береговой линии Северной Америки. Конечно, здесь может прийти на выручку механизм субдукции, однако существует много фактов, не согласующихся с таким механизмом.

Теперь важно было бы остановиться на вопросах инверсии магнитного поля в связи с концепцией спрединга. Уже давно установлено явление инверсии магнитного поля по измерениям застывших лавовых потоков, причем «калий-аргоновым методом можно установить хронологию инверсий геомагнитного поля на период приблизительно 4,5 млн. лет, то есть не древнее того времени, когда ошибки возрастут до такой степени, что замаскируют инверсии. Эпохи прямой полярности произвольно прерываются кратковременными эпизодами (*инвентами*) противоположной полярности. Эпохам и инвентам были даны соответствующие наименования, получившие всеобщее признание в литературе по палеомагнетизму» [1, с. 45].

По отношению к северо-восточной части Тихого океана были высказаны гипотезы Вайна и Мэттьюза (1963 г.) о том, что линейные магнитные аномалии вызваны разрастанием дна океана. В те же годы (1961—1963 гг.) появились работы, развивающие подобные идеи. Гипотезы эти основаны на проведении аналогии размещения полосовых магнитных аномалий с хронологической шкалой инверсий, построенных по наблюдениям на суше. Такая аналогия позволяет судить о скоростях разрастания океанического дна. Однако полосовых аномалий значительно больше, чем вмещает шкала, охватывающая 4,5 млн. лет. Для того чтобы и остающиеся «за бортом» этой шкалы аномалии привлечь к расчетам скоростей разрастания, была проведена линейная экстраполяция шкалы до 80 млн. лет.

С течением времени в схеме Вайна — Мэттьюза появляется все больше и больше изъянов, порой заставляющих сомневаться вообще

в ее правомерности. Г. Б. Удинцев в 1980 г. пишет о заметных отклонениях от этой регулярной картины; линейность аномалий за пределами хребтов теряется, интенсивность их то резко возрастает, то падает до выравнивания поля. Работы же в районе плато Святой Елены и континентального склона Анголы показывают, что магнитные аномалии не обладают линейностью, а образуют мозаичную структуру, как на континентах; интенсивность и локальные аномалии связаны с крупными вулканическими массивами; в Норвежской котловине наблюдается «сложный веерообразный план аномалий», не согласующийся со структурой дна; аномалии вдоль континентальных окраин, превосходящие по интенсивности аномалии срединно-атлантических хребтов, предположительно связываются с крупными интрузивными массивами и т. д. Все это очень существенно нарушает идеальную картину ортодоксальной схемы. Здесь надо, кстати, отметить (опять же используя данные Г. Б. Удинцева и Я. Б. Смирнова), что большие величины теплового потока приурочены к срединно-океаническим хребтам, за пределами которых тепловые поля выравнены; а это говорит о хребтах как о фиксированных разломных зонах.

Достаточно реалистичны выводы Г. Б. Удинцева о том, что процесс расширения дна ответствен только за формирование структуры Срединно-Океанического хребта, а развитие котловин — результат преобразования и погружения континентальных окраин. Это уже почти альтернатива тектоники литосферных плит, но, конечно, тоже гипотеза. Рано выносить окончательные решения. В области глубинной тектоники нами часто еще руководят симпатии, вера и математические расчеты, которые только и могут показать, чего не может быть, если верны некоторые предпосылки; но без симпатий и эмоций тоже нельзя; они являются как бы ферментами научной деятельности, но связанные с ними воображаемые истины призрачны и эфемерны. Однако утверждения Г. Б. Удинцева очень сильны. Схема их такова: поднятия Срединно-океанического хребта («мантыйный диапиризм»), не связываемые с конвекцией мантыйного вещества или с раздвижением литосферных плит, — разрушение плит на значительных пространствах (а значит, они не жесткие и не наращиваются «конверсно») — эти процессы нельзя связывать с «предполагаемой концепцией литосферных плит».

Гипотеза разрастания требует доказательств симметрии магнитных кривых по обе стороны от оси спрединга. Однако подобного рода симметрии намечаются с трудом. Е. Буллард, который явно отстаивает идею разрастания, пишет: «Хотелось бы пожелать, чтобы в этой и

других геофизических проблемах существовали объективные критерии, характеризующие сходство кривых, однако дело это непростое: очевидные признаки подобия, использующие взаимную корреляцию кривых, не очень пригодны, ибо они испытывают повышенное влияние центрального пика и придают малый вес соответствию небольших пиков. К тому же результаты взаимной корреляции подвержены сильному влиянию незначительных неравномерностей горизонтального масштаба кривых, что может быть вызвано, например, небольшими изменениями скорости разрастания. Подобие — это вообще не простое и лишь отчасти метрическое понятие, оно связано с количеством и последовательностью максимумов, минимумов и нулевых значений, равно как с их положениями и амплитудами. Может оказаться весьма затруднительным формализовать интуитивное представление о подобии» [Цит. по 1, с. 63].

Порой поиски симметрии оказываются настолько усложненными, что приходится говорить о многоэтапности разрастания, т. е. о разрастании с перерывами и различными скоростями, о разрастании, усложненном вращением отдельных участков.

В самом определении симметрии очень много субъективного. Приведу два рисунка. Один (рис. 1), изображающий магнитные профили через Срединно-Атлантические хребты (по Питману и др. 1968 г. из В. Вакье [1, с. 68]); здесь уловить симметрию «на глаз» не так-то легко. Второй (рис. 2) изображает каротажную диаграмму одной из скважин Холмского района Северо-Западного Предкавказья, пересекающей толщу с нормальным и опрокинутым залеганием одних и тех же слоев. Второй рисунок наглядно показывает, как выглядит недвусмысленная симметрия в геологической природе.

В первом случае мы имеем геофизическую кривую, которую стремимся приспособить к предполагаемой симметричной геологической структуре, а во втором случае тоже геофизическую кривую, точно сопоставляемую с действительно симметричными геологическими телами. Первый случай соответствует *недостовой*, а второй — *достовой* геологической симметрии. Характер кривых в обоих случаях говорит сам за себя.

Интересно, что для случаев явного отсутствия симметрии в магнитных профилях ортодоксальные сторонники «тектоники литосферных плит» находят выход, например, в предположениях о поглощении Алеутским желобом не только северного фланга, но и самого спредингового хребта и части его южного фланга. Определяется даже время начала поглощения, как соответствующее началу активной вулканической и магматической деятель-

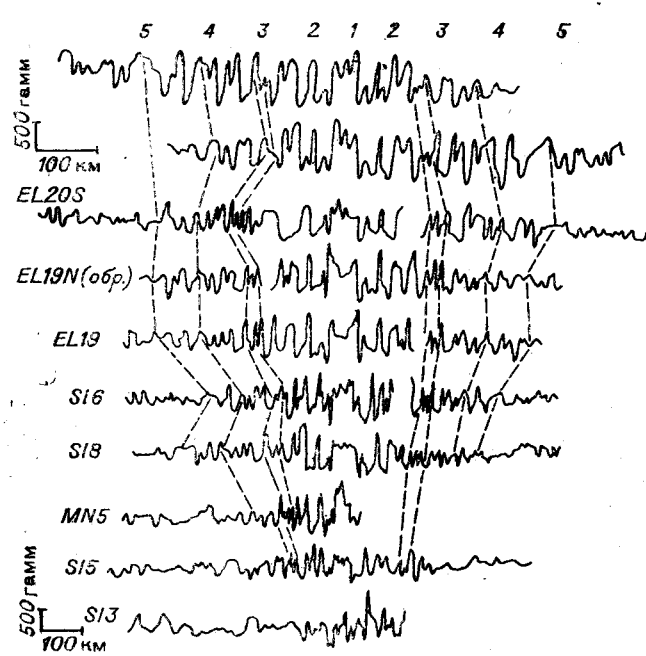


Рис. 1. Диаграмма, иллюстрирующая симметрию линейных магнитных аномалий океанического дна (разъяснения в тексте).

ности в центральной части Алеутских островов в раннем миоцене, т. е. 24 млн. лет тому назад. В этом построении все уж слишком подчинено общей идее.

Судя по отсутствию симметрии относительно принятой нумерации магнитных аномалий, западное побережье Северной Америки также «съело» спрединговый хребет, весь его восточный фланг и небольшую часть западного фланга.

Таким образом, концепция разрастания океанического дна имеет такую логическую инфраструктуру: геохронология магнитных инверсий, установленная на суше, — распространенная аналогия — широкая 18-кратная экстраполяция. Догадка, как видим, весьма интересная, но основы ее очень шаткие. Во всяком случае, возможно существование ряда альтернативных гипотез.

Можно, например, допустить существование на значительных участках дна океана систем неподвижных намагниченных линейных тел; такие тела могут быть связаны с разломами, точнее, разрывами, генезис которых можно предполагать различно. Можно полагать, например, что они связаны с горизонтальным перекашиванием крупных участков галассократона, подобно образованию регулярной трещиноватости на плитах континентов; возможна также обусловленность их напряжениями, ориентированными в соответствии с контурами континентов.

Даже если принять основанную на аналогиях и экстраполяциях систему инверсий, то

и тогда система магнитных аномалий в Атлантическом океане могла бы быть объяснена без разрастания дна. Вариант первый — в конце палеозоя образуется обширный грабен с огораживающими разломами вдоль берегов континента, а затем с течением времени (возможно, в процессе изживания астеносферы, с которой связано первичное опускание океана) разломы нарушают все более и более удаленные от берегов участки океанического дна, а соответствующие им лавы имеют более и более молодой возраст, пока дело не доходит до центра океана, где в районе современного Средне-Атлантического хребта изливаются наиболее молодые базальты. Вариант второй — центр излияния базальтов всегда находился в районе хребта, но ареалы распространения лав сужались с конца палеозоя до современной эпохи. Одновременное прогибание океана и осадконакопление оставляли более древние на периферии и более молодые ближе к центру бордюры намагниченных лав, не прикрытые осадками.

При современном состоянии изученности вопроса может быть высказан еще ряд гипотез, допускающих различную роль горизонтальных движений от самой большой до самой малой, причем в различных участках земной поверхности этот вопрос может находить разные решения. В частности, указанные два варианта размещения разновозрастных базальтовых лав в связи с вертикальными движениями могут комбинироваться с горизонтальными движениями как типа сдвигов, так и типа спрединга.

Задача заключается не в том, чтобы «поддержать» или «опровергнуть» какую-либо гипотезу, а в том, чтобы, учтя самые разнообразные возможности решений, создать такую программу исследований, выполнение которой наиболее быстро и с наименьшими затратами могло бы нас приблизить к истине.

Теперь о поглощающихся и деструктивных границах. При признании широкого распространения спрединговых явлений субдукция очень удобна, чтобы «спрятать концы» плит в глубине мантии. Интересно, что те же магнитометрические расчеты рассматриваются как средство определения скорости субдукции. «Эта скорость (опускание плиты), однако, не может быть установлена по сейсмическим данным, ее следует вычислять из скорости разрастания океанического дна, определяемой по структуре магнитных аномалий на срединном хребте (или хребта)», как пишет В. Вакье [1, с. 77]. Иными словами, механизм (точнее, кинематика) субдукции непосредственно выводится из механизма спрединга. Сюда же, таким образом, переносятся все возможные ошибки и сомнения, связанные с определением, признанием или непризнанием спрединга.

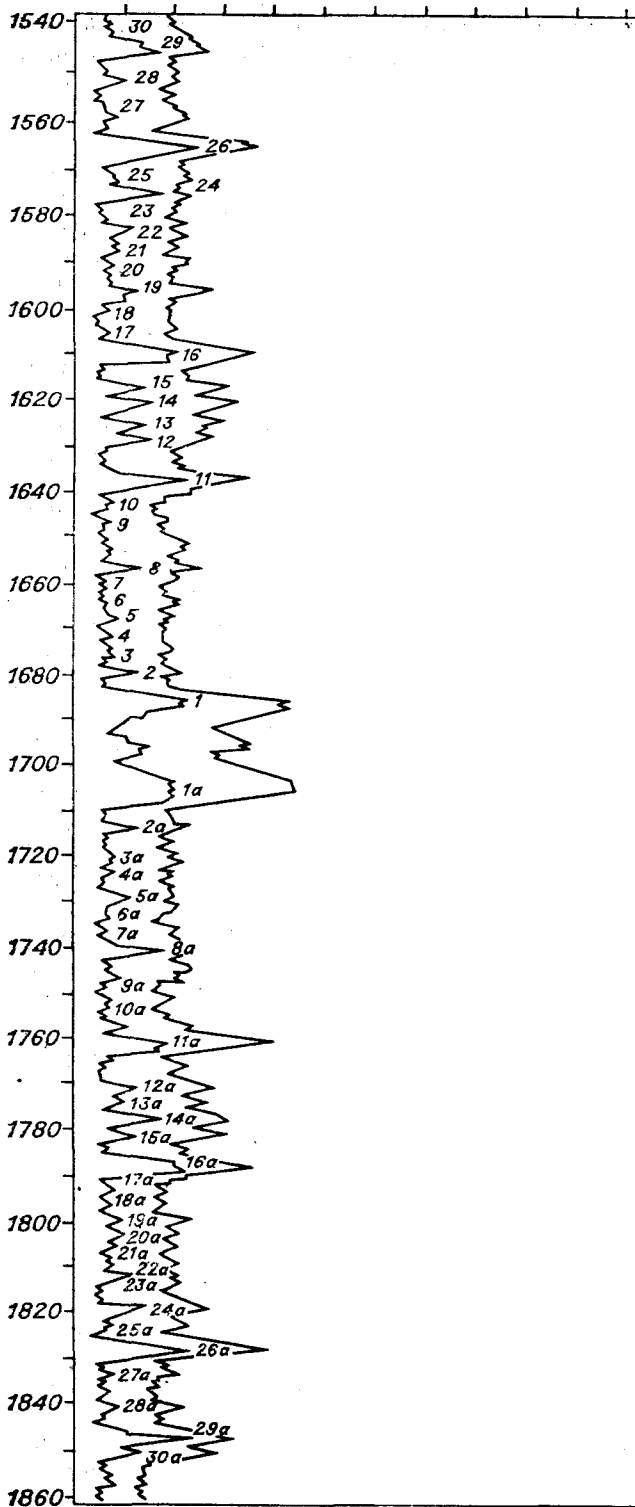


Рис. 2. Диаграмма электрического исследования скважины, которая пересекла нормальное и опрокинутое крылья складки.

Положение океанической литосферы в зонах глубоководных желобов часто аргументируют «срезанием» полосовых магнитных аномалий дна океана этими зонами.

Однако любопытные факты недавно установлены Ю. В. Шевалдиным. Оказалось, что вдоль желобов располагаются системы магнитных аномалий, обнаруживающих симметрию, не менее выраженную, чем симметрия систем магнитных аномалий, связываемых обычно с зонами спрединга. Такая ситуация не подтверждает субдукцию, трудно ее также объяснить наличием самостоятельных спредингов вдоль желобов. Действительно, если допустить такие спрединги, то исчезает последняя лазейка для компенсирующих крупные спрединги избытков литосферных плит. Работы Ю. В. Шевалдина ставят, таким образом, весьма интересный вопрос, требующий тщательного исследования.

С выводами Ю. В. Шевалдина совпадают геологические данные по Курильско-Камчатскому желобу, полученные сахалинскими геологами — Б. И. Васильевым и другими в 1978 г. Желоб асимметричен; крутизна океанического склона $5-7^\circ$, островного $7-15^\circ$ с выполаживанием приосевой части, его ширина всего $12-15$ км, до $2-3^\circ$. На океаническом склоне первый сейсмический слой представлен миоцен-плиоценовыми диатомово-радиоляритовыми глинами, низы первого и верхи второго слоя содержат прослой кремнистых сланцев, служащих сейсмическим фундаментом; в основании — шаровые лавы базальтов. Океанический слой разбит нормальными сбросами с тектонической ступенью на глубине $6500-6800$ м. В приосевой части желоба происходит фаціальное замещение океанических отложений мелководными грубообломочными отложениями. Здесь не зафиксировано никакого скупивания или смятия осадков. В общем, желоб, по выводам авторов, образовался в результате растяжения с возникновением сбросов на склонах.

В отношении возможности влияния механизмов спрединга на геоморфологические процессы на дне океана интересные мысли высказаны А. В. Ильиным. Он отмечает, что с позиции тектоники плит морфоструктура дна океана рассматривается как последствие спрединга, причем существенные преобразования рельефа дна с удалением от центра расширения исключаются. Он отмечает, например, что при попытках К. Ле Пишона в 1971 г. установить связь рельефа дна Атлантического океана со спредингом, опираясь на идею унаследованности всей океанической морфоструктуры от осевых частей срединных хребтов, были проведены чисто геометрические сопоставления без попытки установления геологической «совместимости» элементов; в частности, выступы

кристаллического фундамента объединялись третичными вулканическими постройками. А. В. Ильин отмечает, что «распределение современных поднятий и подводных гор за пределами хребта лишено какой-либо симметрии и геометрического сходства» [2, с. 18]. Так что правомерность идеи симметрии строения дна океанов относительно срединных хребтов вызывает серьезные сомнения не только с магнитологических, но и с геоморфологических позиций. С геоморфологических же позиций А. В. Ильин рассматривает концепцию термальной контракции земной коры океана. Суть этой концепции в том, что «региональный» рельеф срединных хребтов аппроксимируется вогнутой кривой, отвечающей закономерному погружению коры по мере увеличения ее возраста. Погружение происходит вследствие остывания тыловых частей литосферных плит, удаляющихся от центра спрединга» [2, с. 20]. А. В. Ильин исключает возможность истолкования морфоструктуры дна, а также определения его возраста по этим кривым. Дно океана представляется транзитной зоной переноса литосферных плит в области активной тектонической переработки (геосинклинальный процесс на краях континентов). При таком транзитном переносе многие геоморфологические формы и процессы в океане не могут быть объяснены. Оказывается необходимым привлекать представления о напряженном тектоническом состоянии и подвижности внутренних частей плит и вулканические процессы, независимые от спрединга. Увеличения мощности земной коры до 15—20 км на океанических поднятиях трактуется Г. Б. Удинцевым как процессы *горошения* (Императорские горы, Гавайские, хребет Лайн, Тумога, Тонга, Кермадек и т. д.) — предвестники геосинклинального развития.

Остановимся на вопросе о «скользящих границах» или, иначе говоря, трансформных разломах. То, что сейчас прочно вошло в литературу под этим названием, уже давно было описано А. И. Суворовым при характеристике выделенных им в Центральном Казахстане и Средней Азии «динамопар». Динамопары представляют собой сочленяющиеся в плане под прямым или тупым углом пары разломов, ограничивающие блок земной коры, испытывающий горизонтальный поворот. В результате вдоль одного «луча» пары происходит сдвиг, а по другому «лучу» — надвигание. Динамическое единство обеих определяется однозначно направленными перемещением масс и близкими значениями амплитуд горизонтальных сдвиговых и несдвиговых смещений.

Понятие динамопар А. И. Суворова весьма существенно в анализе дизъюнктивных дислокаций. Здесь речь идет о том, что движения

по сопряженным разломам совершаются не сами по себе, а подчиняются движениям дизъюнктивных тел, которые они окаймляют. В рассмотренном случае сдвиг сопряжен с надвигом. Зона сопряжения сдвига и надвига является полным аналогом того, что Дж. Уилсон в 1966 г. назвал *трансформой*, отнеся это понятие к разработке плитной тектоники.

Идея динамопар была таким образом подтверждена, может быть, независимо, но значительно позднее А. И. Суворова Дж. Уилсоном. Сдвиги, трансформирующиеся в растяжение (срединно-океанические хребты) и сжатие (выпуклые и вогнутые по отношению к движению по сдвигу дуги), им названы *полусдвигами* или *трансформными разломами*. Выделено шесть типов правосторонних и шесть типов левосторонних трансформных разломов по признаку соединяемых зон растяжения и сжатия (например, хребет — хребет, хребет — вогнутая зона, вогнутая зона — выпуклая зона и т. д.); хребты соответствуют фронтам растяжения, а зоны — фронтам сжатия. Далее тема рассуждений такова: материки еще до их раздвижения (согласно идее спрединга) были нарушены общими для них широтными сдвигами; линия разрыва материков изначально была ломаной, точнее, ее отрезки были смещены относительно этих широтных сдвигов; затем при раздвижении материков стало происходить смещение по широтным разломам в направлении, обратном, чем это предопределялось изначально рисунком ломаной линии разрыва материков.

Рассматриваются не полные системы (блоки), а трехчленные открытые системы элементов; иными словами, рассматривается простое структурное отношение типа сдвига, которое, как и любой сдвиг, связано с горизонтальным перемещением некоторого объема вещества Земли на некоторое расстояние, и поэтому странным выглядит утверждение, что «трансформные разломы не могут существовать без перемещения коры, и их наличие является мощным аргументом в пользу дрейфа континентов и раскрывает природу сопровождающих этот процесс перемещений» [3, с. 61]. Далее отмечается, что разлом Сан-Андреас «принимается в рассматриваемом случае за правосторонний трансформный разлом, а не за нормальный сдвиг» [3, с. 64]. Следует отметить, что каждый сдвиг всегда во что-то и в какой-то мере трансформируется (зона растяжения, зона сжатия, которая может быть не концентрированной в виде дуги, а распределенной на некоторое расстояние по протяжению сдвига и т. д.), и то, что называется трансформным разломом, «нормальному» сдвигу просто нельзя противопоставлять. Сдвиги, если их и называть трансформными разломами, могут быть вновь образованными или унаследованными,

поэтому нельзя говорить о том, что «смещения срединно-океанических хребтов вдоль зон разломов не являются смещениями, связанными со сдвигами, а представляют собой унаследованную форму превоначального нарушения» [3, с. 65] и что «новый класс» трансформных разломов является аномальным аспектом дизъюнктивной тектоники с точки зрения «традиционной концепции сдвигов».

Указывается иногда, как на некий феномен, что сейсмофокальные зоны на трансформных разломах ограничиваются только их участками, расположенными между гребнями хребтов. Однако в этом нет ничего необычного. Глобальные напряжения могут реализовываться в деформациях (а также явлениях сейсмичности) по прямым линиям (линеаментам), кривым линиям или пучкам (дуги), а также, как в рассматриваемом случае, по ломаным линиям. Неудивительно поэтому, что землетрясения на трансформных разломах за пределами этих ломаных линий проявляются лишь как слабые отголоски.

9

Здесь речь пойдет о границах, вдоль которых предполагается уничтожение плит путем их пододвигания под континентальные блоки и поглощения на глубине на уровне астеносферы и мантии. В качестве таких границ рассматриваются сейсмофокальные зоны периферии Тихого океана, которые часто называют зонами Беньофа, зонами Заварицкого — Беньофа и которые, учитывая приоритет, правильнее было бы называть зонами *Вадаги*. Подобного типа сейсмофокальные зоны известны и в Атлантическом океане в районах островных дуг. В поперечном разрезе эти зоны обычно аппроксимируются наклоненной под континент ломаной линией с углами наклона от 30 до 70°, но в среднем близкими к 45°, вследствие чего они трактовались (А. Н. Заварицкий) как зоны максимальных скальвающих напряжений, связанных с коллизией Тихоокеанского и континентального блоков. Возникновение таких крупных скальвающих напряжений находило себе объяснение в различном строении и, вероятно, в различной прочности противостоящих блоков, что основывалось на различных геологических (базальты океанов) и геофизических (малая мощность коры в океанах) характеристиках. Существование зон напряжений представлялось и представляется несомненным, а наличие зон надвигов или поддвигов вполне вероятным, но эти дислокации, естественно, должны устанавливаться геологическими методами. Поэтому и вопрос о существовании или отсутствии субдукции должен прежде всего решаться на основе геологических

фактов в пределах Малого континуума. В отношении же различных гипотез, уходящих в область Большого континуума, следует рассматривать не вопрос о том, подтверждают ли эти факты или не подтверждают ту или иную гипотезу, а противоречат или не противоречат они ей. Это позволит спокойнее исследовать факты и будет способствовать смягчению психологического климата в области тектоники. Действительно, одно дело сказать, что факт не противоречит двум гипотезам, другое дело настаивать, что он подтверждает каждую или какую-либо из них.

Максимальные скальвающие напряжения возникают под углом 45° к действующим сжимающим усилиям в двух направлениях, перпендикулярных друг другу. Если возникают преимущественно благоприятные условия для реализации перемещений в одном из направлений максимальных скальвающих напряжений, то сколы во втором направлении могут быть выражены значительно слабее. Так обстоит дело, по-видимому, и на окраинах Тихого океана, где явно преобладают сейсмофокальные зоны, наклоненные под континент. Однако в 1976 г. Р. З. Тараканов описал также в районах Курильской и Японской островных дуг сейсмофокальные зоны, наклоненные к океану. Эти зоны слабее выражены, но хорошо прослеживаясь по простиранию на сотни километров, уходят в глубину не более 140 км. Наличие двух зон скальвания вполне закономерно, но совершенно безразлично к каким-либо гипотезам о движениях. Справедливо сделанное в 1978 г. П. Н. Кропоткиным предложение именовать эти вновь открытые зоны зонами *Тараканова*, но вызывает недоумение его попытка связать их с субдукцией.

Доказательству субдукции посвящена огромная литература — здесь и палеомагнитные реконструкции спрединга, ведущие к идее обязательного поглощения литосферы вдоль конструктивных границ, и сейсмические данные и геохимические модели, опирающиеся на геофизические гипотезы. Б. Айзекс и другие [3] приводят совершенно несостоятельные доказательства субдукции (заметим, что речь идет о несостоятельности доказательства, но не о несостоятельности гипотезы, которая может стоять в ряду возможных предположений, пока не будет доказана или опровергнута). Ход их мыслей таков: 1) в срединно-океанических хребтах (зонах растяжения) происходят мелкофокусные землетрясения, 2) здесь литосфера тонка, а в астеносфере землетрясения происходят не могут, 3) следовательно, глубокие землетрясения происходят только там, где бывший материал коры и верхней мантии находится собственно в мантии. Ошибка здесь во втором пункте. Действительно, астеносфера яв-

ляется лишь слоем пониженных скоростей, она, по-видимому, является твердым телом, в котором вполне возможны землетрясения. Жидкой же астеносфера, во всяком случае на всем ее протяжении, быть не может. Отсюда вытекает полная голословность третьего утверждения.

Иногда считается, что наличие повышенных скоростей в сейсмофокальных зонах островных дуг обязано погружающейся литосферной плите. Это опять же прямой вывод из ошибки Б. Айзекса и др. В соответствии с этим рисуется аномальная скоростная зона мощностью 100 км, сверху ограниченная сейсмической зоной. Эти зоны погружаются под дуги и представляют собой не что иное, как зоны Вадати. Но вполне допустима альтернативная точка зрения: сейсмическая и аномальная зоны соответствуют наклоненным под континент под углом 45° или иными углами зонам высоких скальвающих напряжений, возникающих благодаря сжатию на границе огромных блоков Азии и Тихого океана. Следующим звеном в цепи рассуждения Б. Айзекса и др. является 4) утверждение, что погружающаяся плита — холодная (это, конечно, делает ее более высокоскоростной), более тяжелой и помогает ей погружаться). Резкой критике подвергается представление, что поверхность в мантии погружается под островные дуги, а за ними снова поднимается. Небольшие скорости в мантии под островными дугами типичны не только для них, но и для многих областей современной или новейшей тектонической активности. И здесь мантия не «просто прогибается» [3, с.147] (кстати, нельзя говорить о «прогибании» мантии, так как ее поверхность имеет не горнопородную, а скоростную природу), а на ее уровне происходят некоторые геологические процессы, с которыми, по-видимому, связаны андезитовый вулканизм и поднятие дуг и которые изменяют здесь скоростную характеристику земной среды. В равной мере нельзя говорить об утонении коры вследствие растяжения [3, с.148]. Далее много внимания уделяется растяжению под желобами и соотношению его со сжатием, устанавливаемому по изучению механизмов землетрясений. Укажем, что существование сжатия и растяжения в одних и тех же геологических телах или структурных формах — явление очень распространенное (оно хорошо иллюстрируется даже такой привычной универсальной моделью, как эллипсоид деформаций) и может быть объяснено с позиций самых разнообразных механизмов, при этом не надо питать особого пристрастия к какому-либо одному из них, а внимательно исследовать различные возможности. Здесь попутно отметим, что признаки растяжения наблюдаются в структуре дна желобов, а «главная

зона пододвигания во многих областях фактически скрыта под водами моря и недоступна для непосредственных наблюдений» [3, с.149], и «для землетрясений глубже 100 км ориентировка фокальных механизмов весьма устойчива» [3, с. 151].

Остановлюсь еще на одной логической конструкции Б. Айзекса и др.: 1) согласно Рему и Патерсону, при дегидратации водных минералов может освободиться столько воды, что скальвание, а следовательно, и проявление сейсмичности может происходить при температуре $300-1000^\circ$, а Григс показал, что такие реакции могут происходить не глубже 100 км (здесь речь идет о содержащих воду породах литосферы); 2) глубокофокусные землетрясения происходят на глубинах до 700 км, но они, как это ранее утверждалось, могут происходить только в литосфере; 3) сохранение литосферой на таких глубинах необходимых свойств для скальвания объясняется быстрым ее продвижением вниз, обеспечивающимся скоростями погружения, определяемыми по палеомагнитным данным в соответствии с гипотезой спрединга. В приведенных рассуждениях последовательно подключено несколько гипотез (не фактов), что весьма понижает вероятность последнего заключения. Еще большее недоумение вызывают попытки разработки деталей этого гипотетического и маловероятного представления. Так, Б. Айзекс и другие [3] предлагают четыре гипотетических варианта погружения литосферной плиты в зоне конвергенции: 1) длина погруженной части плиты и ее сейсмический потенциал изменены незначительно; глубины глубокофокусных землетрясений зависят от скоростей движения и продолжительности цикла спрединга (наиболее простой вариант); 2) погружающаяся плита «упирается» в мезосферу и деформируется, чем объясняются аномальные особенности геометрии сейсмофокальной зоны и возможность завершения цикла спрединга при достижении плитой мезосферы; 3) глубины глубочайших землетрясений зависят не только от скорости движения плиты, но и от скорости ее абсорбции; 4) кусок литосферы отрывается, что создает перерыв в сейсмофокальной зоне. Если гипотезу субдукции можно считать инструментом исследования, то приведенные варианты можно охарактеризовать только как «игру ума». В действительности, геометрия сейсмофокальных зон очень многообразна, что, по-видимому, связано с множеством различных механизмов разрешения огромных напряжений на стыке Азиатского и Тихоокеанского блоков. Попытки свести все это многообразие к единому механизму вряд ли могут быть успешными. Возьмем Курильскую дугу, в условиях которой по вышеизложенным представлениям должен осу-

цествляться четвертый вариант. Однако из гравиметрических данных следует, что разрыв между очагами землетрясений связан с разломами, оконтуривающими Курильскую котловину Охотского моря. Глубина наиболее глубоких землетрясений по гравиметрическим расчетам вполне увязывается с нижней кромкой вертикального разлома (ограничивающего котловину с северо-запада).

Еще одна «игра ума» касается корреляции длин сейсмических зон и вычисленных скоростей пододвигания. Это в сущности корреляция между путем и скоростью. Интересно, что в основу решений положено две гипотезы: во-первых, что современные сейсмические зоны созданы в течение последнего эпизода спрединга (10 мл. лет), во-вторых те же 10 млн. лет рассматриваются как временная константа для ассимиляции литосферы верхней мантией. Эти две совершенно произвольные константы времени говорят, насколько глубоко можно увязнуть в дебрях досужих вымыслов, если пытаться до такой степени детализировать кон-

цепцию тектоники плит, которая является только гипотезой и которая, как и любая другая научная гипотеза, достойна внимания и проверки, мало того, она является немаловажным стимулятором исследования и согласования фактов. Указанный подход, к сожалению, помогает не развить, а лишь скомпрометировать концепцию тектоники литосферных плит.

Авторы высказывают рискованную идею, что «лишь немногие научные работы являются полностью объективными и беспристрастными; данная работа этим не отличается. Она явно направлена в защиту новой глобальной тектоники и отдает явное предпочтение варианту «мобильной литосферы» [3, с.138—140]. Все же, пожалуй, объективность и беспристрастность — важная черта подлинного научного исследования. К каждой научной гипотезе надо относиться бережно и ценить ее как инструмент познания, но нельзя из нее делать фетиш; она ведь только гипотеза, она может появиться и и исчезнуть, оставив свой след и принеся пользу науке.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Вахье Виктор*. Геомagnetизм в морской геологии. Л.: Недра, 1976.
2. *Ильин А. В.* Морфоструктура дна океана и некоторые вопросы новой глобальной тектоники.— *Геотектоника*, 1978, № 6.

3. *Новая глобальная тектоника*. М.: Мир, 1974.
4. *Проблемы тектоники земной коры*. М.: Мир, 1980.

ИТиГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
20 января 1982 г.

НАУЧНЫЙ СЕМИНАР В ХАБАРОВСКЕ

4 февраля 1982 г. в Хабаровске состоялся научный семинар, посвященный перспективам развития геотектонических теорий и гипотез.

Сотрудник Института тектоники и геофизики АН СССР Г. М. Власов в докладе «О некоторых современных геотектонических теориях» сделал сравнительную оценку наиболее распространенных теорий с учетом новых материалов по геологии дна океана. Геосинклинальная теория, по его мнению, предпочтительнее, чем тектоника плит. Она обосновывается большим фактическим материалом и лучше помогает прогнозированию и поискам полезных ископаемых. Многие исследователи отмечают механический подход сторонников концепций тектоники плит к сложным природным явлениям. Маловероятны субдукция и механизм тепловой конвекции в вязкой магме. Большие горизонтальные перемещения литосферных плит не согласуются с продолжительным развитием на одном месте геологических структур, в том числе металлогенических зон. Необъяснима с позиций тектоники плит периодичность тектоно-магматических процессов. Рациональное «зерно» тектоники плит — представления об островных дугах как о наиболее напряженных тектонических системах и о важной роли зон Заварицкого — Бенюфа в развитии магматизма — по существу заимствовано у геосинклинальной теории. Показательна происходящая у некоторых сторонников тектоники плит эволюция взглядов в сторону уменьшения раз-

меров плит, а также признания периодичности геологических процессов и большего значения в геосинклинальном магматизме продуктов дифференциации вещества мантии.

Шаг вперед представляет геотектоническая гипотеза А. В. Пейве и др., синтезирующая геосинклинальную теорию и некоторые положения тектоники плит. Многие исследователи, однако, не согласны с постулируемым этой теорией обязательным прохождением геосинклиналями океанической, т. е. относительно глубоководной, стадии развития, пониманием ультрабазитов в складчатых областях как аллохтонных блоков океанической коры, перемещение которых связано с обдукцией, отрицанием возможности полициклического развития геосинклиналей. Нуждаются в дополнительном подтверждении предполагаемые значительные горизонтальные перемещения по границам структурного расслоения коры и верхней мантии.

Нужно, по мнению докладчика, делать новые шаги в направлении использования материалов по геологии дна океана для развития геосинклинальной теории. Пополнить эту теорию могут также некоторые прогрессивные положения других геотектонических концепций, например Е. В. Артюшкова о гравитационной конвекции, В. В. Белоусова о типах глубинного режима и др. Общее течение геологических процессов на континентах и под океаном принципиально сходно,

поэтому нет необходимости разрабатывать для океана какую-то особую геотектоническую теорию.

«Обновленная» геосинклинальная теория должна учитывать как вертикальные, так и умеренные горизонтальные движения, глобальную смену напряжений растяжения и сжатия, вероятную планетарную или космическую причину этого явления; возможное проявление в ходе геосинклинального процесса, кроме роста континентальной коры, также и ее деструкции в некоторых зонах; заложение геосинклиналей (часто через рифтогенез) как на океанической, так и на континентальной коре; преимущественно магматический источник магматических продуктов, руд, и энергии; большое значение глубинных разломов (зон Заварицкого — Беньофа) как проводников к поверхности энергии и вещества; эволюцию этих разломов в геосинклинальном процессе, обуславливающую изменения характера магматизма и смещение структурно-формационных зон; неоднородность мантии и явление гравитационной дифференциации вещества коры и мантии, как предпосылок для тектонических движений; периодичность различного порядка тектоно-магматических процессов и глобальное проявление некоторых тектонических импульсов; существование на континентах и под океаном общего эволюционного ряда догеосинклинальных, геосинклинальных и постгеосинклинальных структур (вулканические поднятия на дне океана → срединно-океанические хребты → эвгеосинклинали → островные дуги → краевые вулканические пояса и краевые прогибы → сводовые поднятия и континентальные рифты); обусловленность активизации тектоно-магматических процессов на устойчивых структурах влиянием движений в соседних геосинклиналях, полициклическим характером развития геосинклинальных процессов, обычным распространением орогенных тектонических движений в тыл геосинклинальных систем.

Докладчик отметил, что первоочередными вопросами проводимых в данном направлении исследований являются следующие: составление подробной классификации геосинклинальных систем, систематика краевых структур, выяснение геологической сущности геосинклиналей континентально-блокового типа (что важно для понимания природы древних зеленокаменных поясов), уточнение взаимоотношений геосинклинального процесса с рифтогенезом, получение критериев отличия коровой и мантийной целочности магматических пород, установление роли вулканоплутонизма в базитовых и ультрабазитовых комплексах и др. Большого внимания заслуживает проблема выделения типовых магматогенно-рудных систем, свойственных тому или иному этапу геосинклинального процесса и различным структурно-формационным зонам. Необходимо усовершенствовать формационный анализ и широко применять его при сравнении тектонических структур и при общей типизации геосинклиналей.

Таковыми, по заключению докладчика, должны быть основные положения и методологические установки создаваемой коллективной монографии «Геосинклинальная теория и геология дна океана», в которой необходимо на базе геосинклинальной теории синтезировать все достижения современной геотектоники.

ДИСКУССИЯ

Ю. А. Косыгин. Геосинклинальная «теория» — это, скорее, не теория, а геологический синтез наших знаний о развитии континентов. Это более широкое понятие, чем другие геотектонические теории. Один уровень, подводящий итог нашим знаниям, — это геологические карты, другой — геосинклинальная теория,

выработанная на основе карт и фактического материала как концепция развития и истории Земли.

Коллективное обсуждение важнейшей проблемы — геотектонической теории и в итоге публикации специальной работы можно приветствовать. Не следует лишь, выбирая одну гипотезу, проявлять нетерпимость к другим. Гипотезы — это аппарат мышления, и все они имеют право на существование. Работы в океане могут дать материалы, противоречащие «избранной» теории. Например, на сочленениях островных дуг драгированием обнаруживаются обломки континентальных метаморфических пород. Может быть, они обнаружатся и в других частях океана.

Р. Ф. Черкасасов. По мнению докладчика, Тихий океан находится на догеосинклинальной стадии. Обычно этот термин применяют к ультрагеосинклинальным образованиям — мощным сложноскладчатым толщам архея (прогеосинклинали К. А. Шуркина и Ф. П. Митрофанова). В океанах же, за исключением срединно-океанических хребтов, представлены молодые маломощные нескладчатые платформенные образования. Поэтому целесообразно в монографии пояснить основные термины.

Д. Ф. Семенов. Использование положительных сторон существующих геотектонических гипотез — лучший путь к созданию единой теории геологического развития Земли. Проблема сходства и различия континентов и дна океана нашла широкое и обстоятельное отражение в докладе.

Л. П. Карсаков. В вопросе о единстве океана и континента, по моему мнению, надо различать два аспекта: структурно-морфологический и вещественный. При сходстве структурно-морфологических элементов океанов и континентов в вещественном отношении континенты и океаны различны. Анализ геологических материалов по обрамлению Тихого океана свидетельствует как будто бы о древности дна этого океана, что согласуется с представлением Г. М. Власова о догеосинклинальной его природе. Сиалическая кора континентов сформировалась в своей основной массе на самых ранних этапах развития Земли. По мере остывания Земли с началом геосинклинально-складчатого этапа ее развития процессы образования сиалической коры сосредоточиваются в пределах линейных зон — геосинклинальных поясов, где идут процессы тепломаассообмена. Здесь в меньшем масштабе осуществляются геологические процессы, сходные с происходившими на ранних этапах развития Земли, на обширных площадях. При этом древний сиалический материал не исчезает, а трансформируется, например, в молодые граниты.

Различные геотектонические концепции создавались главным образом на материалах материков. Океаны еще слабо изучены. Наблюдения в океане, по существу, являются эпизодическими, превалируют суждения по геоморфологическим элементам, как во времена Э. Зюсса о строении континентов. Новые геотектонические гипотезы должны синтезировать материалы по континентам и океанам. В этом плане начатая Г. М. Власовым работа весьма актуальна.

Н. В. Бердников. Если геосинклинальная теория возводится докладчиком в ранг геотектонической концепции, то необходимо иметь представления об энергетике геосинклинального процесса, а именно об источниках энергии, носителе энергии и способе ее переноса. В докладе не освещены многие современные геотектонические концепции, которые следовало бы обсудить.

И. К. Туезов. Между осадочным чехлом континентов и океана разница очень большая. Что находится под чехлом в океане — мы не знаем. История океана известна примерно лишь за последние 150 млн. лет его существования. С этих позиций важно обратиться к геосинклинальной теории континентов. «Живет» геосинклиналь, затем наступает орогенный этап. Но

и в самом геосинклинальном разрезе запечатлена смена морских и континентальных отложений. Может быть то, что мы видим в океане, отражает лишь миг (в геологическом смысле). Я сомневаюсь, что можно рассматривать океан как нечто неизбежное, долговечное. Более прочным основанием для развития геотектонических концепций являются континенты с проявлениями на них геосинклинальных процессов.

Ю. Ф. Малышев. Мне импонирует подход докладчика к изучению тектоники континентов и океанов путем сравнительного анализа, а не путем выявления только их однотипности. Неправомочны также представления о возможности объяснения всех геологических явлений одной геотектонической теорией. В частности, новая геосинклинальная теория сотрудников Геологического института АН СССР не объясняет глубинное строение и эволюцию срединных массивов.

При хорошей геологической изученности поверхности континентов глубинное строение их известно мало, так же как и дна океана. Не исключено нахождение некоторых переходных между океаном и континентом структур и внутри континентов. Относительно связи поверхностных и глубинных структур можно возразить тем авторам, которые занимаются простым прослеживанием поверхностных структур и неоднородностей в мантии на основании их планового совпадения. Поверхностные структурные элементы могут оказаться реликтовыми. Но в таком случае может проявиться не простая глубинная деструкция, а образование новых особенностей тектономагматического характера и новых структурных связей поверхностных и глубинных комплексов.

Очень важны вопросы комплексной интерпретации геологических, геоморфологических и геофизических данных при изучении глубинной тектоники континентов и океана. Простая смена геоморфологических понятий и терминов в океане на геологические ничего не дает. При комплексной же интерпретации не

исключено появление принципиально новых понятий, отвечающих новым закономерностям.

А. А. Заболотников. Геологию океанического дна правильно рассматривать в рамках геосинклинальной теории, объединив последнюю на конструктивных началах с тектоникой плит. При районировании дна океана кроме структурно-морфологического принципа нужно использовать и различия вещественного состава. Сходство структурно-вещественных комплексов «океанической» стадии развития складчатых областей и океанического дна, наличие «градиентных» переходных зон от континента к океану указывают на существование преемственности в развитии континентов и океанов. Процесс — образование океанической коры, заложение на ней геосинклиналей, развитие континентальной коры — циклически возобновляется во времени и в пространстве и приводит к однонаправленному развитию слоистой оболочки Земли.

Г. Л. Кириллова. При сравнении структур океанов и континентов необходимо выработать критерии сходства и отличия. Нужно учитывать, что по составу пород могут быть не похожи даже два однотипных структурных элемента (например, Скифская плита с существенно карбонатным чехлом и Западно-Сибирская плита с терригенным чехлом). Поэтому, если просто искать различия континентов и океанов, то они легко могут обнаружиться. Но надо определять степень этих различий, оценивать их принципиальное значение.

В. А. Кулындышев. При районировании океана нужен синтез структурно-морфологического принципа с вещественной характеристикой пород. Анализ вопроса об однотипности или неоднотипности развития и структур континентов и океанов следует вести с учетом вещественного состава на уровне формаций и формационных комплексов. Обязательным условием является полное использование всего нового материала об океане.

ХРОНИКА

МЕЖДУНАРОДНОЕ СОВЕЩАНИЕ
«ГЕОДИНАМИКА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА»

Для подведения итогов деятельности по Международному геодинамическому проекту в г. Южно-Сахалинске с 29 мая по 4 июня 1981 г. состоялось международное совещание «Геодинамика западной части Тихого океана». Организаторами совещания являлись Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт Дальневосточного научного центра (СахКНИИ ДВНЦ) и Междуведомственный геофизический комитет (МГК) АН СССР. В работе совещания приняло участие 127 человек, представляющих 36 научных организаций, из них 9 Японии и США. Из-за рубежа прибыли представители Токийского и Токийского университетов, университета Нагоя и других учреждений Японии, Техасского университета и фирмы «Re—tex» (США). Советский Союз был представлен академическими и ведомственными учреждениями Москвы (МГК, ИФЗ, ГИН, МГУ, ГЕО и др.), Ленинграда (Севморгео, ЛО ИЗМИРАН...), Киева, Краснодара, Новосибирска, Иркутска, Владивостока, Хабаровска, Магадана, Благовещенска, Петропавловска-Камчатского и Южно-Сахалинска. В работе совещания приняли участие секретарь Сахалинского обкома КПСС А. С. Налсадин и зав. отделом науки Л. А. Иванова.

Совещание открыл заместитель председателя Президиума Дальневосточного научного центра академик Ю. А. Косыгин. В своей речи он отметил актуальность собравшегося научного форума и пожелал успеха в работе совещания.

На 8 заседаниях были заслушаны 52 доклада из 103 заявленных. Тезисы всех заявленных докладов опубликованы на русском и английском языках [1, 2]. После совещания (2 и 3 июня) состоялись две геологические экскурсии, в которых участники совещания в районе Сусунайского хребта ознакомились с наиболее древними породами Сахалина, а по дороге Южно-Сахалинск — Холмск — с разрезом меловых, палеогеновых и неогеновых отложений.

Доклады, представленные на совещание, были разделены на 5 разделов.

Доклады первого раздела касались строения земной коры и верхней мантии северо-западной части Тихого океана, Курило-Камчатской и Японской островных дуг, а также Охотского и Японского морей. Х. Шимакура (Н. Shimamura) привел данные об анизотропии скоростей в литосфере северо-западной части Тихого океана. Максимальные скорости достигают 8,6 км/с, а минимальные составляют лишь 8,0 км/с. Азимут максимальной скорости, равный 155°, по мнению автора, совпадает с «ископаемым» направлением спрединга Тихоокеанской плиты. Г. И. Аносов, В. В. Аргентов и В. К. Утасин подчеркнули, что океаническая кора в регионе имеет блоковое строение с чередованием высокоскоростных и низкоскоростных зон. Результаты исследований, выполненных по программе советско-японского сотрудничества, были приведены А. Г. Родниковым с соавторами. Им отмечено, что Сихотэ-Алинская складчатая система, глубоководная котловина Японского моря, Японская островная дуга и Северо-Западная котловина Тихого океана различаются по

истории своего развития, строению земной коры и верхней мантии. М. Хасизауми (М. Hashizume) для сейсмических разрезов Японских островов установлено отсутствие четких отраженных волн от границы Мохоровичича (М), что связывается либо с монотонным увеличением сейсмических скоростей от нижней части земной коры к верхней мантии, либо с мозаичным строением этой границы. Глубинная структура Курильской островной дуги рассмотрена Т. К. Злобиным с соавторами.

В докладе К. Ф. Сергеева, Ким Чун Ун, Е. В. Кочергина, посвященному глубинным поперечным разломам Курильской островной системы, приведены результаты комплексного анализа геолого-геофизических данных в связи с особенностями строения и распределения поля напряжений и характером выделения сейсмической энергии фокальной зоны. По глубинности заложения поперечные разломы сопоставимы со сколами сейсмофокальной зоны. Характер же взаимодействия континентального и океанического коромантийных мегаблоков в описанном районе невозможно объяснить только с позиций концепции «тектоники литосферных плит». По всей видимости, существующая здесь геодинамическая обстановка обусловлена совокупностью термодинамических и физико-механических условий, проявляющихся не только в литосфере Земли, но и значительно глубже подошвы астеносферного «слоя».

В разделе «Геофизические поля и тепловой поток» доклады были посвящены интерпретации геофизических полей. На основании статистического анализа М. Л. Красным и А. А. Кругляковым был сделан вывод о том, что данные, положенные в основу выделения линейных магнитных аномалий в рамках тектоники плит (доклад Т. Hilde), не дают основания для однозначной интерпретации. Регулярные съемки, проведенные в пределах внешнего склона Курило-Камчатского желоба и краевого океанического вала Зенкевича, выявили очень сложный характер аномального поля и показали в ряде случаев неправомочность выполненной ранее корреляции по редкой сети галсов.

Аномалии гравитационного поля рассматривались в ряде докладов (М. Е. Артемьев и др.; В. Ю. Косыгин, Ю. А. Павлов). Отмечены вариации плотности в верхней мантии и подтверждено ранее сделанное заключение, что под желобами верхняя мантия на глубинах приблизительно 20—40 км является уплотненной. Интересные выводы получены в результате расчета напряжений по внешнему гравитационному полю на основе формул Раякорна (доклад И. К. Туезова с соавторами). Было найдено, что глубоководные котловины окраинных морей приурочены в вытянутой зоне растягивающих напряжений, тогда как окраинные океанические валы совпадают с зоной сжатия.

Интерпретация данных теплового потока позволила сделать заключение о том, что высокий тепловой поток в окраинных морях, особенно в их впадинах, генерируется на глубинах не более 30—40 км (П. М. Сычев с соавторами; И. К. Туезов с соавтора-

ми). Глубже 100—200 км тепловые возмущения затухают. Для объяснения таких «бескорневых» зон избыточного тепла предложен механизм магматических инъекций (П. М. Сычев и др.). Ультрасовременная магма благодаря избыточному давлению поднимается по ослабленным зонам со значительных глубин, достигая, возможно, подошвы земной коры. В дальнейшем она распространяется по механизму гидроразрыва в горизонтальном направлении в места наиболее высокого гипсометрического положения кровли верхней мантии, какими являются котловины окраинных морей. Периодическое поступление все новых порций глубинной магмы обеспечивает длительное существование зон частичного плавления под земной корой, что и является причиной высокого теплового потока во впадинах.

В большей части докладов раздела «Геологическое развитие региона» (Н. А. Шило, Ю. А. Косыгин и др.; А. Л. Яншин; А. В. Журавлев, Я. П. Маловицкий, И. И. Хведчук) предполагается, что глубоководные впадины окраинных морей имеют вторичное происхождение, но относительно времени их возникновения существуют различные мнения. В то время как одни (А. Л. Яншин; Г. Б. Удинцев и др.) относят возникновение котловин к молодому неоген-четвертичному возрасту, другие считают, что в течение мезозойской и кайнозойской стадий их развития существовали морские, в том числе глубоководные, условия осадконакопления (А. В. Журавлев и др.). Наконец, третьи (А. Г. Аблаев, В. Г. Моисеенко) для впадины Японского моря предполагают реликтивно-океаническое происхождение.

Ю. Л. Неверов с соавторами сообщили, что ассоциация магматических пород, драгированных с выходов акустического фундамента на краевом океаническом валу (вал Хоккайдо), характерна для геантиклинальных или орогенных этапов развития подвижных зон и указывает на существование мезозойской геосинклинали на месте современного краевого вала.

Г. И. Худяков с соавторами на западной окраине Тихого океана выявили систему мегаморфоструктур центрального типа и трансрегиональные линейменты большой протяженности. Предполагается устойчивая связь этих образований с глубинными горизонтами земной коры и верхней мантией и ставится под сомнение возможность крупных горизонтальных движений литосферных плит.

«Эволюция магматизма и природы магм» рассмотрена в ряде докладов. А. Д. Щеглов обратил внимание на то, что при реконструкции глубинных процессов большое значение имеет анализ особенностей размещения и характеристика типа эндогенных месторождений. Особое внимание было обращено на анализ флюоритовых месторождений, которые контролируются зонами долгоживущих разломов. Пространственное положение флюоритовых поясов фиксирует границы консолидированной рамы, а время их проявления соответствует начальным стадиям заложения океанического бассейна. В другом докладе (В. И. Федорченко и др.) андезитовый магматизм объясняется результатом частичного плавления вещества утолщенной базитовой континентальной коры вулканических поясов в потоке фильтрующихся из магмы восстановленных флюидов. Анализ состава, природы и эволюции спектров магматических формаций позволил С. С. Зимину с соавторами сделать вывод, что развитие геологических структур северо-запада Тихого океана в палеозое и мезозое протекало по схеме окраинный рифтогенный хребет → островная дуга → орогенный пояс.

Раздел «Сеймофокальные зоны и современные движения» был представлен небольшим числом докладов. А. И. Иващенко, Ч. У. Ким и Р. З. Таракановым отмечены неоднородности распределения скоростей сейсмических волн в Курило-Камчатской фокальной зоне. На фоне повышенных (до 8,0—8,1 км/с) значений скоро-

стей Р-волн выявляются горизонтальные вариации V_p до 0,6—0,7 км/с и отношений скоростей V_p/V_s . Режимные светодоальномерные измерения (В. К. Захаров и др.) выявили сложную картину горизонтальных деформаций на островах Сахалин и Шикотан.

Значительное внимание на совещании было уделено обсуждению возможного механизма субдукции. Как отметил С. Уеда (S. Uyeda), субдукционная модель легко объясняет многие особенности систем желоб — дуга, например: внутрилитовые землетрясения и землетрясения вдоль зоны Вадати — Веньофа, однако трудно объясняет сфидинг и высокий тепловой поток в окраинных морях, вулканизм островных дуг. Одним из подходов к решению этих проблем предлагается признание двух существенно различных друг от друга типов субдукций: чилийского типа, в котором преобладает режим сжатия, и марианского, характеризующегося преимущественно напряжениями растяжения. При этом сделано предположение, что крупномасштабные режимы теплового потока и напряжений с тыловой стороны дуг не являются продуктами простой субдукции, а вызваны какими-то дополнительными факторами, связанными с наличием большей энергии. Т. Хилде (C. Hilde) привел данные, касающиеся результатов сравнения теоретического распределения напряжений в тонкой изгибающейся пластине с наблюдающимися разрывами и механизмами землетрясений в кровле второго океанического слоя на внешнем склоне желоба. Такое сравнение показывает, что общая структура наблюдаемых разрывов связана с процессом субдукции, а механизм землетрясений под окраинными валами предполагает, что эти разрывы могут быть поверхностным выражением зоны хрупких нарушений, простирающихся в пределах океанической плиты на глубину 25 км или больше. В. Л. Ломтев и В. Н. Патрикеев сейсмическими исследованиями методом отраженных волн на внутреннем и внешнем склонах Курило-Камчатского желоба выявили надвиги противоположного падения, что, по мнению авторов, позволяет говорить о «рамновой» структуре желоба. Принимая за основу механизм субдукции, С. Мураути (S. Murauchi) предложил обоснование для концепции тектонической эрозии. Согласно его представлению, при погружении океанической плиты в верхней ее части происходит освобождение воды, которая может смазывать плоскость скольжения. Поскольку вода должна мигрировать вверх, то этот процесс будет сопровождаться «вымыванием» вещества (осадков). Предполагается, что эта тектоническая эрозия вызывает оседание континентального края и его отступление в сторону суши.

С другой стороны, на совещании был приведен ряд данных, которые не согласуются с концепцией субдукции. По мнению Г. С. Гнибиденко, совокупность имеющихся в настоящее время материалов не позволяет рассматривать Курило-Камчатский желоб как структуру сжатия в результате субдукции океанической плиты. Структура его может интерпретироваться как продукт растяжения и нормального сбросообразования в результате опускания блока островной дуги. Сходная мысль выражена в докладе А. А. Андреева. Анализ природы сейсмических границ (С. С. Снеговской, П. М. Сычев, А. А. Попов) также позволяет говорить о том, что западный склон Курильской островной дуги представляет собой систему линейных прогибов и поднятий. Осадочная толща в приосевой части островного склона, которая обычно рассматривается как аккреционная призма, сложена перекристаллированными породами островной дуги, в том числе турбидитами, залегающими на океанической коре. Т. Токуока (T. Tokuoка) привел результаты геологических исследований пояса Симанто, геологическое строение которого никак нельзя объяснить концепцией аккреции в зоне субдукции.

Часть докладов была посвящена общим проблемам

геологической эволюции, магматизма и геодинамики северо-запада Тихого океана (Ю. А. Косыгин, С. М. Гильман; Е. Н. Меланхолина, Ю. М. Пушаровский, Г. Б. Рудник; Л. П. Зоненшайн, Л. А. Савостин; и др.).

В целом на совещании был обсужден широкий круг вопросов, но, как отмечено в его «Решении», остается ряд проблем, которые являются дискуссионными. К ним, в частности, относятся вопросы происхождения впадин крайних морей, субдукции, природы глубоководных желобов, латеральных неоднородностей верхней мантии, а также природы глубинных процессов и их связи с поверхностными явлениями.

Сложность перечисленных проблем предполагает для их решения концентрацию усилий больших научных коллективов, а значительный объем и высокая стоимость предстоящих исследований делают настоятельной необходимостью международной кооперации. В связи с этим рекомендовано расширить геолого-геофизические исследования в западной части Тихого океана в рамках международных программ, таких как «Литосфера», «ВЕСТПАК», Глубоководного бурения, Геологической корреляции, Атласа Тихого и Индийского океанов и других. В «Решении» высказано также пожелание провести следующий симпозиум по западной части Тихого океана в 1983 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Тезисы докладов Международного совещания по геодинамике западной части Тихого океана.* 29 мая — 4 июня 1981 г. Вып. 1. Южно-Сахалинск, 1981.

2. *Тезисы докладов Международного совещания по геодинамике западной части Тихого океана.* 29 мая — 4 июня 1981 г. Вып. 2. Южно-Сахалинск, 1981.

П. М. Сычев

*Саяжский ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск*

*Поступила в редакцию
21 сентября 1981 г.*

НАУЧНАЯ СЕССИЯ «ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ПЛУТОНИЧЕСКИХ И ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ»

С 16 по 17 октября 1981 г. в Варшаве проходила научная сессия, посвященная постмагматическим процессам. Организаторами ее были Комитет геологических наук Польской Академии наук и Институт геохимии, минералогии и петрографии Варшавского университета.

На сессии было заслушано 19 докладов польских и зарубежных ученых. Большинство сообщений касалось термобарогеохимии гидротермальных растворов, особенностей альбитизации и других типов изменений плутонических и вулканических пород.

Два сообщения были сделаны советскими учеными. В докладе М. И. Ефимовой, Н. С. Благодаревой, Г. Н. Федчиной и Г. П. Василенко (Дальневосточный геологический институт) показаны результаты парагенетического анализа околородных метасоматитов, возникших по кислым порфировым породам на месторождениях золота, полиметаллических и оловянно-

полиметаллических. Выделены различные фации метасоматитов, определено их значение для поисков скрытого оруденения.

Второй доклад В. Б. Курносова и др. осветил результаты изучения измененных базальтов по данным глубоководного бурения в Беринговом море и гайоте Мэйджи, впадине Науру, Восточно-Тихоокеанском поднятии, Центрально-Американском желобе и Галапагосском рифте. Параллельно с изучением природных образцов проводились эксперименты синтеза вторичных минералов по базальтам, андезитам и липаритам при условиях $P = 1$ кбар в интервале температур от 100 до 700°C. В природных объектах и в опытных образцах определен ряд вторичных минералов. Установлена связь вторичного минералообразования с содержанием щелочей в толеитовых базальтах.

Следующую научную сессию намечено провести в Варшаве в 1984 г.

М. И. Ефимова

