

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

1

1984

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

НОВОСИБИРСК

№ 1, 1984

СОДЕРЖАНИЕ

М. Л. Красный, П. М. Сычев. Карта аномального теплового потока северо-запада Тихого океана	3	A. В. Цирульский, В. И. Майер, Ф. И. Никонова, И. Л. Пруткин, Н. В. Федорова. Об интерпретации трехмерных гравитационных и магнитных аномалий	94
КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ			
A. И. Свианинников, Ю. Д. Марков, Е. П. Леликов, Л. М. Грамм-Осипов. Физические свойства осадков северо-западной части Тихого океана	8	K. Ф. Сергеев. Новые данные о характере взаимоотношений толщ позднемезозойских и кайнозойских отложений восточных склонов Западно-Сахалинских гор (Макаровский район, о. Сахалин)	99
A. П. Горшков, А. Н. Иваненко, В. А. Рашидов. Гидромагнитные исследования подводных вулканических зон в окраинных морях Тихого океана (на примере Новогвинейского и Южно-Китайского морей)	13	O. А. Мельников. О характере дислокаций в Восточно-Сахалинских горах (о. Сахалин)	105
A. В. Журавлев. Сравнительная характеристика впадин Дерюгина и Тинро Охотского моря	21	Ю. М. Пузанков, М. Г. Валов. Происхождение базальт-андезитовых ассоциаций Камчатского перешейка по петрохимическим и радиогеохимическим данным	107
H. В. Бердников, Л. П. Карсаков. Флюидный режим метаморфизма амфиболитовой фации, становового комплекса (Дальний Восток)	28	I. П. Романовский. Способ количественной оценки проявлений гранитоидного магнетизма при глубинных геологических исследованиях (на примере Дальнего Востока СССР)	113
A. В. Федорчук. Океанические базальты Олюторского хребта Корякского нагорья	37	КРИТИКА И ДИСКУССИИ	
B. А. Попеко, Ю. А. Михалев. Химический состав и стронциевая изотопия базитов из оphiолитов Ягельной зоны (Корякское нагорье)	47	G. М. Власов. Так ли уж асимметричен Тихоокеанский складчатый пояс?	121
N. Г. Мельников, Л. А. Изосов. Структурно-формационное районирование Приморья (до-кайнозойские структуры)	53	I. К. Тузов. Расширяющаяся Земля	125
A. М. Петрищевский. Тектоника Нижнего Приамура (по геофизическим данным)	62	L. М. Парфенов. К проблеме мезозойд Сихотэ-Алиня и общих закономерностей строения и истории формирования мезозойд северо-востока Азии	131
C. К. Биккенина, В. В. Аргентов. Сейсмогеологическая модель восточной зоны Центрально-го и Южного Сахалина	71	ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ	
A. И. Юрочкин, Л. В. Кузнецова. Первичные коллекторы нефти, их особенности и схема классификации (на примере пильненской свиты Восточного Сахалина и баженовской Западной Сибири)	79	Eкатерина Александровна Радкевич	134
B. В. Гордиенко, Н. И. Павленкова. Принципы построения комплексных геофизических моделей земной коры и верхней мантии переходных зон атлантического типа	85		

U S S R A C A D E M Y O F S C I E N C E S
FAR EAST SCIENCE CENTRE
PACIFIC GEOLOGY

JANUARY — FEBRUARY

NOVOSIBIRSK

№ 1, 1984

C O N T E N T S

M. L. Krasny, P. M. Sychev.	Anomalous heat flow map of the North-Western Pacific	3	A. V. Tsirul'sky, V. I. Maier, F. I. Nikonova, I. L. Prutkin, N. V. Fedorova.	On interpretation of three-dimensional gravity and magnetic anomalies	94
A. I. Svininnikov, Yu. D. Markov, E. P. Lelikov, L. M. Gramm-Osipov.	Sediments physical properties of the North-Western Pacific	8			
A. P. Gorshkov, A. N. Ivanenko, V. A. Rashidov.	Hydromagnetic investigations of submarine volcanic zones in the Pacific marginal seas (the example of New Guinean and South-Chinese Seas)	13			
A. V. Zhuravlev.	Comparative characteristics of Deryugin and Tinro troughs in Okhotsk Sea	21	K. F. Sergeev.	New data on rock series interrelation character of Late Mesozoic and Cenozoic deposits of Western Sakhalin Mountains eastern slopes (Makarovskiy region, Sakhalin Island)	99
N. V. Berdnikov, L. P. Karsakov.	Fluidal regime of amphibolite facies metamorphism of stanovoy Complex (Far East)	28	O. A. Mel'nikov.	On the character of disjunctive dislocations in Western Sakhalin Mountains (Sakhalin Island)	105
A. V. Fedorchuk.	Oceanic basalts of Olyutorsky Ridge Koryak Upland	37	Yu. M. Puzankov, M. G. Valov.	Basalt-andesite associations origin of Kamchatka Isthmus according to petrochemical and radiogeochical data	107
V. A. Popeko, Yu. A. Mikhalev.	Chemical composition and strontium isotopy of basalts from Yagel'naya zone ophiolites (Koryak Upland)	47	N. P. Romanovsky.	Quantitative valuation of granitoid magmatism manifestation in deep geological investigations (USSR Far East)	113
N. G. Mel'nikov, L. A. Izosov.	Structural-formational regionalization of Primor'e (Pre-Cenozoic structures)	53			
A. M. Petrishchevsky.	Tectonics of Nizhnee Primur'e (according to geophysical data)	62	G. M. Vlasov.	Is the Pacific folded belt really that assymmetrical?	121
S. K. Bikkenina, V. V. Argentov.	Seismogeological model of the Central and Southern Sakhalin eastern zone	71	I. K. Tuezov.	An expanding Earth	125
A. I. Yurochko, L. V. Kuznetsova.	Primary oil traps, their peculiarities and scheme of classification (the example of Pilengskaya and Bazhenovskaya assemblages)	79	L. M. Parfenov.	To the problem of Sikhote-Alin Mesozoic folded system, general laws of construction and origin of Mesozoic folded system at the Asia north-east	131
V. V. Gordienko, N. I. Pavlenkova.	Construction principles of the Earth's crust complex geophysical models and upper mantle of Atlantic type transition zones	85	E. A. Radkevish (to the 75-th anniversary)		134

© Издательство «Наука»
«Тихоокеанская геология», 1984 г.

УДК 550.361

М. Л. Красный, П. М. Сычев

КАРТА АНОМАЛЬНОГО ТЕПЛОВОГО ПОТОКА СЕВЕРО-ЗАПАДА ТИХОГО ОКЕАНА

Для целей картографического изображения данных о тепловом потоке вводится понятие аномального теплового потока (АТП), условный нормальный уровень для которого принимается равным $60 \text{ мВт}/\text{м}^2$ (величина близка к среднеземному тепловому потоку). Предла-

ВВЕДЕНИЕ

В практике научных исследований широкое распространение имеют различного рода карты аномалий геофизических полей. Картографическое изображение теплового потока обычно ограничивается показом отдельных значений в точках наблюдений или проведением изолиний его равной величины, что часто носит субъективный характер. Вместе с тем, при анализе данных важна информация не только о самой величине теплового потока, но и о его аномальной величине, как это принято, например, при гравиметрических и магнитометрических измерениях. В работе сделана попытка предложить подобный подход при оценке данных теплового потока для северо-запада Тихого океана.

ПРИНЯТЫЕ УСЛОВИЯ

При оценке величины аномального теплового потока одной из основных проблем является выбор нормального уровня поля, т. е. среднего значения земного теплового потока. Как известно, тепловые потоки тех или иных регионов могут существенно различаться между собой. Вариации теплового потока наблюдаются и в пределах относительно небольших районов. В связи с этим часто оценивается средняя величина, по отношению к которой тепловой поток разделяется на повышенные и пониженные значения. Принятые средние значения также являются различными и иногда бывают высокими (например, для Западной Европы средние значения теплового потока достигают $80 \text{ мВт}/\text{м}^2$ [15]).

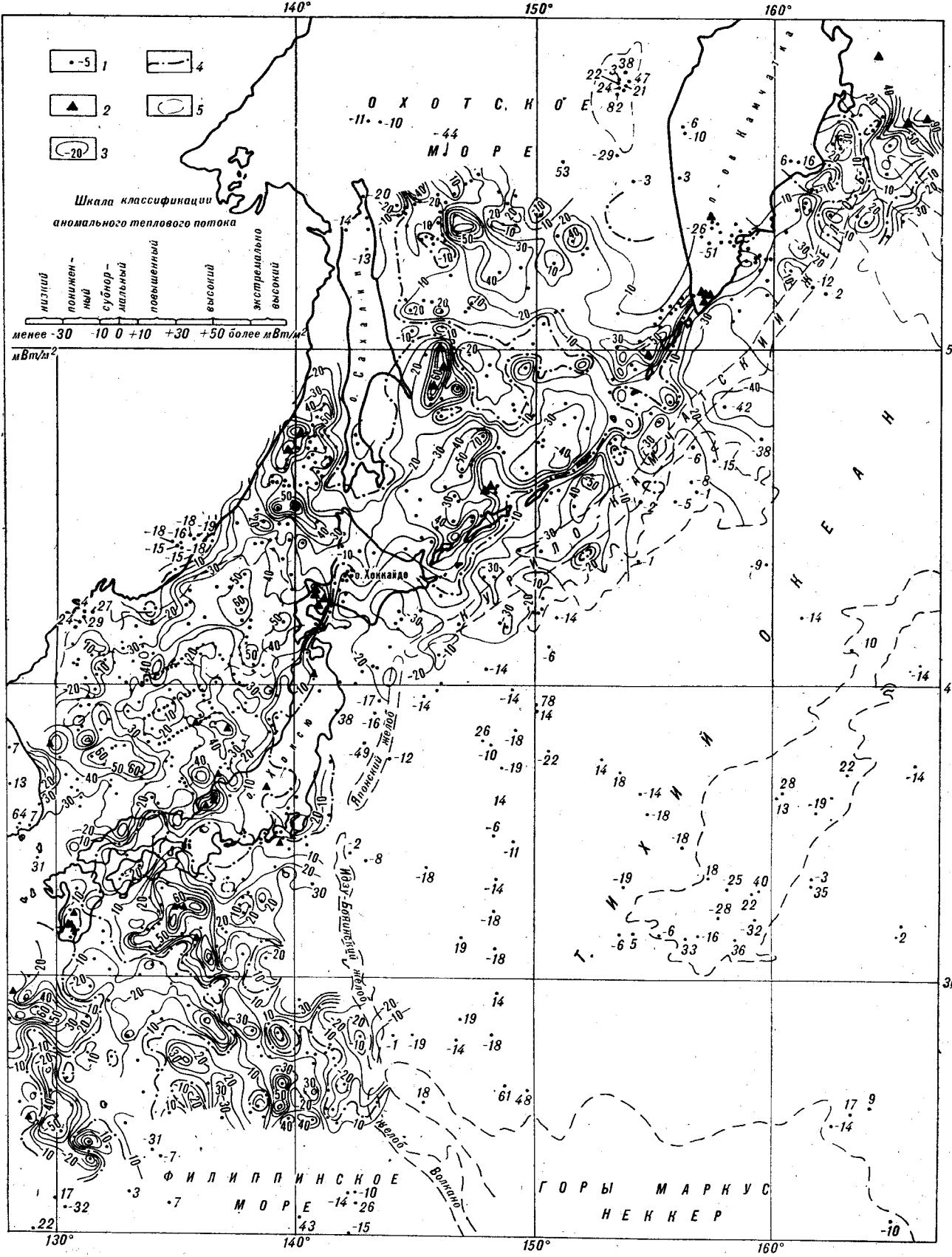
Наблюдаемые вариации теплового потока, по-видимому, следует связывать с возрастом тектономагматической активности того или

гается классификация АТП по величине. В качестве примера с использованием ЭВМ построена карта АТП северо-западной части Тихого океана,дается ее краткое описание.

иного региона. Отмечено, что тепловой поток, являющийся максимальным и наиболее дифференцированным в современных активных тектономагматических поясах, примерно через 200 млн. лет постепенно выравнивается до квазистационарных значений около $46 \text{ мВт}/\text{м}^2$ [4]. По-видимому, эта величина близка к действительно нормальным значениям внутриземного теплового потока.

С другой стороны, средняя величина теплового потока в глобальном масштабе является несколько более высокой, поскольку она включает в себя и аномально высокие его значения. Например, по оценке Ли [18] и Суэтновой [10] средние значения земного теплового потока близки к $60 \text{ мВт}/\text{м}^2$. Конечно, с накоплением новых данных эта величина может изменяться в ту или иную сторону. Учитывая, что для картографических целей использование последней величины в целом более удобно, так как в этом случае области положительных и отрицательных аномалий будут примерно равны, этот уровень и выбран в качестве нормального для построения карты АТП северо-запада Тихого океана и прилегающих окраинных бассейнов (см. рисунок).

Карта АТП составлена с использованием ЭВМ. В программе использован алгоритм полиномиальной интерполяции с построением полинома точечного среднеквадратичного приближения в скользящем окне [17]. В программе каждая точка регулярной сети вычисляется как координата поверхности второго порядка. Радиус интерполяции определялся опытным путем и изменялся для различных участков этой карты от 200 до 600 км. Для ослабления влияния удаленных точек введена функция веса, убывающая от расчетной точки к периферии обратно пропорционально кубу расстояния.



Классификация теплового потока

Качественный словесный символ	Значение теплового потока ($\text{мВт}/\text{м}^2$)	
	Наблюденное	Аномальное
Низкий	Менее 30	Менее — 30
Пониженный	$30 \div 50$	$-30 \div -10$
Субнормальный	$51 \div 70$	$-11 \div -10$
Повышенный	$71 \div 90$	$11 \div 30$
Высокий	$91 \div 140$	$31 \div 80$
Экстремально-высокий	Более 141	Более 81

Для построения карты использовано более 1400 значений теплового потока, измеренных как в скважинах, так и на дне океана [1, 5—8, 14, 16, 19, 20, 22—24], приведенных также в ряде обобщающих работ [3, 9, 12, 13, 21, 22].

Плотность наблюдений теплового потока (количество станций наблюдений теплового потока на квадрат $1 \times 1^\circ$) в рассматриваемом регионе неравномерна и для различных районов, вошедших в пределы карты, изменяется примерно в следующих пределах: собственно северо-западная часть Тихого океана — около 0,5 точек и ниже, северная часть Филиппинского моря — $0,7 \div 1,1$, южная и центральная части Охотского моря — $0,9 \div 1,6$, Японское море — $1,8 \div 2,4$ точек. В связи с крайне малой плотностью наблюдений собственно в северо-западной части Тихого океана построение изолиний здесь невозможно. Достоверность построений для окраинных морей в зависимости от плотности наблюдений также различна.

С целью облегчения качественного описания полученной карты АТП введена своеобразная классификация по его величине (см. таблицу).

ОПИСАНИЕ КАРТЫ АНОМАЛИЙ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА

Прежде всего следует заметить, что АТП в рассматриваемом регионе сильно дифференцирован. В частности, оказывается, что тепловой поток весьма неоднороден даже в пределах отдельных окраинных бассейнов, которые обычно традиционно рассматривались как районы высокого теплового потока в целом. Коротко проиллюстрируем это на примере отдельных районов.

Карта аномального теплового потока северо-западной части Тихого океана.

1 — местоположение станции измерения теплового потока, цифра указывает величину АТП в $\text{мВт}/\text{м}^2$; 2 — пункты измерения, где АТП превышает величину 100 $\text{мВт}/\text{м}^2$; 3 — изолинии АТП в $\text{мВт}/\text{м}^2$; 4 — нулевая изолиния, соответствующая полной величине теплового потока, равной 60 $\text{мВт}/\text{м}^2$; 5 — контуры основных геоморфологических элементов.

Охотское море. Если в целом Охотское море характеризуется повышенным тепловым потоком, то аномальные его величины различаются между собой в несколько раз. Отдельные довольно четко оконтуренные зоны высоких АТП выделяются в пределах глубоководного бассейна Охотского моря. Несмотря на различную конфигурацию и размеры, они вытянуты в северо-восточном направлении, примерно соответствуя простирианию Курильской островной дуги. Эти зоны приурочены преимущественно к местам минимальной мощности земной коры (около 12—15 км), хотя некоторые из них частично захватывают также и районы, где мощность земной коры несколько увеличена.

Центральная часть Охотского моря характеризуется почти столь же дифференцированным АТП. На общем фоне повышенного теплового потока выделяются две зоны высоких его значений, тяготеющих к Сахалину и расположенных соответственно на широте его центральной и северной частей. Первая из этих зон пространственно может быть сопоставлена с южным продолжением полосы интенсивных положительных магнитных аномалий, протягивающихся вдоль восточного побережья Сахалина, которая совпадает в свою очередь с зоной поднятий. Вторая зона в основном располагается в пределах восточного борта впадины Дерюгина.

Тепловой поток весьма быстро становится субнормальным и более однородным в пределах шельфа Сахалина.

Японское море. Конфигурация отдельных зон высокого АТП довольно разнообразна, однако в целом они составляют систему, вытянутую в северо-северо-восточном или почти субмеридиональном направлении. Часть из них тяготеет к Японским островам, причем к тем районам, где на суше фиксируется высокий АТП.

Зоны высоких АТП в Японском море как бы ограничивают со всех сторон возвышенность Ямато, которая характеризуется лишь повышенным АТП. Все эти зоны совпадают с районами максимального прогибания акустического фундамента и соответственно уменьшения мощности земной коры.

На северном окончании Японского моря выделяется локальная субширотная зона высокого АТП. Пространственно она совпадает в какой-то мере с северным склоном Японского бассейна.

Наконец, зона высоких АТП, являющаяся северным продолжением общей системы высоких АТП Японского моря, наблюдается на юго-западе Татарского пролива. В этом районе отмечается резкое увеличение мощности стратифицированных осадков от нескольких сот метров в прибрежной части Азиатского материка до 6—7 км в северной части Татарского пролива.

Мощность земной коры здесь также несколько меньше по сравнению с прилегающим Азиатским материком у Сахалина.

Северная часть Филиппинского моря. Зона высоких АТП наблюдается в бассейне Шикоку и трофе Нанкай. Весьма дифференцированное поле АТП с наличием отдельных небольших по размерам положительных зон отмечается в более южных районах Филиппинского моря. В то же время система поднятий Дайто характеризуется пониженными значениями АТП.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как отмечалось выше, при анализе карты АТП обращает на себя внимание значительная дифференцированность поля. Вместе с тем можно заметить, что простирание повышенных и высоких зон АТП в общем согласуется с простиранием основных геоморфологических структур.

Зоны высоких АТП часто приурочены к глубоководным районам бассейнов окраинных морей, характеризующихся сокращенной мощностью земной коры. Однако подобное соотношение выдерживается далеко не всегда. Имеются случаи, когда зоны высоких АТП приурочены к довольно крупным антиклинальным поднятиям, расположенным в пределах субконти-

нентальной земной коры, либо к районам изменения мощности последней.

Локализованность отдельных зон высоких АТП указывает на то, что источники тепла, вызывающие эти аномалии, находятся на небольших глубинах в верхней мантии или непосредственно в земной коре. Для некоторых из них (например, аномальная зона АТП в Охотском море вблизи центральной части Сахалина) наличие избыточных источников тепла в пределах нижней или даже средней части разреза земной коры подтверждается количественными расчетами [2]. В районах, где земная кора является субокеанической, более вероятно, что источники избыточного тепла расположены в верхней мантии, хотя в некоторых случаях, по-видимому, нельзя исключать возможность их существования и непосредственно в земной коре.

Источники избыточного тепла можно связывать с зонами частичного плавления [11, 12]. Очевидно, что представленная карта дает основание предполагать, что зоны частичного плавления в земной коре и верхней мантии не являются очень протяженными, а имеют, как и зоны высокого АТП, локальный характер. В этой связи кажется логичным предположение, что возникновение источников избыточного тепла обусловлено магматической деятельностью.

ЛИТЕРАТУРА

1. Веселов О. В., Волкова Н. А. и др. Измерение теплового потока в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану.—ДАН СССР, 1974, т. 217, № 4.
2. Еремин Г. Д., Волкова Н. А., Веселов О. В. Интерпретация локальной аномалии теплового потока, расположенной вблизи восточного побережья о. Сахалин.—В кн.: Геотермия (геотермические исследования в СССР). Ч. 2. М.: Ин-т геол. АН СССР, 1976.
3. Ехара С. Тепловой режим земной коры и верхней мантии района острова Хоккайдо по данным теплового потока.—В кн.: Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977.
4. Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Соотношение между тепловым потоком и тектоникой на континентах.—Геотектоника, 1968, № 4.
5. Савостин Л. А., Береснев А. Ф., Удинцев Г. Б. Новые данные о тепловом потоке через дно в Охотском море.—ДАН СССР, 1974, т. 215, № 4.
6. Смирнов Я. Б., Сугробов В. М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. I. Тепловой поток и тектоника.—Вулканология и сейсмология, 1979, № 1.
7. Смирнов Я. Б., Сугробов В. М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. II. Карта измеренного и фонового теплового потока.—Вулканология и сейсмология, 1980, № 1.
8. Смирнов Я. Б., Сугробов В. М., Сугробова Н. Г. Тепловой поток, гидротермальная активность и динамика развития глубинных зон областей кайнозойского вулканизма.—В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, ДВНЦ АН СССР, 1974.
9. Соинов В. В., Соловьев В. Н. Стационарная модель температур верхней мантии Охотоморского региона.—В кн.: Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Южно-Сахалинск, ДВНЦ АН СССР, 1978.
10. Суетнова Е. И. Новые данные сферического гармонического анализа мировых данных теплового потока.—В кн.: Экспериментальное и теоретическое изучение тепловых потоков. М.: Наука, 1979.
11. Сычев П. М., Веселов О. В. и др. Тепловой поток и геодинамика в северо-западной части Тихого океана.—Тихоокеанская геол., 1982, № 6.
12. Туезов И. К., Веселов О. В. и др. Геотермия запада Тихого океана.—Тихоокеанская геол., 1982, № 3.
13. Anderson R. A., Langseth M. G. e. a. The map — Heat Flow, Thermal Conductivity, Thermal Gradient.—In: A Geophysical Atlas East and Southeast Asian Seas. The Geological Society of America. Map and Chart Series, 1978.

14. *Foster T. D.* Heat flow measurements in the Northwestern Pacific and Bering Sea.— *J. Geophys. Res.*, 1962, N 19.
15. *Fousher J. P., Sibuet J. C.* Thermal regime of the Northern Bay of Biscay continental margin in the vicinity of the DSDP Sites 400—402. *Phil. Trans. R. Soc. London*, 1980.
16. *Jessop A. M., Hobart N. A., Sclater J. C.* World Heat Flow data compilation — 1975. Earth Physics Branch, Department of Energy.— Mines and Resources. Geothermal series. Ottawa, 1975, N 5.
17. *La Porto M.* Elaboration rapide de cartes gravimétriques de l'anomalies de Bouguer à l'aide d'une calculatrice électronique.— *Geophys. Prosp.*, 1962, N 10.
18. *Lee W. H. K.* On the global variations of the terrestrial heat flow.— *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1970, N 2.
19. *Uyedd S., Horai K.* Terrestrial heat flow in Japan.— *J. Geophys. Res.*, 1964, N 69.
20. *Vacquier V., Uyeda S. e. a.* Studies of the thermal state of the Earth. The 19-th paper heat flow measurements in the Northwestern Pacific — *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.*, 1966, N 44.
21. *Watanabe T., Langseth M. G., Anderson R. A.* Heat flow in backarc basins of the Western Pacific.— In: *Talwani Nà., Pitman W. C. (Editors)*, *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back — Arc Basins. M. Ewing Ser.*, ACU, Washington, D. C., 1977, N 1.
22. *Watanabe T., Epp D. e. a.* Heat flow in the Philippine Sea.— *Tectonophysics*, 1970, N 10.
23. *Yasui M., Kinshii T., Sudo K.* Terrestrial heat flow in the Okhotsk Sea (1).— *Oceanog. Mag.*, 1967, вып. 19.
24. *Yasui M., Nagasaka K. e. a.* Terrestrial heat flow in the Okhotsk Sea (11).— *Oceanog. Mag.*, 1968, вып. 20.

СахКНИИ ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
28 июня 1983 г.

УДК 552.5 : 551.35

*А. И. Свининников, Ю. Д. Марков, Е. П. Леликов,
Л. М. Грамм-Осипов*

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ОСАДКОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Изучение скорости звука, плотности и пористости в осадках, покрывающих дно Тихого океана к востоку от Курильских островов и Камчатки, показало, что эти характеристики зависят от генетического типа осадка и его гранулометрического состава. Выделены три провинции: 1) островной и материковый склоны, океанический борт желоба, 2) вал Зенкевича, Императорские горы и другие подводные возвышенности, 3) глубоководная котловина. Скорость звука в осадках глубоководной котловины ниже, чем в придонной

В последнее время при исследовании современного осадкообразования в морях и океанах большое внимание уделяется изучению физических свойств осадков. Такие исследования явились составной частью работ, выполненных Лабораторией геологических формаций морского дна и Лабораторией литологии ТОИ ДВНЦ АН СССР во время рейсов НИС «Каллисто» и «Первенец» в 1978—1981 гг., проходивших в центральной, северо-западной частях Тихого океана и окраинных морях.

Станции отбора проб располагались в районах с различными условиями осадкообразования. Пробы неконсолидированных четвертичных осадков отбирались с поверхности дна в интервале глубин 0—3 м прямоточными трубками и дночерпательями. Образцы железомарганцевых конкреций собраны дночерпательями и драгами. На борту судна при нормальных условиях ($P = 1$ атм, $T = 20^\circ\text{C}$) в них определялись плотность, влажность, пористость и скорость распространения продольных упругих колебаний (скорость звука). Гранулометрический анализ выполнялся в ПГО Приморгеология. Генетическая и гранулометрическая классификация осадков приведены по [2], а литолого-фациальные типы по [5].

Плотность определялась взвешиванием на технических весах проб осадков ненарушенной структуры и влажности объемом 50 см³ [3], пористость (отношение объема пор к объему всего образца с естественной влажностью) — путем высушивания этих проб при температуре 105°C и последующего взвешивания. При вы-

оде. Наличие прослоев вулканического пепла и горизонтов, обогащенных грубозернистым материалом, в тонких осадках вызывает увеличение скорости звука. В ряде случаев горизонты с повышенными значениями скорости звука прослеживаются на расстоянии 550—650 км. Величины скорости звука и плотности в железомарганцевых конкрециях выше таких в пелитовых и алевритово-пелитовых илах, с которыми они обычно ассоциируют. Это обстоятельство может быть использовано как поисковый критерий.

числении пористости учитывалась соленость морской воды [6]. Скорость звука измерялась импульсным ультразвуковым способом прямого прозвучивания с помощью прибора УК-10П в направлениях, параллельном и перпендикулярном слоистости. Расстояние между точками опробования (измерения) составляло от 2 до 10 см в зависимости от однородности осадка.

В районах исследований изучены прибрежные, гемипелагические и пелагические осадки, а также железомарганцевые конкреции, обычно ассоциирующие с последним типом осадков. Прибрежные вулканомиктовые, терригенные, биогенные и пирокластические осадки присутствуют в пределах шельфа, материкового склона и склонов островных дуг. Они очень неоднородны по минеральному и гранулометрическому составу, по степени литификации, что определяется не только положением данного типа осадков в пределах шельфа, но и приуроченностью их к локальным поднятиям или впадинам, осложняющим рельеф шельфа. В целом осадки этой зоны отличаются значительным содержанием (до 50—75%) песчаных и алевритовых частиц, присутствием включений гальки и щебня вулканических и метаморфических пород. Количество грубобломочного материала постепенно убывает с удалением от берега и минимально в средней части шельфа. Бровка шельфа и верхняя часть склона, где современное осадконакопление не происходит ввиду специфичной гидродинамической обстановки, покрыта слаболитифицированными реликтовыми песками. Физические свойства осадков этой зо-

ны очень изменчивы. Скорость звука меняется от 1820 м/с в грубозернистых песках до 1507 м/с в алевритистых глинах. Плотность и пористость по мере утончения слагающих осадок частиц изменяются от 2 г/см³ и 42% до 1,41 г/см³ и 74% соответственно.

Гемипелагические илы встречаются в виде локальных полей в зоне развития прибрежных осадков, но основной областью их распространения являются нижняя часть островного и материкового склонов, дно желоба и частично краевой вал ложа океана. Илы глинистые, серые с зеленым и голубым оттенками различной интенсивности, восстановленные, и лишь на поверхности наблюдается тонкий окисленный слой буро-коричневого цвета. Иногда встречаются погребенные в основной массе осадка прослои бурого цвета. Гранулометрический состав илов более однороден по сравнению с прибрежными осадками. Песчаный и алевритовый материал встречается, главным образом, в виде прослоев мощностью до 10—15 см, в нижней части которых обычно присутствует гравий и щебень пемзы, мелкая галька разнообразных пород. Количество пелитовой фракции в гемипелагических илах достигает 80% и более. Величина скорости звука и плотности в прослоях алевритов с примесью песчаных частиц до 15—20% достигают значений 1612 м/с и 1,62 г/см³ и снижаются до 1500 м/с и 1,25 г/см³ в алеврито-пелитовых илах. Соответственно пористость возрастает с 59 до 86%.

Пелагические глины покрывают дно глубоководных котловин. В окраинных зонах распространения они сохраняют многие черты гемипелагических илов и называются переходными (миопелагическими) глинами. От гемипелагических илов они отличаются сменой восстановительных условий на окислительные, что внешне проявляется в желто-буrom, светло-коричневом, кирпично-красном и серо-коричневом цвете отложений. Содержание пелитовой фракции составляет более 80%. Терригенная примесь алевритовой и песчаной размерности незначительна. В трехметровой поверхностной толще миопелагических глин присутствует от одного до трех прослоев светло-серого пепла мощностью от 1—7 до 25 см. Встречаются также рассеянные частицы пепла. В основаниях прослоев часты скопления обломков пемзы.

По данным [4], содержание пирокластики песчано-алевритовой размерности на осадок в целом в среднем составляет немногим более 4%. Наличие прослоев и участков, обогащенных пирокластикой, в гемипелагических и миопелагических илах станций 25, 30 и 40, уверенно фиксируется увеличением скорости звука на этих горизонтах (рис. 1). Расстояние между станциями 550—650 км.

Во внутренних областях котловин глины пе-

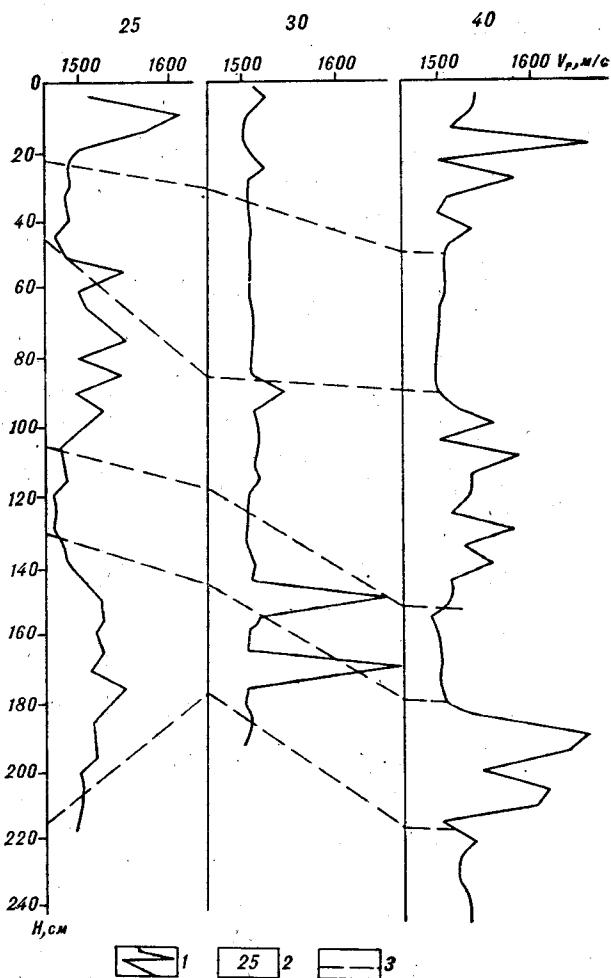


Рис. 1. Изменение скорости звука (V_p) в колонках осадков и их корреляция.

1 — диаграмма изменения измеренных значений скорости звука вдоль керна осадка; 2 — номер станции; 3 — предполагаемые границы коррелируемых слоев. H — глубина колонки (длина керна).

реходного типа постепенно сменяются типичными пелагическими (эвпелагическими) «красными» глинами, представляющими собой однородные окисленные пелитовые илы темно-коричневого цвета. Красные глины практически бескарбонатны, на 80—98% сложены частицами пелитовой размерности, в поверхностном слое содержат черные железомарганцевые конкреции.

Значения скорости звука, плотности и пористости в пелагических осадках отличаются однобразием. Скорость звука изменяется от 1518 м/с в осадках переходного типа до 1480 м/с в эвпелагических глинах и обычно ниже скорости в придонной воде. Плотность имеет значения 1,35—1,43 г/см³, пористость изменяется в интервале 76—96%. Прослои вулканического пепла, характерные для осадков переходного типа, имеют более высокие значения скорости

Материковый склон

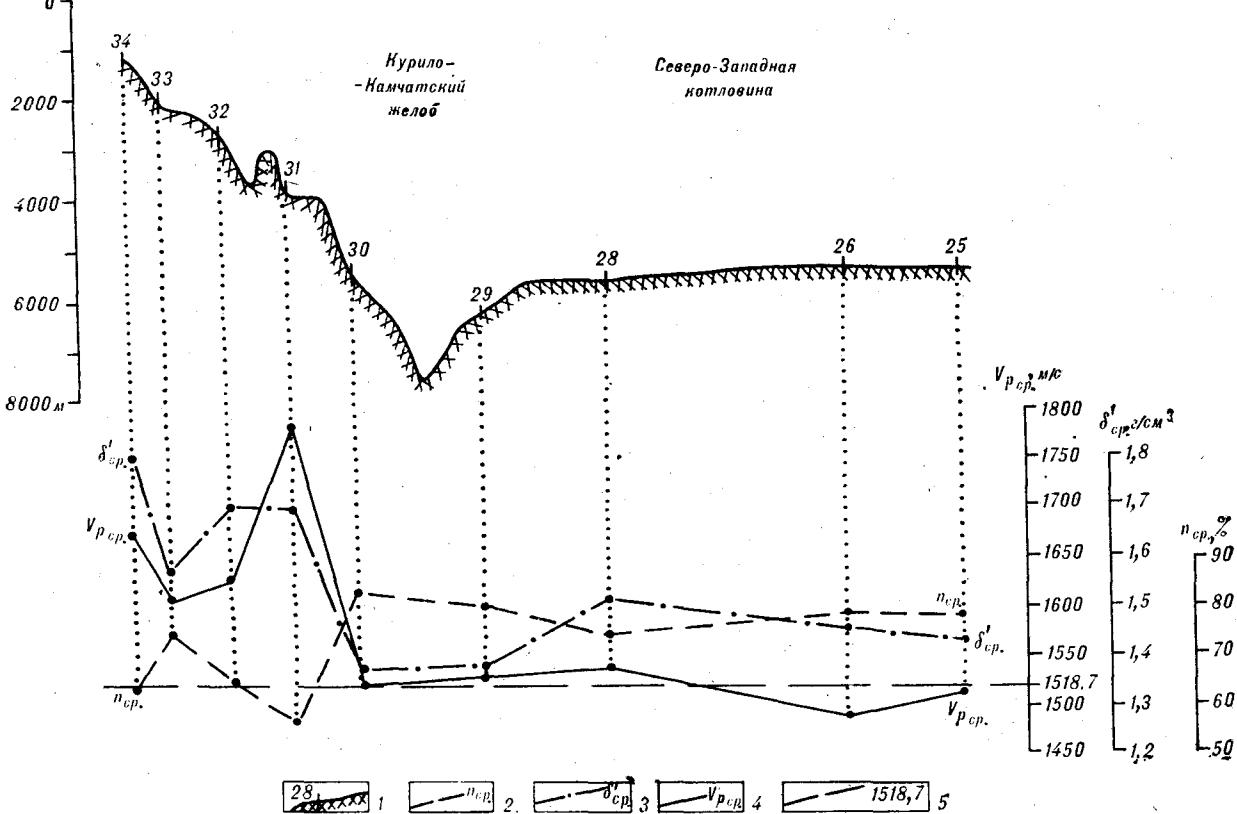
Масштаб: по горизонтали 1:5000000
по вертикали 1:1000000

Рис. 2. Изменение физических свойств осадков по профилю, пересекающему материковый (островной) склон, желоб и глубоководную котловину.

1 — поверхность дна и номер станции отбора осадков; 2 — средние значения измеренных свойств; 3 — пористость, 4 — плотность, 5 — скорость звука в морской воде нормальной солености при лабораторных условиях.

($V_{p, cp} = 1572$ м/с) и плотности ($\delta_{cp} = 1,55$ г/см³) и более низкую пористость ($n_{cp} = 73\%$).

Железомарганцевые конкреции залегают преимущественно в верхнем слое осадков мощностью от 1—3 до 10—20 см. Основными областями их распространения являются глубоководные районы пелагической седиментации с низкой скоростью осадконакопления. Степень покрытия дна конкрециями, по данным [1], изменяется даже в пределах главных рудоносных полей от 0 до 90—100%. Физические характеристики конкреций (плотность, скорость звука, удельный вес) испытывают значительные колебания, отражая, главным образом, содержание рудного компонента. Плотность изменяется в интервале 1,57—2,42 г/см³, скорость звука варьирует от 1622 до 2922 м/с, удельный вес (γ) находится в пределах 2,90—3,46 г/см³. Средние значения, рассчитанные из 36 измерений этих характеристик, следующие: $\delta_{cp} = 1,95$ г/см³, $V_{p, cp} = 2065$ м/с, $\gamma_{cp} = 3,175$ г/см³.

Средние значения скорости звука, плотности, пористости, рассчитанные для каждой колонки осадка по профилю (рис. 2), пересекающему описанные литофацальные зоны, испытывают закономерные изменения: с удалением от континента скорость звука и плотность убывают, а пористость растет. Эта общая тенденция проявляется на фоне локальных аномалий, обусловленных расчлененным рельефом дна.

Возможность прогнозирования физических свойств литологически изученных разрезов, распространение полученных значений на области предыдущих геологических исследований, не сопровождавшихся изучением физических свойств, обуславливает интерес к оценке последних в каждом типе осадка. Скорость звука, плотность и пористость некоторых из исследованных разностей представлена в таблице. Зависимость плотности от пористости (рис. 3, а) имеет линейный характер, незначительные отклонения связаны с вариациями удельного веса осадка. Сплошными прямыми линиями на

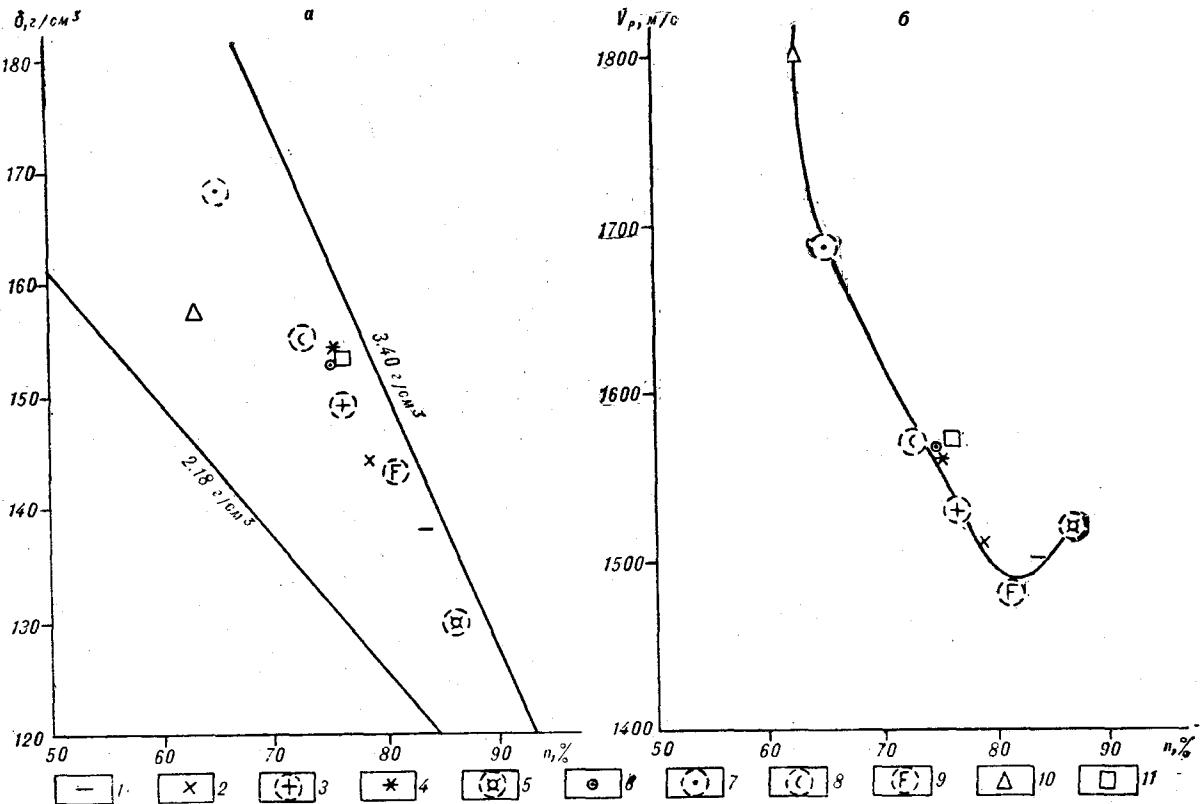


Рис. 3. Средние значения пористости и плотности (а), скорости звука и пористости (б) в осадках северо-западной части Тихого океана (в зоне влияния активного вулканизма).

Типы осадков: 1 — пелитовый ил, 2 — алевритово-пелитовый ил, 3 — мелкоалевритовый ил, 4 — крупный алеврят, 5 — ил кремнистый, 6 — ил с включениями гальки и гравия, 7 — песок, 8 — вулканический пепел, 9 — ил железистый, 10 — щебень пемзы и др. вулканических пород, 11 — ил слабоизвестковистый.

на рисунке показана зависимость плотности от пористости, полученная из уравнения:

$$\delta = \gamma - (\gamma - \delta_b)n,$$

где ρ — плотность осадка, γ — плотность твердой фазы (удельный вес) осадка, n — пористость осадка, δ_b — плотность порового флюида.

Максимальное и минимальное значения удельного веса для осадков приняты 2,18 и 3,40 г/см³, плотность воды считается равной 1,03 г/см³. Скорость звука зависит от различных факторов (плотности осадка, содержания песчаной, гравийной и галечной фракций, количества CaCO_3 , SiO_2 и окислов железа), но наиболее сильно проявляется связь скорости с пористостью осадка и содержанием в нем пелитовой фракции. Линия, описывающая зависимость скорости звука от пористости (см. рис. 3, б), близка к параболе и аппроксимируется уравнением полиномиальной регрессии третьей степени. Кривая скорости при увеличении пористости (уменьшении размера слагающих осадок частиц) сначала резко, а затем более полого снижается, но при значении пористости около 82% наблюдается перегиб и скорость несколько возрастает. Минимальные зна-

Физические свойства некоторых типов осадков северо-западной части Тихого океана (зоны влияния активного вулканизма и распространения кремнистых илов)*

Тип осадка	N, шт.	Плотность		Пористость		Скорость		$S, \%$	
		г/см³		%		м/с			
		δ	σ_n	n	σ_n	V_p	σ_n		
Песок мелкозернистый	2	1,68	—	65,3	—	1686	—	38,4	
Алеврит мелкий	18	1,51	0,09	74,7	6,44	1548	38,2	55,3	
Алевритово-пелитовый ил	149	1,44	0,07	78,5	6,95	1511	24,5	67,0	
Пелитовый ил	105	1,37	0,06	83,1	4,75	1495	16,2	76,5	
Диатомовый ил	2	1,26	—	89,9	—	1524	—	57,5	
Пепловые прослои	18	1,61	0,13	68,4	8,04	1693	95,8	37,8	
Красная глубоко-водная глина	49	1,33	0,04	81,5	3,45	1474	11,5	78,2	

* N — число проанализированных проб, δ — плотность (объемный вес) осадков с естественной влажностью, n — пористость (вычислена с учетом солености порового флюида), V_p — скорость звука (измерена при $P = 1$ атм и $t = 20^\circ\text{C}$ в осадках с естественной влажностью), σ_n — стандартное отклонение, S — содержание пелитовой (менее 0,01 мм) фракции.

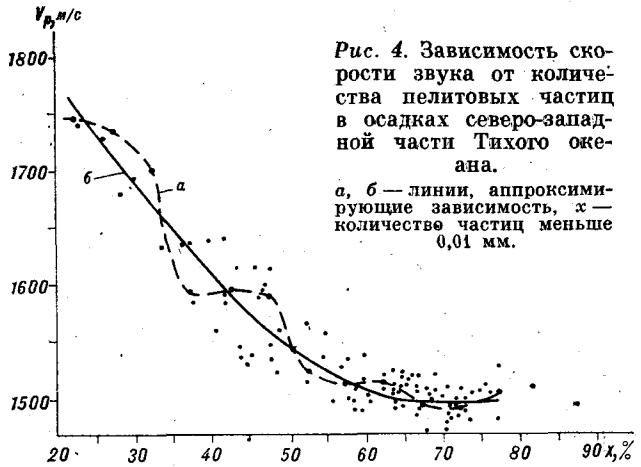


Рис. 4. Зависимость скорости звука от количества пелитовых частиц в осадках северо-западной части Тихого океана.
а, б — линии, аппроксимирующие зависимость, x — количество частиц меньше 0,01 мм.

чения характерны для пелитовых илов с повышенным ($>5\%$) содержанием трехокиси железа. Небольшое повышение скорости звука при дальнейшем ($>82\%$) увеличении пористости наблюдается на фоне роста содержания аморфного кремнезема в диатомовых илах. Скорость звука уменьшается с ростом содержания в осадках пелитовой фракции (рис. 4). Эта связь может быть использована для предсказания скорости в терригенных, акустически изотропных поверхностных осадках морского дна и в пелагических глинах. Отклонение рассчитанных с помощью установленной зависимости значений скорости от экспериментальных в большинстве случаев не превышает 5 %.

На основании вышеизложенного можно сделать выводы:

1. Для исследованных пелитовых и алевритово-пелитовых илов характерны скорости более низкие, чем в морской воде нормальной солености. Наличие низкоскоростного слоя (звукового канала) в поверхностной толще осадков дна, по-видимому, необходимо учитывать при постановке морских сейсмических работ и интерпретации полученных результатов.

2. Генетический тип осадков и гранулометрический состав являются основными факторами, влияющими на скорость распространения звука в рыхлых осадочных образованиях, на их пористость и плотность. Это даёт возможность прогнозировать физические свойства осадков по результатам выполненных в регионе литологических исследований.

3. Наличие в поверхностном трехметровом слое гемипелагических осадков и глин переходного типа северо-западной части Тихого океана горизонтов, обогащенных пирокластикой и пемзой, их выдержанность по простиранию и повышенные значения скорости звука в пределах этих горизонтов позволяют в некоторых случаях проводить корреляцию разрезов отдельных, отстоящих на расстоянии до 550—650 км друг от друга станций физическими методами и предполагать наличие акустической квазианизотропии осадков этой зоны.

4. Значения скорости и плотности в железомарганцевых конкрециях ($V_{p_{cp}} = 2065$ м/с, $\delta_{cp} = 1,95$ г/см³) выше таковых в пелитовых и алевритово-пелитовых илах ($V_{p_{cp}} = 1480$ м/с, $\delta_{cp} = 1,4$ г/см³), с которыми они обычно ассоциируют, что может быть использовано как поисковый критерий для обнаружения полей развития конкреций и оценки их продуктивности.

ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П. Л. Железомарганцевые конкреционные руды.— В кн.: Океанология. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979.
- Безруков П. Л., Лисицын А. П. Классификация осадков современных морских водоемов.— Гр. Ин-та океанологии АН СССР, 1960, т. 32.
- Кобранова В. Н., Извеков Б. И. и др. Определение петрофизических характеристик по образцам. М.: Недра, 1977.
- Репечка М. А. Влияние пирокластического материала на осадконакопление в Японском море и в северо-западной части Тихого океана.— ДАН СССР, 1971, т. 199, № 4.

- Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О. и др. О фациальной изменчивости глубоководных пелагических осадков Тихого океана.— В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971.
- Hamilton E. L. Prediction of in Situ Acoustic and Elastic Properties of Marine Sediments.— Geophysics, 1971, v. 36.

УДК 550.8.05.53 : 550.838.3 : 551.214(265.763)/(265.72)

А. П. Горшков, А. Н. Иваненко, В. А. Рашидов

ГИДРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОН В ОКРАИННЫХ МОРЯХ ТИХОГО ОКЕАНА

(на примере Новогвинейского и Южно-Китайского морей)

Показана эффективность гидромагнитной съемки (в комплексе с сейсмопрофилированием и драгированием) при выявлении и изучении современных подводных вулканогенных образований. В Новогвинейском море обнаружена зона (предположительно рифтовая) трещинных подводных излияний базальтов. По данным магнитной съемки оценены объемы излившихся лав, определено примерное положение магмовыводящих трещин, сделаны оценки возраста и по-

ледовательности образования пород. На шельфе Южно-Китайского моря обнаружена ареальная вулканическая зона с небольшими (до 100 м по высоте) вулканами. Проведены районирование и количественная интерпретация магнитных аномалий, что позволило выявить горизонтально залегающие покровы платобазальтов, а также субвулканические (субинтрузивные) вертикальные тела.

Окраинные моря составляют значительную часть западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса, где они являются обязательным структурным элементом зоны перехода от континента к океану. Сведения о проявлении современного подводного вулканизма в пределах окраинных морей крайне малочисленны [2], и вулканизм этого типа изучен слабо по сравнению с другими типами современного вулканизма океанов.

В данной работе приводятся результаты гидромагнитных исследований, проведенных при изучении районов проявления подводного вулканизма в Новогвинейском и Южно-Китайском окраинных морях. Показаны некоторые возможности метода для выявления (картирования) вулканических зон, изучения их строения и отдельных аспектов истории геологического развития с количественными оценками возраста и объемов извергнутого материала.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ НОВОГВИНЕЙСКОГО МОРЯ

Проявления подводной вулканической деятельности в Новогвинейском море известны лишь в двух точках: кальдера-остров Риттер, расположенный в проливе вблизи западного окончания о. Новая Британия, и вулкан-остров Тулуман, образовавшийся в результате из-

вержения 1953—1957 гг. и входящего в состав островов Адмиралтейства [9]. В 4-м рейсе НИС «Вулканолог» в 1978 г. в центральной части Новогвинейского моря были выявлены площадные, по-видимому, трещинные подводные излияния базальтов, развитые в пределах рифтоподобной структуры, выделенной по данным непрерывного сейсмического профилирования (НСП) с привлечением гидромагнитной съемки (ГМС) и драгирования.

К этой рифтоподобной структуре, раскрывающейся в восточном направлении и имеющей субширотное простижение, приурочена зона интенсивных (до 2000 нТ) магнитных аномалий (рис. 1), которая отмечалась неоднократно и ранее [6, 8]. Аномалии интерпретировались как полосовые [6]. Д. Коннели [8] считает, что для этой части Новогвинейского моря характерны обратное намагничивание и относительно древний возраст пород (3—5 млн. лет).

При драгировании в пределах рифтоподобной структуры нами были подняты свежие, не перекрытые осадками базальты, представляющие собой части лавовых потоков мощностью 8—12 см с четко выраженными стекловатыми подшвой и коркой, по химическому составу близкие к океаническим толеитовым базальтам и ферробазальтам. Подобные лавовые потоки, судя по данным НСП, повсеместно развиты в пределах рифтоподобной структуры.

Измерения магнитных свойств образцов показали, что драгированные базальты имеют высокую остаточную намагниченность, достигаю-

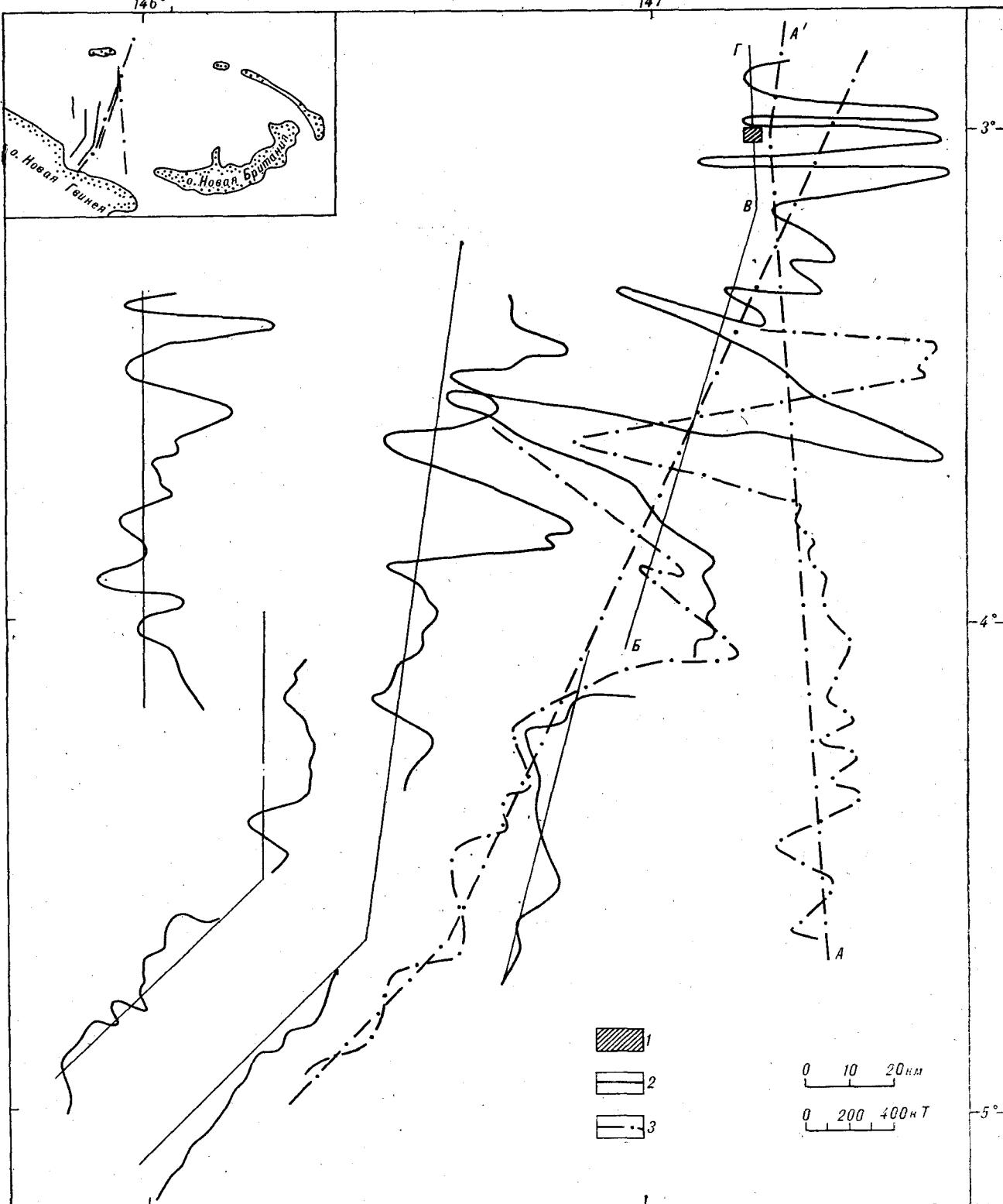


Рис. 1. Магнитные аномалии ΔT_a в центральной части Новогвинейского моря.

1 — место драгирования; профили: 2 — Института вулканологии ДВНЦ АН СССР (4-й рейс НИС «Вулканолог»), 3 — Института океанологии АН СССР (49-й рейс НИС «Витязь»).

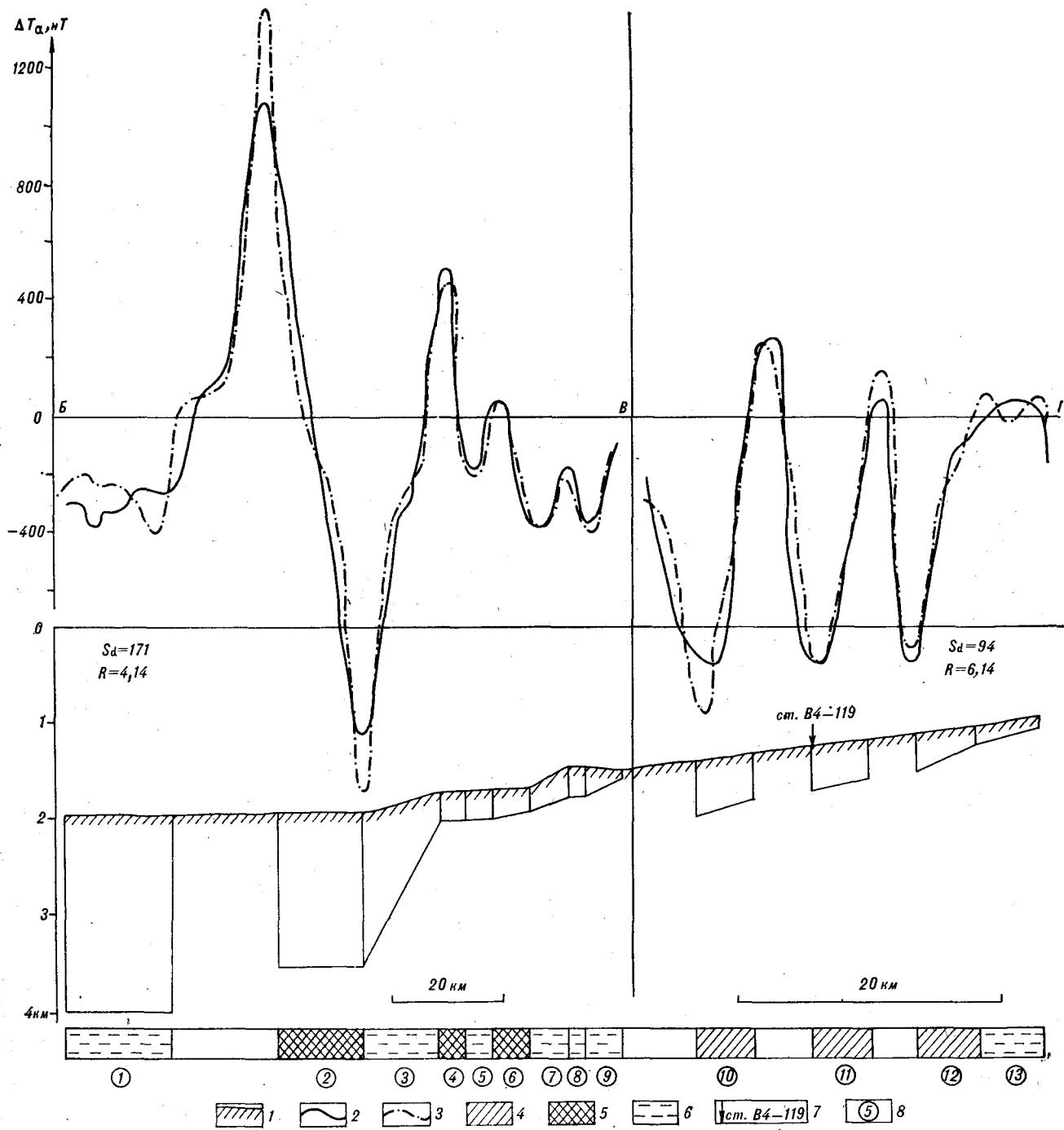


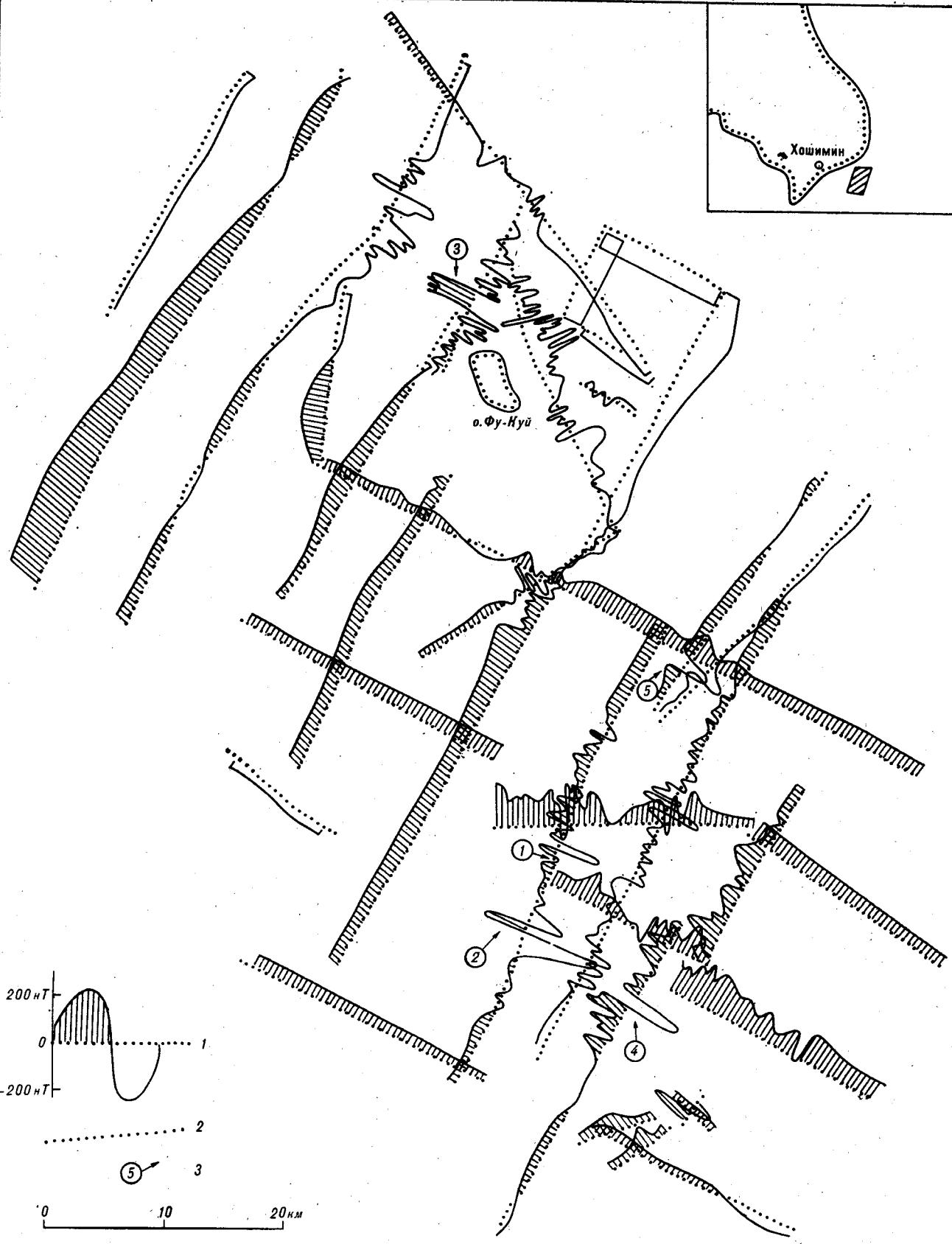
Рис. 2. Магнитные аномалии ΔT_a по профилю БВГ (положение в плане на рис. 1).

1 — поверхность дна; графики магнитного поля: 2 — наблюденного, 3 — модельного, аномалообразующие тела: 4 — с прямой намагниченностю, 5 — с обратной намагниченностю, 6 — подобранные неуверенно, 7 — местоположение станции драгирования, 8 — номера аномалообразующих тел, S_d — среднеквадратическая погрешность подбора, R — параметр качества из работы [10].

щую 100 А/м и, по-видимому, являются источником отмеченных интенсивных магнитных аномалий.

Магнитные аномалии коррелируются от профиля к профилю и, очевидно, обусловлены линейно вытянутыми магнитовозмущающими телами.

Количественные расчеты, проведенные по профилю БВГ (см. рис. 1), показали, что наблюденные аномалии наилучшим образом можно объяснить изолированными телами, имеющими прямое намагничивание на северном участке профиля и обратное — на южном (рис. 2).



Поперечные размеры тел изменяются от 2 до 20 км, а мощности — от 150 м до 2 км, т. е. по форме залегания эти тела подобны горизонтальным пластам. Протяженность их по простиранию не менее 70 км.

Отметим, что указанные мощности аномальных тел следует рассматривать как минимальные, так как принятые в расчетах высокие значения намагниченности лав (15—30 А/м) могут быть характерны только для самых молодых лавовых потоков, а не для всего разреза в целом.

Форма аномальных тел позволяет считать их базальтовыми покровами, а изолированное положение, по-видимому, можно объяснить тем, что в зоне растяжения последовательно образовывались магмовыводящие трещины, которые служили источником, формирующим базальтовые покровы. Первоначально возникли трещины в центральной части Новогвинейского моря приблизительно на широте $3^{\circ}34'$ — $3^{\circ}36'$ ю. ш., $3^{\circ}22'$ — $3^{\circ}23'$ ю. ш. и $3^{\circ}17'$ — $3^{\circ}18'$ ю. ш., которые явились источником базальтовых покровов с обратной намагниченностью. Затем трещины образовались севернее, приблизительно на широте $3^{\circ}05'$ — $3^{\circ}06'$ ю. ш., $3^{\circ}01'$ — $3^{\circ}02'$ ю. ш. и $2^{\circ}56'$ — $2^{\circ}57'$ ю. ш., которые сформировали базальтовые покровы с прямой намагниченностью. На одном из этих покровов было проведено драгирование дна (см. рис. 1) и подняты свежие толеитовые базальты. Севернее, на широте $2^{\circ}27'$ ю. ш., находится активный подводный вулкан Тулуман.

Таким образом, совокупность полученных данных (знак намагниченности, драгирование свежих лав и местоположение активного подводного вулкана) позволяет выделить зону проявлений современного вулканизма в пределах от $3^{\circ}06'$ ю. ш. до $2^{\circ}27'$ ю. ш. Нижняя возрастная граница этой зоны по магнитостратиграфической шкале (эпоха Брюнеса) приходится на 0,7 млн. лет. В этой зоне уверенно могут быть выделены три центра подводной вулканической активности (магмовыводящие трещины), местоположение которых на профиле контролируется телами 10—12 (см. рис. 2).

Непрерывный переход от современной эпохи прямой намагниченности к обратной (эпоха Матуяма) даёт основание полагать, что обратно намагниченные базальтовые тела южного участка имеют возраст в пределах 0,7—2,4 млн. лет. На этом участке выделяются тоже три основных центра активности, положение которых на

профиле контролируется телами 2, 4, 6 (см. рис. 2).

Трецинные подводные излияния, по всей видимости, связаны с развитием выделенной рифтовой зоны. Формирующиеся базальтовые покровы заполняют собой погружающиеся участки и неровности рельефа дна. Проявляются они на обширных акваториях, по крайней мере на площади 10 000 км², при современном уровне изученности. Мощности лавовых покровов на участках дна, расположенных между выделенными базальтовыми телами, незначительны, и при интерпретации магнитных аномалий эти покровы нельзя выделить в самостоятельные тела.

Общий объем излившихся лав по минимальным оценкам составляет $(2-3) \cdot 10^3$ км³, на долю лавовых покровов большой мощности приходится не менее 80%.

Имеющиеся данные позволяют лишь приблизительно определить положение магмопроводящих трещин, оценить масштабы и интенсивность подводного вулканизма. Однако даже результаты рекогносцировочных исследований показывают, что по масштабам проявления и объемам извергнутого материала подводный вулканализм Новогвинейского моря может быть сопоставим с вулканизмом островных дуг.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ НА ШЕЛЬФЕ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ

Интерес к этому району вызван современными проявлениями подводного вулканизма в шельфовой зоне вблизи островов Катуик, где расположены подводные вулканы Иль де Сандр, извергавшийся в 1923 г., и Ветеран, извергавшийся предположительно в 1880 г. [11]. Эти небольшого размера вулканы расположены вдали от вулканических цепей островных дуг. Они сложены толеитовыми и щелочными оливиновыми базальтами и трахибазальтами. Включения представлены габброидами и гипербазитами, среди которых преобладают шпинелевые перidotиты [1, 7].

Первое рекогносцировочное исследование подводного вулкана Иль де Сандр было выполнено в 1977 г. в 1-м рейсе НИС «Вулканолог». В 1981—1982 гг. в 10-м и 13-м рейсах НИС «Вулканолог» в этой зоне проведены детальные исследования.

Район работ представляет собой полого погружающийся в юго-восточном направлении участок шельфа с глубинами до 200—300 м. Основным морфоструктурным элементом на этом участке является меридиональная зона поднятий. В пределах этой зоны расположены: о. Фу-Куй с вулканическими конусами (рис. 3), групп-

Рис. 3. План графиков аномального магнитного поля ΔT_a вулканической зоны на шельфе Южно-Китайского моря.

1 — графики ΔT_a , 2 — галсы; 3 — номера характерных аномалий.

Магнитные свойства пород, драгированных в пределах вулканической зоны на шельфе Южно-Китайского моря

Порода	Количество образцов	Остаточная намагниченность I_n , А/м		Магнитная восприимчивость, $\chi \cdot 10^{-8}$ СИ		Q-фактор
		Диапазон	Среднее значение	Диапазон	Среднее значение	
Базальты толеитовые	6	1,6—11,4	5,8	1,26—28,9	10,05	14,5
Базальты щелочные	14	2,4—12,2	7,6	1,26—16,3	7,5	25,3
Туфопесчаники	3	0,02—0,08	0,06	0,6—0,75	0,65	2,4
Аргиллиты	2	0,01—0,02	0,015	0,5—0,7	0,6	0,7

на более мелких вулканических островах Катуик, экзотические надводные скалы, изолированные и расположенные группами подводные вулканы с превышением от 40 до 80 м и диаметром основания от 500 до 1200 м.

Район исследований в целом характеризуется спокойным малоградиентным магнитным полем (см. рис. 3). На этом фоне вулканическая зона и ее границы выделяются по резкой смене характера магнитного поля — появляются интенсивные знакопеременные аномалии с амплитудами от 50 до 500 нТ. Аномалии слабо коррелируются от профиля к профилю, что свидетельствует об их сравнительно узкой локализации. Очевидно, в пределах зоны существуют многочисленные локальные источники магнитных аномалий.

Детальная магнитная съемка на полигоне Иль де Сандр показала, что локальные магнитные аномалии с амплитудой от 100—200 до 1000—1500 нТ приурочены, главным образом, к вулканическим постройкам. Кроме того, локальные магнитные аномалии с амплитудой 200—300 нТ оказались приуроченными к плосковершинному поднятию. При драгировании его были подняты только туфопесчаники и аргиллиты, слагающие фундаменты многих построек, часто наблюдаемые на островах и относимые нами к «вулканогенно-осадочной толще». Аналогичные аномалии приурочены ко многим плосковершинным поднятиям либо к их отдельным частям.

Изучение магнитных свойств образцов пород, собранных на островах и драгированных со дна, показало, что породы вулканогенно-осадочной толщи практически немагнитны (см. таблицу). Слабонамагниченными должны быть и осадки мощностью более 1 км, заполняющие впадину Меконг, на восточном обрамлении которой находится изучаемая зона [4].

Источником локальных магнитных аномалий

в данном районе, по-видимому, могут быть лишь вулканические породы, находящиеся на поверхности дна либо погребенные небольшим слоем осадков.

Исходя из этого предположения, по данным магнитной съемки выделена вулканическая зона меридионального простирания протяженностью 80—

90 км при ширине 10—25 км.

Анализ магнитных аномалий, приуроченных к плосковершинным поднятиям вулканической зоны, позволил выделить наиболее характерные формы аномалий, по которым были выполнены количественные расчеты. Местоположение аномальнообразующих тел и глубины верхних кромок задавались по данным НСП, затем подбирались величина и направление вектора намагничения, глубины нижних кромок.

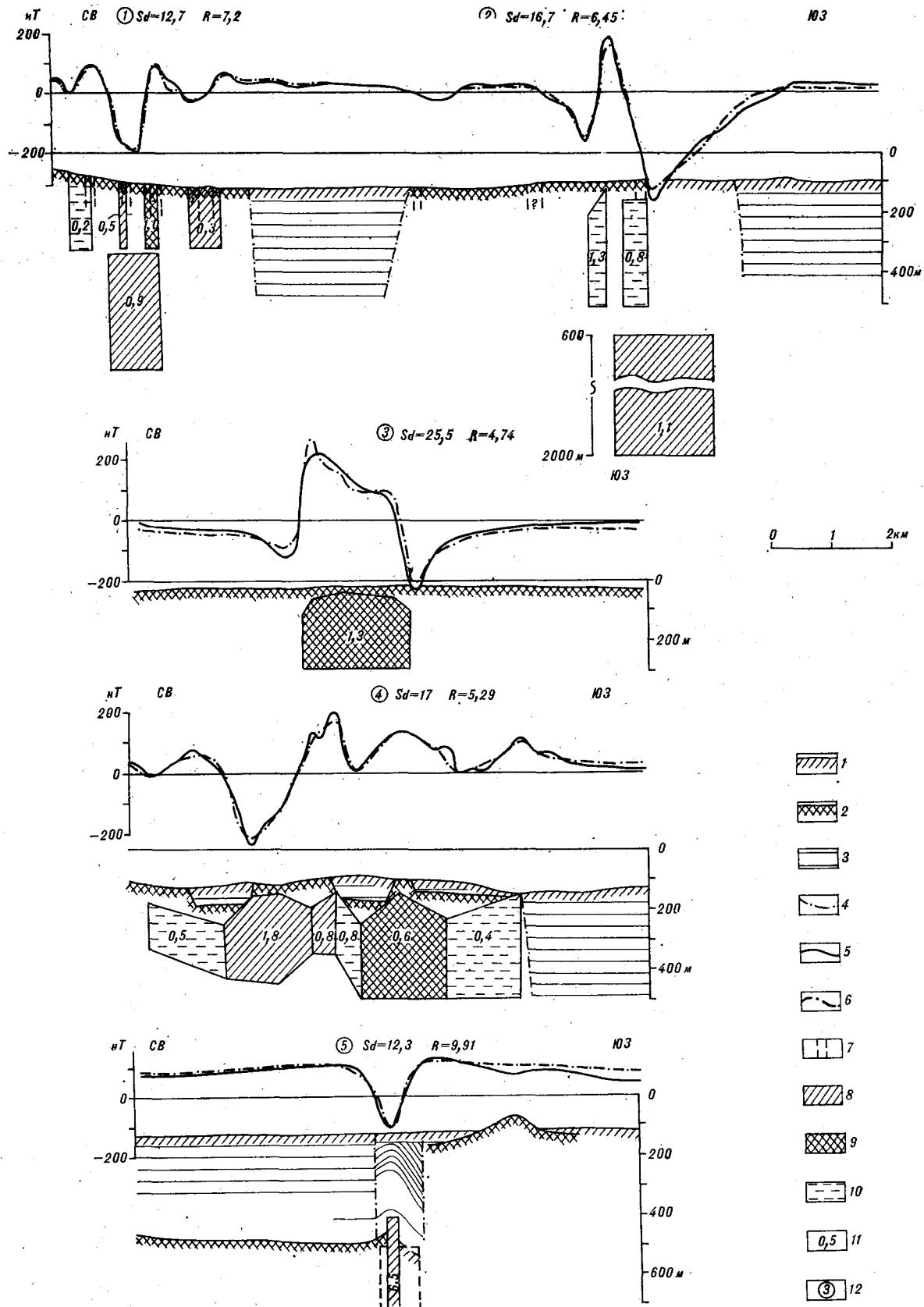
Результаты расчетов отражены на рис. 4. Наиболее характерными оказались горизонтально-залегающие пластообразные тела мощностью от 150 до 400 м вблизи поверхности дна или перекрытые небольшим (мощность менее 50 м) слоем осадков. Поперечный размер этих аномальнообразующих тел 1—2 км (поз. 3. на рис. 4), в отдельных случаях они сливаются, образуя полосу шириной до 6 км (поз. 4 на рис. 4). Судя по величине намагниченности 0,6—1,8 А/м, они могут быть образованы базальтами либо их интрузивными аналогами — габброидами. По направлению вектора намагничения выделены как прямо, так и обратно намагниченные тела, что свидетельствует об их сравнительно длительном образовании (не менее 1 млн. лет). Учитывая, что в Южном Вьетнаме (по-видимому, на продолжении рассматриваемой вулканической зоны) находятся нижнечетвертичные — верхненеогеновые платобазальты в виде покровов мощностью от 100 до 500 м [5], можно предположить, что выделенные аномальнообразующие тела являются покровами базальтов.

В пределах вулканической зоны развиты также сравнительно узкие (от 100 до 400 м) тела, связанные с более глубокими и более крупными телами (поз. 1, 2 на рис. 4). По-видимому, здесь мы имеем дело с разноглубинными приповерхностными субвулканическими телами, широко развитыми в районах ареального вулканизма [3].

Рис. 4. Характерные магнитные аномалии ΔT_a вулканической зоны.

1 — поверхность дна; 2 — акустический фундамент; 3 — отражающие границы в осадочной толще; 4 — разломы; магнитное поле: 5 — наблюденное, 6 — модельное; 7 — неодно-

родности акустического фундамента; аномальнообразующие тела; 8 — с прямой намагниченностью, 9 — с обратной, 10 — подобранные неуверенно, 11 — величина намагниченности (в А/м); 12 — номера аномалий, положение которых дано на рис. 3. Sd и R — те же, что и на рис. 2.



С своеобразное вертикальное тело (мощность 300 м, ширина 150 м) отмечено на восточной границе вулканической зоны. Залегающие выше него осадки смяты в антиклинальную складку (поз. 5 на рис. 4). По-видимому, это молодое, не вышедшее на поверхность интрузивное образование. Судя по величине намагниченности (6,5 А/м), оно может быть сложено интрузивными аналогами субщелочных базальтов (габбро).

Объем вулканогенных образований, находящихся в пределах вулканической зоны на поверхности дна, весьма незначительный — не превышает 0,7 км³.

Районирование вулканической зоны по характерным магнитным аномалиям позволяет оценить объем вулканитов и их интрузивных аналогов в верхней 500-метровой толще разреза величиной порядка 20 км³. Следует подчеркнуть, что эта цифра минимальная, так как получена только по имеющимся данным. Съемкой нужной детальности покрыто не более 25% территории вулканической зоны.

В результате проведенных исследований получены новые данные о характере проявлений подводного вулканизма в окраинных морях Тихого океана. Формы проявления современного подводного вулканизма для исследованных участков Новогвинейского и Южно-Китайского морей существенно различны. Для центральной части Новогвинейского моря характерны трещинные подводные излияния, формирующие горизонтально залегающие покровы без вулканических построек. На шельфе Южно-Китайского моря наблюдается ареальная зона небольших моногенных вулканов. По масштабам проявления и объемам извергнутого материала подводная вулканическая деятельность в Новогвинейском море по крайней мере на порядок выше, чем в Южно-Китайском.

Проведенные работы показали эффективность применения гидромагнитной съемки для выявления подводного вулканизма, изучения строения, оценки объемов извергнутого материала и в отдельных случаях возраста вулканогенных образований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамов В. А., Колосков А. В., Сапожников Е. А. Минералогические особенности включений гипербазитов в лавах подводного вулкана Иль де Сандр (Южно-Китайское море). — В кн.: Особенности внутриконтинентального базитового магматизма. М.: Ин-т физики Земли им. О. Ю. Шмидта, 1980.
2. Авдейко Г. Н. Типы современного вулканизма океанов и их положение в геологической истории. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 3.
3. Важеевская А. А. Особенности ареального вулканизма Камчатки. — В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979.
4. Гнибиденко Г. С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979.
5. Кудрявцев Г. А., Агапов В. Б. и др. Геология Юго-Восточной Азии. Индокитай. М.: Недра, 1969.
6. Удинцев Г. Б., Агапова Г. В. и др. Особенности строения литосферы геосинклинальной котловины Новогвинейского моря и его обрамления. — Океанология, 1974, т. 14, вып. 1.
7. Сапожников Е. А., Колосков А. В., Абрамов В. А. Включения ультраосновных и основных пород в щелочно-оливиновых базальтах подводного вулкана Иль де Сандр (Южно-Китайское море). — В кн.: Геохимия эндогенных процессов. Иркутск: СО АН СССР, 1979.
8. Connelly J. B. Tectonic development of the Bismarck Sea based on the gravity and magnetic modelling. — Geophys. G. R. Astron. Soc., 1976, v. 46.
9. Fisher N. H. Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields. Part 5. Melanesia, Intern. Volc. Assoc., Napoli, Italy, 1957.
10. Francheteau J., Harrison C. C. A. e. a. Magnetization of Pacific seamounts: a preliminary Polar curve for the North-Eastern Pacific. — J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 11.
11. Padang N. V. Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields. Part 2. Phillipine islands and Cochinchina. Napoli, 1953.

Институт вулканологии
ДВНЦ АН СССР
Петропавловск-Камчатский

Поступила в редакцию
6 мая 1983 г.

УДК 551.462.543(265.53)

А. В. Журавлев

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВПАДИН ДЕРЮГИНА И ТИНРО ОХОТСКОГО МОРЯ

Дана сравнительная характеристика геологического строения и развития впадин Дерюгина, Тинро и сопредельных районов по материалам морских геофизических исследований. Впадины Дерюгина и Тинро

Впадины Дерюгина и Тинро расположены в диаметрально-противоположных частях Охотского моря на обрамлениях Северо-Восточного Сахалина и Тигильско-Ичанского района Западной Камчатки соответственно (рис. 1). В последние годы Тихоокеанской экспедицией ВМНПО Союзморгео через впадины Дерюгина и Тинро отработано несколько профилей МОВ ОГТ-24^х в комплексе с гравимагнитными и батиметрическими исследованиями, что в совокупности с данными геологического-геофизических исследований на сопредельных прибрежных акваториях северо-восточного Сахалина и Западной Камчатки позволяет конкретизировать различные вопросы строения и развития этих впадин, чему и посвящается данная статья.

Впадины отчетливо выражены в рельефе морского дна; максимальные глубины моря в пределах впадины Дерюгина достигают 1795 м, в пределах впадины Тинро — 1099 м [6]. Они резко асимметричны — борта впадин, обращенные к суше, значительно круче и короче. Западная граница впадины Дерюгина прямолинейна, а восточная впадины Тинро — слабо выгнута к западу. Противоположные границы выгнуты в сторону центральной части Охотского моря. К северным окончаниям впадин приурочены узкие каньонообразные депрессии морского дна глубиной до 300 м и более, одна из которых (Шелихова) прямолинейна и простирается субпараллельно побережью северо-западной Камчатки, а вторая (Старицкого) огибает Сахалин с севера, меняя простирание с северо-западного на юго-западное.

Южные замыкания впадин выражены нечетко. Здесь также намечаются слабо выраженные депрессии, как бы соединяющие рассматриваемые впадины с Курильской (Южно-Охотской) глубоководной котловиной.

Для внутренней части впадины Дерюгина характерны четко выраженные выступы релье-

приурочены к мульдам крупных отрицательных структур (мегавпадин), строение которых имеет как общие черты, так и существенные различия.

фа дна, в то время как в центральной части впадины Тинро выровненная поверхность морского дна осложнена узкими (2—3 км) и неглубокими (200—300 м) депрессиями.

Для впадины Тинро характерно аномальное магнитное поле, близкое к нормальному, а на редких пересечениях через впадину Дерюгина отмечаются магнитные аномалии напряженностью до 250 гамм как в центральной части, так и на ее восточном борту. В обоих случаях на сопредельных зонах прибрежного мелководья, вдоль бортов впадин, отмечаются линейно вытянутые зоны интенсивных магнитных аномалий. Восточно-Сахалинская зона магнитных аномалий обусловлена мезокайнозойскими гипербазитами, и ей соответствует четко выраженная зона антиклинальных структур в кайнозойских отложениях. Западно-Камчатская аномалия соответствует глубоко погребенной крупной положительной морфоструктуре фундамента, практически не выраженной в мощном (6—8 км) осадочном комплексе.

Примечательно, что подобного типа аномалии характерны для погребенных выступов океанического фундамента, ограничивающих осадочные бассейны Атлантической окраины Северной Америки [8].

Тепловой поток во впадинах изменяется в большом диапазоне. Во впадине Тинро максимальные его значения (142—155 мВт/м²) зафиксированы в центральной, ближе к восточному борту, части, а во впадине Дерюгина (165 мВт/м²) на ее приостровном склоне [7].

На сопредельных побережьях как северо-восточного Сахалина, так и Западной Камчатки практически повсеместно распространены кайнозойские отложения. Незначительные выходы докайнозойских пород отмечаются в первом регионе на широте замыканий впадины Дерюгина (п-ов Шмидта, мыс Делиль-де-Ля-Кроэйра), а во втором — на широте максималь-

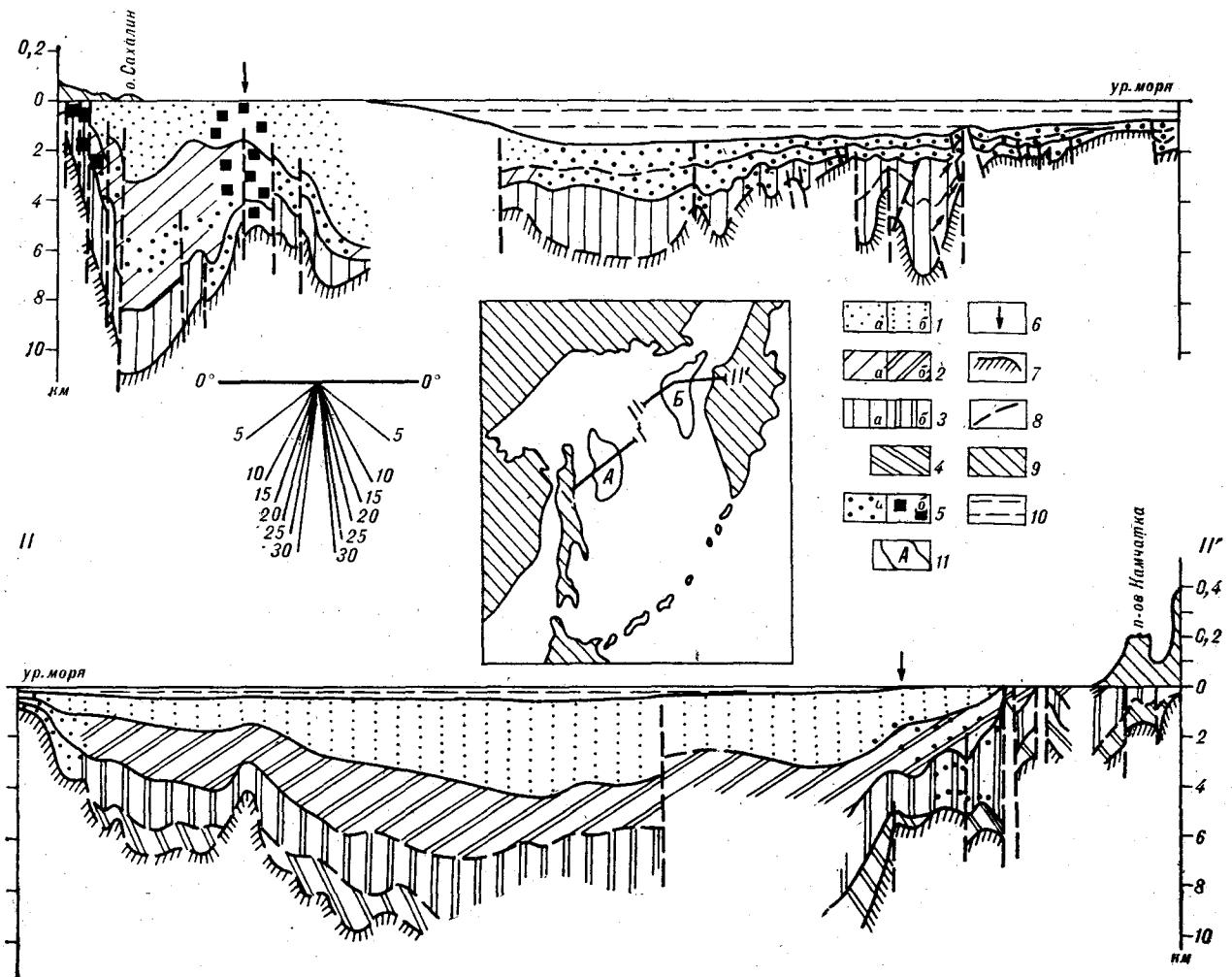


Рис. 1. Геологические разрезы через Дерюгинскую (I—I') и Тинровскую (II—II') мегавпадины.

1—4 — основные сейсмостратиграфические подразделения и их возможная корреляция: 1 — пемырское, а — в Дерюгинской и б — в Тинровской мегавпадинах (плиоцен-постплиоцен); 2 — макаровское, а — в Дерюгинской и б — в Тинровской мегавпадинах (средний — верхний миоцен); 3 — сергиевское, а — в Дерюгинской (поздний олигоцен — средний миоцен) и б — в Тинровской (нижний возрастной диапазон

ных глубин впадины Тинро (мысы Омгон, Утхолокский, Хайрюзова).

Если на восточном обрамлении впадины Тинро развит практически полный разрез кайнозойских отложений, то на западном обрамлении впадины Дерюгина палеоцен-раннеолигоценовые отложения отсутствуют. Максимальные (до 4—5 тыс. м) мощности и наиболее полный разрез последних характерен для Тигильского района, расположенного на восточном обрамлении впадины Тинро. Южнее постепенно уменьшается мощность и полнота палеоцен-раннеолигоценового разреза Западной Камчатки, а на юго-восточном обрамлении впадины Тинро отложения этого возраста, вероятно, полностью отсутствуют.

Вдоль северо-восточного побережья Сахали-

тих отложений здесь, возможно, соответствует эоцену) мегавпадинах; 4 — раннекайнозойские и, возможно, позднемезозойские отложения; 5 — толщи некомпенсированного осадконакопления, в том числе предполагаемого по сейсмическим материалам (а) и доказанного бурением (б); 6 — местоположение линейных магнитных аномалий; 7 — поверхность «акустического фундамента»; 8 — предполагаемые разрывные нарушения; 9 — суша на плане; 10 — водный слой на геологических разрезах; 11 — контуры впадин Дерюгина (А) и Тинро (Б).

на сохраняется позднеолигоценовый возраст низов кайнозойского разреза, лишь на юго-восточном обрамлении впадины (Пограничный разрез) возможно наличие и более древних палеогеновых отложений.

В разрезе кайнозойских отложений как Западной Камчатки, так и северо-восточного Сахалина доминируют морские, в том числе относительно глубоководные отложения, а континентальные и субконтинентальные отложения развиты ограниченно и, как правило, в небольшом объеме на разобщенных участках.

В кайнозойских отложениях Западной Камчатки континентальные и субконтинентальные толщи наиболее широко распространены в самых низах (халганская серия) и в самых вер-

хах (верхняя часть ковранской серии) разреза, а в средней, олиоцен-миоценовой, части разреза широким распространением пользуются толщи, формировавшиеся в условиях некомпенсированного осадконакопления. Последние доминируют в нижней половине (олиоцен — средний миоцен) кайнозойского разреза северо-восточного Сахалина, в то время как в верхней половине появляются континентальные и субконтинентальные отложения.

Таким образом, кайнозойские отложения восточного обрамления впадины Тиро образуют полный трансгрессивно-ретрессивный цикл осадконакопления, а на западном обрамлении впадины Дерюгина развита лишь верхняя ретрессивная часть цикла, которая по мощности местами даже превосходит полный кайнозойский цикл Западной Камчатки.

Примечательно, что на северо-восточном Сахалине, несмотря на перерыв между позднеолиценовыми и докайнозойскими отложениями, на их контакте отсутствуют континентальные образования, не считая маломощных и не повсеместно распространенных конгломератов, которые могли формироваться и в подводных условиях.

Для далекого восточного обрамления впадины Тиро (Срединно-Камчатский хребет, южная часть Камчатского полуострова) характерны интенсивные вулканические процессы в течение большей части кайнозойского времени. В центральной части западного побережья Камчатского полуострова известны единичные прослои эффузивов в палеогеновом разрезе, а олиоцен-миоценовые отложения несут следы отдаленного вулканизма. На далеком западном обрамлении впадины Дерюгина (Восточно-Сихотэ-Алинское побережье, северо-западный Сахалин) также проявлялись, но менее активно, кайнозойские вулканические процессы. В миоценовых отложениях п-ова Шмидта и юго-восточных отрогов Восточно-Сахалинских гор, т. е. на юго-западном и северо-западном обрамлении впадины Дерюгина, присутствуют прослои эффузивов, а кайнозойский разрез северо-восточного Сахалина, расположенного против впадины, лишен продуктов вулканической деятельности.

Большинством исследователей на Западной Камчатке признается региональный характер несогласия на границе воямпольской (верхний олиоцен — средний миоцен) и ковранской (средний миоцен — плиоцен) свит, другие несогласия являются локальными. По сейсмическим материалам в зоне прибрежного мелководья отчетливо обособляются два сейсмокомплекса, характеризующиеся разнонаправленным изменением мощности. Граница между этими сейсмокомплексами четко выражена и прослеживается на многих участках. Ее можно со-

поставить с контактом воямпольской и ковранской серий, хотя не исключена возможность ее соответствия границам более нижних частей разреза. Каждый из сейсмокомплексов достаточно отчетливо разбивается на две части (см. рис. 1), граница между которыми выражена на временных сейсмических разрезах в виде динамически выразительного горизонта или шероховатой поверхности и реже прилеганием или налеганием подстилающих и перекрывающих отложений.

Считается, что в позднеолицен-плиоценовом разрезе северо-восточного Сахалина отсутствуют региональные несогласия, а имеющиеся носят локальный характер [2]. Сейсмические исследования в сопредельной зоне прибрежного мелководья в принципе подтверждают эти представления, но свидетельствуют о более широком распространении как по разрезу, так и по площади локальных несогласий, приуроченных, как правило, к приподнятым частям антиклинальных структур и блоков, в том числе погребенного типа.

Максимальные суммарные мощности кайнозойского разреза на восточном обрамлении впадины Тиро составляют около 10 000 м [1], а на западном обрамлении впадины Дерюгина достигают 18 000 м, несмотря на отсутствие в разрезе палеоцен-раннеолиценовых отложений, развитых в первом районе.

Максимальные истинные мощности зафиксированы в зоне прибрежного мелководья северо-восточного Сахалина напротив центральной части впадины Дерюгина и вблизи северо-восточного склона впадины Тиро и достигают соответственно 11 000 и 9 000 м.

Таким образом, северо-восточный Сахалин и сопредельная зона прибрежного мелководья по сравнению с восточным обрамлением впадины Тиро характеризовались более интенсивными темпами осадконакопления и более существенным смещением зон максимального осадконакопления в отдельные периоды. Здесь намечаются три основных ареала максимального прогибания и преимущественно компенсированного осадконакопления, соответствующие трем сериям отложений Восточно-Сахалинского бассейна: сергиевской, макаровской, помырской [2]. Ареал максимального осадконакопления нижней (сергиевской) серии приурочен к юго-западному обрамлению впадины Дерюгина, а средней и верхней серий — напротив, ее центральной части, вблизи побережья северо-восточного Сахалина и вдоль западного склона впадины Дерюгина соответственно.

Для восточного обрамления впадины Тиро также характерно существенное смещение зон максимального осадконакопления в разные отрезки кайнозойского времени. К примеру, в зоне прибрежного мелководья, западнее мыса

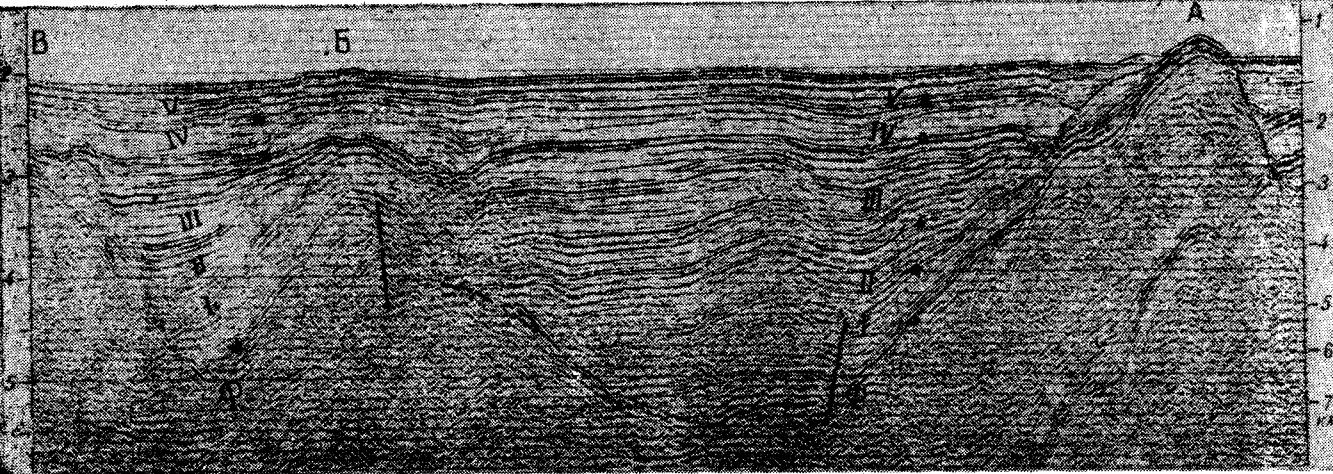


Рис. 2. Фрагмент временного сейсмического разреза в мульде южадины Дерюгина.

I—V — сейсмопачки (I—III — сейсмопачки соответствуют нижнему сейсмостратиграфическому подразделению на рис. 1). A, B, В — поднятия «акустического фундамента».

Хайрюзова фиксируются максимальные мощности нижней половины разреза, в то время как верхняя половина его сокращается до минимума (см. рис. 1). Вблизи северо-восточного склона впадины Тирю фиксируются значительные мощности всех частей разреза, еще более увеличивающиеся к западу, к мульде впадины. Иной характер изменения мощностей фиксируется на западном обрамлении впадины Дерюгина, где по мере приближения к склону интенсивно сокращаются мощности нижней (верхнеолигоцен-миоценовой) половины разреза и резко нарастают — плиоцен-четвертичных отложений (см. рис. 1).

Непосредственно в мульдах впадин Дерюгина и Тирро истинные мощности кайнозойских отложений изменяются соответственно в пределах 0—5000 и 3000—10 000 м. Максимальные мощности во впадине Дерюгина фиксируются у подножья западного борта и в некоторых глубоких отрицательных морфоструктурах поверхности «фундамента», а во впадине Тирро — в пределах северной части мульды. Севернее впадины Тирро зона максимальных мощностей раздваивается. Одно ответвление протягивается в сторону Пенжинской губы, другое — в прибрежные акватории Приохотья. На юге также намечается раздвоение зоны максимальных мощностей, при этом ответвление, соответствующее южному замыканию впадины Тирро, выражено менее отчетливо по сравнению с ответвлением в сторону Колпаковской впадины Западной Камчатки.

Северная центриклиналь впадины Дерюгина характеризуется пониженными мощностями осадочных отложений, на юге зона повышенных мощностей кайнозойских, в первую очередь позднекайнозойских, отложений прослеживается вдоль всего приостровного склона, хо-

ти впадина в рельефе морского дна уже не выражена.

В обеих мульдах наблюдаемый разрез формировался непрерывно. В мульде впадины Тиро несомненно развит полный разрез кайнозойских отложений. В мульде впадины Дерюгина предполагается [4] молодой, плиоцен-четвертичный возраст осадочного выполнения, исходя из развития вдоль бровки ее западного склона мощных (более 6000 м) отложений этого возраста и выклинивания более нижних частей разреза. В то же время, если учитывать возможность формирования большей, верхней части осадочного комплекса впадины в относительно глубоководных условиях, о чем свидетельствуют материалы МОВ ОГТ, то правомернее предположить наличие во впадине Дерюгина аналогов всего позднеолигоцен-четвертичного разреза Северо-Восточного Сахалина.

В осадочном комплексе наиболее глубоких отрицательных структур впадины Дерюгина в той или иной мере обособляется пять сейсмопачек (рис. 2). Две верхние сейсмопачки (IV, V), возможно, являются аналогами помырской и макаровской серий, а остальные соответствуют сергиевской серии и, возможно, более древним отложениям.

Отложения низов разреза осадочного комплекса в мульдах обеих впадин заполняют отрицательные формы палеорельефа поверхности «акустического фундамента», сформированные в основном в результате эндогенных процессов перед началом осадконакопления и последующего конседиментационного развития.

Верхняя половина кайнозойского разреза постепенно выклинивается вверх по восстанию внешних склонов обеих впадин, где ее отложения представлены в существенно сокращенных (до 1000 м) мощностях, и, судя по облику на-

временных разрезах МОВ ОГТ, формировалась в условиях некомпенсированного осадконакопления. Верхняя половина разреза характеризуется акустически прозрачным обликом и в мульде впадины Дерюгина, но здесь отмечаются и протяженные, четко выраженные отражающие горизонты, возможно соответствующие кремнисто-вуликаногенным прослойям.

Вдоль западного борта впадины Дерюгина и в центральной части впадины Тинро отмечаются зоны резкого снижения информативности сейсмических исследований: в осадочном комплексе, в том числе в молодых (плиоцен-четвертичных) слаболитифицированных отложениях, залегающих субгоризонтально, на временных сейсмических разрезах слабо проявляются или даже полностью отсутствуют отражающие горизонты даже при МОВ ОГТ 24–48^х, в то время как обычно в подобных условиях высокоинформативны сейсмические исследования, выполненные по методике однократного профилирования. Этот аномальный эффект может обуславливаться различными причинами: монотонный литологический состав, высокий тепловой поток, развитие газогидратов, наличие пачек пород с подводно-оползневой текстурой или мощных низкоскоростных илов в верхах разреза. Вероятнее всего, имеет место сочетание различных факторов, но основное значение, по мнению автора, вероятно, оказывал повышенный тепловой поток, нивелирующий акустические свойства различных компонентов терригенного разреза, о чем свидетельствует, в частности, приуроченность именно к этим зонам максимальных значений современного теплового потока.

В современном структурном плане впадины Дерюгина и Тинро располагаются над крупными отрицательными морфоструктурами — мегавпадинами Дерюгинской и Тинровской [3], расположеными между крупной приподнятой морфоструктурой центральной части Охотского моря, пассивно развивавшейся в период формирования осадочного комплекса, и кайнозойскими складчато-блочными сооружениями Сахалина и Камчатки соответственно. В обоих случаях внешние, прилегающие к морфоструктуре центральной части Охотского моря борта мегавпадин характеризуются не только резко сокращенными мощностями осадочного комплекса, но и весьма спокойным тектоническим строением. Они представляют собой очень пологие (первые градусы и даже минуты) моноклинали, у которых разрывные нарушения осложняют лишь поверхность «фундамента» и самые низы осадочного выполнения; пликативные конседиментационные структуры не характерны.

Для центральной части Дерюгинской мегавпадины характерны высокоамплитудные вы-

ступы поверхности «фундамента», по-разному выраженные в отложениях осадочного комплекса. Например, выступ А (см. рис. 2) активно воздымался в процессе накопления всего осадочного комплекса. Он четко выражен в поверхности морского дна и представляет собой односторонний горст амплитудой в несколько тысяч метров. Над выступом Б в осадочном комплексе сформировалась антиклинальная структура с углами падения крыльев 10–15°, четко выраженная по самым молодым отложениям и в поверхности морского дна, что свидетельствует об активном конседиментационном развитии этой структуры в новейшее время. Это типичная штамповая антиклиналь над приподнятым конседиментационно развивающимся блоком. Антиклиналь конседиментационно развивалась на протяжении всего времени формирования осадочного комплекса, но в отдельные периоды, в частности перед началом накопления сейсмопачки IV, отмечается активизация конседиментационных тектонических движений, предопределившая выпадение части разреза и несогласное взаимоотношение в съоде структуры отложений сейсмопачки IV с нижележащими. Антиклинали, осложняющие отрицательную структуру между выступами А и Б, формировались, вероятно, в периоды активизации тектонических движений в результате бокового давления со стороны сопредельных, активно воздымавшихся структур.

Подобное строение осадочного комплекса характерно для восточной половины мульды впадины Дерюгина, в то время как у присахалинского борта осадочный комплекс залегает субгоризонтально.

В мульде впадины Тинро сведения об особенностях поведения поверхности «фундамента» отсутствуют, но, судя по структуре осадочных отложений, можно предполагать, что на некоторых участках, особенно на севере мульды впадины Тинро, для поверхности «фундамента» характерны высокоамплитудные выступы, по-разному проявлявшиеся в перекрывающих отложениях осадочного комплекса.

К современным внутренним бортам обеих впадин приурочены крупные разломы, предопределившие резкий наклон морского дна, но, в принципе, слабо проявляющиеся в осадочных отложениях. Вероятно, разлом вдоль западного борта впадины Дерюгина относится к типу раздвигов, а вдоль восточного борта впадины Тинро — к типу сбросов. В сопредельных зонах прибрежного мелководья поверхность «фундамента» осадочного комплекса осложнена многочисленными разрывными нарушениями, которые активно проявлялись лишь в ранние этапы формирования осадочного комплекса и, как правило, отсутствуют в позднекайнозойских отложениях, а в мульдах впадин отмечаются раз-

рывные нарушения, активно проявляющиеся и в новейшее время, что свидетельствует о продолжающемся активном формировании последних.

По кайнозойским отложениям внутренние борта мегавпадин в виде пологих моноклиналей на отдельных участках продолжаются вплоть до берега и в пределах последнего. Подобный структурный план характерен для северо-западного и юго-западного обрамлений впадины Дерюгина, а напротив ее мульды как на суше, так и в зоне прибрежного мелководья в кайнозойских отложениях широко распространены разнорядковые антиклинальные структуры. Они обычно связаны в той или иной степени с разломами, но определяющими в современном структурном плане являются пликативные, а не дизъюнктивные элементы. Особенно наглядно это проявляется в зоне прибрежного мелководья, где пликативные структуры по позднекайнозойским отложениям зачастую не осложнены разрывными нарушениями. Большинство антиклинальных структур активно проявлялось в процессе осадконакопления, в том числе и в новейшее время.

На восточном обрамлении впадины Тиро особенности структурного плана и тектонической зональности существенно отличаются. Напротив центральной части впадины Тиро полагая моноклиналь, сложенная позднекайнозойскими отложениями, продолжается вплоть до самого побережья. На суше эти отложения выполняют мульды крупных отрицательных структур. В большей же нижней части кайнозойского разреза фиксируются многочисленные пологие (до 10—15°) пликативные структуры в пределах всей зоны прибрежного мелководья, ширина которой достигает 60—70 км, и даже на восточном борту. Антиклинали развивались, как правило, сопряженно с разрывными нарушениями, проявлявшимися в процессе осадконакопления, при этом приподнятые блоки и своды конседиментационных структур не достигали, как правило, базиса действия волн.

На северо-восточном обрамлении впадины Тиро (зона прибрежного мелководья и сопредельная суши Тигильского района) в позднекайнозойских отложениях фиксируются многочисленные сравнительно крутопадающие (до 30° и более) пликативные структуры, активно формировавшиеся в новейшее время. Некоторые из них были заложены над отрицательными конседиментационными структурами раннекайнозойского времени, т. е. они формировались на фоне проявления частной инверсии тектонического режима. В зоне прибрежного мелководья обеих впадин имели место проявления глинистого криптоапиризма, но эти процессы на восточном обрамлении впадины Тиро проявились активнее и разнообразнее, чем на западном обрамлении впадины Дерюгина.

Таким образом, обе современные впадины морского дна приурочены к мульдам крупных мегавпадин, развивавшихся, в целом, унаследованно: с позднеолигоценового (Дерюгинская) и раннекайнозойского или, возможно, даже с позднемезозойского времени (Тирровская). Данные о предшествующих этапах развития отсутствуют, поэтому высказываемые предложения, в частности, об унаследованном развитии впадины Дерюгина с раннемезозойского времени [5], носят сугубо гипотетический характер.

Приуроченность к зоне прибрежного мелководья (в обоих случаях) крупных линейно вытянутых магнитных аномалий, ориентированных вдоль бортов впадин, позволяет предполагать, что они заложены вдоль каких-то однотипных палеовулканических морфоструктур позднемезозойского времени. Интересно, что мезозойская палеовулканическая морфоструктура вдоль современного западного борта впадины Дерюгина активно и, в целом, унаследованно проявлялась в позднекайнозойское время в виде цепочки конседиментационных антиклиналей, а морфоструктура подобного типа вдоль современного восточного борта впадины Тиро соответствует ядру одной из наиболее погруженных синклиналей этого района, т. е. в первом случае сохранился принцип унаследованности, несмотря на огромный перерыв в осадконакоплении, а во втором — имела место частная инверсия тектонического режима в раннекайнозойское время.

Таким образом, крупные отрицательные структуры, к которым приурочены современные впадины Дерюгина и Тиро, во многом напоминают краевые прогибы: их внешние борта характеризуются резко сокращенными мощностями и очень пологим моноклинальным наклоном; на внутренних бортах мощности как кайнозойского разреза в целом, так и отдельных его частей изменчивы, но на порядок выше, что связано с орогеническим воздыманием сопредельных территорий Западной Камчатки и Сахалина в позднем кайнозое. В то же время докайнозойская история развития как рассматриваемых регионов в целом, так и центральной части Охотского моря остается неустановленной. Для кайнозоя Сахалина и Камчатки характерно нетипичное геосинклинальное развитие, не позволяющее однозначно классифицировать крупные отрицательные структуры на месте современных впадин Дерюгина и Тиро, а также судить о степени наложенности кайнозойских тектонических процессов в их пределах.

Отсутствие палеоцен-раннеолигоценовых отложений и активное проявление позднекайнозойских конседиментационных тектонических процессов в первой из них дают возможность

предполагать, что Дерюгинская мегавпадина в настоящее время, возможно, переживает ранний этап развития Тинровской мегавпадины.

Мегавпадины, несомненно, развивались сопряженно с сопредельными кайнозойскими складчато-блоковыми системами. Принципиальное различие этих надпорядковых морфоструктур заключается в том, что первые формировались в обстановке растяжения, вторые — в обстановке сжатия. Главные зоны растяже-

ния, вероятно, приурочены к северной части мульды впадины Тинро и к западному борту впадины Дерюгина. Судя по намечающимся листрическим разломам, примером которых, в частности, может служить разлом, приуроченный к восточному борту выступа А (см. рис. 2), незначительные растяжения в процессе формирования осадочного комплекса были характерны и для центральной части впадины Дерюгина.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гречин В. И. Миоценовые отложения Западной Камчатки. М.: Наука, 1976.
2. Жидкова Л. С., Мишаков Г. С. и др. Биофациальные особенности мезокайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов. М.: Наука, 1974.
3. Журавлев А. В., Протас Я. Н. Распределение мощностей и особенности тектонического строения кайнозойского осадочного комплекса Охотоморского региона.— В кн.: Рельеф и структура осадочного чехла акваториальной части Дальнего Востока. Владивосток, ДВНИЦ АН СССР, 1981.
4. Лившиц М. Х., Журавлев А. В., Балабко Н. С. Основные особенности структурного плана и характера изменения мощностей слоистых образований вдоль Трансохотского профиля МОВ.— Экспресс-информ. Морская геол. и геофиз., вып. 3. М.: ВИЭМС, 1972.
5. Разницын Ю. Н. Сравнительная тектоника гипербазитовых поясов полуострова Шмидта (Сахалин), Шапуа (Новая Гвинея) и Сабах (Калимантан).— Геотектоника, 1975, № 2.
6. Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981.
7. Сычев П. М., Веселов О. В. и др. Тепловой поток и геодинамика северо-западной части Тихого океана.— Тихоокеанская геол., 1982, № 6.
8. Шеридан Р. Атлантическая континентальная окраина Северной Америки.— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 2. М.: Мир, 1978.

Поступила в редакцию
4 апреля 1983 г.

Тихоокеанская экспедиция
ВМНПО Союzmоргео
Южно-Сахалинск

Н. В. Бердников, Л. П. Карсаков

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ МЕТАМОРФИЗМА АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ СТАНОВОГО КОМПЛЕКСА (Дальний Восток)

Породы станового комплекса, распространенные в пределах хр. Станового, являются классическими представителями метаморфитов амфиболитовой фации. Исследованы флюидные включения в кварце, дистене, фибролите, гранате и полевых шпатах пород кулуаринской (междуречье Удыхиын — Кулури) иликанской (район Амуро-Якутской магистрали) и усть-гилейской (бассейн р. Зеи) серий комплекса. Установлено, что в составе метаморфического флюида преобладала углекислота, а появление заметных количеств воды связано с послестановыми метаморфическими процессами.

Интенсивность станового метаморфизма не была

В фундаменте древних платформ, в срединных массивах и в зонах высокотемпературного метаморфизма многих складчатых областей широко распространены породы амфиболитовой фации метаморфизма, представленные, как правило, мигматитовыми комплексами. Они играют существенную роль в строении глубинных зон континентальной коры, с ними связано появление первых анатектических гранитов. Формировались мигматитовые комплексы на разных этапах развития земной коры от глубокого архея до фанерозоя включительно и встречаются как в регионально, так и в зонально метаморфизованных комплексах. Проблема формирования гранито-гнейсового «слоя» континентальной коры тесно связана с образованием мигматитовых комплексов амфиболитовой фации. Поэтому флюидный режим метаморфизма амфиболитовой фации привлекает внимание широкого круга исследователей [1, 5, 13, 19—21, 23 и др.]. Изучая флюидный режим и T - P эволюцию комплексов амфиболитовой фации, можно подойти к выяснению зависимости состава и состояния метаморфического флюида от возраста и типа метаморфизма и расшифровке особенностей процессов дегазации глубинных зон земной коры.

К настоящему времени показано [13, 19—21], что для ареального метаморфизма древних щитов характерен водно-углекислотный состав флюида. В более молодых, преимущественно

равномерной по латерали, Дистенсодержащие парагенезисы кулуаринской и иликанской серий были сформированы при $T = 600$ — 630°C и $P = 3,3$ — $7,8 \cdot 10^8$ Па, а в породах усть-гилейской серии пониженные ($3,5$ — $6,6 \cdot 10^8$ Па) давления обусловили кристаллизацию силлиманита и сохранность реликтовых включений, содержащих сжиженный азот. На основании полученных результатов делается предположение, что существенно азотная дегазация Земли в архее могла иметь ареальный характер. Степень диафтореза пород комплекса также различна, что фиксируется как по петрологическим, так и по термобарогеохимическим признакам.

зональных метаморфических комплексах амфиболитовой фации, образование которых связано с глубинными разломами, метаморфический флюид может иметь азотную и водородно-углеводородную специализацию [21]. Детальное изучение различных генераций флюидных включений в минералах пород амфиболитовой фации показало, что в процессе полиметаморфизма возможна кардинальная смена состава флюида, например существенно азотного на водно-углекислотный [20]. Вскрыть геологические и тектонические причины подобных явлений — задача дальнейших исследований.

Метаморфические породы Станового комплекса Восточной Сибири относятся к типичным образованиям амфиболитовой фации. Присутствие в них двух полиморфных модификаций Al_2SiO_5 , широкое распространение в составе комплекса диорито-гнейсов, плагиогранито-гнейсов, сходных с так называемыми «серыми гнейсами», делают Становой комплекс благоприятным объектом для изучения флюидного режима амфиболитовой фации методами термобарогеохимии.

В становой комплекс объединяются супракrustальные образования разнообразного состава, метаморфизованные в амфиболитовой фации, а также различные интрузивные иультраметаморфические породы. По характеру строения разреза, особенностям магматизма и метаморфизма комплекс резко отличается от

архейских гранулитовых образований и от более молодых верхнеархейско-нижнепротерозойских образований гилюйского комплекса.

Вопросы стратиграфического положения, природы и возраста пород станового комплекса являются предметом многолетней дискуссии. Д. С. Коржинский [10, 11], впервые выделивший древнестановой (или саяно-становой) комплекс на хр. Становом, рассматривал его как алданский архей, диафторированный под влиянием древнестановых гранитов. Ю. К. Девановский [3] и В. Н. Мошков [16], переименовавшие комплекс в становой, считают, что его прогрессивно метаморфизованные толщи имеют самостоятельное значение и занимают более высокое стратиграфическое положение, чем алданский архей. Дальнейшее изучение показало, что толщи метаморфических пород Станового хребта включают, по крайней мере, три разновозрастных комплекса прогрессивно метаморфизованных пород: алданский гранулитовый, становой амфиболитовый и тукурингский эпидот-амфиболитовый и зеленосланцевый [6, 18]. Последующие исследования позволили существенно уточнить и изменить объем станового и тукурингского комплексов и выделить из их состава гилюйский зонально метаморфизованный комплекс [7].

В современном понимании становой комплекс объединяет довольно однообразные мигматизированные гнейсы и кристаллические сланцы, метаморфизованные в амфиболитовой фации, насыщенные телами диорито- и гранодиорито-гнейсов токско-алтюминского комплекса, а также мелкими телами плагиогранито-гнейсов древнестанового комплекса. Эти две группы первоначально магматических пород являются неотделимой составной частью станового комплекса, можно сказать, его «индикатором». В отношении природы диорито-гнейсов нет единой точки зрения. Одни исследователи их именуют «диоритовидными» породами [8, 9], другие — стратифицирующимися амфиболитами [24], третья — интрузивными образованиями ранней фазы древнестанового комплекса. С нашей точки зрения, комплекс диорито-гнейсов включает метаморфизованные аналоги как интрузивных, так и эфузивных пород кислого и среднего состава и представлен в настоящее время диорито-гнейсами, гранодиорито-гнейсами, их промежуточными аналогами и в значительной мере амфиболитами.

Становой комплекс слагает достаточно крупные блоки, рассматриваемые обычно как структурно-формационные зоны, в пределах которых супракrustальные толщи объединяются в купуринскую, усть-гилюйскую, иликанскую и тунгирскую серии. Для посвятной корреляции серий надежных данных нет, поэтому большинство исследователей считает серии при-

мерно одновозрастными, хотя Ю. П. Рассказов и Е. В. Ялынычев предполагали более молодой, относительно станового, возраст усть-гилюйской серии.

Купуринская серия распространена в восточной части Становой области к западу от Чогарского блока. Она сложена чередованием толщ биотит-роговообманковых гнейсов и сланцев с толщами биотитовых, реже высокоглиноземистых кристаллических сланцев и гнейсов с прослоями амфиболитов, кварцитов и редких линз карбонатных пород. Породы купуринской серии метаморфизованы в амфиболитовой фации, что определяется присутствием гранат-дистен-биотитовых и гранат-биотит-фибролитовых гнейсов. Иногда дистен и фибролит присутствуют в одном шлифе. Температура метаморфизма пород купуринской серии по гранат-биотитовому геотермометру Л. Л. Перчука составляет 600—630°C, давление около $6 \cdot 10^8$ Па [7].

Иликанская серия представлена монотонной толщей биотит-роговообманковых, роговообманково-биотитовых, роговообманковых гнейсов и кристаллических сланцев с прослоями амфиболитов, биотитовых и двуслюдянных гнейсов с гранатом и дистеном, кварцитов. Эту мощную толщу обычно выделяют в джигдалинскую (кудуликансскую) свиту и расчленяют на три части. Нижняя часть характеризуется гнейсово-кристаллосланцевым, а две верхние — преимущественно гнейсовым составом. В средней части разреза свиты встречаются гнейсы с дистеном и гранатом, реже кварциты. Условия метаморфизма пород иликанской серии изучались многими исследователями [12, 15, 18 и др.]. М. А. Мишкин и О. В. Авченко [15] параметры метаморфизма иликанской серии оценили следующим образом: $T = 525-675^\circ\text{C}$, $P = 7 \cdot 10^8$ Па, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5,4 \cdot 10^8$ Па при высокой степени окисленности метаморфического флюида. Однако нижний предел параметров метаморфизма пород серии этими исследователями занижен в связи с учетом ставролитсодержащих парагенезисов, относящихся к другому комплексу [7]. Температура равновесного этапа метаморфизма пород иликанской серии была, как правило, выше 600°C.

Усть-гилюйская (никиткинская, урканская) серия слагает одноименный блок, протягивающийся вдоль южной окраины Становой области от оз. Огорон на востоке и до устьев левых притоков р. Шилки на западе. Серия достаточно однородна по составу и сложена биотит-роговообманковыми кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами, для нее чрезвычайно характерны многочисленные тела диорито-гнейсов. Кварциты, мраморы и биотитовые гнейсы развиты в ее составе незначительно. Усть-гилюйская серия смята в складки широтного простирания и почти под прямым

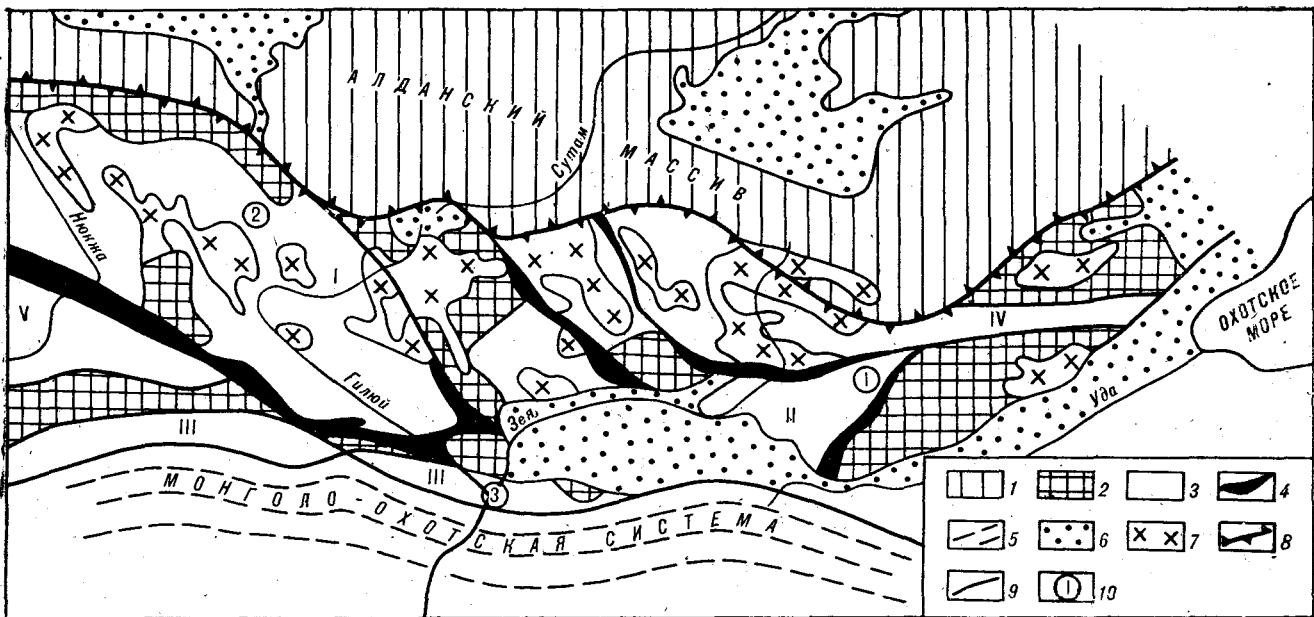


Рис. 1. Схема распространения раннедокембрийских комплексов в Становой складчатой области.

1 — архейские комплексы Алданского массива (нерасчлененные); 2—3 — архейские комплексы Становой области; 3 — зверевско-чогарский, 3 — становой; 4 — архейско-нижнепротерозойский (гилльяйский), нижнепротерозойский (джелтулакский) комплексы; 5 — образования Монголо-Охотской систем-

мы; 6 — мезокайнозойские отложения; 7 — мезозойские гранитоиды; 8 — Становой разлом; 9 — прочие разломы; 10 — места отбора исследованных образцов (1 — обр. 5090а, 4910б, 3460а; 2 — 6-80; 3 — 173а-71). Римскими цифрами обозначены структурно-формационные зоны (серии) станового комплекса: I — иликанская, II — купуринская, III — усть-гилльяйская, IV — удско-майская, V — тунгирская.

Гранат — фибролит — калишпат — плагиоклаз — кварц. Температура метаморфизма по гранат-биотитовой паре достигала $610\text{--}650^{\circ}\text{C}$ [7].

Местами (р. Средний Уркан) метаморфизм достигал условий гранулитовой фации, что привело к образованию гиперстенсодержащих сланцев и плагиогнейсов [18]. В этих местах температура метаморфизма по гранат-биотитовому геотермобарометру достигала 690°C [7].

Важной особенностью станового комплекса является его полиметаморфическая природа, выявленная лишь в последние годы. В позднеархейско-раннепротерозойское время (гилльяйский, джелтулакский этапы развития) становой комплекс в зонах шовных дислокаций вдоль крупнейших разломов испытал складчатость, метаморфизм, гранитизацию и реоморфизм гранитоидов с образованием гранито-гнейсовых куполов. Породы гилльяйского и джелтулакского комплексов метаморфизованы зонально от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций. Температура метаморфизма этих комплексов не превышала, по-видимому, 600°C . Гилльяйский комплекс сопоставляется с троговым комплекс-

ком Олекминской системы [22]. С формированием джелтулакского комплекса, коррелирующего нами с удоканским, связано становление расслоенных тел габброидов, габбро-сиенитов, гранитов, граносиенитов и широкое проявление щелочного метасоматоза. Полиметаморфизм станового комплекса подтверждают изотопные исследования. При возрасте станового комплекса (иликанской и никиткинской серий) в 3300 ± 200 млн. лет (U-Pb метод) он испытал повторный метаморфизм на уровне 2700 ± 200 и 2000 ± 100 млн. лет [17].

Для термобарогеохимических исследований были отобраны образцы из купуринской, иликанской и усть-гилльяйской серий. Изучались преимущественно глиноzemистые гнейсы, содержащие многоминеральные равновесные парагенезисы, на основе которых делались оценки T и P с помощью методов минеральной термобарометрии. Купуринская серия представлена гранат-биотит-фибролитовыми гнейсами (обр. 5090а, 4910б и 3460а) с междуречья Удыхи-Купури (точка 1 на рис. 1). Эти породы часто содержат дистен, замещающийся фибролитом. Для иликанской серии характерным является гранат-биотит-дистеновый гнейс (обр. 6-80) из бассейна р. Хитрушки, в районе Амуро-Якутской магистрали (точка 2 на рис. 1). Дистен в нём очень свежий, голубого цвета, замещение его фибролитовым агрегатом в виде узкой камки наблюдается крайне редко. Образец 173а-71 взят из обнажений усть-гилльяйской се-

рии в районе «Зейского прорыва» (бассейн р. Зеи, хр. Тукуингра) и представляет собой двуслюдяной гранат-силлиманитовый гнейс (точка 3 на рис. 1).

Флюидные включения изучались в кварце, дистене, силлиманите (фибролите), гранате, плагиоклазе и калиевом полевом шпатах данных образцов. Обнаружено три типа флюидных включений: включения сжиженной углекислоты, включения сжиженного азота и включения водно-солевых растворов.

Включения жидкой углекислоты в минералах всех образцов являются преобладающими. Их оттаивание происходит вблизи температуры тройной точки углекислоты ($-56,6^{\circ}\text{C}$), что говорит о ее чистоте. Характерным для углекислотных включений является наличие в них небольшого количества воды, особенно во включениях поздних генераций. На рис. 2 представлены гистограммы замеров температур гомогенизации ($T_{\text{гом}}$) углекислотных включений в минералах всех образцов. Визуально на сводной гистограмме (см. рис. 2, *и*) выделяется ряд пиков в интервалах $T_{\text{гом}}$: А от -60 до $+10^{\circ}\text{C}$ ($V_{\text{уд}}\text{CO}_2$ от 0,84 до 1,17 $\text{cm}^3/\text{г}$), Б от $+11$ до $+25^{\circ}\text{C}$ ($V_{\text{уд}}\text{CO}_2$ от 1,18 до 1,42 $\text{cm}^3/\text{г}$) и В от $+26$ до $+31,5^{\circ}\text{C}$ ($V_{\text{уд}}\text{CO}_2$ от 1,45 до 2,138 $\text{cm}^3/\text{г}$). Удельные объемы определялись по справочным данным [2]. В интервал А входят замеры $T_{\text{гом}}$, сделанные по первичным и первично-вторичным включениям в кварце, дистене, гранате и плагиоклазе. В силлиманите включений, гомогенизирующихся в этом интервале, не обнаружено. Наиболее плотная углекислота характерна для первичных включений в дистене образцов 6-80 и 5090а (см. рис. 2, *б*, *е*, *ж*). Температура ее гомогенизации зачастую бывает ниже температуры тройной точки CO_2 («переуплотненная» углекислота). Таким включениям условно придана $T_{\text{гом}} = -60^{\circ}\text{C}$. Основная масса включений интервала А сконцентрирована в дистене и кварце (см. рис. 2, *б*, *д*), значительно меньше их в гранате и в плагиоклазе (см. рис. 2, *в*, *г*).

Для всех образцов характерны включения, гомогенизирующиеся в температурном интервале Б. Однако для различных минералов природа этих включений не одинакова. Так, в кварце, плагиоклазе и дистене они первично-вторичные и вторичные, в то время как в гранате они несомненно первичны. В силлиманите включений, гомогенизирующихся в этом интервале, не обнаружено. Включения интервала В присутствуют во всех изученных минералах, причем в кварце и дистене они носят явно вторичный характер и ассоциируются с включениями водных растворов, а в плагиоклазе, калиевом полевом шпатах, фибролите и гранате они первичны. Ниже приведена характеристика углекислотных включений в каждом мине-

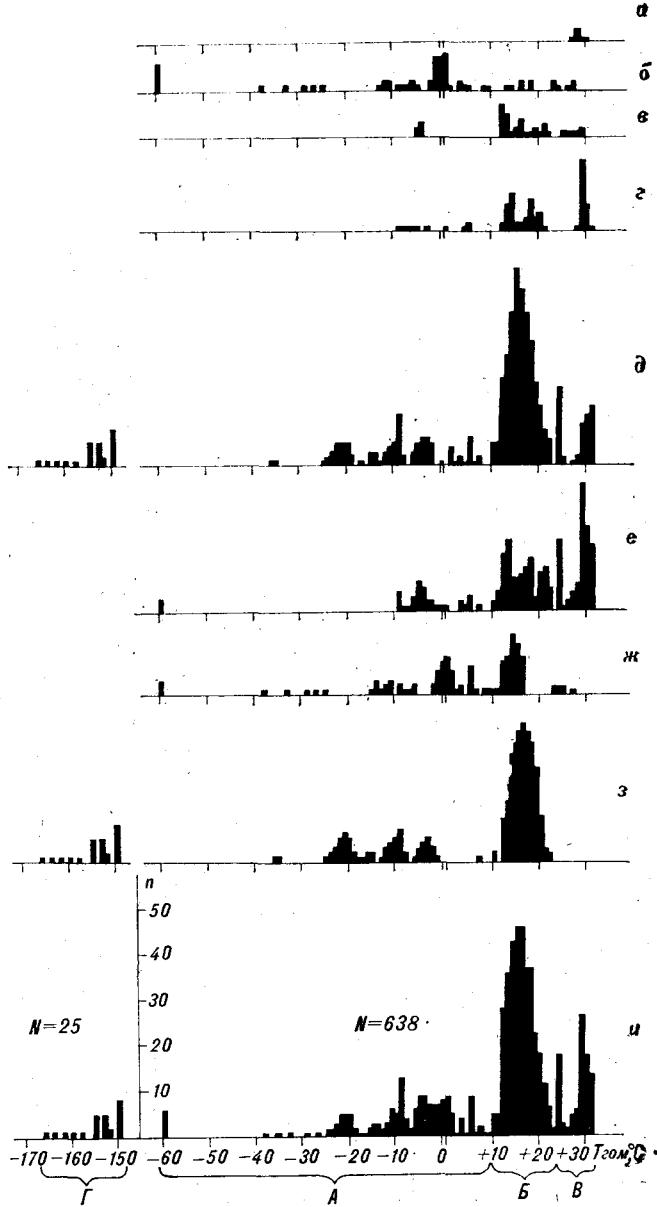


Рис. 2. Гистограммы $T_{\text{гом}}$ углекислотных включений в минералах:

а — силлиманите, *б* — дистене, *в* — гранате, *г* — полевых шпатах, *д* — кварце; суммарные гистограммы по образцам: *е* — 5090а, 4910б, 3460а, *ж* — 6-80, *з* — 173а-71, *и* — сводная по всем образцам. Пояснение для интервалов А, Б, В, Г в тексте, N — общее число замеров.

рале, что представляется нам весьма существенным для дальнейших генетических построений. В дистене и кварце (см. рис. 2, *б*, *д*) присутствуют все виды углекислотных включений интервалов А, Б, В. Их плотность закономерно понижается от ранних генераций к поздним. В дистене отмечены включения с наибольшей плотностью углекислоты («переуплотненные»). В фибролите (см. рис. 2, *а*) обнаружены лишь малоплотные трубчатые первичные включения, гомогенизирующиеся в температурном интер-

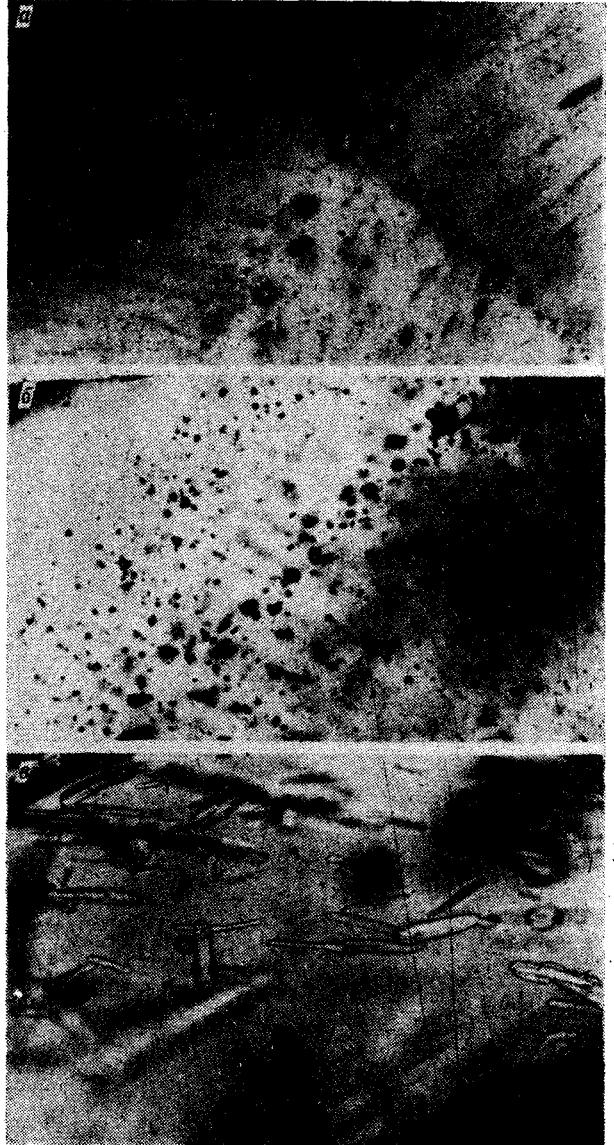


Рис. 3. Зональная структура гранатов из пород купринской серии.

а — «центральная» зона, $400\times$, б — «средняя» зона, $600\times$, в — «внешняя» зона, $400\times$.

вале В. Включения в плагиоклазе (см. рис. 2, г) носят в основном первично-вторичный характер, трассируют залеченные трещины. В обр. 5090а обнаружено несколько очень свежих зерен калиевого полевого шпата, переполненных первичными включениями CO_2 субкрической плотности (интервал В). Свообразные результаты получены при изучении пластинок, изготовленных из параллельных срезов крупных (до 7 мм в поперечнике) кристаллов граната из обр. 5090а и 4910б. По характеру примесей, наполняющих кристаллы, в них можно выделить три зоны. «Центральная» зо-

на (рис. 3, а), занимающая большую площадь среза, характеризуется радиальным расположением мелких твердых включений, среди которых встречаются вытянутые, неограненные, зачастую трубчатые включения углекислоты. «Средняя» зона обтекает «центральную» и изобилует хорошо ограниченными включениями, заполненными твердыми фазами и (или) углекислотой (см. рис. 3, б). «Внешняя» зона (см. рис. 3, в) контролирует огранку кристалла, содержит твердые включения иголочек силлиманита и зерен кварца. Нами изучались «шестиватые» неограненные углекислотные включения «центральной» зоны, хорошо ограниченные включения «средней» зоны, а также включения во «внешней» зоне, как в самом гранате, так и в зернах включенного в него кварца. Все они несомненно первичные, хотя образовались, по-видимому, в различных условиях роста. Учитывая эволюцию параметров метаморфизма исследуемых пород от высоких давлений к низким (на что указывает смена дистеновых парагенезисов силлиманитовыми), естественно предположить, что в «центральной» зоне будут преобладать высокоплотные включения углекислоты, которые при движении к «средней» и «внешней» зонам начнут сменяться низкоплотными. Для подтверждения этого предположения были исследованы углекислотные включения из разных зон пластинок, вырезанных из шести кристаллов. Результаты замеров показаны на гистограмме (см. рис. 2, в). Из гистограммы видно, что углекислотные включения в гранате имеют небольшую плотность. При этом относительно плотные включения с $T_{\text{том}} = -5^{\circ}\text{C}$ являются первично-вторичными, а малоплотные — первичными. Никакой зависимости плотности углекислоты во включениях от положения их в различных зонах кристаллов граната не отмечено.

Углекислотные включения различной плотности распределены в минералах разных образцов неравномерно. Так, в обр. 5090а, 4910б, 3460а преобладают включения из интервалов Б и В, в то время как высокоплотных включений интервала А относительно немного (см. рис. 2, в). Для минералов из обр. 6-80 характерны включения интервалов А и Б при крайне незначительном количестве включений интервалов В (см. рис. 2, ж). Минералы обр. 173а-71 содержат в основном включения интервалов А и Б (см. рис. 2, з), низкоплотные включения интервала В в них не обнаружены.

В кварце обр. 173а-71 присутствуют специфические включения низкокипящей жидкости. Они бывают единичными, редко составляют группы из 2—3 включений. Наиболее характерна локализация их в виде фрагментов (отрезков) зон. По морфологии такие включения являются первичными, первично-вторичными и вто-

ричными. Детальные микроскопические исследования показали, что они концентрируются в мелких корродированных зернах кварца реликтового характера. Зоны первично-вторичных и вторичных, углекислотных и водно-солевых включений пересекают границы этих зерен с «нормальными» зернами кварца. Все это позволяет нам предполагать наиболее раннюю, реликтовую природу включений низкокипящей жидкости. Температуры гомогенизации варьируют в интервале от -150 до -166°C (см. рис. 2, з, интервал Г). При этом $T_{\text{гом}} = 150^{\circ}\text{C}$ является для изучаемой жидкости субкритической, т. е. гомогенизация в жидкость наступает при очень быстром уменьшении объема газовой фазы, которая при температуре -152°C занимает до 50% объема вакуоли. Образование твердых фаз не наблюдалось до -196°C . Эти наблюдения позволяют нам предполагать, что низкокипящей жидкостью является сжиженный азот, критическая температура которого равна -147°C . В таком случае удельный объем азота в изученных включениях варьирует от 2,007 до 1,544 $\text{cm}^3/\text{г}$ [2]. В минералах других образцов подобных включений не обнаружено.

Жидкие и газово-жидкие включения водно-солевых растворов в минералах всех образцов имеют первично-вторичный и вторичный характер. Изучение взаимоотношения их с другими типами включений показало, что они сформировались позже углекислотных включений интервала Б и ассоциируют с включениями интервала В. Их наполнение для обр. 6-80, 5090а, 4910б и 3460а существенно водное с температурой оттаивания $T_{\text{отт}} = \pm 0,5^{\circ}\text{C}$, а для обр. 173а-71 — водно-солевое ($T_{\text{отт}}$ от -11 до -20°C). Твердых фаз в таких включениях не обнаружено.

Приведенные результаты изучения флюидных включений свидетельствуют о том, что изученные породы претерпели сложный комплекс метаморфических преобразований. В дальнейших построениях *главным* метаморфизмом мы будем называть процесс, приведший к образованию равновесных парагенетических ассоциаций. Он включает в себя *прогрессивный* и *регрессивный* этапы. Все предшествующие ему преобразования назовем *реликтовыми*, а все последующие — *наложенные* — *диафтористическими*.

Для пород иликанской серии (обр. 6-80) главным циклом метаморфизма является метаморфизм амфиболитовой фации, приведший к формированию устойчивого парагенезиса дистен — гранат — биотит — плагиоклаз — кварц. Его параметры соответствуют $T = 600$ — 630°C и $P = 7 \cdot 10^8$ Па [7]. В первичных и первично-вторичных включениях из дистена и кварца данной ассоциации (интервал А на рис. 2, ж) при таких температурах, согласно диаграмме

$P - T - V_{\text{CO}_2}$, составленной по данным [25, 26], развиваются давления от 3,3 до $7,8 \cdot 10^8$ Па. Полученные значения характеризуют кульминационный, близкий к равновесному этап главного метаморфизма ($7,8 \cdot 10^8$ Па) и следующее за ним регрессивное снижение $T - P$ параметров. Образование первично-вторичных и вторичных включений интервала Б может быть обусловлено интенсивно проявленными регрессивными процессами или диафторезом в условиях эпидот-амфиболитовой (зеленосланцевой) фации. Первая из этих причин маловероятна, так как интенсивный регрессивный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации происходит обычно с формированием новых минеральных парагенезисов. Непременным условием этих процессов является высокое парциальное давление H_2O во флюиде. Породы же иликанской серии в месте отбора проб свежие, не несут следов минеральных преобразований, а во включениях интервала Б преобладает углекислота. Поэтому логичнее предположить полиметаморфическую природу исследованных пород, обусловленную наложенным зональным метаморфизмом гилюйского комплекса. По данным [7], он проходил в условиях эпидот-амфиболитовой фации при $T = 525$ — 600°C и $P = 4,5$ — $5,5 \cdot 10^8$ Па. Предварительные исследования флюидных включений в кварце и гранате из гранат-ставролит-мусковитовых сланцев гилюйского комплекса показали, что они имеют преимущественно водно-солевой состав. При этом углекислота начинает появляться в заметных количествах лишь на регрессивном этапе метаморфизма, а при $T \geq 340^{\circ}\text{C}$ и $P \geq 1,3 \times 10^8$ Па (определен по сингенетическим углекислотным и водно-солевым включениям) наблюдается разделение флюида на две несмешивающиеся фазы — водно-солевую и углекислотную. При температурах 525— 600°C во включениях интервала Б развиваются давления 1,9— $3,3 \cdot 10^8$ Па. При такой интерпретации образования включений интервала Б требуют обсуждения два вопроса. Во-первых, почему при одинаковых температурах давление во включениях интервала Б существенно ниже, чем это характерно для кульминации метаморфизма гилюйского комплекса? И, во-вторых, почему в них преобладает углекислота, в то время как для метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации характерен преимущественно водно-солевой состав флюида? Ответы на эти вопросы кроются, по-видимому, в зональном характере гилюйского метаморфизма. Действительно, исследованные образцы представляют собой наиболее свежие породы станового комплекса, взятые на значительном расстоянии от зон диафтореза. Поэтому плотность включений из интервала Б значительно ниже той, которая могла бы быть в пределах осевых частей зон. Фор-

мировались эти включения за счет перераспределения уже имевшейся в породах станового комплекса углекислоты, поскольку проникновение существенно водного флюида во вмещающие породы в условиях зонального метаморфизма, по-видимому, ограничено [23]. Включения интервала В имеют в минералах образца крайне незначительное распространение.

Главный цикл метаморфизма привел к формированию в обр. 5090а, 4910б и 3460а дистеновых парагенезисов, сходных с таковыми в обр. 6-80. Давления, развивающиеся в первичных и первично-вторичных включениях в кварце и дистене из этих образцов, соответствуют таковым для обр. 6-80 ($3,3 - 7,8 \cdot 10^8$ Па, интервал А на рис. 2, e). Как и в минералах обр. 6-80, в минералах дистен-фибролитовых пород обнаружено большое количество включений интервала Б (см. рис. 2, e). Однако здесь в этот интервал входят не только первично-вторичные и вторичные включения в кварце и дистене, но и явно первичные включения в гранате и в кварцевых зернах, заключенных в гранатовую матрицу. Это наблюдение, а также хорошо видимое в шлифах замещение кристаллов дистена фибролитовым агрегатом говорят о том, что диафтористические изменения в этих породах зашли дальше и сопровождались достаточно интенсивным минералообразованием, по крайней мере, кварца, граната и фибролита. Особо следует сказать о природе ярко выраженного на гистограмме (см. рис. 2, e) интервала В. В него входят замеры $T_{\text{гом}}$ углекислоты во вторичных включениях из кварца, в первичных и первично-вторичных включениях из внешних зон граната и в первичных включениях из свежих зерен новообразованного калиевого полевого шпата, а также в редких включениях, обнаруженных в иголочках фибролита. Эти включения зачастую ассоциируют с жидкими и газово-жидкими включениями водных растворов. Полученные нами данные позволяют связывать их происхождение с известными в этом регионе процессами джелтулакского этапа дислокаций и калиевого метасоматоза.

Достаточно своеобразен в термобарогеохимическом отношении обр. 173а-71. Главный этап метаморфизма этих пород привел к образованию в них парагенезиса биотит — мусковит — гранат — силлиманит — кварц — плагиоклаз. Отсутствие дистена и равновесность парагенезиса указывают на то, что метаморфизм этих пород проходил при несколько пониженном давлении. На это указывают и данные криометрии. Давление в первичных и первично-вторичных включениях из интервала А (см. рис. 2, 3, з) при температурах $600 - 630^\circ\text{C}$ варьирует в пределах $3,5 - 6,6 \cdot 10^8$ Па ($V_{\text{уд}}\text{CO}_2$ от 1,17 до $0,91 \text{ см}^3/\text{г}$). Большое количество первично-вторичных и вторичных включений образовалось в

минералах обр. 173а-71 при диафторезе (интервал Б на рис. 2, з), однако процессов нового минералообразования здесь, как и в обр. 6-80, не наблюдается. Низкоплотные включения интервала В в минералах обр. 173а-71 не обнаружены.

Особый интерес вызывает природа включений жидкого азота в кварце обр. 173а-71. Подобные включения уже описывались в литературе [5, 21, 27]. В частности, Ю. А. Долговым с соавт. они изучены в дистене и андалузите из пород амфиболитовой фации Южно-Чуйской зоны на Алтае. В работе подчеркнут поясовой характер метаморфизма пород, вызванный «боковыми давлениями в зоне смятия, связанной с глубинным... разломом» [5, с. 892]. В нашем случае установить связь образования азотных включений с определенным геологическим процессом очень трудно. Действительно, паряду с более 700 углекислотными и водными включениями, данные по которым приводятся в работе, обнаружено всего 25 азотных включений. Однако можно с уверенностью утверждать, что процесс образования азотных включений в кварце происходит до главного метаморфизма амфиболитовой фации, т. е. является реликтовым. Действительно, редкие первичные, первично-вторичные и вторичные включения азота заключены в «реликтовых» корродированных зернах кварца, их зоны и группы представляют собой фрагменты (отрезки) зон, не выходящие за пределы «реликтовых» зерен. В то же время зоны углекислотных и водных включений секут границы таких зерен. Кроме того, азот в азотных и углекислотных включениях в исследованных препаратах практически чистые. Азотно-углекислотные смеси, неизменно образовавшиеся бы при вторичности «азотного» процесса относительно «водно-углекислотного», не обнаружены, хотя наличие их во включениях легко устанавливается при низких температурах [27]. Можно также утверждать, что «реликтовый» процесс был достаточно высокобарическим, так как при 600°C в исследованных азотных включениях развиваются давления от 2 до $6 \cdot 10^8$ Па [2, 14]. Этот факт также свидетельствует в пользу реликтового характера включений азота, поскольку геологические процессы такой интенсивности приводят, как правило, к значительным преобразованиям парагенезисов и формированию большого количества включений.

Таким образом, исследование флюидных включений в породах станового комплекса дало подтверждение имеющимся данным об их образовании в результате метаморфизма амфиболитовой фации, сходного по ряду термобарогеохимических и петрологических признаков с низкоградиентным метаморфизмом дистеновых гнейсов Беломорского мегаблока [1]. Однако

степень метаморфизма не была одинаковой на всей площади распространения пород комплекса. Так, при метаморфизме пород купуринской и иликанской серий давления были максимальные, на что указывают парагенезисы с дистеном и наличие в них высокоплотных включений углекислоты. В породах усть-гиллюйской серии давление главного метаморфизма было ниже, о чем свидетельствуют распространенные в этих породах парагенезисы с фибролитом и пониженная плотность углекислоты во включениях. Возможно, вариации степени метаморфизма по площади обусловлены неравномерной эродированностью блоков станового комплекса.

По-разному в исследованных породах проявились и процессыdiafтореза, связанного с гиллюйским этапом дислокаций. Если в междуречье Удыыхын-Купури они привели к замещению дистеновых парагенезисов фибролитовыми, то в двух других исследованных районах дело ограничилось лишь образованием особого вида включений в минералах.

В породах комплекса установлены признаки высокотемпературного калиевого метасоматоза, характеризующегося водно-углекислотным флюидом и приведшего к формированию в исследованных породах новообразований полевого шпата, кварца и, возможно, нарастанию внешних зон у кристаллов граната. Метасоматоз,

связанный с джелтулакским этапом складчатости, по-видимому, наиболее заметен в породах купуринской серии, меньше — в породах иликанской серии, а в породах усть-гиллюйской серии не выражен.

И, наконец, в районе хр. Тукурингра сохранились признаки высокобарического процесса, в результате которого сформировались редко встречающиеся включения азота в кварце обр. 173а-71. Реликтовый характер азотных включений и очень древний возраст усть-гиллюйской серии (3300 ± 200 млн. лет) говорят о том, что эти включения отражают одну из сторон процесса ранней (достановой) дегазации Земли. Если учесть, что в архее преобладал нуклеарный тип метаморфизма [4], то можно предположить ареальный характер сопровождающей его азотной дегазации. На более поздних этапах развития земной коры азотная дегазация приобретает локальный характер в зонах действия глубоко проникающих структур типа трубок взрыва, глубинных разломов и связанных с ними зон смятия. Главный цикл метаморфизма пород станового комплекса, по-видимому, полностью уничтожил парагенезисы, возникшие в результате этого процесса. Параллельно прошла кардинальная смена флюидной специализации пород с азотной на водно-углекислотную.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бердников Н. В., Карсаков Л. П. Флюидные включения в минералах пород беломорского комплекса. — ДАН СССР, 1982, т. 266, № 6.
2. Варгафтис И. Б. Справочник по физическим свойствам газов и жидкостей. М.: Наука, 1972.
3. Дзевановский Ю. К. Геология западной окраины Станового хребта. — Бюл. ВСЕГЕИ, 1958, № 1.
4. Добрецов Н. Л. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981.
5. Долгов Ю. А., Мельгунов С. В., Шугурова Н. А. Термодинамические условия формирования метаморфических пород Южно-Чуйского хребта (юго-западный Алтай). — ДАН СССР, 1970, т. 152, № 4.
6. Другова Г. М., Неелов А. Н. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта. (Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 11).
7. Карсаков Л. П. Метаморфические комплексы Приамура. — В кн.: Метаморфизм докембрая зоны БАМ. Л.: Наука, 1983.
8. Кирилюк В. П. Докембрийские образования юго-западной окраины Алдано-Витимского щита. — Вест. Львовского ун-та. Сер. геол., 1964, вып. 2.
9. Кирилюк В. П. Геология и условия формирования докембрийских комплексов юго-западной окраины Алдано-Витимского щита. Автореф. канд. дис. Львов, 1964.
10. Коржинский Д. С. Пересечение Станового хребта по Амуро-Якутской магистрали и его геологические комплексы. (Тр. ЦНИГРИ, 1935, вып. 141).
11. Коржинский Д. С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. — В кн.: Стратиграфия СССР. Т. 1. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1939.
12. Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембреи Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967.
13. Летников Ф. А., Глебовицкий В. А. и др. Флюидный режим метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1980.
14. Мельник Ю. П. Термодинамические свойства газов в условиях глубинного петрогенезиса. Киев: Наукова думка, 1978.
15. Мишкин М. А., Авченко О. В. К петрологии метаморфических пород Становой складчатой области. — В кн.: Докембрийские комплексы зоны БАМ. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1979.
16. Мошкин В. Н. Стратиграфия докембрая. Хребты Становой и Джугджур. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1958.
17. Неймарк Л. М. Уран-торий-свинцовые изотопно-геохимические системы в нижнеметаморфических породах Алдано-Станового щита. Автореф. канд. дис. Л., 1981.
18. Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А. и др. Геоло-

- гия и петрология южного обрамления Алданского щита. Л.: Наука, 1965.
19. Термо- и барометрия метаморфических пород. Л.: Наука, 1977.
20. Томиленко А. А. Физико-химические условия метаморфизма и анатексиса пород некоторых районов Советского Союза. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1979.
21. Томиленко А. А., Чупин В. П. Термобарогеохимия метаморфических комплексов. Новосибирск: Наука, 1983.
22. Федоровский В. С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972.
23. Хлестов В. В., Лепедин Г. Г. Проблема рецессивного метаморфизма и сохранность высокотемпературных минеральных ассоциаций.— В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976.
24. Хорева Б. Я., Федоров М. В. и др. Раннедокембрийские комплексы Забайкалья.— В кн.: Докембрийские комплексы зоны БАМ. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1979.
25. Шмулович К. И., Шмонов В. М. Таблицы термодинамических свойств газов и жидкостей. Вып. 3. Двуокись углерода. М.: Изд-во стандартов, 1978.
26. Шмулович К. И., Терещенко Е. Н., Калиничев А. Г. Уравнение состояния и изохоры неполярных газов до 2000 К и 10 ГПа.— Геохимия, 1982, № 11.
27. Guilhaumou N. e. a. Etude des inclusions fluides du système N₂—CO₂ de dolomites et de quartz de Tunisie septentrionale.— Données de la microcryoscopie et de l'analyse à la microsonde à effet Raman.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1981, v. 45.

ИТиГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
28 июня 1983 г.

УДК 551.263.2(571.661)

А. В. Федорчук

ОКЕАНИЧЕСКИЕ БАЗАЛЬТЫ ОЛЮТОРСКОГО ХРЕБТА КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

В составе меловой офиолитовой ассоциации Олюторского хребта выделяются вещественно-структурные комплексы: 1 — Гытынский кремнисто-эффузивный (альб-турон), 2 — Олюторский кремнисто-вулканогенный (конъяк — кампан), 3 — Ничаквайямский эфузивный (кампан), 4 — Мачевненский вулканогенно-обломочный (верхний кампан — маастрихт), 5 — Тигильский олистостромовый (палеоген). В составе Олюторского и Начаквайамского комплексов широко рас-

пространены базальты океанического типа. Сопоставление их вещественного состава и условий залегания с породами второго слоя земной коры различных структурно-тектонических областей океанов показывает, что базальты Олюторского комплекса сформировались в условиях внутриоceanического вулканогенного поднятия, а базальты Ничаквайамского — в начальную стадию формирования окраинных морей.

Изучение базальтов второго слоя современной океанической коры по материалам глубоководного бурения и драгирования показывает, что породы главных структурно-тектонических областей океанов различаются по вещественному составу [16, 20]. Были выделены типы базальтов срединно-оceanических хребтов, oceanических островов, островных дуг и окраинных морей [29, 30]. Офиолитовые ассоциации складчатых областей континентов представляют собой фрагменты океанической коры геологического прошлого [15], сопоставление входящих в их состав базальтов с базальтами современных океанов позволяет определить геодинамическую обстановку их формирования [27] и служит основой для палеотектонических реконструкций.

Настоящая работа представляет собой опыт реконструкции тектонической природы меловых вулканических толщ Олюторского хребта. Последний образует наземную часть Ширшово-Олюторского горного пояса и протягивается с суши в пределы глубоководной части акватории Берингова моря. В нем он разделяет две котловины — Командорскую и Алеутскую, характеризующиеся развитием океанической коры различного строения, возраста и, вероятно, происхождения [4, 14, 21].

Первые сведения о вулканических породах Олюторского хребта были получены в 30-е гг. в ходе маршрутных исследований Горно-геологического управления Главсевморпути [2]. Дальнейшее их изучение проводилось в рамках геологической съемки Камчатским геологическим управлением (В. А. Ярмолюк, В. А. Ти-

тов, 1952 г.), Институтом геологии Арктики (Л. И. Аникеева, Б. Х. Егиазаров и др., 1956—1965 гг.), объединением Аэрогеология (Э. С. Алексеев, А. Л. Башаркович и др., 1968—1975 гг.) и Северо-Камчатской геологоразведочной экспедицией (Я. А. Семенов, Н. Л. Евглевский, 1977—1980 гг.). В результате этих работ базальты были включены в офиолитовую ассоциацию сенонского возраста, отнесенную к начальному этапу формирования Олюторско-Восточно-камчатской геосинклинали [1, 9, 10].

Тематические исследования Института литосферы АН СССР, начавшиеся во второй половине 70-х гг., показали сложность и неоднородность строения офиолитовой ассоциации Олюторского хребта. Спектр основных пород этого региона в нижней части разреза представлен толщей базальтов альб-туронского возраста, аналогичных по вещественному составу океаническим толеитам [4]. Базальты, венчающие разрез, выделяются в Мачевненский вулкано-плутонический комплекс и по химизму занимают промежуточное положение между океаническими и островодужными образованиями [17].

В ходе полевых работ в центральной и южной части Олюторского хребта автором было установлено развитие здесь эфузивно-кремнистых толщ, отличных от пород Мачевненского комплекса. Результаты их изучения и являются предметом настоящей работы, которая обсуждалась с Н. А. Богдановым, В. С. Вишневской, В. В. Кепежинской, И. Р. Кравченко-Бережным, А. Н. Суховым, В. Д. Чеховичем. Всем перечисленным лицам автор выражает свою признательность.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

В пределах Олюторского хребта выделяется ряд комплексов, различающихся по структурному положению и вещественному составу слагающих их пород (рис. 1): 1 — Гытгынский кремнисто-эффузивный, 2 — Олюторский кремнисто-вулканогенный, 3 — Ничаквайамский эфузивный, 4 — Мачевненский вулканогенно-обломочный, 5 — Тигильский олистостромовый.

Древнейшим из них является Гытгынский комплекс, обнажающийся в северной части хребта (междуречье Ильпивеем — Аниваем). Он сложен афировыми подушечными базальтами с линзами и прослойями глубоководных кремнистых пород общей мощностью до 400 м. Базальты по химическому составу принадлежат к типу низкокалиевых умеренно-титанистых толеитов, обедненных лиофильными редкими элементами; они весьма сходны с толеитами срединно-океанических хребтов и ложа океанов [4]. Определение радиолярий позволяет датировать Гытгынский комплекс альб-туронским временем [6].

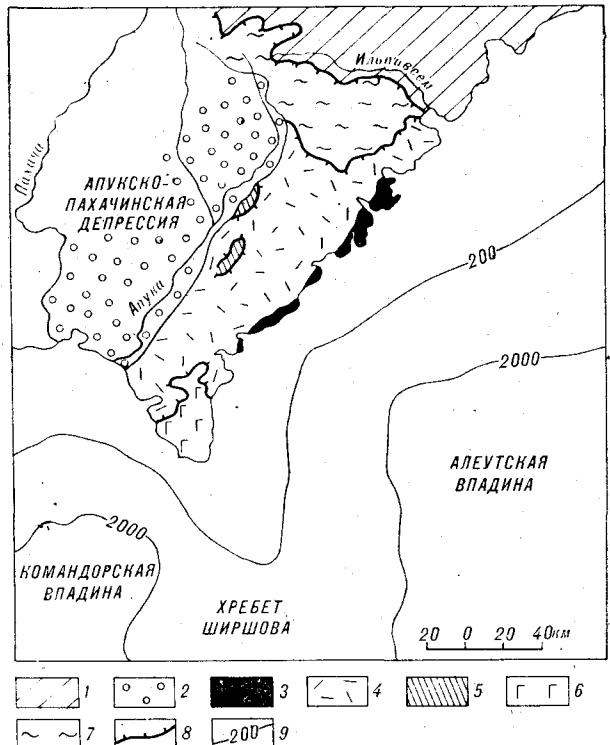


Рис. 1. Схема распространения вещественно-структурных комплексов Олюторского хребта.

1 — Анадырско-Корякская складчатая область; 2 — кайнозойские отложения Апукско-Пахачинской депрессии; 3—7 — вещественно-структурные комплексы Олюторского хребта: 3 — Тигильский олистостромовый (палеоген), 4 — Мачевненский вулканогенно-обломочный (верхний кампан — маастрихт), 5 — Ничаквайамский эфузивный (кампан), 6 — Олюторский кремнисто-вулканогенный (коньяк-кампан), 7 — Гытгынский кремнисто-эффузивный (альб-турон); 8 — надвиги; 9 — изобаты.

Олюторский комплекс, развитый в пределах одноименного полуострова, является более молодым. Разрез его распадается на две толщи. Нижняя, мощностью до 2000 м, имеет существенно эфузивный состав и сложена подушечными базальтами, брекчиями, возникшими за счет их дезинтеграции, и гиалокластитами. Она согласно, с постепенным переходом перекрывается толщой кремней, кремнистых туффитов и гиалокластитов, осадочных брекций. В составе верхней толщи в подчиненных количествах присутствуют базальты и очень редко — андезиты. Мощность толщи до 1000 м. Из пород кремнистой толщи были выделены радиолярии, характерные для сантонса — кампана (определения В. С. Вишневской). Учитывая значительную мощность подстилающих эфузивов, возрастной диапазон Олюторского комплекса можно определить как коньяк-кампанская.

Ничаквайамский комплекс распространен локально вдоль западных предгорий Олюторского хребта в центральной его части. Он сложен исключительно подушечными базальтами, их брекчиями и гиалокластитами; в ограниченном количестве присутствуют кремнистые и кремнисто-карбонатные породы. Из последних были выделены радиолярии кампана [7]. Мощность комплекса до 1000 м.

Мачевненский комплекс слагает центральную часть Олюторского хребта. В нижней его части преобладают лавы, туфы и вулканические брекчии базальтового состава, в верхней — граувакки на западных склонах хребта и туфокремнистые породы на восточных. Базальты Мачевненского комплекса по химизму относятся к известково-щелочной серии промежуточного между океаническими и островодужными породами типа [17]. Мачевненский комплекс датируется верхами кампана — маастрихтом. Общая мощность Мачевненского комплекса около 2—3 тыс. м.

Особым структурным положением характеризуется Тигильский комплекс, протягивающийся прерывистой полосой вдоль восточного побережья Олюторского хребта, отделяя последний от Алеутской глубоководной впадины. В его строении участвует терригенная, флишидного облика толща палеогенового возраста, образующая матрицу сложно построенной олистостромы, в которой заключены олистолиты и олистоплаки разнообразных по составу базальтов и кремнистых пород, датируемых в интервале кампан — низы палеоцена [3, 7]. Между всеми выделенными комплексами в настоящее время наблюдаются тектонические взаимоотношения.

Предметом специальных исследований автора послужили породы Олюторского и Ничаквайамского комплексов, результаты изучения которых предлагаются вниманию читателя.

БАЗАЛЬТЫ ОЛЮТОРСКОГО КОМПЛЕКСА

Геолого-петрографическая характеристика. Среди базальтов Олюторского комплекса выделяются два геолого-петрографических типа. Породы первого типа развиты в составе нижней, эфузивной толщи, где они образуют потоки мощностью от 5—6 до 20 м. Они характеризуются крупноподушечной (диаметром около 1 м) отдельностью в краевых частях потоков и крупноглыбовой — во внутренних. Текстура обычно умеренно миндалекаменная, пористые разности распространены мало; внутренние части потоков обладают, как правило, массивной текстурой. Структура пород практически афировая. Редкие вкраепленники сложены оливином, имеющим интрателлурическое происхождение (что доказывается нахождением его в закалочных зонах подушек). Структура основной массы изменяется от интерсертальной до ойтовой; преобладают хорошо раскристаллизованные разности. Сложена основная масса лейстами или таблитчатыми кристаллами пластиоклаза, перистыми выделениями окрашенного в коричневые тона клинопироксена (титан-авгита), рудным минералом и переменным количеством стекла.

Базальты второго типа участвуют в строении верхней, кремнистой толщи. Они слагают потоки мощностью от первых метров до 30—40 м и обладают правильной гексагональной, столбчатой отдельностью и исключительно массивной текстурой. Структура их как афировая, так и порфировая. В последнем случае вкраепленники сложены пластиоклазом и бесцветным клинопироксеном, часто образующими гломеропорфировые срастания, а также оливином. В единичных случаях отмечаются разности с ортоциркосеном во вкраепленниках. Основная масса интерсертальная, гиалоофитовая и гранулоофитовая (более раскристаллизованные разности характерны для потоков большой мощности). Образована она пластиоклазом, клинопироксеном, рудными минералом и стеклом; окрашенный титансодержащий пироксен отсутствует.

В ассоциации с базальтами второго типа изредка отмечаются андезиты, слагающие потоки мощностью в первые метры, со столбчатой и мелкоглыбовой отдельностью и массивной текстурой. Структура их директивная, пилотакситовая, образована ориентированными лейстами пластиоклаза и единичными микролитами пластиоклаза, погруженными в стекло.

Вторичные изменения в эфузивах Олюторского комплекса проявлены относительно слабо. Оливин, как правило, замещен вторичными минералами группы серпентина, стекло девитрифицировано. В породах первого типа спорадически развита альбитизация, однако пироксен

сохраняет свежий облик. Для них характерна также гематитизация, захватывающая как поверхность, так и внутреннюю часть подушек. В базальтах второго типа пластиоклаз и пироксен практически не затронуты изменениями.

Условия излияния. Совокупность геологических фактов однозначно свидетельствует, что вулканические породы Олюторского комплекса формировались в относительно глубоководной обстановке. Это доказывается ассоциацией базальтов с содержащими радиолярии кремнистыми осадками, частым развитием подушечной отдельности, ограниченным распространением эксплозивных фаций. Миндалекаменность и краснокаменное изменение базальтов первого типа и столбчатая отдельность базальтов второго типа, более характерные для наземных эфузивов, не противоречат заключению о глубоководности их излияния. Степень пористости пород в большей степени определяется не глубиной образования, а содержанием в них летучих компонентов. Так, в современном центре спрединга в море Скопа с глубины около 2 км были драгированы сильнопористые подушечные базальты [28]. Следовательно, миндалекаменность базальтов Олюторского комплекса говорит только об их газонасыщенности. Гематитизация, широко представленная в породах первого типа, отличается от субаэрального краснокаменного выветривания развитием от внутренних частей подушек к их поверхности. Проявление ее вызвано окислением железа под воздействием содержащихся в расплаве флюидов, отделению которых препятствовало гидростатическое давление морской воды. Столбчатая же отдельность в базальтах второго типа, характеризующихся массивной структурой, связана, вероятно, с особыми свойствами липпенного летучих расплава; во всяком случае, чередование в разрезе столбчатых базальтов с кремнистыми породами не позволяет рассматривать их в качестве продуктов наземных излияний.

В составе Олюторского комплекса широко развиты грубые осадочные брекчии, обломочная часть которых содержит эфузивные и интрузивные породы. Это свидетельствует о существовании глубоко расщепленного рельефа, способствующего быстрому разрушению, переотложению и захоронению продуктов вулканической деятельности и выводу на поверхность застывших на глубине интрузивных тел. Следовательно, морфологически область формирования Олюторского комплекса была выражена в виде подводного горного сооружения с контрастным рельефом. Значительная мощность лавовых потоков при их изменчивости по простирианию указывает на то, что происходившие здесь излияния относились, вероятно, к центральному типу.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	48,23	48,80	47,48	47,10	44,59	49,73	47,20	47,24	47,66	47,66
TiO ₂	1,84	1,84	1,93	2,07	1,95	1,79	1,71	1,65	2,09	2,08
Al ₂ O ₃	17,23	16,47	16,38	16,25	17,05	15,85	14,82	14,84	15,79	16,33
Fe ₂ O ₃	9,67	8,92	11,07	11,25	10,86	10,91	11,01	12,00	10,88	11,71
MnO	0,15	0,23	0,16	0,15	0,17	0,14	0,18	0,20	0,29	0,17
MgO	9,96	8,40	9,04	9,07	8,60	8,42	8,31	8,73	7,47	7,47
CaO	10,87	10,72	9,03	8,78	12,34	8,95	12,75	11,79	12,19	10,27
Na ₂ O	2,70	3,73	4,63	4,48	3,08	4,11	3,55	3,36	2,92	3,83
K ₂ O	0,84	0,34	0,24	0,61	0,99	0,01	0,22	0,40	0,41	0,21
P ₂ O ₅	0,30	0,42	0,28	0,20	0,33	0,13	0,18	0,12	0,27	0,19
MgO·100/(MgO+FeO ×)	53,3	51,1	47,6	47,3	46,8	46,1	45,6	43,3	43,3	41,5
Cr	408	—	—	—	—	—	—	—	130	—
Ni	—	40	—	—	—	153	—	—	70	—
Ba	—	32	40	60	160	15	100	70	190	80
Sr	—	256	145	314	303	283	309	235	291	249
Rb	4	6	—	—	13	5	—	—	11	—
Zr	—	128	142	149	134	141	119	91	172	140

П р и м е ч а н и е. 1—12 — переходные базальты Олюторского комплекса, 13—16 — толеитовые базальты Олюторского комплекса. Анализы выполнены в лабораториях ИГиГ АН ССР методом плазменной спектрометрии (п. 2, 12, 13). Определения редких элементов, Sr, Zr — рентгеноспектральным, Ni — атомно-адсорбционным, Cr — химическим методами. Все результаты силикатных

Петро- и геохимическая характеристика. Изучение химического состава базальтов Олюторского комплекса показывает, что выделенные геолого-петрографические типы различаются также содержаниями в них петрогенных и редких элементов (табл. 1). Породы первого типа характеризуются пониженными содержаниями кремнезема (44—50%) при среднем ме-

нее 48%) и окиси кальция (около 10%) при несколько повышенных глиноzemистости (до 16%) и суммарной щелочности (более 4%). Учитывая слабую степень изменения пород, последнюю особенность следует считать первичной, а не вызванной постмагматическими процессами. Содержания титана и фосфора устойчиво высокие (соответственно около 2% TiO₂ и 0,3% P₂O₅). Содержания железа и магния изменчивы, но в целом достаточно высоки (более 11% Fe₂O₃ и 8% MgO). Этим обусловливается постоянное присутствие нефелина в нормативном составе базальтов этого типа: по классификации Х. С. Йодера и К. Э. Тилли [11], они принадлежат к щелочным оливиновым базальтам. На диаграмме зависимости суммы щелочей от кремнезема (рис. 2) фигуративные точки их составов располагаются вдоль разделительной линии Макдональда, но в области щелочных серий. При этом большая часть точек попадает в поле базальтов Императорского хребта, переходных от толеитов к щелочным, меньшая — в поле щелочных базальтов Императорского хребта.

Переходный характер базальтов первого типа подтверждается также данными по содержаниям редких элементов. Для них характерны умеренно высокие содержания хрома (270 г/т) и никеля (80 г/т) при повышенных концентрациях стронция, бария и рубидия (соответственно 100, 260 и 7 г/т), а также циркония (140 г/т). При этом отношения Ba/Sr и K/Rb смещаются в сторону более щелочного элемента, составляя в среднем соответственно 0,38 и 320.

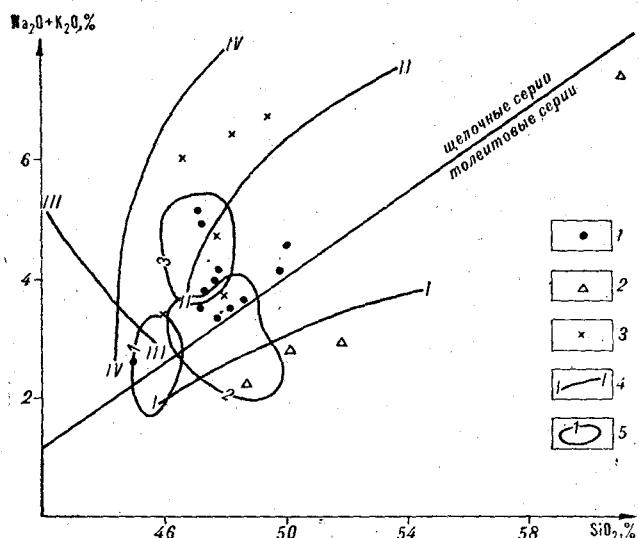


Рис. 2. Классификационная диаграмма Макдональда для вулканических пород Олюторского хребта.

Фигуративные точки составов пород переходной (1) и толеитовой (2) серий Олюторского комплекса и базальтов Ничаквайского комплекса (3), 4 — тренды дифференциации толеитовой (I), щелочной оливин-базальтовой (II) и щелочной нефелин-базальтовой (III) серий Гавайских островов и щелочной серии о. Таити (IV); 5 — поля составов пикритов (1), толеитовых (2) и щелочных (3) базальтов Императорского хребта.

Таблица 1

комплексов (окислы, % вес., элементы, г/т)

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
48,74	50,04	50,14	48,70	51,73	61,01	48,18	47,96	47,56	46,05	49,18	46,52
2,38	2,52	1,32	1,09	1,26	1,32	0,89	1,03	1,25	1,67	1,75	1,71
14,16	13,26	16,97	16,42	16,45	15,60	17,33	17,75	17,92	17,15	16,83	18,24
13,46	13,53	9,51	12,16	11,48	7,97	9,33	10,03	10,87	10,64	10,86	10,37
0,25	0,23	0,17	0,13	0,15	0,18	0,23	0,16	0,20	0,23	0,24	0,25
8,59	6,95	7,05	8,13	5,89	2,86	6,70	6,98	7,05	6,58	6,10	5,75
8,55	8,49	11,71	12,10	9,93	3,22	10,90	12,24	10,29	14,05	8,33	10,96
3,08	4,23	2,68	2,18	2,58	6,83	5,66	3,71	4,07	2,70	6,05	5,67
0,56	0,28	0,12	0,01	0,35	0,61	0,69	0,03	0,61	0,68	0,61	0,29
0,16	0,42	0,27	0,05	0,14	0,38	0,05	0,06	0,13	0,23	0,23	0,21
41,5	36,3	45,2	42,6		28,5	44,4	43,6	41,9	40,7	38,9	38,2
—	—	122	—		—	342	60	68	411	274	274
—	61	63	80	—	—	60	70	120	130	50	90
330	68	—	37	—	60	100	30	50	50	120	70
242	203	—	177	—	146	368	355	325	289	322	664
—	8	—	5	—	—	—	5	—	6	—	8
161	182	—	38	—	161	—	51	—	123	—	141

лекса, *17—22 — базальты Ничаквайского комплекса.

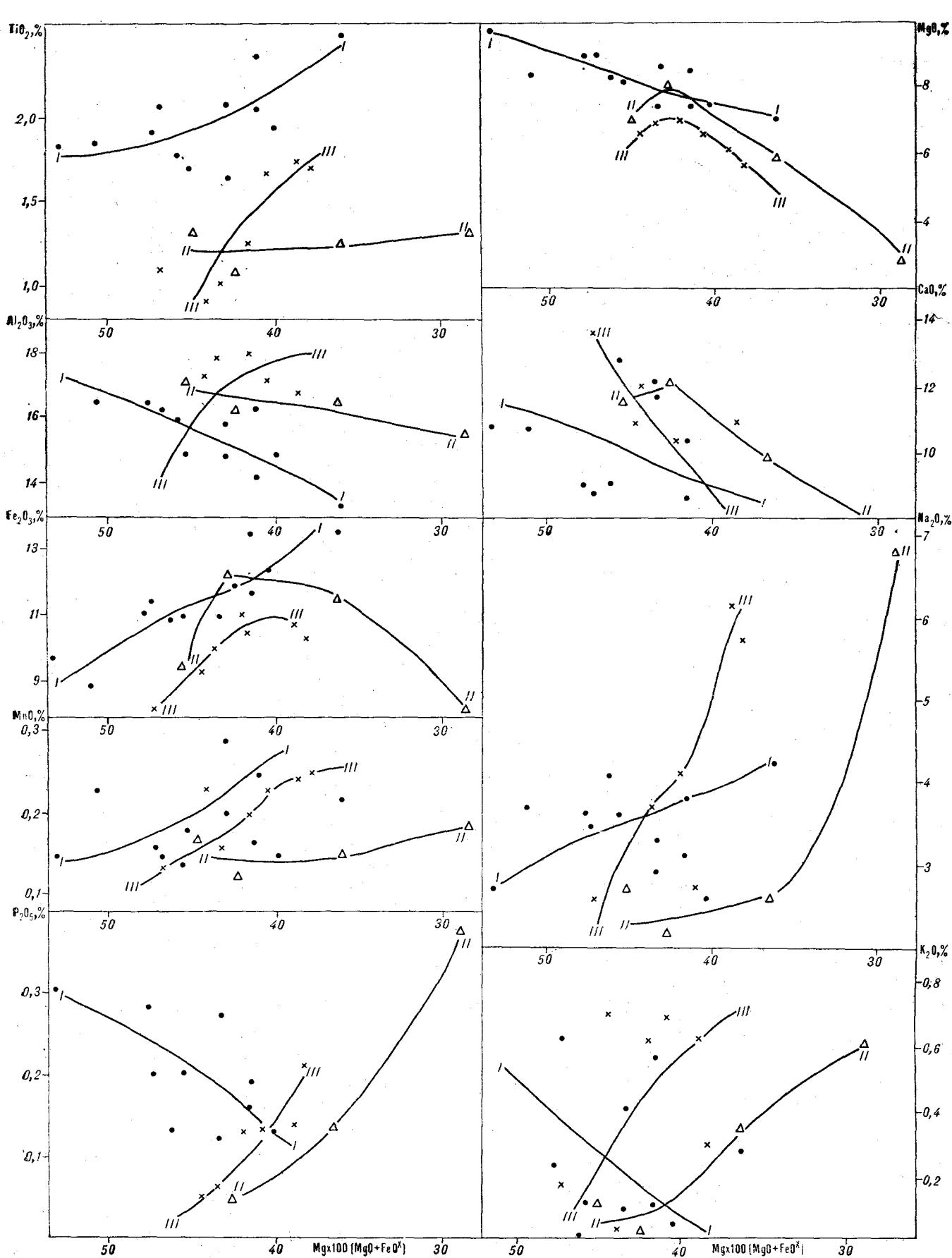
Элементов выполнены в лабораториях ИГиАХ АН СССР методом фотометрии пламени (Rb) и ВИМС (Ba — рентгено-радиометрических анализов пересчитаны на сухой остаток. Fe_2O_3 — суммарное железо в окисной форме).

Характер дифференцированности базальтов первого типа можно проиллюстрировать при помощи серии вариационных диаграмм (рис. 3), отражающих зависимость содержаний петротипных элементов от магнезиальности M [$M = \text{MgO} \cdot 100\% / (\text{MgO} + \text{FeO}^\times)$], которая падает в ходе фракционной кристаллизации темноцветных минералов. Магнезиальность базальтов данного типа изменяется в узких пределах, оставаясь относительно высокой (53—40%). При этом содержание кремнезема почти не меняется. Содержания алюминия, кальция и магния прямо коррелируют с величиной M . Напротив, концентрации титана, железа, натрия и марганца плавно увеличиваются с падением магнезиальности. Парадоксально поведение лиофильных элементов — калия и фосфора, содержания которых возрастают в наиболее магнезиальных разностях.

Как уже указывалось, вкрапленники в базальтах первого типа представлены оливином. Его фракционная кристаллизация может объяснить снижение концентраций магния и кальция и обогащение расплава титаном, марганцем и натрием, наблюдающееся с падением магнезиальности. Однако в этом случае в остаточном расплаве должны были бы накапливаться также алюминий и особенно калий и фосфор, чего не отмечается. К тому же при фракционировании оливина можно ожидать существенно более крутых трендов накопления титана и железа. Следовательно, процессы кристаллизационной дифференциации не играли решающей роли при формировании базальтов первого типа.

Образование их можно связывать с частичным плавлением амфиболсодержащей мантии на значительной глубине. Поскольку с повышением давления сокращается поле устойчивости оливина, при увеличении глубинности заложения магматического очага формируются все более магнезиальные по составу расплавы [12]. Одновременно амфибол, являющийся концентратором лиофильных элементов, также теряет устойчивость, что приводит к его плавлению и обогащению магмы водой и щелочами [19]. Последние в ходе дифференциации вследствие своей подвижности выносятся летучими. В результате их концентрация оказывается наиболее высокой в самых магнезиальных, близких к исходному расплаву, породах.

Базальты второго типа, участвующие в строении верхней толщи Олюторского комплекса, отличаются (см. табл. 1) повышенными содержаниями кремнезема (49—52%), глинозема (более 16%) и окиси кальция (более 11%) и пониженными — окиси титана (1,2%), фосфора (0,15%), суммы щелочей и особенно окиси калия (соответственно 2,5 и 0,16%). В их нормативном составе появляются гиперстен и иногда кварц, что позволяет отнести их к классу толеитов. В поле пород толеитовой серии располагаются фигуративные точки их составов и на диаграмме Макдональда (см. рис. 2). Им свойственны также низкие концентрации бария, стронция и рубидия (соответственно 40, 180 и менее 5 г/т), а также циркония (40 г/т) и несколько пониженные концентрации элементов группы железа (Cr 160 г/т, Ni 70 г/т).



Анdezиты, пространственно связанные с базальтами второго типа, родственны им и по химизму, характеризуясь низкой магнезиальностью (M менее 30%), сопоставимыми содержаниями титана, высоким содержанием натрия. Они резко обеднены калием, стронцием и барием, что позволяет отнести их к типу исландитов [13] и объединять с базальтами второго типа в единую дифференцированную толеитовую серию.

При дифференциации этой серии (см. рис. 3) выявляются четкие тренды обогащения для кремния, натрия, калия и фосфора и обеднения для магния и кальция. Титан и марганец при этом обнаруживают слабую тенденцию к накоплению, а содержание алюминия несколько уменьшается. Железо резко накапливается на начальном этапе дифференциации, после чего содержания его плавно снижаются, что характерно для толеитовых серий. Такое поведение элементов можно объяснить фракционированием в близповерхностных условиях при низких температурах и давлениях, вызывающих совместную кристаллизацию оливина, клинопироксена и плагиоклаза [11]; последнее доказывается наличием гломеропорфировых срастаний этих минералов.

Таким образом, в составе Олюторского комплекса устанавливается наличие двух самостоятельных вулканических серий — ранней, переходной к щелочно-базальтовой, и поздней, толеитовой.

БАЗАЛЬТЫ НИЧАКВАЯМСКОГО КОМПЛЕКСА

Геолого-петрографическая характеристика. Базальты практически целиком слагают Ничаквайямский комплекс, образуя потоки небольшой (1–5 м) мощности, выдержаные по простиранию. Они характеризуются мелкоподушечной отдельностью (диаметр подушек 0,3–0,5 м, редко больше) и миндалекаменной текстурой (миндалины составляют 40–60, иногда до 80% объема породы). Структура их обычно афировая и микропорфировая. Крупные вкрапленники единичны и представлены оливином. Микрофенокристы представлены плагиоклазом и клинопироксеном, иногда слабоокрашенным, титансодержащим. Основная масса обычно слабо раскристаллизована, преобладают интерсер-

тальные и гиалопилитовые структуры, образованные лейстами плагиоклаза, редкими микролитами клинопироксена, рудным минералом и стеклом. Базальты Ничаквайямского комплекса подвержены интенсивным вторичным преобразованиям. Оливин полностью замещен вторичными минералами. Стекло девитрифицировано, часто по нему развиваются цеолит-карбонатные агрегаты. Плагиоклаз обычно в разной степени альбитизирован. Характерно сильное краснокаменное изменение пород.

Породы комплекса являются продуктами подводных излияний на сравнительно больших глубинах. Об этом говорит развитие в них подушечной отдельности и полное отсутствие эксплозивных фаций. Высокое гидростатическое давление воды вызывало формирование мало мощных, выдержаных по простиранию потоков лав, изливавшихся, вероятно, из аппаратов трещинного типа. При этом лавы отличались высокой газонасыщенностью, о чем, помимо сильнопористых текстур, свидетельствует развитие гематитизации и вторичного минералообразования, связанного с автометасоматическими процессами. Таким образом, базальты Ничаквайямского комплекса формировались на глубинах моря около 2 тыс. м, хотя и выше компенсационного уровня карбонатонакопления, поскольку в ассоциации с ними помимо кремней отмечаются также кремнисто-карбонатные породы.

Петро- и геохимическая характеристика. Химические особенности базальтов Ничаквайямского комплекса в значительной мере затушеваны интенсивными вторичными преобразованиями. Результаты анализа наименее измененных пород, приведенные в табл. 1, показывают, что для них характерны пониженные содержания кремнезема (46–49%), суммарного железа (около 10% Fe₂O₃), окиси магния (5–7%) и высокие концентрации глинозема (17–18%). Содержание окиси титана изменяется от 0,9 до 1,7% (при среднем 1,4%). Содержания калия также изменчивы, но в среднем относительно невысоки (0,5%). Высокие концентрации натрия, в значительной степени обусловленные альбитизацией и цеолитизацией, приводят к смещению фигуративных точек составов базальтов Ничаквайямского комплекса в поле щелочных пород на диаграмме Макдональда (см. рис. 2). Однако отнесение их к щелочной серии неправомерно, поскольку они характеризуются типичным для толеитов поведением железа в ходе дифференциации (см. рис. 3).

В базальтах Ничаквайямского комплекса отмечаются умеренно высокие содержания хрома (240 г/т), никеля (80 г/т) и циркония (100 г/т), несколько сниженные — бария и рубидия (соответственно 70 и 5 г/т) и высокие концентрации стронция (390 г/т). При этом значительное

Рис. 3. Диаграмма зависимости содержаний петрогенных окислов от магнезиальности для базальтов Олюторского хребта.

Римскими цифрами обозначены тренды дифференциации пород переходной (I) и толеитовой (II) серий Олюторского комплекса и Ничаквайямского комплекса (III). Прочие обозн.— те же, что на рис. 2.

обогащение калием относительно рубидия ($K/Rb = 540$) и стронцием относительно бария ($Ba/Sr = 0,18$) подтверждает отнесение этих пород к толеитовой серии.

Поскольку содержания кремнезема несколько искажены за счет высокого содержания воды в анализах (потери при прокаливании достигают 5–8%), между ними и магнезиальностью пород корреляции не обнаруживается. Концентрации титана, алюминия, марганца и фосфора весьма резко возрастают с падением магнезиальности, тогда как содержания магния и кальция снижаются (см. рис. 3). Для натрия и калия, испытавших перераспределение при вторичных процессах, отрицательная корреляция с магнезиальностью намечается неотчетливо. Железо резко накапливается на начальных этапах дифференциации, после чего намечается тенденция к снижению его концентраций, что типично для толеитовой серии. В целом дифференциация базальтов Ничаквайямского комплекса удовлетворительно объясняется фракционированием оливинса. При этом, как видно из табл. 1, тенденция к накоплению в остаточном расплаве намечается, помимо указанных элементов, также для стронция, что вызвано отсутствием отделения плагиоклаза [5, 13]. Петрографически вкрапленники плагиоклаза в базальтах Ничаквайямского комплекса не установлены. Это также подтверждает высокое содержание летучих в расплаве вплоть до его излияния на поверхность, поскольку их отделение приводит к ранней кристаллизации плагиоклаза [8].

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Геологическая и петрологическая характеристика базальтов Олюторского и Ничаквайямского комплексов позволяет реконструировать тектоническую обстановку их образования. Условия залегания Олюторского комплекса показывают, что он формировался в пределах подводного вулканического поднятия. Петрографический состав базальтов первого типа этого комплекса (присутствие во вкрапленниках оливина, преобладание афировых, часто полнокристаллических структур) показывает их принадлежность к океаническим породам. Однако постоянное наличие титан-авгита и повышенная миндалекаменность отличает их от базальтов срединно-океанических хребтов, характеризующихся обычно массивными текстурами и развитием пироксена ряда диопсид-авгита [8]. Структурно-текстурные и минералогические особенности базальтов первого типа сближают их с породами океанических островов. С этим согласуются и данные о химическом составе базальтов первого типа. От толеитов срединно-океанических

хребтов они отличаются повышенной щелочностью, выраженной в появлении нормативного нефелина, высокими содержаниями железа и титана: диаграмма Р. Хекиньяна [22] показывает, что большинство фигурационных точек составов описываемых базальтов располагается в поле пород вулканических островов океанов (рис. 4). Они характеризуются повышенными содержаниями как щелочных и щелочноземельных элементов, так и элементов группы титана, что вызвано их выплавлением в мантии на глубоких уровнях. Диаграмма $TiO_2 - Zr$ показывает, что для этих базальтов характерно преимущественное обогащение цирконием относительно титана в сравнении с базальтами островных дуг и срединно-океанических хребтов (рис. 5). Эта же особенность устанавливается и для базальтов внутриокеанических вулканических поднятий, например Императорского хребта.

В табл. 2 приведены средние составы базальтов Олюторского хребта и сопоставляемых с ними пород различных структурно-тектонических областей океанов. Из табл. видно, что ближайшими аналогами переходных базальтов Олюторского комплекса являются породы Императорского хребта.

Базальты второго типа Олюторского комплекса петрографически (оливин-плагиоклаз-клинопироксеновый парагенезис вкрапленников) и петрохимически (низкая щелочность, обеднение лиофильными компонентами) сходны с толеитами срединно-океанических хребтов. Однако для них характерны пониженные содержания титана и циркония, отмечающиеся в океанических породах только в примитивных, недиффе-

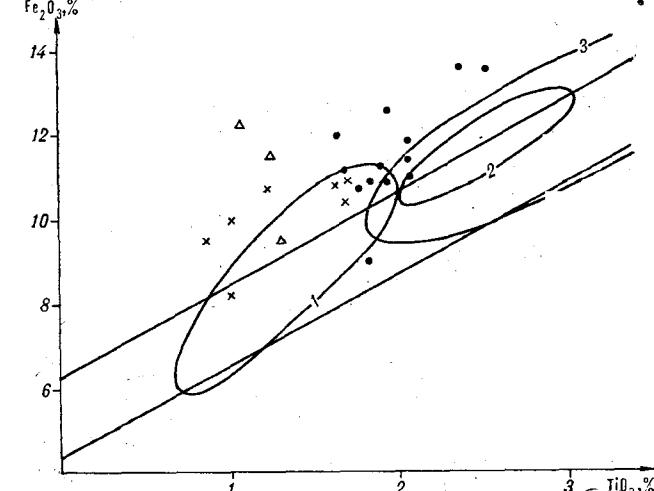


Рис. 4. Диаграмма Р. Хекиньяна [22] для базальтов Олюторского хребта.

Цифрами обозначены поля составов толеитов срединно-океанических хребтов (1), базальтов Гавайских островов (2) и островов Галапагос (3). Прочие обозн.—те же, что на рис. 2.

Таблица 2

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	47,42	50,19	47,57	49,46	47,70	48,54	49,24	48,01	50,86	48,2	50,8	49,80
TiO ₂	1,99	1,22	1,38	1,40	2,31	2,26	2,08	3,15	1,12	1,14	1,16	1,25
Al ₂ O ₃	15,70	16,61	17,53	15,70	15,07	14,66	15,41	14,88	15,11	15,5	15,6	17,96
Fe ₂ O ₃	11,27	11,05	10,31	11,40	—	—	—	10,08	9,28	9,45	9,43	—
FeO	—	—	—	—	11,06	13,12	11,42	13,65	—	—	—	—
MnO	0,18	0,15	0,23	0,18	0,21	0,17	0,12	0,18	0,15	0,14	0,14	0,20
MgO	8,42	7,02	6,53	7,71	7,88	7,82	7,84	5,47	7,69	6,58	7,49	6,75
CaO	10,40	11,25	11,13	11,28	12,25	10,94	10,62	9,70	12,23	11,64	11,04	10,86
Na ₂ O	3,64	2,45	4,64	2,65	2,92	2,74	2,83	3,61	—	2,77	2,69	3,50
K ₂ O	0,40	0,16	0,49	0,41	0,36	0,46	0,24	0,92	0,18	0,54	0,62	0,19
P ₂ O ₅	0,25	0,45	0,15	0,45	0,24	0,25	0,20	0,43	0,12	0,08	0,09	0,47
Cr	270	160	240	280	100	224	250	100	—	253	212	184
Ni	80	70	80	120	127	89	101	41	—	85	133	77
Ba	100	40	70	20	107	144	178	295	—	24	70	67
Sr	260	180	390	130	305	245	275	390	92	176	183	340
Rb	7	5	5	0,8	—	—	—	—	—	1	5	1
Zr	140	40	105	85	143	140	127	200	66	86	78	114
Ba/Zr	0,71	1,00	0,66	0,24	0,75	1,03	1,40	1,95	—	0,23	0,90	0,59
Ba/Sr	0,38	0,22	0,18	0,15	0,35	0,59	0,65	1,32	—	0,12	0,38	0,20
K/Rb	320	400	540	760	—	—	—	—	—	4474	1026	1577

П р и м е ч а н и е. 1—3 — средние составы базальтов переходной (1) и толеитовой (2) серий Олюторского комплекса и базальтов Ничаквайского комплекса (3), 4 — толеит срединно-океанических хребтов [13], 5—8 — выборочные анализы толеитовых (5—7) и щелочных (8) базальтов Императорского хребта [23], 9 — «истощенный» базальт Азорского поднятия [24], 10—11 — базальты Марийанского междугрового трога [31], 12 — базальт моря Скоша [28].

ренцированных разностях. В то же время толеиты Олюторского комплекса представляют собой далеко эволюционировавшие породы, если судить по их низкой магнезиальности и пониженным содержаниям хрома и никеля. Вероятно, их следует рассматривать в качестве продуктов остаточных магматических очагов, образовавшихся в мантии, уже обединенной литофильными элементами после выплавления переходных базальтов. Толеиты Олюторского комплекса сходны с так называемыми «истощенными» базальтами Азорского вулканического поднятия [24].

Таким образом, весь комплекс признаков указывает на то, что Олюторский комплекс является аналогом внутриокеанических вулканогенных поднятий типа Императорского хребта. Происхождение последних обычно связывается с деятельностью «горячих точек» — участков аномально разогретой нижней мантии, вызывающихмагмообразование в перемещающейся выше литосферной плите [25, 26]. Однако применение этой гипотезы для объяснения вулканизма Олюторского хребта ограничивается рядом трудностей как геологического, так и петрологического характера [18]. Более вероятно, что вулканические поднятия закладываются вдоль зон крупных трансформных разломов. С такой зоной, возможно являющейся северным продолжением цепи Императорского хребта,

следует связывать и формирование Олюторского комплекса. При такой трактовке становится понятным и редуцированный характер его вулканизма по сравнению с Императорским хребтом (в частности, отсутствие дифференцирован-

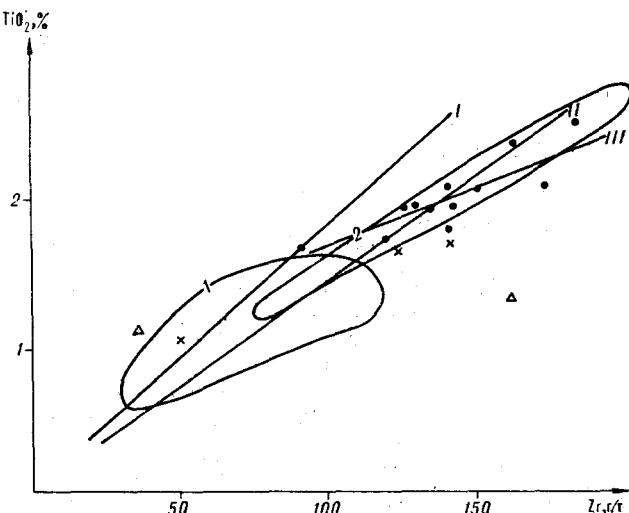


Рис. 5. Диаграмма TiO₂—Zr для базальтов Олюторского хребта.

Римскими цифрами обозначены обобщенные тренды дифференциации базальтов островных дуг (I), срединно-океанических хребтов (II) [20] и Олюторского комплекса (III). Арабскими цифрами обозначены поля составов базальтов района FAMOUS (1) и Императорского подводного хребта (2). Прочие обозн. те же, что на рис. 2.

ных щелочных серий), поскольку в данном регионе происходило затухание трансформных сдвигов и связанного с ними магмообразования.

Базальты Ничакваймского комплекса по условиям излияния (извержения трещинного типа) и петрографическому составу близки к срединно-океаническим толеитам. Сходство это обнаруживается и в химическом составе, если не учитывать особенностей, вызванных вторичными преобразованиями (альбитизацией, карбонатизацией и т. д.). Однако они отличаются интенсивной миндалекаменностью и повышенными содержаниями щелочных и особенно щелочноземельных элементов, а также высокой глиноземистостью, что сближает их с породами островных дуг.

Такие же характеристики свойственны ба-

зальтам, изливающимся на начальной стадии формирования краевых морей. Сравнительный анализ показывает сходство базальтов Ничакваймского комплекса с породами современного центра растяжения в море Скоша и Марианского междугового трога (см. табл. 2). Вероятно, аномальные геохимические характеристики базальтов Ничакваймского комплекса вызваны тем, что зона вторичного спрединга, в которой он образовался, заложилась непосредственно на Олюторском вулканическом поднятии. В этом случае источником литофильных компонентов явились сохранившиеся в основании последнего участки неистощенной амфиболсодержащей мантии, подвергшиеся частичному плавлению при повышении геотермического градиента, связанного с заложением зоны спрединга.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Э. С. Основные черты развития и структуры южной части Корякского нагорья.—Геотектоника, 1979, № 1.
2. Бакова М. Г. Петрографическое описание изверженных пород центральной части Корякского хребта. Л., 1945 (Тр. Горно-геологического управления Глаусевморпути, вып. 19).
3. Богданов Н. А., Вишневская В. С. и др. Океанические олистостромы западного побережья Алеутской впадины (Берингово море).—Геотектоника, 1982, № 5.
4. Богданов Н. А., Чехович В. Д. и др. Тектоника Олюторской зоны.—В кн.: Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982.
5. Бородин Л. С. Геохимия главных серий изверженных пород. М.: Недра, 1981.
6. Вишневская В. С., Сухов А. Н., Чехович В. Д. Возраст ватынской серии.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 12.
7. Вишневская В. С., Богданов Н. А. и др. Возраст кремнисто-вулканогенных пород восточной части Олюторской зоны.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 12.
8. Геология океана. Т. 1. М.: Наука, 1979.
9. Егиазаров Б. Х., Анисеева Л. И. Тектономагматические циклы и формационные комплексы южной части Корякской складчатой системы.—В кн.: Тектоника Сибири. Т. 4. М.: Наука, 1970.
10. Егиазаров Б. Х., Дундо О. П. и др. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Л.: Недра, 1965 (Тр. НИИГА, т. 148).
11. Иодер Х. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965.
12. Кокс К. Г., Белл Дж. Д., Панкхерст Р. Дж. Интерпретация изверженных пород. М.: Недра, 1982.
13. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980.
14. Людвиг У. Строение котловин Берингова моря.—В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 3. М.: Мир, 1979.
15. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.—Геотектоника, 1969, № 4.
16. Пейве А. В., Богданов Н. А. и др. Офиолиты: современное состояние и задачи исследования.—Геотектоника, 1977, № 6.
17. Сухов А. Н. Вулкано-плутонический комплекс Олюторского хребта.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 12.
18. Федорчук А. В. Геологическое строение Императорского подводного хребта.—Экспресс-информ. ВИЭМС. Морская геол. и геофиз., 1981, вып. 3.
19. Шараськин А. Я., Куренцова Н. А., Дмитриев Л. В. Магматизм основных структурно-тектонических областей.—В кн.: Геофизика океана. Т. 1. М.: Наука, 1979.
20. Шараськин А. Я., Закариадзе Г. С. Особенности развития магматизма при формировании котловин и островных дуг Филиппинского моря.—В кн.: магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982.
21. Cooper A. K., Marlow M. S., Scholl D. W. Mezozoic magnetic lineations in the Bering Sea marginal basin.—J. Geoph. Res., 1976, № 11.
22. Hekinian R. Petrology of the Ninety East Ridge (Indian Ocean) compared to other Aseismic Ridges.—Contr. Mineral. and Petrol., 1974, v. 43, N 2.
23. Kirkpatrick R. J., Glague D. A., Freisen W. Petrology and geochemistry of volcanic rocks, Emperor seamount chain.—In: Init. reports of DSDP, v. 55. Washington, US Gov. Print. Off., 1980.
24. Mantle heterogeneity and the Azores Triple Junction.—JOIDES Journ., 1982, v. 8, N 1.
25. Morgan W. J. Convection plumes in the lower mantle.—Nature, 1971, v. 230, N 5288.
26. Morgan W. J. Deep mantle convection plumes and plate motions.—Bull. AAPG, 1972, v. 56, N 2.
27. Pearce J. A., Alabaster T. e. a. The Oman ophiolite as the Cretaceous arc-basin complex: evidence and implication.—Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1981, A-300.
28. Saunders A. D., Tarney J. The geochemistry of basalts from a back-arc spreading center in the Scotia Sea.—Geochim. et Cosmochim. Acta, 1979, v. 43.
29. Shervais J. W. Ti—V plots and petrogenesis of modern ophiolitic lavas.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1982, v. 59, N 2.
30. Tarney J., Saunders A. D. e. a. Geochemical aspects of backarc spreading in the Scotia Sea and Western Pacific.—Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1981, A-300.
31. Wood D. A., Marsh N. G. e. a. Geochemistry of igneous rocks recovered from a transect across the Mariana Trough, arc, forearc and french.—Init. reports of DSDP, 1982, v. 60.

УДК 551.26+550.42(571.661)

B. A. Попеко, Ю. А. Михалев

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И СТРОНЦИЕВАЯ ИЗОТОПИЯ БАЗИТОВ ИЗ ОФИОЛИТОВ ЯГЕЛЬНОЙ ЗОНЫ (Корякское нагорье)

Рассмотрены базальты и габброиды, вместе с гипербазитами образующие офиолитовую ассоциацию Ягельной зоны Корякского нагорья. На основе содержаний и распределений K, Na, Rb, Sr, Zr, Sc, Cr, Co, Fe, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Yb, Lu, Hf и отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ выделены два вещественных типа базальтов и родственных им по этим характеристикам габброидов. Базальты, непосредственно перекрываю-

Базальты и габброиды зоны Ягельного меланжа [1] согласно установленным представлениям образовались в результате обильных извержений толеитовой магмы в позднеюрское — раннемеловое время в условиях срединно-океанического хребта [4]. Зона меланжа рассматривается как центральная часть этого хребта, развитие которого обусловило обстановку окраинного моря. Офиолиты этой зоны включают серпентинизированные перidotиты, габброиды, образующие меланократовый фундамент, и перекрывающие их толеитовые базальты верхней юры — нижнего мела.

Описания и классификация базальтов различных тектонических районов Тихого океана, включая Восточно-Тихоокеанский хребет, содержатся в работах [7, 9—11, 15, 17]. Типы базитов окраинных морей хорошо изучены по образцам кернов скважин глубоководного бурения судна «Гломар Челленджер» дна Филиппинского [12, 13, 18] и Берингова морей [16]. Материалы общего характера содержатся в публикациях по результатам драгирования в Охотском море [2, 3].

В этой статье рассмотрены вулканические и экструзивные базальты и габброиды с целью определения их вещественных типов и петрологических соотношений между ними, а также для определений тектонических обстановок их образования путем сравнения химических характеристик и изотопных отношений стронция с этими характеристиками базальтоидов срединно-океанических хребтов, океанических поднятий, котловин и окраинных морей. Как характеристики химического состава пород мы ис-

пользуем гипербазиты, сопоставляемые с базальтами Восточно-Тихоокеанского хребта и базальтами моря Беринга; перекрывающие их более широко распространенные базальты верхней юры — нижнего мела сходны со щелочными базальтами поднятия Хесса. Вертикальная последовательность вещественных типов базальтов отражает смену условий их образований и тектонических обстановок.

пользовали определения 19 элементов (табл. 1 и 2). Определения Na и K выполнены методом фотометрии пламени, Rb, Sr, Zr, Fe — методом гамма-флуоресцентного анализа, Sr, Cr, Fe, Co, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Yb, Lu, Hf — методом нейтронной активации, а изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ измерены на масс-спектрометре МИ-1201Б в Институте тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР.

Исследованы базальты и габброиды, залягающие в разрезе западной части Ягельного меланжа на правобережье р. Малый Научиринай (рис. 1). Здесь вулканогенно-кремнистые и вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения, разделенные конгломератами, перекрывают серпентиниты и серпентинизированные перidotиты, образующие относительно пониженные участки на междуречьях. При этом конгломераты перекрывают как вулканогенно-кремнистые слои, так и серпентиниты и многочисленные линейные тела прорывающих их габброидов. Вулканогенно-кремнистые слои залегают только на серпентинитах. В основании их разреза — серпентинитовые гравелиты с серпентинитовым и туфопесчаниковым заполнителем мощностью до 0,4—0,6 м. Вверх по разрезу размеры и количество обломочных частиц уменьшаются. На гравелитах лежат кремнистые алевролиты, содержащие гравийные частицы диабазов, средне и плохо окатанные зерна измененного плагиоклаза (рис. 2). Карбонатно-кремнистые породы мощностью 0,6 м подстилаются прослоем кремнистых алевролитов мощностью 1,5 см. Последующий разрез образован голубовато-серыми кремнистыми

Таблица 1

Содержание Rb, Sr, K, Na (в г/т) и отношение K/Rb, Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах офиолитовой структурной ассоциации Ягельного меланжа *

№ образца	Порода, условия залегания	K	Rb	Sr	Na	K/Rb	Rb/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	
1	8018a	Базальт лиловый миндалекаменный афиировый; поток в алевролитах	11534 (1,77)	5,13	207	10 313 (1,39)	2248	0,0248	0,70595
2	8018b	Базальт массивный афиировый; экструзивное тело в вулканогенно-осадочных и вулканических породах	2489,4 (0,30)	7,0	319	53 419 (7,20)	355,63	0,0219	0,70480
3	8040a	Базальт лиловый афиировый массивный; поток в глыбовых лавах	3485,1 (0,42)	16,6	155,5	36 206 (4,88)	209,95	0,1068	0,70240
4	8038a	Диабаз альбитизированный афиировый зелено-серый	248,9 (0,03)	4,7	34	25 300 (3,41)	52,96	0,13824	0,70744
5	8039b	Габбро мелкозернистое пироксеновое	—	8,6	266	—	—	0,0323	0,70450
6	8038n	Габбро мелкозернистое катаклазированное	663,8 (0,08)	5,7	10	89 032 (12,0)	116,46	0,57	0,70260

* В скобках — содержание K_2O и Na_2O , % вес.

алевролитами и алевролитовыми кремнями, перекрытыми зелеными афиировыми базальтами.

В разрезе, удаленном на 1,8 км к югу от тектонической границы зоны, зеленые альбитизированные базальты, образующие преобладающую часть толщи, сменяются красно-бурыми и красными брекчиями и массивными лавами базальтов, гиалокластитами. В первом же разрезе зеленые афиевые альбитизированные базальты перекрыты конгломератами средне- и крупногалечными мощностью 0,5—0,7 м. В останцах рельефа конгломераты прослеживаются

более чем на 1,2 км вкрест простирания зоны, а максимальная их мощность достигает 5—7 м. Глыбы конгломератов средние и хорошо окатаны. Они представлены преимущественно мелкозернистыми роговообманковыми альбитизированными габбро, габбро-диабазами, диабазами, афиевыми альбитизированными базальтами; заполнитель поровый серпентинитовый псевфито-псаммитовый.

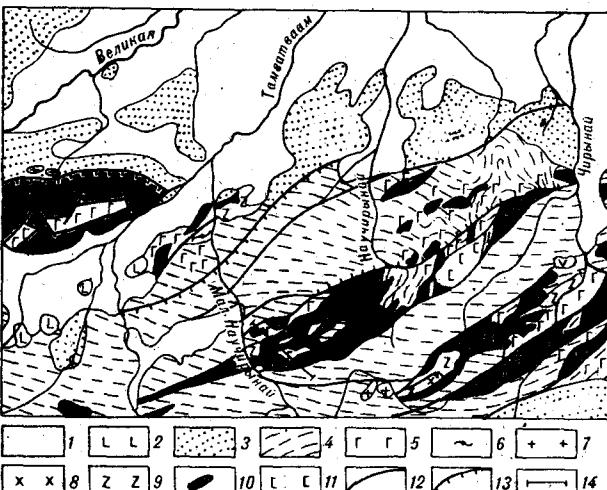


Таблица 2
Содержание редких элементов в породах офиолитовой структурной ассоциации Ягельного меланжа (в г/т, железо в вес. %)

Элемент	Номер образца					
	1	2	3	4	5	6
Sc	72,4	11,06	65,10	61,63	76,48	30,00
Cr	337,9	159,2	175,2	76,50	60,23	169,2
Fe	9,93	9,11	7,15	5,60	9,84	12,04
Co	61,93	20,55	46,35	30,86	38,74	26,88
Rb	5,13	7,0	10,6	4,7	8,6	5,7
Sr	207	319	155,5	34	71	10
Zr	69,5	221,1	70,9	6,2	8,42	128,0
La	27,27	123,2	1,35	0,47	1,43	13,46
Ce	101,40	173,05	5,64	2,17	21,78	19,47
Nd	43,23	—	6,18	3,49	9,96	23,34
Sm	9,74	15,29	2,31	1,95	1,74	7,51
Eu	6,57	3,05	1,51	0,697	0,50	1,82
Gd	11,75	10,62	4,03	2,68	1,44	7,77
Yb	5,35	3,34	4,22	2,12	0,21	4,68
Lu	0,82	0,70	0,78	0,38	0,035	0,50
Hf	1,85	4,75	2,84	0,80	1,45	0,10
Th	6,03	18,39	0,22	0,10	0,25	1,30

Рис. 1. Геологическая схема северной части Корякского нагорья. На правобережье р. Малый Научиринай показан изученный разрез Ягельной зоны.

1 — четвертичные осадочные отложения, 2 — позднепалеогеновые - ранненеогеновые базальты, 3 — слоистые осадочные и туфогенные-осадочные отложения верховий нижнего - верхнего мела, 4 — вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения чирынайской серии (верхняя кора - нижний мел), 5 — вулканические породы в разрезе чирынайской серии, самостоятельные тела вулканических и вулканогенно-кремнистых образований, 6 — среднепалеозойские (?) метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования, 7 — позднемеловые и палеогеновые гранитоиды, 8 — средне-позднепалеозойские плагиограниты, 9 — средне-позднепалеозойские габбро-нориты, габбро-диориты, 10 — серпентиниты, серпентинизированные перидотиты, 11 — дуниты, гарцбургиты, перидотиты массива горы Красной, 12 — разломы, 13 — взбросо-надвиги, 14 — положение изученного разреза Ягельной зоны.



Рис. 2. Налегание карбонатно-кремнистых пород на серпентинитовые гравелиты.

Перекрывающие конгломераты слои кремнистых песчаников, туфогенных брекчий с обломками базальтов, мелкозернистых песчаников, роговиков, кремней, диабазов общей мощностью 2,5—2,7 м сменяются вверх по разрезу лиловыми и зелеными миндалекаменными базальтами, чередующимися в нижней части разреза с туфопесчаниками, кремнистыми песчаниками и алевролитами. Они подстилают толщу серых мелкозернистых и среднезернистых песчаников с горизонтами гравийных и псаммитовых литокластических туfov андезитодиабазов, туфогравелитов, красных кремнисто-глинистых алевролитов.

Таким образом, вулканические базальты преобладают в разрезе нижней, доконгломератовой толщи, представляющей собой, по-видимому, фрагмент более мощной и сложной по составу толщи, и в основании верхней толщи. Более мощные вулканогенные разрезы верхней толщи имеются в верховьях левых притоков р. Научирынай. Вулканические потоки, тела туfov и агломератов сопровождаются здесь экструзивными телами базальтов.

Серпентиниты и серпентинизированные перidotиты в фундаменте слоистых толщ включают секущие тела, смятые в складки, и буди-

ны габбро, габбро-диабазов, альбитизированных уралитовых габбро, полосчатых оливин-пироксеновых габбро, в серпентинитах часты линзовидные тела кремнистых песчаников. При этом дайки северо-западного простирания буди-нированы, а субширотного и восток-северо-восточного — смяты в складки и размещены по разломам.

Результаты анализов вулканических пород согласуются с данными о двучленном строении геологического разреза и позволяют выделять родственные образования в интрузивном и покровном залегании. Особое положение занимают альбитизированные афировые базальты и интенсивно измененные габброиды. Значительные вариации содержаний элементов и отношений между ними обусловлены постмагматическими изменениями, результаты которых хорошо видны в шлифах. По концентрациям и распределениям редкоземельных элементов, содержаниям K_2O , Na_2O и редких элементов, отношениям Zr/Sr , Rb/Sr , $^{87}Sr/^{86}Sr$ выделяются два вещественных типа базальтов: первый — базальты с пониженными содержаниями редкоземельных элементов, особенно легких, характерной толеитовой формой распределения на графиках (рис. 3), низкими содержаниями K_2O ,

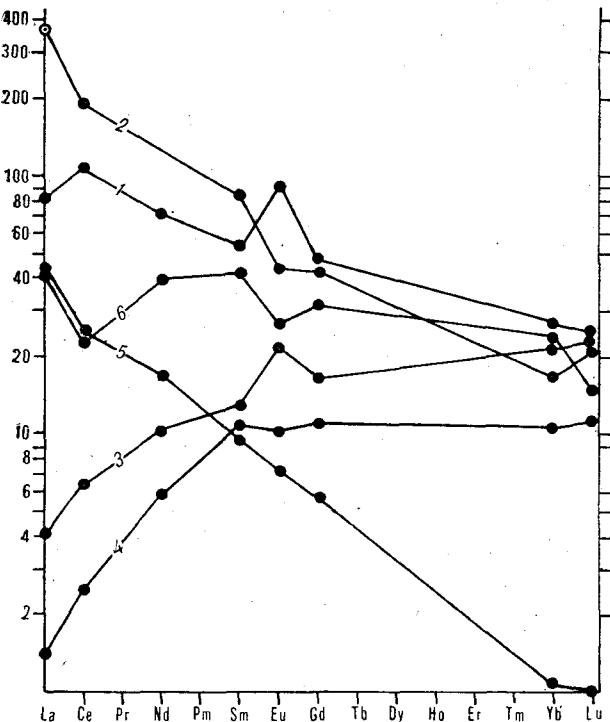


Рис. 3. Распределение лантаноидов, нормированных по хондриту.

Номера линий на рис. соответствуют порядковым номерам образцов в табл. 2.

Sr , Rb , высокими отношениями Rb/Sr при низких изотопных отношениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7024$, второй — базальты с резко повышенными содержаниями редкоземельных элементов, преимущественно легких, определяющих щелочную форму распределений на графиках (см. рис. 3), повышенными содержаниями K_2O , Cr , Co , Sc , высокими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = -0,7048$. К первому типу относятся массивные афировые базальты нижней толщи вулканогенно-осадочного разреза. По существу это толеитовые базальты, сравнимые с базальтами дна океанических котловин и Восточно-Тихоокеанского хребта [7—10, 14] по отношениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, распределению и низкому содержанию редкоземельных элементов. Однако по содержаниям K_2O , Rb и отношению Rb/Sr они отличаются от базальтов этих районов океана и сопоставимы с базальтами дна Берингова моря [16]. Базальты срединно-оceanических хребтов характеризуются уникально низкими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Вместе с тем слишком низкие отношения Rb/Sr в них не позволяют объяснить этот феномен. В этих случаях обсуждается вопрос о связях изотопных и элементных отношений, хотя в рассматриваемых базальтах требуют объяснений, напротив, повышенные отношения Rb/Sr .

Умеренные содержания Cr и Co соответствуют дифференцированным базальтам. Однако

положительная аномалия Eu на графике распределений редкоземельных элементов (см. рис. 3) ограничивает дифференциацию только мафическими минералами. По соотношениям K/Rb — K , K/Cs — K исключаются варианты изменения состава базальтов в результате смешения с морской водой и паагонитизация [19]. Допускаются процессы окисления, которые диагностируются по наблюдениям минералов в шлифах и форме нахождения железа в породе. Окисление обычно сопровождается увеличением содержания K_2O и Rb [19]. Возможно также, что относительное обогащение базальтов Rb обусловлено суммарным эффектом обогащения при дифференциации исходных базальтов и при их окислении, что при низких содержаниях Sr вполне вероятно. Как альтернативу можно допустить частичное плавление, в результате которого небольшой объем образовавшегося расплава будет иметь повышенное отношение Rb/Sr . Однако если рассматриваемые базальты являются среднепалеозойскими — раннемезозойскими, объемы их несомненно значительны, и этот механизм их образования исключается.

Базальты второго типа соответствуют верхней, вулканогенно-кремнисто-терригенной толще. По содержанию и распределению редкоземельных элементов (см. рис. 3), содержанию щелочных окислов они соответствуют щелочным оливиновым базальтам. Обогащенность легкими редкоземельными элементами относительно средних и тяжелых характерна для излившихся базальтов. Положительная аномалия Eu отражает слабо дифференцированную их разновидность. Для базальтов экструзивных тел даже в сравнении с покровами проявлено обогащение La , Ce , Sm и обеднение Eu , Gd , Yb , Lu . Обеднение базальтов Sc , Cr , Co и обогащение Rb и Sr определяется их более высокой дифференцированностью по сравнению с базальтами покровных тел. Абсолютные содержания и распределения редкоземельных элементов сопоставимы с содержаниями и распределениями их в базальтах океанических островов, Срединно-Тихоокеанских гор, гор Неккер. По соотношениям Zr/Sr , Hf/Zr , Cr/Zr , Ti/Zr они сопоставимы как с базальтами срединно-оceanических хребтов, так и с базальтами Филиппинского моря, хр. Палау-Кюсю, скв. 447, 448 [13]. Отношения Rb/Sr в экструзивных и покровных базальтах сходны ($0,022$ и $0,025$) и сопоставимы с приводимыми [8] отношениями ($0,023$) для мантийных пород Тихого океана. Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для экструзивных и покровных базальтов различаются. Зависимость между отношением K/Rb и K в покровных базальтах интерпретируется как смешение с морской водой [19]. Если бы экструзивные базальты не ассимилировали Sr из

морской воды, то отношения Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ были бы в них не сбалансированы. Такие зависимости между отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Rb/Sr по знаку, но не по величине первого отношения характеризуют срединно-океанические хребты, и для их объяснения привлекается гипотеза источенного источника расплавов в верхней мантии [5]. По величинам изотопных отношений стронция аналоги этих базальтов распространены в Марианской дуге [6] и на поднятии Хесса. По-видимому, полной аналогии базальтам верхней вулканогенно-осадочной толщи среди океанических базальтов не существует.

Альбитизированные диабазы характеризуются наиболее высокими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Rb/Sr при крайне низких отношениях K/Rb за счет низких содержаний калия. По содержаниям и распределениям редкоземельных элементов они соответствуют базальтам и хорошо сопоставляются с неизмененными афировыми базальтами, залегающими стратиграфически выше измененных пород. Слабая отрицательная аномалия Eu обусловлена, по-видимому, разрушением плагиоклаза при альбитизации, сопровождающейся также обеднением базальта стронцием, хромом, кобальтом, железом.

Среди габброидов даек, прорывающих серпентиниты, по изотопным отношениям стронция и редким элементам выделяются аналоги базальтов первого и второго типа. Габброиды, обнаруживающие геохимические связи с базальтами первого типа, интенсивно альбитизированы, что определяется значительным обогащением их натрием (см. табл. 2). Высокие отношения Rb/Sr обусловлены преимущественно низкими содержаниями стронция. Нарушения в распределении редкоземельных элементов

видны из графиков (см. рис. 3). Простые направленные изменения в содержаниях и распределениях редких элементов и изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от базальтов нижнего уровня к базальтам верхнего уровня нельзя представить в рамках гипотез магматической эволюции. Каждая из вещественных и геологических групп базальтоидов должна рассматриваться как самостоятельная ассоциация пород, геохимически не связанная с другой, а геологический перерыв между ними — как магматический, прерыв. Базальты, непосредственно перекрывающие гипербазиты, сходны с базальтами срединно-океанических хребтов и окраинных морей типа Берингова по низким изотопным отношениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, концентрациям и распределениям редких элементов, отношениям Zr/Sr, Hf/Zr, Cr/Zr, Ti/Zr, а отличаются от них по отношениям Rb/Sr и содержаниям K. Это сходство не означает аналогии структурных обстановок образования базальтов.

Следующие за ними в разрезе базальты имеют черты сходства с базальтами изометрических океанических поднятий типа поднятия Хесса, некоторых островных дуг типа Марианской, но не океанических хребтов и окраинных морей. Низкие содержания Sr, Zr, характерные для базальтов первого типа, сохраняются и в базальтах второго типа. Различия изотопных отношений стронция, возможно, найдут объяснения в вертикальной вещественной неоднородности и разновозрастности источников магматических расплавов. Для этого потребуются исследования изотопии стронция в более полных разрезах Корякского нагорья, включая палеозойские и более древние.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров А. А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978.
2. Геодекян А. А., Удинцев Г. В. и др. Коренные породы дна центральной части Охотского моря.— Сов. геол., 1976, № 6.
3. Красный М. Л., Неверов Ю. Л. и др. Геологическое строение фундамента обрамления Охотоморской котловины по результатам 21-го рейса НИС «Пегас». Новоалександровск: Кн. изд-во, 1981.
4. Марков М. С., Некрасов Г. Е., Паланджян С. А. Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья. М.: Наука, 1982.
5. Шиллинг Дж. Г. Эволюция морского дна на основе данных по геохимии редкоземельных элементов. Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973.
6. Armstrong R. L., Nixon G. T. Chemical and Sr-isotopic composition of igneous rocks from Deep Sea Drilling Project, Legs 59 and 60.— Init. reports of DSDP, 1981, v. 59.
7. Fujii N., Notsu K., Onuma N. Chemical composition and Sr — isotopes of DSDP Leg 61 Basalts.— Init. reports of DSDP, 1980, v. 61.
8. Hedge C. Strontium isotopes in basalts from the Pacific Ocean basin.— Earth and Planetary Science Letters, 1978, v. 38.
9. Hedge C. E., Peterman L. The strontium isotopic composition of basalts from the Gordo and Juan de Fuca Rises, Northeastern Pacific Ocean. Contrib.— Miner. and Petrol., 1970, v. 27.
10. Hekinian R., Morel S. M. Basement rocks from the East Pacific Rise near 9° N compared with other ocean — floor volcanic provinces.— Init. Reports of DSDP, 1980, v. 54.
11. Lanphere M. A., Dalrymple G. B., Clague D. A. Rb— Sr systematics of basalts from the Hawaiian — Emperor volcanic chain.— Init. Reports of DSDP, 1980, v. 62.
12. Masuda S. I., Zashu S., Ozima M. Sr-isotopic studies

- of volcanic rocks from island arcs in the Western Pacific.—*Tectonophysics*, 1977, v. 37.
13. *Maftey D. R., Marsh N. G., Tarney S.* The geochemistry, mineralogy and petrology of basalts from the West Philippine and Parece Vela basins and from the Palau-Kyushu and West Mariana Ridges. *DSDP*, leg. 59.—*Init. Reports of DSDP*, 1980, v. 59.
14. *Peterman Z. E., Hedge C. E.* Related strontium isotopic and chemical variations in oceanic basalts.—*Geol. Soc. of America Bull.*, 1971, v. 82.
15. *Srivastava R. K., Emmerman R., Puchelt H.* Petrology and geochemistry of basalts from *DSDP*, leg 54.—*Init. Reports of DSDP*, 1980, v. 54.
16. *Stuart R. J., Natland J. H., Glossley W. R.* Petrology of volcanic rocks recovered on *DSDP*, Leg 19 from the North Pacific Ocean and the Bering Sea.—*Init. Reports of DSDP*, 1976, v. 19.
17. *Vallier T. L., Windom K. E., Seifert K. E.* Some Thide volcanic rocks cored on Hess Rise, Western Pacific Ocean.—*Nature*, 1980, v. 286, N 5768.
18. *Wood D. A., Soron S. L. et al.* Major and trace-element variations in basalts from the North Philippine Sea drilled during *DSDP* Leg 58: a comparative study of back-arc basin basalts with lava.—*Init. Reports of DSDP*, 1980, v. 58.
19. *Verma S. P. K.* Rb; Cs, Ba and Sr contents and isotopic ratios of igneous rocks from *DSDP* Leg 63.—*Init. Reports of DSDP*, 1981, v. 63.

ИТИГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
20 мая 1983 г.

УДК 551.262(571.63)

Н. Г. Мельников, Л. А. Изосов

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ПРИМОРЬЯ (докайнозойские структуры)

На основе анализа докайнозойских формаций и структур Приморья выделены Ханкайская, Западно-Приморская и Сихотэ-Алинская зоны. В Ханкайской зоне, представляющей собой позднебайкальский остаточный массив с активизированными краевыми частями, различаются три структурно-формационных комплекса: фундамент, чехол (срединного массива) и образования структур активизации, в Западно-При-

ВВЕДЕНИЕ

Проблеме тектонического районирования Приморья посвящено много работ [3, 4, 12, 19, 20]. Со времени выхода в свет наиболее поздней из них [4] прошло более десяти лет, и за это время получен новый фактический материал, позволяющий уточнить и дополнить существующие представления о тектонической структуре региона. В частности, в южных районах Приморья были открыты и описаны девонские континентальные [16, 18, 22] и морские [14] образования. Это позволило [16, 22] вслед за Б. А. Ивановым [12] и М. Г. Органиным [28] рассматривать Ханкайский массив и его южное обрамление как единую Ханкайскую зону, включающую фундамент, чехол срединного массива и образования структур активизации, определить время консолидации фундамента как преддевонское. В последние годы на юге Ханкайской зоны была описана [31] толща кембрийских вулканитов. В Западном Приморье, благодаря находкам силурийских граптолитов, брахиопод и трилобитов, сделанным в 1980 г. Л. А. Изосовым, уточнен возраст кордонкинской свиты, долгое время считавшийся силур-раннедевонским. В результате находок конодонтов и радиолярий Б. В. Поярковым и Н. Г. Мельниковым совместно с А. Т. Кандауровым и А. С. Гоноховым был также уточнен как триасовый и триасово-юрский возраст вулканогенно-осадочных толщ, широко развитых в бассейне нижнего течения Бикина и ранее относившихся к карбону. Раннемезозойские радиолярии и конодонты были обнаружены в аналогичных отложениях, слагающих центральные районы Сихотэ-Алиня и выделявшихся в составе силур-девон-

морской — складчатый фундамент и цокровый комплекс, в Сихотэ-Алинской — комплексы основания и геосинклинальный и в составе последнего — образования эвгесинклинальных прогибов и геоантклинальных поднятий. В структуре Сихотэ-Алинской зоны на фоне общего синклинального строения ведущая роль принадлежит изоклинальным складкам, надвигам, тектоническим покровам и олистостромам.

ской тудовакской и каменноугольной маляновской свит [10, 23]. Кроме того, возраст кридинской серии, рассматривавшийся также как силур-девонский, скорее, раннемезозойский [21]. В Южном Сихотэ-Алине были открыты и описаны [22] верхнемезозойские олистостромовые толщи и тектонические покровы в составе самаркинской и других свит, считавшихся палеозойскими и раннемезозойскими. Благодаря уточнению возраста, состава и условий залегания пород стало очевидным наращивание разреза стратифицированных образований Сихотэ-Алиня от его западной и восточной периферийных частей к центру. Тем самым была установлена общая синклинальная структура данного региона.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ЗОНЫ

На основе приведенных выше данных и обобщения материалов предшественников нами составлена схема структурно-формационного районирования докайнозойских образований Приморья. В основу тектонического районирования положены структурно-вещественные признаки. Как подчеркивает Ю. А. Косыгин [17], такой подход представляется наиболее верным. При определении формаций (как парагенетических ассоциаций пород) авторы исходили из известных представлений Н. С. Шатского, дополненных Н. П. Херасковым, Ю. А. Кузнецовым и Е. К. Устиеvым. В результате в Приморье выделены три главные структурно-формационные зоны: Ханкайская, Западно-Приморская и Сихотэ-Алинская, которые дополнительно разделены на подзоны (см. рисунок).

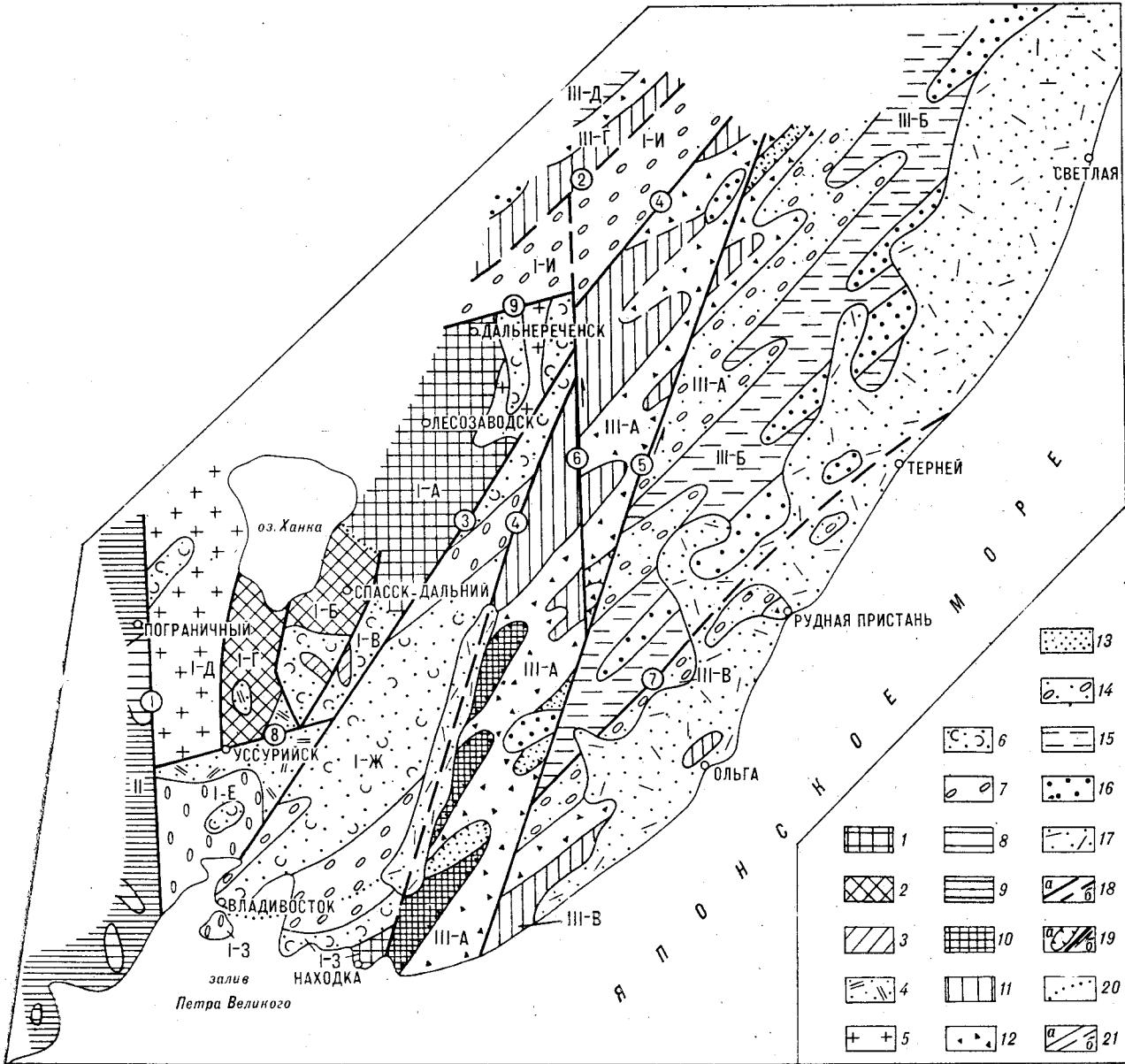


Схема структурно-формационного районирования Приморья (докайнозойские структуры).

Римскими цифрами и буквами обозначены структурно-формационные зоны и подзоны: I — Ханкайская зона, соответствующая собственно Ханкайскому массиву с подзонами: Лесозаводской (I-А), Спасской (I-Б), Синегорской (I-В), Вознесенской (I-Г), Гродековской (I-Д) и его активизированным краевыми частям: Комаровская (I-Е), Арсеньевская (I-Ж), Находкинская (I-З), Алчанская (I-И) подзоны; II — Западно-Приморская зона; III — Сихотэ-Алинская зона; подзоны: Сихотэ-Алинского синклиниория с районами северо-западного крыла (III-А), ядра (III-Б), юго-восточного крыла (III-В), Бикинского синклиниория с районами юго-восточного крыла (III-Г) и ядра (III-Д). 1—7 — формации и группы формаций Ханкайской зоны: 1 — архейско-раннепротерозойская и 2 — позднепротерозойско-раннекембрийская группы, 3 — ранне-позднекембрийская моласса, 4 — позднекембрийская (?) липаритовая формация, 5 — ордовикская (?) формация гранитных батолитов, 6 — палеозойские и 7 — мезозойские формации среднепалеозойско-мезозойской группы, 8—9 — формации Западно-Приморской зоны: 8 — силурийская, 9 — пермские,

10—17 — формации и группы формаций Сихотэ-Алинской зоны; 10 — архейско-раннепротерозойская (?) группа, 11 — позднедевонско-раннеюрские спилит-кремнисто-терригенные и спилит-терригенно-кремнисто-карбонатные формации, 12 — юрско-раннемеловая формация «дикого» флиша, 13 — формации позднепермско-средненорская карбонатно-терригенная позднеюрская щелочных базальтоидов, 14 — берриасово-валанжинская молассовая формация, 15 — горетер-альбская терригенная флишевая формация, 16 — алт-альбская альбская терригенные формации, 17 — позднеальбско-датская группа формаций, 18—19 — разрывные нарушения: 18 — структурные швы и крупные разломы: установленные (а) предполагаемые (б), 19 — юрско-раннемеловые надвиги (а) ранне-позднемеловые сдвиги (б), 20 — границы структурно-формационных подзон, 21 — геологические границы установленные (а), предполагаемые (б). Цифрами в кружках на схеме обозначены: 1—4 — структурные швы: 1 — Западно-Приморский, 2 — Алчанский, 3 — Западный Сихотэ-Алинский, 4 — Сихотэ-Алинский, 5—9 — крупные разломы: Центральный Сихотэ-Алинский (5), Меридиональный (6), Прибрежный (7), Южный Сихотэ-Алинский (8), Дальнереченский (9).

Ханкайская зона

В Ханкайской зоне различаются четыре группы формаций: архейско-раннепротерозойская, позднепротерозойско-раннекембрийская, раннекембрийско-ордовикская (?) и среднепалеозойско-мезозойская.

Архейско-раннепротерозойская группа формаций образована глубоко метаморфизованными породами, возраст которых в настоящее время трактуется как позднеархейский и раннепротерозойский.

По данным И. В. Мишкиной [25], большая часть метаморфических пород северной части Ханкайского массива имеет первично-осадочное происхождение. Это пелиты, алевропелиты, граувакки и арковые песчаники. Среди них устанавливаются и вулканиты основного состава, которые преобразованы в биотит-амфиболовые сланцы. С учетом таких данных среди архейско-раннепротерозойских образований можно выделить карбонатно-терригенную и карбонатно-вулканогенно-терригенную формации. С ними ассоциируют габбро-порфиты, ортоамфиболовые, разgneивованные биотитовые граниты, гнейсограниты, аляскитовые граниты, пегматиты и порфириоды. Интрузивы имеют нечеткие границы и конформны структуре вмещающих пород, что дает основание предполагать «...одновременность процессов ультраметаморфизма, складчатости и магматизма на Ханкайском массиве» [7, с. 402]. По-видимому, габброиды являются наиболее древними и комагматичными эфузивами, входящими в состав карбонатно-вулканогенно-терригенной формации. Внедрение гранитоидов, скорее всего, произошло в конце раннего протерозоя.

К карбонатно-вулканогенно-терригенной формации следует относить также сланцы, гнейсы и амфиболиты Находкинской подзоны [26].

Архейско-раннепротерозойские формации обычно образуют крупные брахиформные складки, крылья которых осложнены складками, близкими к линейным.

Рассмотренные формации считаются [5] геосинклинальными. Вместе с тем известно [29], что земная кора в архее не была расчленена на платформы и геосинклинали и переживала нуклеарную стадию развития. Таким образом, архейско-раннепротерозойские образования Ханкайской зоны представляют собой продукты нуклеарной стадии развития и играют роль комплекса основания.

Позднепротерозойско-раннекембрийская группа формаций вскрывается в центральной части Ханкайского массива, а также в Комаровской подзоне. Характер ее контакта с нижележащими образованиями неясен. Однако рассматриваемые отложения по сравнению с подстилающими породами весьма слабо метаморфизова-

ны, характеризуются иным магматизмом и структурным планом. Это позволяет предполагать в основании верхнего протерозоя региональное несогласие. Вместе с тем существуют представления [5] о непрерывном развитии Ханкайского массива от низов докембра до среднего кембра и даже до девона.

В состав данной группы входят три формации, которые, скорее всего, имеют согласные взаимоотношения. Позднепротерозойский возраст вулканогенно-карбонатно-терригенной формации определяется исходя из того, что она представлена слабометаморфизованными породами, залегает на гнейсах и кристаллических сланцах раннего протерозоя, а сама без видимого несогласия перекрывается верхнепротерозойско-нижнекембрийскими отложениями. Джеспилитовая формация, по-видимому, охватывает пограничные слои верхнего протерозоя и нижнего кембра [27, 32]. Возраст кремнисто-терригенно-карбонатной формации основан заключенными в ней многочисленными раннекембрийскими окаменелостями.

Перечисленные формации смяты в сжатые линейные складки, оси которых имеют разнообразные направления, что, вероятно, отражает блоковые перемещения кристаллического основания.

Вулканогенно-карбонатно-терригенная и кремнисто-терригенно-карбонатная формации обладают многими близкими свойствами: 1) они содержат большие объемы карбонатных пород; 2) имеют значительные мощности, 3) развитые в них терригенные породы представлены преимущественно полимиктовыми и мезомиктовыми сероцветными песчаниками, обломки которых плохо сортированы и окатаны и сложены иногда слабоустойчивыми минералами. Эти особенности формаций указывают на активные тектонические движения и большие скорости прогибания земной коры, имевшие место во время осадконакопления, и позволяют сопоставить их с геосинклинальными формациями.

Джеспилитовая формация имеет небольшую мощность, относится к типу красноцветных карбонатных гематитовых формаций аридных зон [2] и, таким образом, является индикатором преимущественно континентальных условий осадконакопления. Обычно красноцветные отложения представляют формации орогенного типа либо залегают в основании чехла древних платформ [2]. В данном случае джеспилитовая формация вклинивается в типичные геосинклинальные образования. Необходимым условием для ее накопления было интенсивное воздымание региона. Следует отметить, что на до-позднепротерозойское поднятие и размыв Ханкайской зоны указывал ранее И. И. Берсенев [7]. Наличие в обломочных породах формации большого количества железистых минералов

показывает, что в районах, подвергавшихся размыву, были развиты красноземные коры выветривания. Джеснилитовая формация тесно связана в латеральном направлении с литологически сходными толщами, слагающими чехол Северо-Восточного выступа Китайской платформы.

Раннекембрийско-ордовикская (?) группа помимо стратифицированных образований включает позднекембрийскую (?) вулканоплатоническую липаритовую формацию и ордовикскую (?) формацию гранитных батолитов.

Ранне-среднекембрийская формация, охарактеризованная фауной трилобитов и брахиопод [27], с размывом, но без видимого углового несогласия залегает на раннекембрийской кремнисто-терригенно-карбонатной формации. Средне-позднекембрийская формация заключает фауну меростомидных. Взаимоотношения ее с подстилающими отложениями неясны. Позднекембрийская (?) липаритовая формация с угловым несогласием залегает на раннекембрийской кремнисто-терригенно-карбонатной формации и с размывом перекрыта девонскими отложениями. По представлениям Л. А. Изосова (1982 г.), липаритам комагматичны трещинные массивы вознесенских гранитоидов [7], имеющие раннепалеозойский возраст [9, 15]. Об этом свидетельствуют близкий возраст, тесная пространственная сопряженность, петро- и геохимическая общность и субвулканический характер гранитоидных массивов. Ордовикская (?) формация гранитных батолитов особенно широко проявлена в пределах центральной части Ханкайского массива и представлена также небольшими выходами в Арсеньевской и Комаровской подзонах. К ней отнесены шмаковские гранитоиды [7], радиологический возраст которых, по данным Л. А. Изосова (1982 г.), достигает 495 млн. лет. Граниты содержат ксенолиты и блоки габброидов, которые, возможно, представляют первую фазу ордовикского магматизма. По данным М. Д. Рязанцевой (1969 г.), гранитоиды имеют активный контакт с толщей липаритов, относимой нами к верхнему кембрию, а сами перекрыты девонскими отложениями [16]. В пользу их ордовикского возраста свидетельствует также присутствие гранитных галек в силурской кордонкинской свите, развитой на западной окраине Ханкайского массива, в непосредственной близости от Гродековского батолита.

Ранне-среднекембрийские и средне-позднекембрийские терригенные образования собраны в линейные складки, часто интенсивно расланцованны и кливажированы. Позднекембрийская (?) липаритовая формация обычно залегает субгоризонтально или же образует брахиформные складки.

Данная формационная группа отражает эпоху интенсивных тектонических движений, сопровождавшихся активной магматической деятельностью.

Для стратифицированных кембрийских формаций характерны красноцветные и плохо сортированные грубообломочные («мусорные») отложения, резкая изменчивость мощностей и фаций — признаки, позволяющие сопоставить эти формации с молассами. Липаритовая формация — продукт наземного вулканизма, а шмаковские гранитоиды сформировались после складчатости. Таким образом, формации раннекембрийско-ордовикской (?) группы отражают инверсию миогеосинклинали и последующую консолидацию области, что позволяет отнести их к орогенному классу.

Среднепалеозойско-мезозойская группа формаций залегает на подстилающих образованиях с угловым несогласием. В зонах активизации слагающие ее формации обычно в различной степени дислоцированы и обладают значительными мощностями, а в пределах малоподвижных блоков залегают плащеобразно и имеют сокращенные мощности. Стратифицированные формации в одних случаях отделены друг от друга местными угловыми несогласиями, в других — залегают почти в едином структурном плане. В данной группе широко представлены интрузивные и вулканоплатонические формации.

Девонские палеонтологически охарактеризованные образования широко распространены на юге Приморья. В Синегорской подзоне они образуют две формации, связанные постепенными переходами, — морскую диабазово-терригенную и континентальную липаритовую. При этом липаритовая формация помимо лавовых покровов включает экструзивы и субвулканы липаритов и субвулканические интрузивы куйбышевских гранитоидов. В Южно-Синегорской впадине присутствует также девонская габброниенит-трахилипаритовая формация, которая образована сложнопостроенными экструзивными и интрузивными массивами, прорывающими липаритовую формацию и перекрывающими верхнепермскими отложениями.

В Арсеньевской, Комаровской и Находкинской подзонах обнажается континентальная вулканогенно-терригенная формация (люторгская свита), которая, вероятно, замещает по простирианию формации Синегорской подзоны [16]. Она с размывом залегает на шмаковских гранитоидах.

В последние годы появились сведения о наличии в Южном Приморье нижнекарбоновых отложений, которые по составу практически не отличаются от люторгской свиты и условно выделены [11] в шевелевскую толщу (60—70 м).

Пермские толщи, возраст которых обоснован

палеонтологически [7], залегают на подстилающих образованиях с угловым несогласием либо с размывом. Они образовались, главным образом, в прибрежно-морских и континентальных условиях.

Позднепермские нестратифицированные образования расчленены на три интрузивные фазы [7] и в основном проявлены на южной окраине, в меньшей мере — в центральной части Ханкайской зоны. Образования первой фазы — габбро, диориты и гранодиориты — могут быть объединены в габбро-диорит-гранитную формацию, а гранитоиды второй и третьей фаз — в формацию субвулканических гранитов. Для первой фазы предполагается генетическая связь с вулканитами владивостокской свиты, для второй такая связь с эфузивами барашской свиты доказана Ю. Б. Евлановым [8].

Мезозойские формации представлены преимущественно обломочными угленосными отложениями триаса, юры и мела. Они развиты в основном на юге Ханкайской зоны, где слагают мощные монотонные толщи. В центральной части зоны, в Арсеньевской и Комаровской подзонах отмечаются также небольшие по площади выходы верхнемеловых вулканогенных толщ незначительной мощности.

По существу, мезозойские отложения составляют одну терригенную угленосную формацию, в которой могут быть выделены прибрежно-морские и континентальные фации. Она обычно с размывом ложится на верхнюю пермь либо с размывом и угловым несогласием — на более древние породы.

Раннемеловые габброиды, диориты и гранитоиды слагают крупные многофазные интрузивы в центральной части Ханкайской зоны и в Арсеньевской подзоне и относятся к габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Авторы полагают, что она является интрузивным эквивалентом вулканитов нижнемеловой алчанская свиты, распространенной в северо-восточной части Ханкайской зоны.

Стратифицированные формации среднепалеозойско-мезозойской группы в одних случаях (Синегорская подзона) имеют значительные мощности, представлены морскими фациями и часто включают вулканиты, стратиграфическая приуроченность которых весьма изменчива. Это свидетельства накопления формаций в условиях прогибания (зонах активизации). В других случаях (Алчанская, Комаровская, Находкинская подзоны), по-видимому, в пределах стабильных блоков формации этой группы имеют сокращенные мощности, выдержаны по простиранию и образовались в континентальных условиях. Вулканогенный материал в них присутствует в виде примеси пирокластики.

Дислоцированность формаций также весьма неравномерная. В зонах активизации (Синегор-

ская, Арсеньевская подзоны) они смяты в брахиформные складки, иногда вблизи разломов отмечается даже изоклинальная складчатость и опрокинутое залегание пород. В пределах же малоподвижных областей (Комаровская, Алчанская, Находкинская подзоны) они залегают субгоризонтально. Таким образом, формации данной группы близки, с одной стороны, к орогенным формациям, с другой — к платформенным.

Итак, приведенный материал показывает, что в строении Ханкайской зоны участвуют три структурно-формационных комплекса: фундамент, чехол (срединного массива) и образования областей активизации.

Фундамент сложен формациями трех групп: архейско-раннепротерозойской, позднепротерозойско-раннекембрийской и раннекембрийско-ордовикской (?). Архейско-раннепротерозойские формации рассматриваются как осколки фундамента Китайской платформы, раздробленные и переработанные позднепротерозойскими, палеозойскими и мезозойскими тектономагматическими процессами. Позднепротерозойско-раннекембрийская и раннекембрийско-ордовикская (?) группы формаций отражают соответственно геосинклинальную и орогенную стадии развития Ханкайской зоны, консолидация которой связывается с ордовикской (?) складчатостью и со становлением гранитных батолитов. Изложенное согласуется с представлениями М. Г. Органова [28] и А. М. Смирнова [30], выделявших на юге Дальнего Востока такие структуры первого порядка, как жесткие массивы и обрамляющие их разновозрастные области завершенной складчатости.

Чехол и образования областей активизации представлены посторогенными формациями среднепалеозойско-мезозойской группы, которые накапливались в условиях различной подвижности фундамента. Одновременно с накоплением в Алчанской, Комаровской и Находкинской подзонах маломощных пологозалегающих толщ заложились и длительное время функционировали Арсеньевский и Синегорский подвижные прогибы, близкие по типу к пригесинклинальным. Заложение их связано с движениями в примыкающей с востока Сихотэ-Алинской геосинклинали. Наиболее интенсивно процессы тектономагматической активизации Ханкайской зоны проявились в девоне, поздней перми, раннем и позднем мелу.

Западно-Приморская зона

Эта зона отделяется от Ханкайского массива зоноймагмоконтролирующего Западно-Приморского разлома. Здесь нами выделены формации силурийского, пермского и позднемелового возраста.

Силурийская кремнисто-вулканогенно-терригенная формация представлена кордонкинской свитой. Подошва ее не установлена. Силурийские породы смяты в липейные, нередко опрокинутые складки субмеридионального простирания, которые осложнены протяженными взбросо-надвигами. Данная формация исходя из ее приуроченности к зоне магмоконтролирующего разлома и судя по особенностям литологического состава (наличие спиллитов, граувакк, кремней), а также по характеру дислокаций пород напоминает геосинклинальные образования. Накопилась она в узком глубоководном подвижном троге, причем наличие в ней внутриформационных конгломератов указывает на перерывы в осадконакоплении.

Пермские образования объединены в три стратифицированные формации, которые накопились в прибрежно-морских и континентальных условиях. Раннепермские образования с постепенным переходом перекрываются позднепермскими. Подошва раннепермских отложений не выходит на дневную поверхность [7]. По представлениям Ю. Б. Евланова [8], позднепермские вулканогенные и терригенные формации замещают друг друга по простиранию. Позднепермская габбро-диорит-гранитная формация представлена сложно дифференцированными интрузивами, тяготеющими к зонам протяженных взбросо-надвигов и являющимися вероятными плутоническими аналогами позднепермской липарито-андезитовой формации, развитой в Ханкайской зоне.

Пермские осадочные и вулканогенные формации залегают в одном структурном плане с силурийскими отложениями, т. е. характеризуются линейной складчатостью.

Раннепермская (?) формация обладает большой мощностью, является преимущественно мелкообломочной, содержит значительное количество углистого вещества, породы ее сильно метаморфизованы. Эти признаки указывают на большие скорости седиментации и на тектоническую активность области прогибания. Позднепермские отложения сравнительно маломощны, содержат грубообломочные породы, передко аркового состава, прибрежно-морскую фауну и континентальную флору. Замещающие их по простиранию образования липаритовой формации относятся к продуктам наземного вулканизма и накопились на поднятиях.

Позднемеловые образования отнесены к липаритовой формации, которая с резким угловым несогласием залегает на силурийских и верхнепермских образованиях [7]. Возраст их достоверно не установлен. Это типично континентальные накопления, сформированные на жестком основании в связи с возобновлением тектономагматических процессов.

Итак, в Западно-Приморской зоне четко фик-

сируются два структурно-формационных комплекса: складчатый фундамент и покровный комплекс, залегающий резко несогласно на подстилающих породах.

По мнению Ю. Б. Евланова [8], Западно-Приморская зона составляет одно целое с герцинскими складчатыми структурами Северо-Востока Китая и Северной Кореи, которые сформировались в пределах Тумантано-Суйфунской геосинклинали. Можно предположить и иную трактовку геологических событий. Она основана на следующих данных. Силурийские и пермские формации выполняют очень узкую линейную зону, приуроченную к Западно-Приморскому магмоконтролирующему разлому. По типу они действительно близки к геосинклинальным и орогенным образованиям, но не настолько «масштабны», чтобы представлять нормальную геосинклиналь. Поэтому представляется, что в силуре на западе Ханкайского массива в результате активизации тектономагматической деятельности, отражающей развитие примыкающей с запада Тумантано-Суйфунской геосинклинали, произошли крупные расколы. Вдоль них и возникла линейная ослабленная зона меридионального простирания. Не исключено, что в это же время заложилась и Сихотэ-Алинская геосинклиналь.

Сихотэ-Алинская зона

Докайнозойские стратифицированные отложения Сихотэ-Алиня образуют пять групп формаций: докембрийскую, позднедевонско-берриасовую, берриас-валанжинскую, готерив-альбскую и альб-датскую.

К докембрийской группе отнесен комплекс пород, показываемый на геологических картах как «габброиды». Они слагают ядра синформных складок и обнажены вдоль северо-западного крыла Сихотэ-Алинского синклиниория в виде узких кулисообразно расположенных тел, вытянутых в северо-восточном направлении. Под этим собирательным названием объединены метаморфические и интрузивные породы: амфиболиты, амфиболовые, гранат-амфиболовые, кварц-альбит-мусковитовые сланцы и гнеймы, прорванные интрузиями катализированных, амфиболизированных полосчатых габбро, диоритов и плагиогранитов. До сих пор нет единого мнения относительно возраста и формационной принадлежности этих образований. Их считали метаморфическими породами архея [3], среднепалеозойскими интрузиями [7]. Возраст прорывающих их габбро-диоритов, определенный А. И. Грачевой калий-argonовым методом в Лаборатории ППГО, достигает 1,89 млрд. лет (устное сообщение В. Ф. Крашенинина). Породы данного комплекса по составу и степени метаморфизма сопоставляются с

архейско-раннепротерозойской группой формаций Ханкайской зоны.

Позднедевонско-берриасовую группу образуют пять формаций: спилито-терригенно-кремнисто-карбонатная, спилито-кремнисто-терригенная, «дикого» флиша, карбонатно-терригенная и щелочных базальтоидов. Они обнажены на крыльях синклиниориев, характеризуются единым структурным планом, но резко различаются по составу, мощности и условиям образования. Первые три из них сформировались в подвижных прогибах эвгеосинклинального типа, на что указывают их вулканогенно-карбонатно-терригенный состав и относительно большая мощность. Возраст их обоснован палеонтологически, подстилающие породы неизвестны.

Карбонатно-терригенная формация залегает с размывом на «габброидах». Она накопилась в прибрежно-морских условиях на поднятиях геоантеклинального типа, имеет относительно небольшую мощность, аркозовый состав терригенных пород и всюду совместно с «габброидами» находится в аллохтонном залегании [24]. К ней относится толща переслаивающихся алевролитов и песчаников с редкими небольшими линзами органогенных известняков, в нижней части которой обнаружены остатки позднепермских фораминифер, в средней — норийских монотид, в верхней — ранне-среднеюрских пеллеципод и аммонитов.

Формация щелочных базальтоидов распространена ограниченно и соответствует поздне-юрской погской свите туфов щелочных базальтоидов, которые без видимого несогласия залегают на подстилающих образованиях и имеют мощность до 700 м.

Берриас-валанжинская формация обнажена на крыльях Сихотэ-Алинского синклиниория и относится к молассе. Она образована толщей мелко- и крупнозернистых терригенных пород, которые с размывом залегают на подстилающих образованиях и содержат многочисленные остатки раннемеловых бухий.

Готерив-альбская группа включает палеонтологически охарактеризованные терригенную флишевую и терригенную формации. Первая слагает ядра синклиниориев и без видимого несогласия залегает на берриас-валанжинской молассе. Она накопилась в глубоких прогибах с активными придонными течениями и представлена толщей ритмично переслаивающихся алевролитов и песчаников с редкими прослоями гравелитов. Алевролиты часто взмучены, песчанистые, в песчаниках встречаются линзовидные включения и мелкие обломки алевролитов.

Терригенная формация обнажается в ядре Сихотэ-Алинского и на крыльях Сихотэ-Алинского и Бикинского синклиниориев. В ядре Сихотэ-Алинского синклиниория она представлена фаунистически охарактеризованной средне-

позднеальбской лужкинской свитой алевролитов и песчаников, которая согласно залегает на подстилающих флишевых отложениях и по своему составу, строению и положению в разрезе близка к молассе.

На крыльях синклиниориев терригенная формация распространена ограниченно. К ней относятся прибрежно-морские отложения ант-альба (соколовская, уктурская свиты) и альба (холминская свита), представленные в основном песчаниками, алевролитами и гравелитами с остатками раннемеловой фауны и флоры. Залегают они полого, резко несогласно на подстилающих отложениях и имеют небольшую мощность.

Стратифицированные формации Сихотэ-Алиня прорваны небольшими позднеюрскими интрузиями меймечит-пикритовой формации и позднеальбскими интрузиями формации гранитных батолитов и, за исключением соколовской, холминской и уктурской свит, развитых на юго-восточном крыле Бикинского синклиниория, очень сложно дислоцированы. Характерны линейные сжатые, прямые, наклонные и опрокинутые складки северо-восточного простириания. В кремнистых породах часто видна мелкая гофрировка и плойчатость. Складчатая структура осложнена разрывами, преимущественно продольными надвигами и сдвигами.

Позднеальбско-датская постогененная андезит-липаритовая формация представлена вулканитами кислого и среднего состава, которые полого, резко несогласно залегают на всех более древних образованиях и прослеживаются в виде широкой полосы вдоль побережья Японского моря.

Анализ приведенного материала позволяет выделить в Сихотэ-Алинской зоне два основных структурно-формационных комплекса: кристаллического основания и наложенной Сихотэ-Алинской геосинклинали. В последней различаются собственно геосинклинальные и орогенные формации. Кристаллическое основание сложено «габброидами» — фрагментами ранее существующей здесь жесткой структуры, раздробленной и переработанной в результате более поздних тектономагматических процессов.

Сихотэ-Алинская геосинклиналь заложилась в среднем палеозое (возможно, в силуре) на раздробленных структурах кристаллического основания. В ее докайнозойской геологической истории выделяется четыре периода: среднепалеозойско-берриасовый, берриас-валанжинский, готерив-альбский и позднеальбско-датский. На ранних стадиях развития сформировались вулканогенно-осадочные толщи среднего палеозоя — берриаса. Разрезы этих образований обнаруживают значительную формационную дифференцированность. Процесс осадконакопления, видимо, протекал непрерывно в ус-

ловиях глубоководного морского бассейна с весьма расчлененным рельефом дна. Глубоко прогнувшиеся участки чередовались с относительно поднятыми. В прогнутых участках накопились вулканогенно-осадочные эвгеосинклинальные толщи, на поднятиях — карбонатно-терригенные и вулканогенные образования, геоантиклинального типа. Подвижные прогибы располагались на крыльях современных синклиниориев. Н. Г. Мельников и В. В. Голозубов предполагают, что наиболее крупное поднятие существовало в ядре современного Сихотэ-Алинского синклиниория. По типу оно приближалось к геоантиклинальным, но не исключено, что это был срединный (остаточный) массив, который в южном направлении простирался до современного побережья Японского моря.

Второе крупное поднятие, видимо, разграничивало Сихотэ-Алинскую геосинклиналь и Арсеньевский пригеосинклинальный прогиб. Именно в пределах этих поднятий располагались корни тектонических покровов, с которыми связаны юрско-берриасовые олистостромы.

В берриас-валанжине накопились мощные молассовые толщи. Они свидетельствуют о том, что в это время Сихотэ-Алинская геосинклиналь претерпела частную инверсию, когда на месте прогибов начали расти поднятия. Общая инверсия тектонического режима наступила в готериве. Она сопровождалась складчатостью и, вероятно, внедрением гранитоидов. Следует отметить, что впервые к выводу о широком проявлении готеривской складчатости в Сихотэ-Алине пришел В. Н. Верещагин [6] еще в 1962 г. В результате готеривских тектонических движений подвижные прогибы, расположившиеся на крыльях нынешних синклиниориев, были замкнуты и превращены в жесткие сооружения. В их пределах в апте-альбе местами продолжалось осадконакопление, но оно происходило уже в прибрежно-морских субплатформенных условиях. На месте среднепалеозойско-берриасовых поднятий в готериве

возникли подвижные прогибы, в которых накопились мощные толщи, близкие по типу к флишевым. Этим объясняется налегание последних на берриасово-валанжинскую молассу. Прогибы были замкнуты в позднем альбе в результате складчатости [11] и формирования гранитоидных батолитов. Позднеальбские тектонические движения усложнили сформировавшуюся структуру многочисленными сдвигами и надвигами,

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в Приморье отчетливо выделяются три структурно-формационные зоны: Ханкайская, Сихотэ-Алинская и Западно-Приморская. Ханкайская зона представляет собой позднебайкальский остаточный массив с активизированными краевыми частями.

Совокупность приведенных данных побудила нас отказаться от традиционной трактовки тектоники некоторых районов Приморья. В частности, существующие представления о Главном антиклиниории и Главном синклиниории Сихотэ-Алиня, Прибрежной антиклинальной зоне и Муравьевском антиклиниории [4, 19] не соответствуют новейшим данным. Эти структуры представляют собой тектонические блоки с косыми к простиранию складок ограничениями. По отношению к Главному антиклиниорию Сихотэ-Алиня такая мысль впервые была высказана Б. А. Ивановым [13].

В принятом новом структурном районировании Южно-Приморская зона [4] расчленена на два структурных элемента, из которых северо-западный включен в Ханкайскую зону, а юго-восточныйнесен к Сихотэ-Алинской зоне. В Сихотэ-Алинской зоне ведущую роль играют изоклинальные складки, надвиги, сдвиги, тектонические покровы и связанные с последними олистостромы. Дальнейшее их изучение в конечном счете важно для выяснения закономерностей размещения полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аблаев А. Г., Коновалов В. П., Красилов В. А. О возрасте сихотэ-алинид.—ДАН СССР, 1972, т. 207, № 3.
2. Анатольева А. И. Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. Новосибирск: Наука, 1978.
3. Беляевский Н. А., Громов Ю. Я. и др. Геология Приморского края. М.: Госгеолтехиздат, 1956.
4. Берсенев И. И. Основные черты геологического строения.—В кн.: Геология СССР, т. 32, ч. 1. М.: Недра, 1969.
5. Васильковский Н. П. Особенности строения и геологическая история Северо-Азиатской ветви Тихоокеанского пояса.—В кн.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М.: Наука, 1968.
6. Верещагин В. Н. Проблема готерива и баррема на Дальнем Востоке.—Сов. геол., 1962, № 8.
7. Геология СССР, т. 32, ч. 1. М.: Недра, 1969.
8. Евланов Ю. Б. Литолого-формационная характеристика палеозойских отложений Туманган-Суйфунской складчатой области (северо-западный сектор Тихоокеанского пояса). Автореф. канд. дис. Владивосток, 1970.
9. Евстрахин В. А. Эпохи образования месторождений полезных ископаемых на Дальнем Востоке и в Забайкалье.—Сов. геол., 1971, № 11.
10. Елисеева В. К., Липман Р. Х., Святогорова Н. Н. Новые данные по стратиграфии Центрального Сихотэ-Алиня.—Геол. и геофиз., 1976, № 11.

11. Зимина В. Г. О щевелевской толще Южного Приморья.— В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока. Владивосток, ДВПИ, 1978.
12. Иванов Б. А. Структурно-фаунистическое и тектоническое районирование Южного Сихотэ-Алиня.— Сов. геол., 1960, № 10.
13. Иванов Б. А. Выступление в прениях.— В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
14. Изосов Л. А., Поярков Б. В. Первая находка девонских фораминифер в Южном Приморье.— ДАН СССР, 1976, т. 227, № 2.
15. Изосов Л. А., Рязанцева М. Д. Палеозойские магматические комплексы юга Ханкайского массива.— Сов. геол., 1977, № 2.
16. Изосов Л. А. Палеозойские формации и геологическое развитие Юго-Западного Синегорья (Приморье.) Автореф. канд. дис. Владивосток, 1981.
17. Косыгин Ю. А. Тектоника. М.: Недра, 1969.
18. Красилов В. А. Первые находки девонской флоры в Приморье.— ДАН СССР, 1968, т. 183, № 1.
19. Кропоткин П. И. Краткий очерк тектоники и палеогеографии южной части Советского Дальнего Востока.— В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1954.
20. Мазарович А. О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое — раннем мезозое. Автореф. канд. дис. М., 1982.
21. Лазарев А. З. Главнейшие этапы развития складчатой структуры южной половины Дальневосточного края.— Тр. 17-ой сессии МГК. Т. 2. М., 1939.
22. Мельников Н. Г. История геологического развития Юго-Восточного Приморья в среднем палеозое — раннем мезозое. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1973.
23. Мельников Н. Г., Голозубов В. В., Олейник Л. М. О возрасте маляновской и самаркинской свит Приморья.— В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока. Владивосток, ДВПИ, 1978.
24. Мельников Н. Г., Голозубов В. В. Олистостромовые толщи и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине.— Геотектоника, 1980, № 4.
25. Мишикина И. В. Первичный состав метаморфических толщ севера Ханкайского массива.— В кн.: Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1975.
26. Мишкин М. А., Леликов Е. П., Овчарек Э. С. Новые данные о метаморфических породах побережья Японского моря в Южном Приморье.— ДАН СССР, 1970, т. 190, № 6.
27. Окунева О. Г., Репина Л. Н. Биостратиграфия и фауна кембрия Приморья. Новосибирск: Наука, 1973.
28. Органов М. Г. Тектоническое районирование южной части Дальнего Востока и смежной территории.— В кн.: Материалы первой научной сессии Дальневосточного Совета по координации и планированию научно-исследовательских работ по техническим и естественным наукам. Вып. 3. Владивосток, 1962.
29. Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. (Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. Сер. геол., 1962, вып. 5).
30. Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
31. Смирнов А. М., Давыдов И. А. и др. Кембрийская липаритовая формация Приморья.— ДАН СССР, 1982, т. 262, № 2.
32. Фомин Б. Н., Школьник Э. Л. О фосфоритоносности древних отложений Малого Хингана.— В кн.: Фосфаты Дальнего Востока. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1980.

*ПГО Приморгегология
Владивосток*

*Поступила в редакцию
3 июня 1982 г.*

УДК 551.21/24 : 550.831.23(571.62)

A. M. Петрищевский

ТЕКТОНИКА НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ (по геофизическим данным)

Описаны блоки складчатого фундамента и вулканического чехла Нижнего Приамурья, установлены унаследованно-наложенные взаимоотношения догоесинклинальных, геосинклинальных и вулканических структур. В Николаевском вулканическом прогибе установлен эволюционный латеральный ряд вулкано-

текtonических структур, характеризуемый напряженной вертикальной последовательностью вулканических комплексов и связанный с изменением мощности складчатого фундамента. Особенности магматической зональности и эволюции увязаны с характером вертикальных тектонических движений.

Во взаимоотношениях геосинклинального комплекса Сихотэ-Алиня с позднемезозойско-кайнозойскими вулкано-плутоническими структурами многое не изучено. Еще менее исследованы связи геосинклинальных и вулканических структур со структурами глубинных слоев земной коры и в первую очередь с блоковой тектоникой фундамента геосинклинальных толщ. Из-за противоречивости данных и недостатка сведений о глубинном строении земной коры на протяжении многих лет дискутируется вопрос о наложенном [1, 16], унаследованном [2, 3] либо унаследованно-наложенном [12, 15] характере позднемелового — кайнозойского вулканизма. Высказываются предположения [13] о длительном автономном развитии Сихотэ-Алинских вулканических поясов как пограничных структур на стыках литосферных плит.

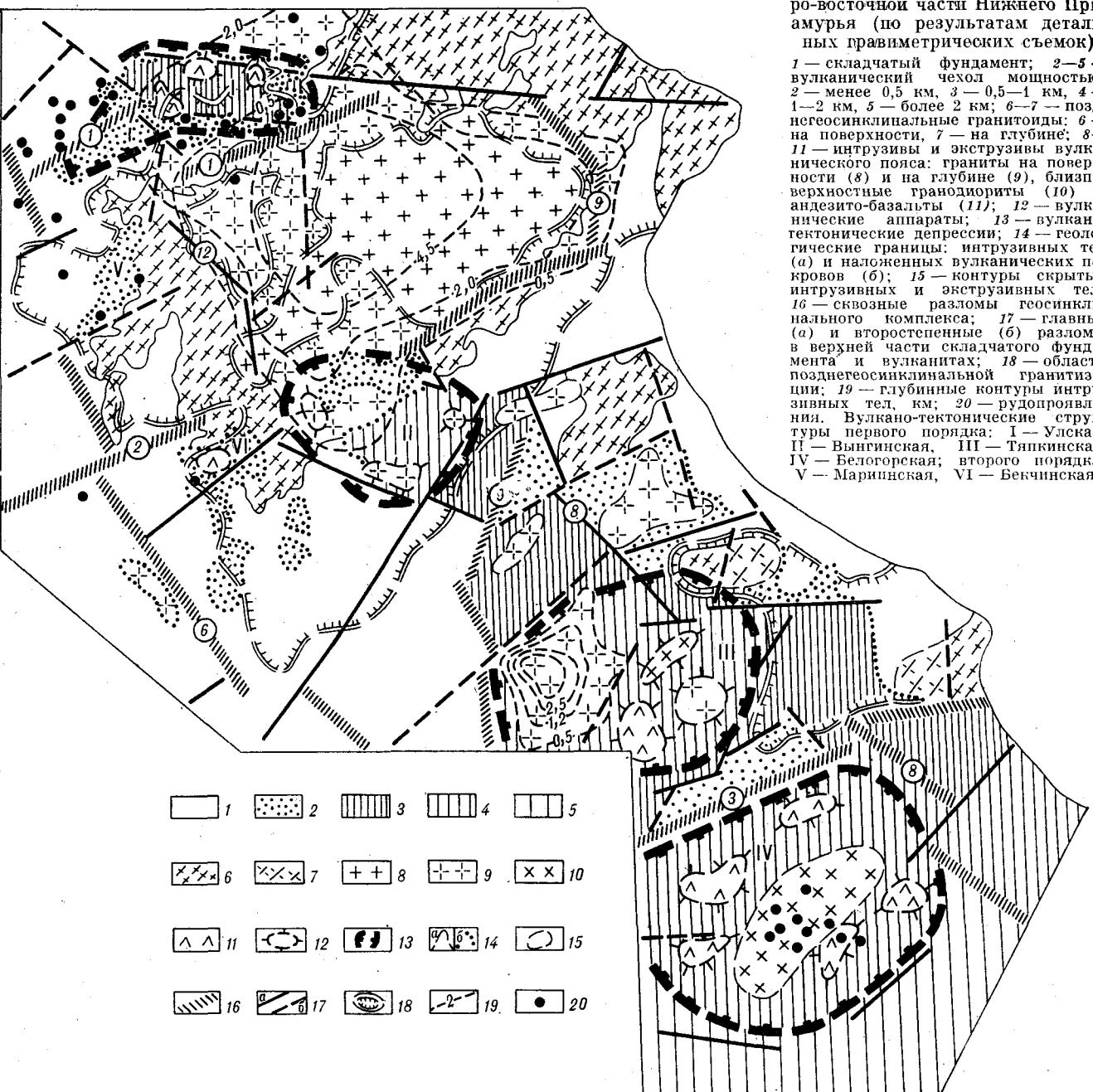
Рассматриваемый район (рис. 1) охватывает северо-восточную часть Нижне-Амурского блока Сихотэ-Алинской складчатой системы и северное окончание Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. По данным предшествующих исследований район характеризуется трехъярусным строением. Нижний, гипотетический [4, 14] структурный этаж является комплексом основания складчатой системы и близок к фундаменту срединных массивов мезозоид Дальнего Востока. Средний структурный этаж ($J-K_2$) соответствует верхней части главного комплекса Сихотэ-Алиня [14], верхний (K_2-N) сложен вулканогенными образованиями, которые в общем случае с угловым несогласием залегают на геосинклинальных структурах. Средний этаж часто называют «складчатым фундаментом» [13, 15] вулканического пояса.

В предлагаемой работе исследованы глубинные характеристики тектонических и магматических структур Нижне-Амурского района по гравиметрическим, магнитным и петрофизическим данным. С целью выявления и пространственного описания слоистой структуры разреза применена статистическая методика преобразования гравитационного поля [7, 8], основанная на определениях центров избыточных масс и автокорреляционном анализе гравитационных аномалий. Результаты этих преобразований сопоставлены с прямыми расчетами (с использованием петрофизических данных) вертикальной мощности геологических комплексов, блоков и тел, обнаженных на поверхности.

В разрезе района выделены два уровня преимущественно плоских гравитирующих тел на глубинах 2—3 и 5—8 км, совпадающих с положением глубинных структурных границ, определяемых по автокорреляционным функциям гравитационного поля (рис. 2). Глубина залегания верхнего уровня коррелируется со стратиграфическими оценками мощности вулканического чехла (2—4 км) и подтверждается прямыми расчетами средней вертикальной мощности вулканических покровов, субвулканических тел и блоков складчатого фундамента в вулканитах (см. рис. 1). Глубина нижнего уровня гравитирующих масс близка к стратиграфической мощности (8 км) обнажающихся здесь геосинклинальных образований и расчетной вертикальной мощности (5—6 км) крупных интрузивных массивов.

Особенности размещения гравитирующих масс нижнего структурного уровня (рис. 3), совпадают по глубине с подошвой среднего

Рис. 1. Структурная схема северо-восточной части Нижнего Приамура (по результатам детальных гравиметрических съемок).



(геосинклинального) структурного этажа, хорошо увязываются с данными о наращивании к юго-востоку геосинклинального разреза и связи вулканических формаций с комплексом основания [11]. По гравиметрическим данным в кровле комплекса основания с севера на юг выделяются: Ульбанский прогиб, Бекчиулское поднятие, Горинский прогиб, Первое поднятие и Тырский прогиб (см. рис. 3), положение которых в общих чертах соответствует положению геосинклинальных складчатых и блоковых структур, что свидетельствует об унаслед-

довании ими блоков древнего фундамента. Вместе с тем проявлены горизонтальные смещения и несогласия простираций (Бекчиулский и Тырский блоки) осей блоков комплекса основания и геосинклинальных структур. Эти особенности указывают на дифференцированный характер соскладчатых тектонических движений либо возможную послескладчатую тектоническую перестройку (активизацию) блоков геосинклинального комплекса. Блоки комплекса основания, возможно, инвертировали в процессе орогенного режима. Так, например,

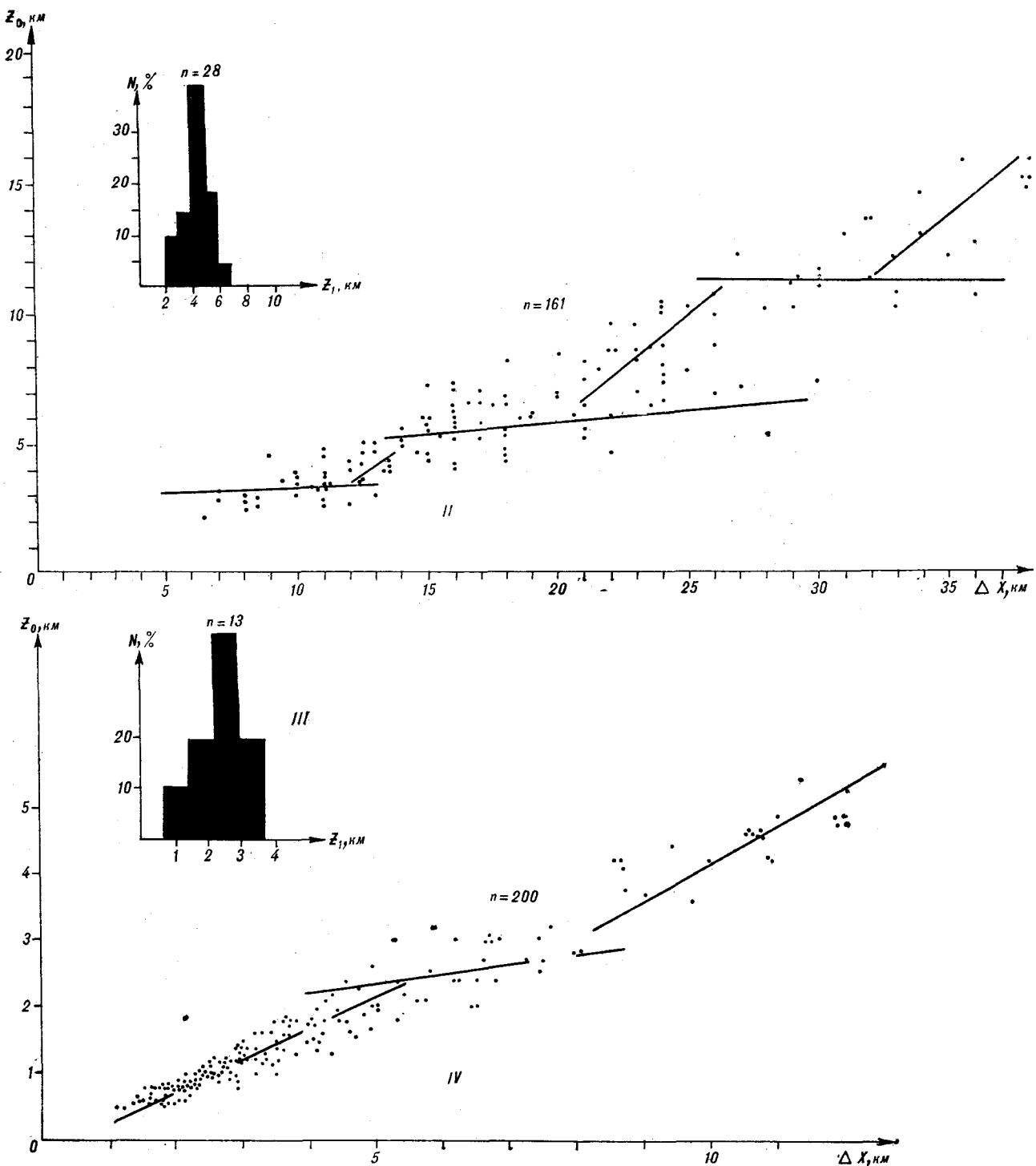


Рис. 2. Статистические параметры плотностных неоднородностей верхней части земной коры в Нижне-Амурском районе.

I, III — диаграммы распределения глубин (Z_1) структурных границ по результатам автокорреляционного анализа, II, IV — диаграмма распределения глубин (Z_0) центров локальных избыточных масс в зависимости от размеров гравитационных аномалий (ΔX).

в центральных частях Бекчиулского и Перовского поднятий наблюдаются локальные синклинальные осложнения (см. рис. 3).

Блоки центральной части района имеют се-

веро-западную ориентировку изоглубин гравитирующих масс, резко дискордантную складчатым структурам, и пространственно совпадают с наложенным Николаевским вулканическим

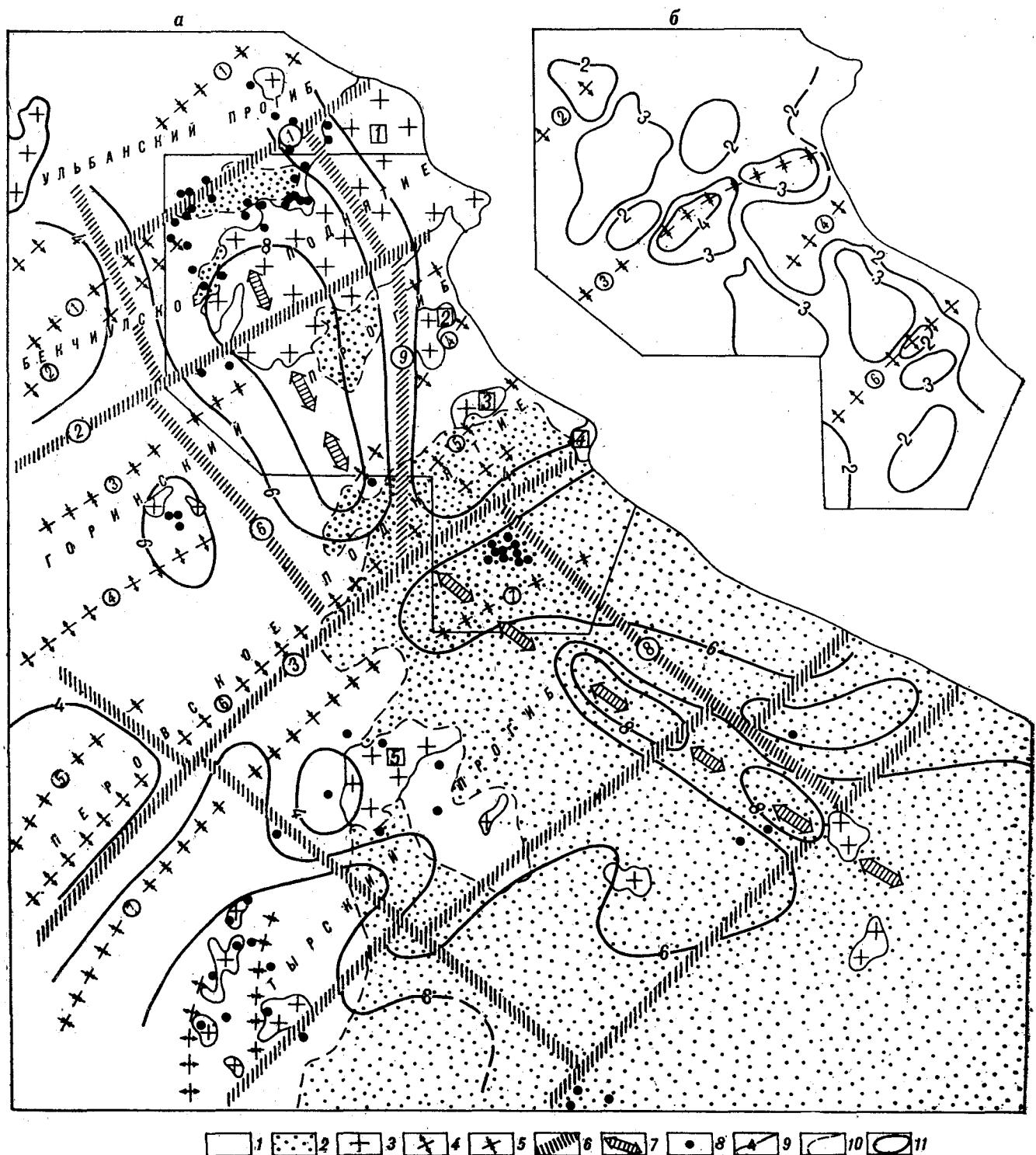


Рис. 3. Схемы изоглубин нижнего (а) и верхнего (б) структурных уровней гравитирующих масс (контуры рис. б показаны на рис. а).

1 — складчатый фундамент; 2 — вулканический чехол; 3 — гранитоиды (массивы: 1 — Бекчиулская, 2 — Верхне-Сивукский, 3 — Нижне-Сивукский, 4 — Первовский, 5 — Гырманский); 4 — антиклинальные структуры складчатого фунда-

мента (2 — Бекчиулская, 4 — Орельская, 6 — Первовская); 5 — синклинальные структуры (1 — Улская, 3 — Тывлинская); 6 — сквозные разломы складчатого фундамента; 7 — ось Николаевского вулканического прогиба; 8 — рудопроявления; 9 — интрузивные границы; 10 — границы вулканического чехла; 11 — изоглубины гравитирующих масс, км.

прогибом — фрагментом Усть-Умурской вулканической зоны Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

Схема изоглубин гравитирующих масс верхнего структурного уровня (см. рис. 3) отражает вертикальное распределение плотностных неоднородностей, отчетливо связанное с наблюдаемыми на поверхности геологическими структурами. К северу от Перовского поднятия фиксируется преимущественно северо-восточная ориентировка дислокаций, к югу — северо-западная, соответствующие преобладанию геосинклинальных или вулканогенных образований.

В пределах обнаженной части складчатого фундамента относительный прогиб изоглубин наблюдается вдоль оси Тывлинской синклиналии, поднятие — вдоль оси Орельской антиклиналии. Центральной части Бекчиулского поднятия соответствует наименьшая глубина плотностных неоднородностей верхнего уровня.

Наиболее общие закономерности латеральной неоднородности гравитирующих масс в пределах выделенных уровней (слоев), выявленные в результате формальной расчетной процедуры [7], иллюстрируются картами критической плотности аномальных масс (рис. 4), по-видимому, отражающими степень интенсивности прошедших эндогенных процессов.

На карте плотностной неоднородности нижнего структурного уровня преобладают субширотные и северо-восточные ориентировки аномалий плотности, указывающие на их связь с позднегеосинклинальными (орогенными) тектономагматическими процессами, на карте верхнего уровня преобладают субмеридиональные и северо-западные ориентировки и кольцевые структуры, связанные преимущественно с вне-геосинклинальной тектономагматической активизацией. В верхнем слое фиксируется три области концентрации плотностных неоднородностей, совпадающие с положением Белогорской, Тяпкинской вулкано-тектонических структур (ВТ-структур) и Бекчиулского тектономагматического поднятия. В области поднятия распределение максимальных значений аномальной плотности характеризуется отчетливой концентрической зональностью по периферии гранитной части Бекчиулского интрузивного массива (см. рис. 1, 4).

Размещение рудопоявлений вне плотностных неоднородностей (см. рис. 4) свидетельствует о том, что минерализация либо не связана с наиболее интенсивными или более поздними фазами тектономагматических процессов, либо полезный элемент характеризуется высокой эндогенной миграцией. Наиболее вероятно, что такое распределение плотности отвечает связи рудных концентраций с промежуточными и относительно короткими липарит-гранитными

стадиями вулканических процессов в раннем и позднем палеогене.

В результате активизации эндогенных процессов, сопровождаемых вулканической деятельностью, в позднем мелу — палеогене на фоне геосинклинальных структур (см. рис. 3) получили развитие вулкано-тектонические депрессии и разделяющие их поднятия (см. рис. 1).

Бекчиулское тектономагматическое поднятие представляет собой сложное полиформационное сооружение, центральная часть которого сложена одноименным интрузивным plutоном. Гранитоиды Бекчиулского plutона, как и гранитоиды всей северной части Нижнего Приамурья, подразделяются на две группы, различающиеся по структурно-вещественным характеристикам. Гранитоиды первой группы слабо дифференцированы по составу [10], близки по плотности ($2,64 \text{ г}/\text{см}^3$) к вмещающим юрским породам ($2,65 \text{ г}/\text{см}^3$) и распространены преимущественно в поднятиях, обрамляющих Николаевский вулканический прогиб (см. рис. 1). Они практически не выделяются или выделяются слабыми максимумами в гравитационном поле и сопровождаются повышенным (200—500 нТ) магнитным полем. Существует мнение (В. Э. Пилацкий, 1978 г.) о комагматичности малодифференцированных гранитоидов поздне-геосинклинальной андезитовой вулканической формации. К данной группе В. Э. Пилацким отнесены гранодиориты массивов Верхне- и Нижне-Сивукского, Перовского, Амыканского, Гирманского и других, расположенных в краевых частях вулканического прогиба (см. рис. 1, 3).

Все остальные гранитоиды характеризуются резкой изменчивостью состава и имеют отличные от первой группы геолого-геофизические параметры. Они сопровождаются контрастными гравитационными аномалиями обоих знаков, чаще всего интенсивными минимумами, и дифференцированным магнитным полем. Плотность и магнитность этих образований варьирует в весьма широких пределах. Гранитоиды второй группы В. Э. Пилацким [10, 11] связываются с процессами вне-геосинклинального вулканизма или тектономагматической активизации. Главной особенностью контрастных гранитоидов является приуроченность их к очаговым вулкано-тектоническим структурам, а также тесная перемежаемость вулканических и плутонических фаций.

Существование двух типов гранитоидов, резко различных по вещественной однородности, тектоническому положению и морфологии тел, является, по-видимому, специфической особенностью магматических формаций Сихотэ-Алиня, поскольку такие же соотношения установлены в краевой части Ханкайского массива и Бикинской зоне раннемезозойской складчатости [9].

Таким образом, в отличие от установивших-

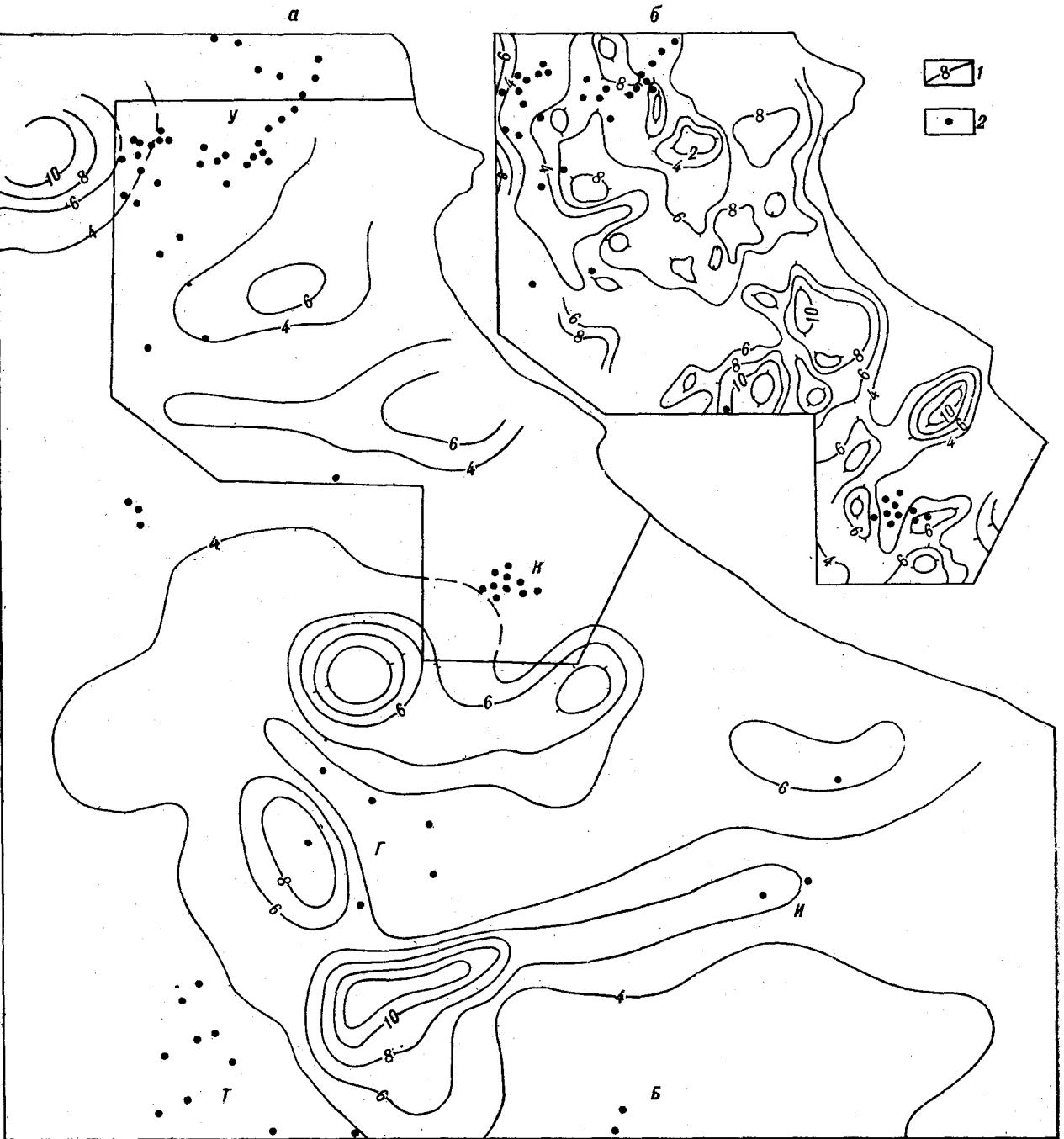


Рис. 4. Схемы латеральной плотностной неоднородности нижнего (а) и верхнего (б) уровней гравитирующих масс (контур рис. б показан на рис. а).
 1 — изоденсы критической плотности, $10^{-2} \text{г}/\text{см}^3$; 2 —рудопроявления. Рудные узлы: У — Улский, К — Колчанский, И — Искинский, Т — Тырский, Б — Бухтанский.

ся представлений [6], мы предполагаем наличие в районе двух типов гранитоидов, относящихся к различным геотектоническим этапам. Под «гранитизацией» мы понимаем стационарный палингенический, вероятно анатектоидный, процесс, пик которого приурочен к позднему (геоантиклинальному) этапу развития геосин-

линального структурно-формационного комплекса, а под тектономагматической активизацией — процессы, связанные с внегеосинклинальным вулканализмом. Следствием последовательного проявления и возможного пересечения (интерференции) этих процессов является гетерогенная структура Бекчиулского plutона.

Краевые части массива (гранодиориты), имеющие извилистые очертания и содержащие ксенолиты осадочных пород, кристаллизовались, вероятно, в позднегеосинклинальный этап развития района, центральная — в период активизации. Центральная часть массива, сложенная монцонитами и гранитами, располагается на продолжении оси вулканического прогиба (см. рис. 1, 3) и ограничена крутопадающими (70 — 90°) к центру массива разломами типа структурных барьеров (разломы № 1, 2, 9 и 12 на рис. 1). Мощность монцонитов в центральном блоке не превышает 500 м. По расчетам магнитных аномалий, выполненных Н. И. Ярославцевой, мощность гранодиоритов, обрамляющих граниты на западе и востоке тектономагматического поднятия, составляет около 2,5—3 км. Вертикальная мощность гранитов в своде поднятия по гравиметрическим данным увеличивается до 6—7 км. Близость мощности гранитов к стратиграфической мощности вмещающих пород (8 км) является признаком автохтонного происхождения гранитов.

Пространственные параметры гранитной части Бекчиулского массива уточнены расчетами по трехмерному алгоритму, согласно которым граниты имеют плитообразную лакколитоподобную форму в разрезе и «Т-образную» в плане (см. рис. 1). Оси простираций частей интрузива вытянуты в северо-восточном и северо-западном направлениях, соответствующих директивным простирациям структурных элементов района.

Выполненные расчеты определяют следующий механизм образования бекчиулских гранитов: зарождение магматического очага «на месте» в своде геосинклинального поднятия, последующая активизация его в результате пересечения региональным глубинным разломом (по оси которого развелся Николаевский вулканический прогиб), раскилление и местные интрузии магмы в стороны от магматического центра. В последней фазе горизонтальные интрузии, по-видимому, преобладали над вертикальными, причем весьма интересным, с точки зрения поисков-рудной минерализации, является внедрение апофиз гранитов под вулканы Улской и Вынгинской ВТ-структур (см. рис. 1). Местное вертикальное перемещение (расширение) магмы осуществлялось, вероятно, тоже по двум направлениям: как вверх, так и вниз в соответствии с дифференцированным характером тектонических движений [5]. При этом кровля plutона играла активную роль в рельефообразовании [6], а подошва — унаследовала позднемеловой рифтогенный прогиб, отражающийся в кровле комплекса основания (см. рис. 3). Таким образом, расчетные построения (см. рис. 1, 3) вполне объясняют проблему пространства расширяющейся магмы.

На флангах Бекчиулского тектономагматического поднятия расположены Мариинский вулканический покров (мощность менее 300 м), Бекчинский вулкан с четко выраженной жерловой фацией (некком), Улская и Вынгинская вулканотектонические депрессии (см. рис. 1).

Улская ВТ-структура представляет собой грабенообразную впадину, сложенную раннепалеоценовыми андезитами и контролируемую двумя крупными субширотными разломами. Впадина состоит из двух резко различных по строению блоков. Западный блок характеризуется меньшей мощностью (менее 600 м) вулканитов, восточный — повышенной (1100—1200 м) и наличием трех вулканических аппаратов. Непосредственно под вулканитами или немного ниже, в интервале глубин 1,5—3,5 км от поверхности расчетами предполагается присутствие гранитной апофизы Бекчиулского массива, которая и определяет рудное поле (см. рис. 1).

Вынгинская ВТ-структура, приуроченная к пересечению Горинского геосинклинального и Николаевского вулканического прогибов (см. рис. 3), имеет асимметричное строение: в северной части на бекчиулских гранитоидах залегают относительно маломощные (менее 500 м) вулканические образования, в южной — мощность вулканитов увеличивается до 1 км и более. В низах вулканического разреза и на флангах структуры расположаются раннепалеоценовые андезиты (данные М. Н. Степанова, 1980 г.), в центральной части — вулканические аппараты липарито-дацитов. На флангах структуры известны эоценовые базальты, однако на глубине по гравиметрическим данным здесь предполагается ряд концентрически расположенных экструзий кислого состава (см. рис. 1). Таким образом, наблюдается несовпадение поверхности и глубинной магматической зональности. Такое несовпадение, вероятно, отражает две тенденции эволюции магматизма: гомодромную в начальные этапы развития структуры (проявлена в современном срезе) и антидромную — в конечные (проявлена в глубинном срезе).

Юго-западной и северо-восточной границами структуры служат крутопадающие сбросы с вертикальной амплитудой более 1 км.

Тяпкинская ВТ-структура, выделенная нами по геофизическим данным, расположена в краевой северо-западной части Николаевского вулканического прогиба, в области пересечения его оси с Сивукской синклиналью Перовского поднятия (см. рис. 1, 3). Суммарная мощность вулканических и субвулканических образований здесь превышает 1,5 км. На периферии постройки под рыхлыми отложениями мощностью около 50 м располагаются экструзивные тела (вулканические аппараты) преимуще-

ственno кислого состава, в центре — среднего и основного. Такое размещение магматических тел в структурах центрального типа обычно соответствует антидромному характеру эволюции магматизма. Наиболее крупный экструзив в Тяпкинской структуре имеет форму лакколита, слабо вытянутого в северо-восточном направлении (см. рис. 1). Мощность тела на флангах составляет по расчётам 1,5—2 км, в центре достигает 4,5—5 км. По структурному положению, форме и, вероятно, механизму образования Тяпкинский экструзив весьма близок к гранитной части Бекчиулского plutона.

Белогорская ВТ-структура приурочена к области пересечения Колчанской синклинали Тырского прогиба с Николаевским вулканическим прогибом (см. рис. 3). От Тяпкинной ВТ-структуре на севере она отделяется узким приподнятым блоком Перовского поднятия, а на востоке ограничена региональным разломом. Южная и западная границы структуры определены ориентировочно, исходя из концентрически зонального характера локальных гравитационных аномалий, особенностей магнитного поля и кольцевого размещения базальтоидных вулканических аппаратов (см. рис. 1).

Средняя мощность вулканитов в центре структуры составляет около 2 км, на западе и востоке незначительно возрастает, а к югу увеличивается до 3 км. Приподнятое положение ложа вулканической постройки указывает на то, что в определенный, но, по-видимому, кратковременный этап своего развития структура, переживала период относительных восходящих движений. Признаки тектонической инверсии рассматриваемой части вулканического прогиба проявлены также на схеме изоглубин нижнего структурного уровня гравитирующих масс (см. рис. 3), который приподнят относительно юго-западного и северо-восточного обрамлений прогиба.

Белогорская ВТ-структура характеризуется сложной магматической зональностью: основной объем вулканических пород представлен эоценовыми андезитами, на флангах распространены неогеновые базальтоидные вулканические аппараты, в центре — позднепалеогеновые вулканы и некки дацитового и липаритового составов. Судя по гравиметрическим данным, ядро структуры сложено интрузивным телом более основного по отношению к липарито-дацитам состава: гранодиоритами или андезитами. Кровля интрузива предполагается на глубине 700 м, подошва — 4, — 4,5 км. По совокупности геолого-геофизических данных эволюция структуры представляется следующей: в раннем палеогене структура представляла собой вулканический грабен; в позднем

палеогене постройка, как и весь Николаевский прогиб, испытала поднятие (инверсию); заключительная стадия (неоген) характеризуется новым прогибанием. Дифференцированный характер вертикальных движений в структуре (прогиб → поднятие → прогиб), по-видимому, связан с контрастностью вулканизма (андезит → липарит → базальт).

При формационном подходе к интерпретации гравиметрических данных в осевой части вулканического прогиба и на его северо-западном продолжении четко прослеживается латеральный ряд ВТ-структур: Улская → Вынгинская → Тяпкинская → Белогорская, связанных между собой направленной вертикальной последовательностью комплексов (свит) вулканической формации. Наблюдаемый ряд закономерно связан с изменением вертикальной мощности западных частей блоков складчатого фундамента (Бекчиулский → Горинский → Тырский), не затронутых процессами вулканизма (см. рис. 3). Также закономерно увеличиваются к юго-востоку размеры структур и мощность в них вулканического чехла (см. рис. 1), усложняется характер эволюции магматизма. Пространственное положение ВТ-структур описанного ряда контролируется пересечениями синклинальных складок с наложенным рифтогенным прогибом.

Установленные взаимоотношения тектонических и магматических структур Нижне-Амурского района важны для прогноза оруденения. По полученным данным, оно связано с опущенными блоками комплекса основания (см. рис. 3) и относительно короткими (ранний и поздний палеоген) периодами инверсии (поднятиями) вулканического пояса, сопровождаемыми усилениями липарит-гранитного магматизма. Вторым структурным признаком рудных полей является тесная пространственная сопряженность андезитов с гранитами (Улское поле) или липарито-дацитовыми вулканическими аппаратами (Колчанскоe поле). Таким образом, улский и колчанский типы оруденения, вероятно, формационно связаны в вертикальном ряду.

Описанные плотностные модели глубинных структур Нижне-Амурского района свидетельствуют об унаследованно-наложенном типе взаимоотношений геосинклинальных и вулканических процессов в северном Сихотэ-Алине. При этом унаследованность выражается в использовании позднемеловыми и кайнозойскими вулканитами депрессионных форм орогенного периода, а наложенность — в ортогональной ориентировке позднемелового рифтогенного вулканического прогиба, проявленного в по-дошве геосинклинального комплекса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Быковская Е. В. Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоген.— В кн.: Геология Северо-Восточной Азии. Т. 3. Магматизм. Л.: Недра, 1973.
2. Ветренников В. В. Особенности вулканизма, тектоники и оруденения окраинно-материковых вулканических поясов. М.: Недра, 1976.
3. Власов Г. М. О геологической сущности процессов активизации.— Геотектоника, 1979, № 6.
4. Косыгин Ю. А., Воеводин В. Н. и др. Тахтинский массив — новый структурный элемент Сихотэ-Алинской складчатой области.— ДАН СССР, 1975, т. 221, № 1.
5. Кузнецов Ю. А. Условия образования главных типов магматических формаций подвижных зон.— Геол. и геофиз., 1962, № 10.
6. Павлов Ю. А., Рейнлиб Э. Л. Гравитационные аномалии и гранитоидный магматизм юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1982.
7. Петрищевский А. М. Опыт аппроксимации сложных геологических сред массивом материальных точек (Вознесенский рудный район Приморья).— Геол. и геофиз., 1981, № 5.
8. Петрищевский А. М. Методика исследования глубинных структур по распределениям центров масс.— Приклад. геофизика, 1982, вып. 104.
9. Петрищевский А. М. Глубинная структура рудных районов Приморья (по гравиметрическим данным).
- Автореф. канд. дис. Хабаровск, ДВНЦ АН СССР, 1982.
10. Пилацкий В. Э. Интрузивные формации и петрохимическая зональность Нижнего Приамурья.— Геол. и геофиз., 1978, № 1.
11. Пилацкий В. Э. Тектоника и формации Нижне-Амурского звена Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Автореф. канд. дис. Хабаровск, ДВНЦ АН СССР, 1982.
12. Ростовский Ф. И. Некоторые особенности эволюции вулканизма в истории Восточного Сихотэ-Алиня.— В кн.: эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1973.
13. Рыбалко В. И., Тащи С. М., Ростовский Ф. И. Геологическая позиция и особенности строения вулканических поясов как тектономагматических структур.— В кн.: Вулканические зоны востока Азии. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1978.
14. Салун С. А. Тектоника и история развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы. М.: Недра, 1978.
15. Синюков В. И. Тектоника Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. Автореф. канд. дис. Хабаровск, ДВНЦ АН СССР, 1982.
16. Сухов В. И. Вулканогенные формации юга Дальнего Востока. М.: Недра, 1975.

ПГО Дальгеология
Хабаровск

Поступила в редакцию
11 апреля 1983 г.

C. K. Биккенина, B. B. Аргентов

СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВОСТОЧНОЙ ЗОНЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЮЖНОГО САХАЛИНА

Проанализированы имеющиеся сейсмогеологические модели для о. Сахалин, которые не могут быть использованы применительно к любой конкретной зоне острова. Приводится новая сейсмогеологическая модель, построенная для восточной зоны острова;

Изучением и систематизацией материалов, характеризующих изменение скоростных параметров осадочной толщи Южного Сахалина, занимались многие исследователи [5, 6, 12, 14 и др.]. Сводный скоростной разрез, составленный М. Ф. Скориковской [12], представлен в табл. 1. В его основу положены данные изучения скоростных параметров (скорости ультразвука) осадочного комплекса на образцах горных пород из скважин, геологических обнажений и карьеров, находящихся в самых разных районах острова. Значения скоростей по направлению слоистости (V_{\parallel}) отождествляются с граничными скоростями V_r , вкрест напластования (V_{\perp}) — со средними скоростями \bar{V} . Поэтому соответственно «для КМПВ (корреляционный метод преломленных волн) могут представлять интерес сейсмические границы со значениями скоростей, близкими к полученным в лабораторных условиях» ([12], с. 124). Но, как видно из приведенной таблицы, интервалы изменения скоростей для каждого стратиграфического подразделения весьма значительны. На графиках же распределения числа измерений скоростей упругих волн для соответствующих интервалов их значений выявляются несколько максимумов. На этом основании делается вывод о латеральной неоднородности пород, «развитых в пределах одного и того же стратиграфического горизонта, а также о сложной обстановке осадкообразования...» (с. 85). Однако выявленные М. Ф. Скориковской закономерности вызывают определенные сомнения, поскольку данные о скоростных параметрах пород усреднялись статистически, исходя только из их геологического возраста, часто без учета структурной обстановки, литологического состава, а подчас и положения в разрезе отобранных для определений образцов. Между тем современные знания о геологическом строении острова дают основания сделать вывод, что в его

обсуждаются исходные данные, положенные в ее основу. Новая модель может быть основой для выработки методики исследований КМПВ на прилегающей акватории Охотского моря и для последующей интерпретации сейсмических материалов.

пределах в меловое, палеогеновое и неогеновое время тектонический режим не оставался одинаковым для разных районов, и прежде всего для западной и восточной частей Сахалина. В результате этого приводимые [12] значения скоростей продольных волн, например, для верхнемелового комплекса отложений (главное значение 5100 м/с, см. табл. 1) районов Восточного Сахалина оказываются существенно завышенными по сравнению с реальными их значениями, фиксируемыми непосредственно по результатам сейсмокаротажа Долинской, Бачинской скважин (рис. 1, 2) и по данным КМПВ в южной части Тымь-Поронайской депрессии, где эти значения составляют 4000—4300 м/с.

Таблица 1
Физические свойства горных пород юга Сахалина, по
М. Ф. Скориковской [12]

Возраст пород (свита, индекс)	V_{\parallel} , м/с (по падению пластина)	V_{\perp} , м/с (вкрест напластования)	ρ , г/см ³ (плотность)
Маруямская (N_2 тг)	1670; 2240 (1650—2200)	1300; 1650	1,86; 1,99
Невельская (N_1 нв)	2500 (2000—3000)	2130	2,17
Холмская (N_1 hl)	3450 (3200—3900) 4400 (4400—4800)	2850	2,21
Аракайская (N_1 аг)	3950 (3550—4300)	4100 3570	2,47 2,49
Такарадайская (P_3 tk)	3300 (2800—3800)	2730	2,48
Краснопольевская и нижнедуйская (P_2 - 3)	3420 (2800—3800)	2800	2,45
K_{1-2}	5100 (4600—5400)	4500	2,67
Pz	5600 (4800—6200)	4100	2,79
PR(?)	6930	4840	3,02

Примечание. В скобках приведены пределы изменения скоростей.

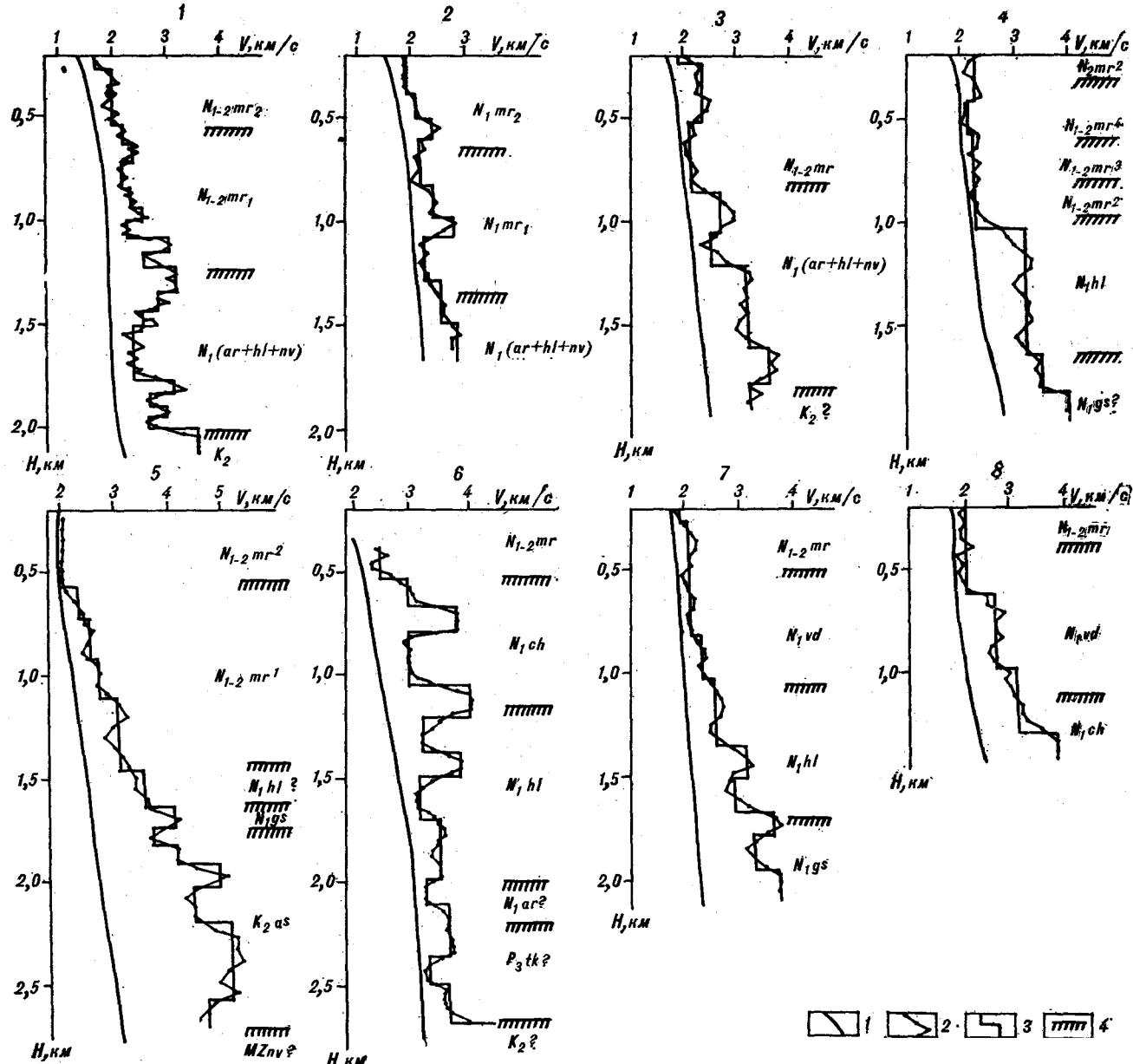


Рис. 1. Скоростные разрезы по скважинам.

1 — скв. № 2П (Бачинская); 2 — скв. № 1П (Луговская);
3 — скв. № 1П (Анивская); 4 — скв. № 1П (Владимирская);
5 — скв. № 3П (Долинская); 6 — скв. № 1П (Поронайская);

Для палеозойских отложений М. Ф. Скорикова считает характерными скорости в пределах 4800—6400 м/с. Значения же граничных скоростей 4900—5000 м/с для палеозойского фундамента Буюклинской площади по данным КМПВ автор указанной скоростной модели приводит как пример совпадения со значениями скоростей, полученными при прозвучивании образцов. Однако ниже будет показано, что эти величины граничных скоростей для палеозойского комплекса отложений существенно занижены.

7 — скв. № 2П (Поронайская); 8 — скв. № 4П (Поронайская). Графики зависимости: 1 — $\bar{V}(H)$, 2 — $V_{\text{инт}}(H)$, 3 — $V_{\text{п}}(H)$, 4 — стратиграфические границы. (\bar{V} — эффективная скорость, $V_{\text{инт}}$ — интервальная скорость, $V_{\text{п}}$ — пластовая скорость.)

Сводная скоростная модель, предложенная А. А. Суворовым [14], составлена на основании данных предыдущей модели и имеет соответственно те же недостатки и погрешности в результатах. Скоростная модель А. М. Жильцова [5] для кайнозойского и верхнемелового комплексов, составленная только на основании сейсмокартажных данных, т. е. с частичным учетом имеющейся информации для Южного Сахалина, как и предыдущие, не включает в себя информации по особенностям геологического развития разных районов Сахалина и

также не может быть использована для геологической интерпретации сейсмических материалов для любого конкретного региона.

В табл. 2 приведены данные еще одной скоростной модели, составленной М. Х. Лившицем [6]. Автор ее сделал обобщение скоростей, полученных по данным сейсмокаротажа скважин и по результатам лабораторных исследований на образцах пород из скважин, горных выработок, а также по материалам КМПВ и глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) в целом для всего Сахалина. В этой модели сводка скоростей для неогеновых отложений сделана на основании скважинных наблюдений Северного Сахалина, палеогеновых — юго-западного побережья Сахалина (район г. Невельска). Скоростная характеристика верхнемелового комплекса (4800—5000 м/с) дана на основании совпадения значений граничных скоростей вдоль преломляющих границ, выявленных по данным КМПВ и ГСЗ в северо-восточной части острова, в низовьях р. Тымь и в южной прибрежной зоне Татарского пролива, со значениями скоростей, характерных для отложений верхнего мела по данным сейсмокаротажа в Долинском районе на юге Сахалина, на Охинской и Троптунской площадях Северного Сахалина.

Скорости по поверхности нижнего структурного этажа (5400—5500 м/с), возраст которого мезозойско-палеозойский, определены М. Х. Лившицем на основании привязки преломляющих границ, выявленных по данным КМПВ и ГСЗ в Тымь-Поронайской низменности и в северной прибрежной зоне Татарского пролива (см. рис. 2), к данным определения скоростей по сейсмокаротажу скважин в районе станции Буюкли и Долинска и к выходам мезозойского комплекса (остринская свита) на западном склоне Набильского хребта (низовья р. Тымь). Скорости по поверхности более древнего (предположительно палеозойского) метаморфического комплекса (5800—6200 м/с), прослеживаемого повсеместно по данным ГСЗ, а при небольшой мощности осадочного чехла и по данным КМПВ, даны на основании привязки их к выходам этого комплекса на поверхность в районе Сусунайского хребта. Таким образом, эта обобщенная скоростная модель составлена, как и у предыдущих авторов, на основании данных, полученных в районах Сахалина с различным геологическим строением, поэтому она, хотя и отражает

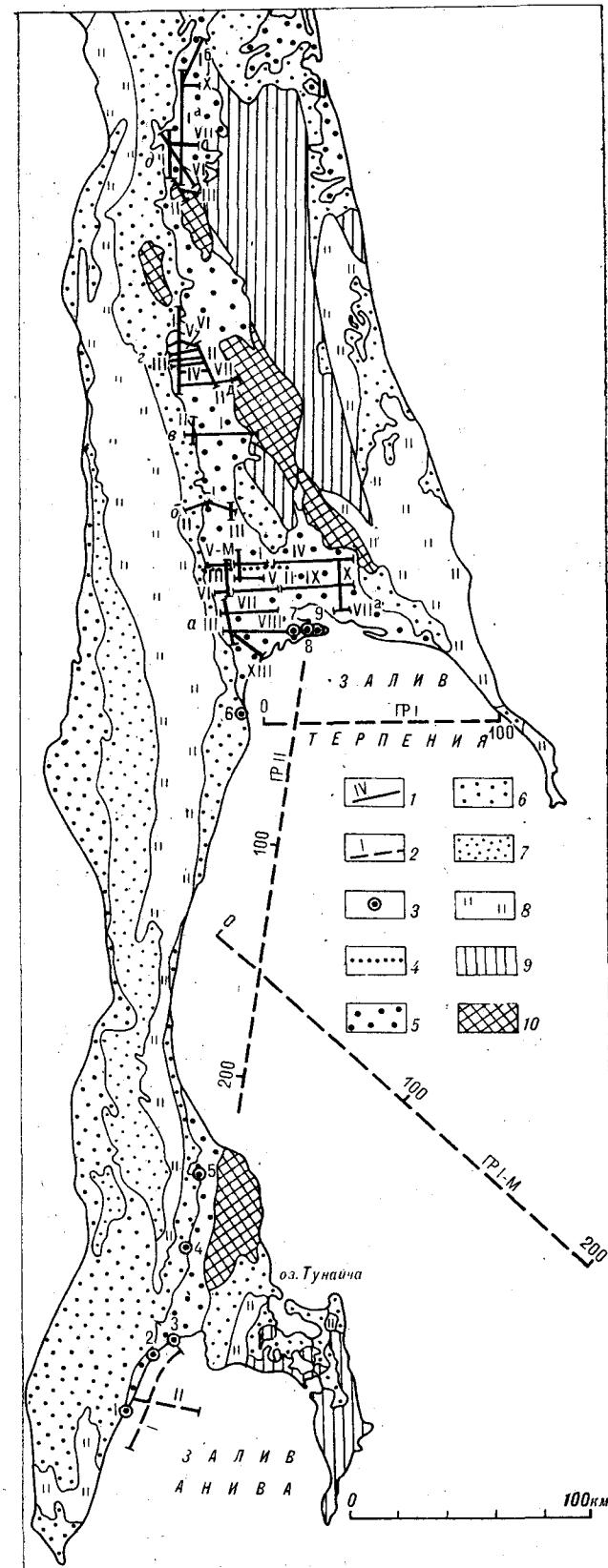


Рис. 2. Схема сейсмической изученности КМПВ восточной зоны Центрального и Южного Сахалина.

1 — сейсмические профили КМПВ, выполненные ПГО Сахалингеология ($\alpha - \delta$ — площади работ сейсмических партий в 1955—1964 гг.); 2 — сейсмические профили КМПВ, выполненные СахКНИИ в 1975—1976 гг.; 3 — местоположение скважин; 4 — профиль параметрических скважин. Комплексы отложений: 5 — четвертичные, 6 — неогеновые, 7 — палеогеновые, 8 — верхнемеловые, 9 — нижнемеловые, 10 — палеозойские.

Таблица 2

Физические свойства основных разделов земной коры о. Сахалин, по М. Х. Лившицу [6]

Слой	Возраст	ρ , г/см ³	Скорость продольных волн V , км/с	
			проходящих	преломленных на поверхности раздела
Осадочный	Неогеновый	2,1—2,45 Возрастает с глубиной	1,8—4,0	—
	Палеогеновый		4,1—4,5	—
	Раннемеловой		4,9—5,0	4,9—5,0
	Мезозой палеозойский		5,4—5,5	5,4—5,5
Кристаллический гранитный	Палеозойский (метаморфический фундамент)	2,60—2,62	5,7—6,2	5,9—6,2
	«Базальтовый»	—	—	—
	Верхняя мантия	—	—	—

ет усредненные скоростные характеристики разреза, не может подчеркнуть отличительные черты отдельных крупных частей региона.

Изложенное выше показывает, что существующие скоростные модели в целом для Сахалина не могут быть использованы в качестве основы применительно к восточной зоне Сахалина. Предлагаемая сейсмогеологическая модель для восточной зоны Центрального и Южного Сахалина (рис. 3) построена на основе данных о скоростных характеристиках, полученных при проведении исследований КМПВ и подтвержденных либо результатами сейсмокаротажа, либо привязкой сейсмических границ к разрезам буровых скважин или естественным выходам изучаемых геологических комплексов в границах указанной зоны Сахалина (см. рис. 2). Использование же результатов изучения скоростей сейсмических волн по отдельным образцам горных пород вне естественных условий их залегания и по материалам сейсмокаротажа и КМПВ как равноценных чревато получением ошибочных параметров сейсмогеологической модели. Достаточная сходимость результатов достигается лишь при оценке скоростей преломленных волн вдоль поверхности комплекса метаморфических пород (вальзинская серия). Более же высоко располагающиеся в свободном геологическом разрезе сейсмические границы характеризуются, как правило, меньшими значениями реально наблюдаемых акустических параметров, нежели «обосновываемые» [12] результатами прозвучивания отдельных образцов, отбирающихся из керна скважин или естественных обнажений. Подобная несходимость результатов объясняется тем, что при каротаже скважин и проведении работ КМПВ мы получаем

объективно осредненные скоростные параметры реальной геологической среды, в случае же исследования отдельных образцов горных пород имеем дело с параметрами уже не реально существующей геологической среды, а лишь со случайным набором скоростей, которые могут значительно отличаться от таковых в массиве [11]. При разработке эффективной сейсмогеологической модели (ЭСМ) любого района предпочтение должно быть за тем подходом, который отвечает методике исследований и базируется на использовании прямых наблюдений акустических параметров среды в реально существующих геологических условиях [2, 13].

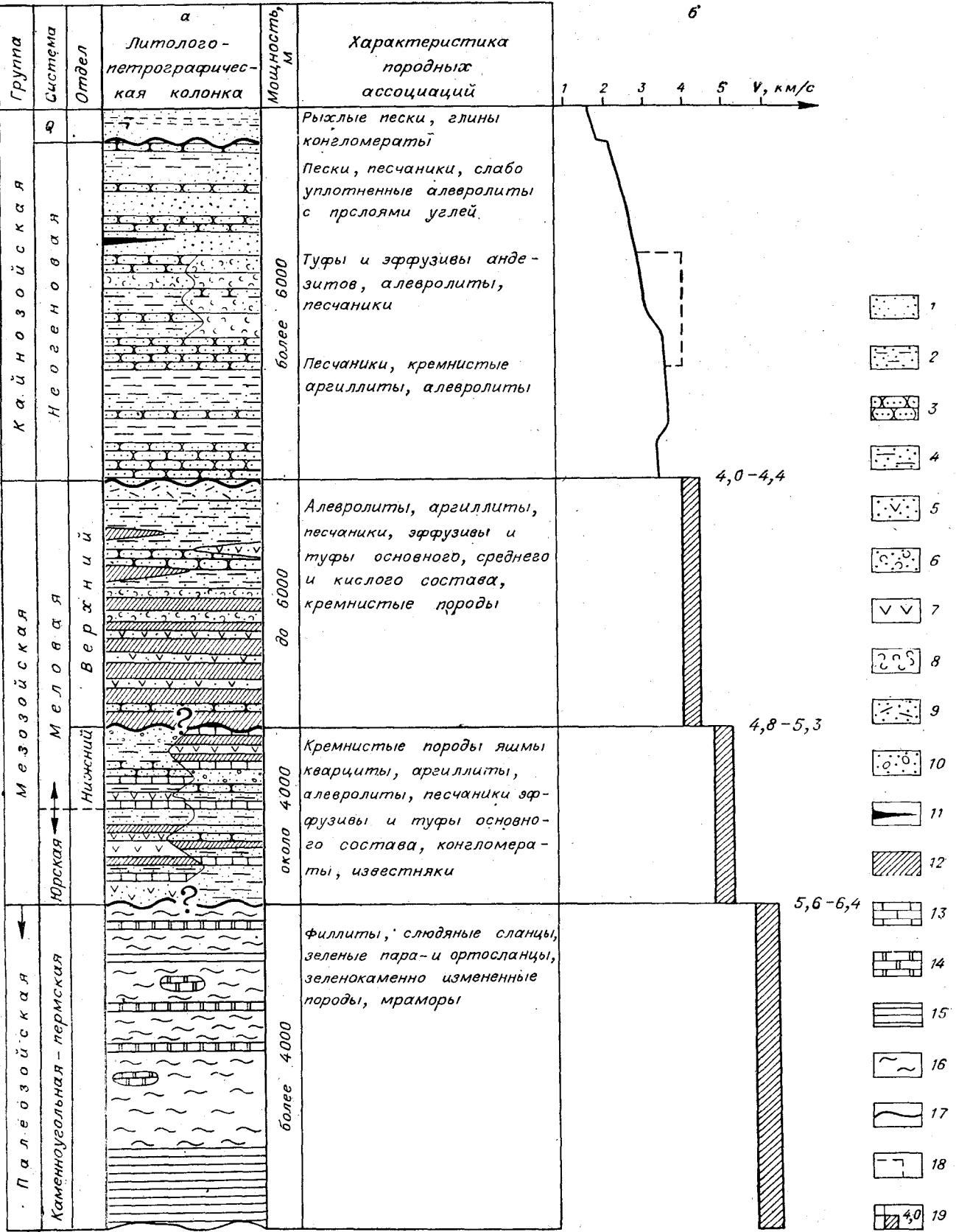
Ниже приводится характеристика ЭСМ, полученная в результате систематизации имеющегося геолого-геофизического материала для исследуемой части Сахалина (см. рис. 2) в совокупности с выполненной нами переинтерпретацией сейсмических материалов прошлых лет. Геологическую основу моделей составляют обособляющиеся в структуре Сахалина пять структурных ярусов (см. рис. 3), различающихся составом слагающих их породных ассоциаций, степенями метаморфизма и дислокированности последних и разделляемых поверхностями несогласий [8—10]. С последними совпадают четыре сейсмических раздела.

Первый (снизу) сейсмический раздел приурочен к кровле комплекса метаморфических пород средне-верхнепалеозойского возраста (вальзинская серия) и характеризуется граничными скоростями распространения сейсмических волн в интервале 5,6—6,4 км/с. Основанием для выделения этой сейсмической границы как региональной поверхности, имеющей геологическую природу, послужили данные по

стлава, 8 — лавы среднего состава, 9 — туфы и лавы кислого состава, 10 — конгломераты, 11 — угли, 12 — кремнистые породы, 13 — известняки, 14 — мраморы, 15 — филлиты, слюдистые сланцы и др., 16 — зеленокаменные измененные породы, 17 — поверхности несогласия; 6 — обобщенная скоростьная колонка; 18 — возможные значения скорости в присутствии вулканитов, 19 — предельные значения скоростей.

Рис. 3. Сейсмогеологическая модель восточной зоны Центрального и Южного Сахалина.

а — стратиграфическая колонка: 1 — пески, 2 — глины, 3 — песчаники, 4 — алевролиты, аргиллиты, 5 — туфы основного состава, 6 — туфы среднего состава, 7 — лавы основного со-



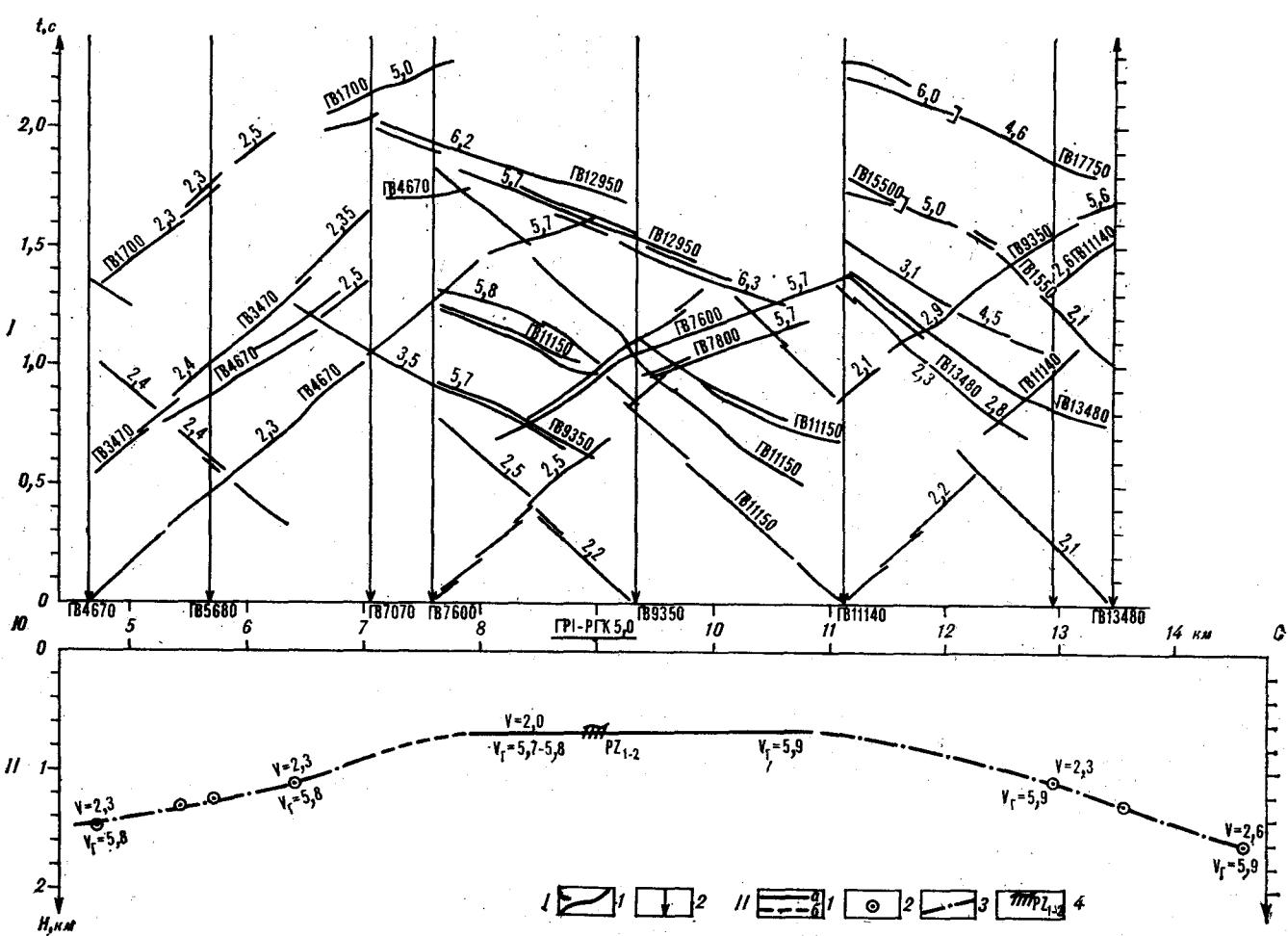


Рис. 4. Годографы (I) и сейсмический разрез (II) по профилю V-M (Тымь-Поронайская депрессия).

Для I: 1 — наблюденные годографы (цифры — значения катающихся скоростей), 2 — пункты взрывов; для II: 1 — пре-

ломляющие границы, построенного по встречным (а) и одиночным (б) годографам, 2 — единичные определения глубин залегания преломляющих границ, 3 — участки интерполяции, 4 — глубина залегания палеозойского фундамента по данным параметрического бурения.

профилю I (см. рис. 2) в Анивском заливе, где граница с $V_r = 5,9 - 6,1$ км/с совпадает с кровлей отложений указанного возраста, вскрытых скв. З на глубине 1200 м [7].

Вопрос определения граничных скоростей для кровли вальзинской серии в южной части Тымь-Поронайской депрессии до настоящего времени является дискуссионным. По данным КМПВ скорость для кровли указанной серии по Буюклинскому региональному профилю I (рис. 2, участок а) была определена как 4,9—5,1 км/с, что противоречило данным буровых и детальных сейсмических работ, выполненных в районе пос. Буюкли. Так, на параметрическом профиле структурных скважин породы вальзинской серии были вскрыты на глубинах от 600 до 1000 м. На разрезах, расположенных вблизи сейсмических профилей III, V и профиля X^a (последний практически совпадает с упомянутым региональным профилем I), прослеживаются только высокоскоростные границы

с $V_r = 5,6 - 6,4$ км/с. Граница же с $V_r = 5,0$ км/с на указанных разрезах отсутствует. Наша повторная обработка имеющегося материала обнаружила ошибочность первичных построений по региональному профилю. На годографах профиля V-M (рис. 4) четко прослеживаются в первых вступлениях, сразу же после низкоскоростных ($V^* = 2,1 - 2,5$ км/с), волны со скоростями $V^* = 5,7 - 6,0$ км/с. На построенном нами разрезе выделена граница с $V_r = 5,7 - 5,9$ км/с, обрисовывающая в районе пикетов 8—11 км профиля V-M выступ, совпадающий по глубине (680 м) со вскрытой здесь скважинами кровлей пород вальзинской серии. Такая же величина скорости получена для границы на восточном конце профиля IV (см. рис. 2, участок г), пересекающего выходы на дневную поверхность породы рассматриваемой серии.

Второй сейсмический раздел, граничные скорости вдоль которого составляют 4,8—5,3 км/с,

соответствует кровле метаморфизованных в разной степени пород юрско-нижнемелового возраста (набильская серия). Преломляющие границы с указанными скоростями выявлены по данным КМПВ на участках выхода мезозойско-го комплекса пород названной серии в северной части Тымовской депрессии (см. рис. 2, участок δ).

Третий сейсмический раздел ($V_r = 4,0 - 4,4$ км/с) соответствует поверхности раздела между верхнемеловыми и несогласно перекрывающими их кайнозойскими комплексами пород. Скорости вдоль этого раздела получены на основании привязки указанной границы, выявляемой по данным КМПВ в Тымь-Поронайской депрессии на профиле I (см. рис. 2, участок a), к вскрытым скважиной верхнемеловым отложениям, а также с учетом скоростей в верхнемеловом комплексе пород, которые получены при сейсмокаротаже скв. 1, 3, 5, 7 (см. рис. 1).

Сейсмокаротаж скважин показал, что разрез кайнозойских отложений в Тымь-Поронайской и Сусунайской депрессиях характеризуется чередованием высоко- и низкоскоростных «пластов» (при общем нарастании сверху вниз скоростей распространения сейсмических волн от 1,6—1,8 до 3,4—3,8 км/с), обусловленным переслаиванием песчаных и глинистых слоев, пластов, пачек и толщ переменной мощности. Мощность отдельных высокоскоростных пластов составляет 100—150 м. С скачок скорости на их границах достигает 0,5 км/с, а отношение скоростей составляет 0,5—0,7. При длине продольной волны упругих колебаний на частотах 10—16 Гц (видимая частота преломленных волн на акваториях при исследованиях с пневмоизлучателями), равной 250—400 м, отношение мощности слоя h к длине волны $\lambda(h/\lambda)$ составит 0,2—0,3. По классификации А. М. Епинатьевой [4] подобный разрез может быть отнесен к средам с тонкой слоистостью. Теоретическими же и модельными исследованиями установлено [3, 4], что головные волны от тонких слоев ($h/\lambda = 0,1 - 0,25$) имеют очень малую интенсивность и не могут быть зарегистрированы на поверхности. По этой причине достаточно интенсивных головных волн, связанных с разрезом кайнозойских отложений, в рассматриваемом районе ожидать не следует. Последнее, однако, не исключает возможности регистрации их на отдельных участках — там, где наблюдается некоторое увеличение мощности слоев внутри неогенового разреза. Об этом свидетельствуют результаты исследований КМПВ, проведенные в Тымь-Поронайской и Сусунайской низменностях, где на сейсмических разрезах спорадически выделяются границы со скоростями от 2,5 до 3,2 км/с. Такие локально фиксируемые сейсмические разделы при определенных условиях могут использоваться для уточ-

нения площади распространения высокоскоростных слоев, образовавшихся в отдельные отрезки неогенового периода, но вряд ли могут быть применены в процессе разного рода региональных структурно-тектонических построений. В некоторых районах (южная часть Тымь-Поронайской низменности) наблюдаются скоростные скачки до 1,0 км/с (от 3,0 до 4,0 км/с), которые не обнаруживают четко геохронологического положения в разрезе, выдерживающееся регионально, а характеризуют лишь появление в разрезе локально распространенных по площади горизонтов и пачек литологически «аномальных» пород (эффузивные, кремнистые образования). В связи с тем, что скорости этих образований сравнимы со скоростями третьего снизу ($V_r = 4,0 - 4,4$ км/с) сейсмического раздела, в случаях довольно значительной их мощности при исследованиях КМПВ возможно экранирование указанными образованиями сейсмического раздела, связанного с кровлей верхнемеловых отложений. При наличии тонких высокоскоростных пластов (см. рис. 1, Поронайская скважина 1 II) возможно также образование головной волны и соответственно экранирование нижележащих отложений. Однако скорость волн при этом будет несколько ниже, чем в случае толстого слоя, так как будет определяться мощностью того слоя, который вовлекается в процесс распространения деформации вдоль него, а толщина зоны деформации определяется длиной волны [1]. В обоих случаях по данным КМПВ мощность неогенового комплекса на таких участках может быть занижена по сравнению с истинной. Дополнительную информацию в таких случаях мы получаем по результатам работ методом отраженных волн (МОВ), которые дают возможность по характеру отражающих границ отделить дислоцированную толщу (верхнемеловые образования) от вышележащих недислоцированных отложений, в том числе и на участках распространения высокоскоростных слоев.

На участках значительной мощности четвертичных отложений (южная часть Тымь-Поронайской депрессии) фиксируется четвертичный сейсмический раздел (скачок скорости от 1,6—1,8 до 2,2—2,3 км/с), который характеризует поверхность структурного несогласия, разделяющую неогеновые и четвертичные слои. Увеличение скоростей в указанных пределах подчеркивает наличие определенных различий в степени диагенетического уплотнения и дислоцированности неогеновых и четвертичных толщ. Однако выделение последних возможно только в случаях, когда их мощность превышает мощность слоя, которую позволяет выделить разрешающая способность КМПВ. Поскольку данный сейсмический раздел так же, как и упомянутые выше, совпадает с геологическим разде-

лом, сформировавшимся в результате тектонических движений на рубеже неогенового и четвертичного периодов (сахалинская фаза складчатости), он может использоваться при структурных построениях на площадях, закрытых для непосредственного наблюдения толщами рыхлых осадков или водными толщами (вблизи острова).

Таким образом, в эффективной сейсмогеологической модели верхней части осадочной оболочки земной коры для восточной зоны Центрального и Южного Сахалина проявляются следующие четыре сейсмические раздела, соответствующие поверхностям основных структурных ярусов рассматриваемой территории острова: $V_r = 2,2$ км/с — неогеновый ярус, $V_r = 4,0$ — $4,4$ км/с — верхнемеловой ярус, $V_r = 4,8$ — $5,3$ км/с — юрско-нижнемеловой ярус, $V_r = 5,6$ — $6,4$ км/с — средне-верхнепалеозойский ярус.

Охарактеризованные сейсмические разделы являются регионально выдержаными по площади и в силу их вполне определяемой структурно-тектонической приуроченности могут использоваться при тектонических построениях в пределах островной суши в качестве реально существующих структурно-геологических разделов верхней части осадочной оболочки. Принимая во внимание факт, что многие структуры исследованной нами части Сахалина имеют продолжение в пределах акватории залива Терпения и Охотского моря, можно предполагать сохранение сейсмогеологических условий в прилегающей к Сахалину территории Охотоморской области. Последнее дает основание для постановки работ КМПВ на море с конкретными геологическими задачами, близкими тем, которые ставились перед указанными работами на островной суше.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авербух А. Г. Интерпретация материалов сейсморазведки преодоления волнами. М.: Недра, 1975.
2. Берzon И. С. Сейсмическая разведка вертикально-слоистых сред фундамента. М.: Недра, 1977.
3. Гальперин Е. И. Вертикальное сейсмическое профилирование. М.: Недра, 1971.
4. Епинатьева А. М. Физические основы сейсмических методов разведки. М.: МГУ, 1970.
5. Жильцов А. М. Скорости распространения упругих колебаний в кайнозойских отложениях Южного Сахалина.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия Азиатской части Тихоокеанского кольца. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1975 (Тр. СахКНИИ. Геофиз. сб. № 5, вып. 37).
6. Лившиц М. Х. Глубинное строение Сахалина по геофизическим данным.— В кн.: Геофизические исследования строения земной коры в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1972 (Тр. СахКНИИ. Геофиз. сб. № 3, вып. 26).
7. Опытно-методические исследования КМПВ 1975 г. в Анивском заливе. М.: ВНИЦентр, № Б535735, 1976.
8. Русаков Д. Ф., Маевинский Ю. С., Брутман В. Ш. О складчато-блоковой тектонике Сахалина.— В кн.: Вопросы нефтегазоносности Сахалина. Л.: ВНИГРИ, 1972 (Тр. ВНИГРИ, вып. 306).
9. Савицкий В. О., Маргулис Л. С. Вопросы истории геологического развития Сахалина в мезозое. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1969 (Тр. СахКНИИ, вып. 21).
10. Сергеев К. Ф., Занюков В. Н., Сергеева В. Б. Формационная принадлежность осадочных и магматических образований Сахалина.— Геол. и геофиз., 1973, № 3.
11. Силаева О. И., Шалина О. Г. Распространение упругих импульсов в образцах цилиндрической формы.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 1.
12. Скорикова М. Ф. Упругие свойства горных пород южной части Сахалина и их использование в интерпретации геофизических наблюдений. М.: Наука, 1970.
13. Справочник геофизика. Т. 4. Сейсморазведка. М.: Недра, 1966.
14. Суворов А. А. Глубинное строение земной коры Южно-Охотского сектора по сейсмическим данным. Новосибирск: Наука, 1975.

СахКНИИ ДВНЦ АН СССР
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
22 апреля 1983 г.

УДК 553.98.061.4(571.642+571.1)

А. И. Юрочки, Л. В. Кузнецова

ПЕРВИЧНЫЕ КОЛЛЕКТОРЫ НЕФТИ, ИХ ОСОБЕННОСТИ И СХЕМА КЛАССИФИКАЦИИ

*(на примере пиленгской свиты Восточного Сахалина
и баженовской Западной Сибири)*

Рассматриваются первичные коллекторы, в которых углеводороды находятся на месте своего образования. На примере нефтесодержащих отложений пиленгинской свиты Восточного Сахалина и баженовской Западной Сибири показано, что первичные коллекторы отличаются своеобразной структурой порово-пористыми

Под коллекторами понимают горные породы, в которых при наличии естественных или создании искусственных условий могут содержаться и перемещаться в промышленных объемах жидкости и газы [9]. Существующие классификации коллекторов [8, 12, 13 и др.] разработаны исходя из наиболее распространенного в геологии воззрения, что все месторождения нефти и газа являются вторичными их скоплениями. Обобщенную модель таких коллекторов можно представить следующим образом: коллекторы воды при наличии естественных или создании искусственных условий могут стать коллекторами нефти, газа, и наоборот — коллекторы нефти, газа могут превратиться в коллекторы воды; нефть и газ в коллекторах находятся в межзерновых порах, кавернах и трещинах, через которые возможна фильтрация и в которые нефть и газ поступили, вытесняя свободную (подвижную) воду и занимая ее место; гидрофильтры субкапиллярные и тонкие капиллярные поры, диаметр которых не превышает двойной толщины слоя связанный (адсорбированной поверхностью пор) воды, в фильтрации не участвуют и заполняются только связанный водой. Указанные критерии заложены в основу существующих методов выделения и изучения коллекторов и определяют в целом методику поисков, разведки и разработки месторождений нефти и газа. В статье такие коллекторы рассматриваются как вторичные.

Однако, как отмечал И. М. Губкин [4], в природе имеют место не только вторичные, но и первичные скопления нефти и газа, в которых углеводороды находятся в породах, генерировавших их. В последнее время первичные залежи нефти установлены в различных

пространства, необычными условиями нахождения и извлечения нефти, необратимыми изменениями коллекторских свойств после нефтеизвлечения. Выделены новые типы коллекторов: пиленгит и глинит. Приводится схема классификации первичных коллекторов нефти.

районах страны и мира. Попытки интерпретировать подобные коллекторы с позиций устоявшихся представлений оказались безуспешными, что, в конечном итоге, привело к выделению новых типов коллекторов. Коллекторы, в которых нефть находится на месте своего образования, в статье рассматриваются как первичные.

Первичные залежи нефти на Окружном месторождении Восточного Сахалина приурочены к трещиноватым пелитоморфным кремнистым и глинисто-кремнистым породам пиленгской свиты миоценового возраста. Особенности вещественного состава и физических свойств продуктивных отложений, условия нахождения и извлечения нефти изучены на обширном фактическом материале [15, 16].

В пределах месторождения мощность пиленгской свиты изменяется от 100 до 500 м и более. Продуктивные отложения перекрыты глинистыми породами борской свиты и образуют пластовую сводовую ловушку высотой около 600 м, которая практически до замка заполнена нефтью. Интенсивная трещиноватость пород пиленгской свиты определяет наличие единой гидродинамической системы в столь мощной толще и обуславливает значительные притоки нефти из скважин. Пластовое давление близко к гидростатическому.

Основные компоненты пород свиты — аутогенный кремнезем, глинистые минералы и обломочный материал, встречающиеся в различных пропорциях.

Обломочный материал (пирокластический, реже терригенный) представлен мелкоалевритовыми частицами, содержание его незначительно и редко превышает 20%. Тип цемента ба-

зальный, и наличие ограниченного объема обломочного материала не оказывает никакого влияния на емкостно-фильтрационные свойства пород.

Глинистые минералы представлены смешаннослоистым гидрослюдисто-монтмориллонитовым комплексом и гидрослюдой, содержание их в породах варьирует в пределах 5–55%.

Кремнистый материал присутствует в виде опала, кристобалита, халцедона. Исследованиями под электронным микроскопом установлено, что все минералы кремнезема обособляются в виде глобулей шарообразной формы диаметром 0,8–4 мкм. Наличие в породах полурастворенных опаловых панцирей диатомей позволяет предполагать преимущественно органогенную первичную природу кремнезема. По-видимому, при растворении скелетных форм происходило перенасыщение поровых растворов кремнеземом, что вызывало вторичное его осаждение с последующим замещением ядер диатомей, чем можно объяснить глобуллярную структуру кремнезема в породах. Содержание свободного кремнезема в породах изменяется от 35 до 85%.

Помимо основных породообразующих компонентов присутствуют новообразования пирита, кальцита, сидерита и глауконита, суммарное содержание которых не превышает 10%.

Породы из керна контурных скважин содержат до 5% С_{орг}. ОВ отличается алиновым составом и высокой битуминизацией. Катагенетическая преобразованность пород отвечает градациям ПК₃ — МК₂. Отложения рассматриваются в качестве нефтематеринских [1].

Матрица пород непроницаемая, а открытая пористость ее достигает 26% и более, что обусловлено своеобразной глобуллярно-пластинчатой микроструктурой пелитовой составляющей. Глобулы кремнезема образуют жесткий каркас, полости которого рыхло заполнены пластинками глинистых минералов. Такая микроструктура характеризуется существенным незаполненным пространством, приуроченным преимущественно к участкам развития глобулей. Объем порового пространства определяется числом глобулей и плотностью их упаковки. Размер пор между глобулями, как правило, менее 1 мкм. Между пластинками глинистых минералов развиты редкие щелевидные поры раскрытием до 0,5 мкм, которые не оказывают заметного влияния на емкостные свойства, однако, как и густая сеть диагенетических трещин, обеспечивают связь между участками развития глобулей, о чём может свидетельствовать незначительная разница между абсолютной и открытой пористостью, не превышающая 1–2%.

По результатам анализа керна и интерпретации материалов промысловой геофизики средняя открытая пористость матрицы пород состав-

ляет 17,5%, средняя трещинная пористость — 1,3%, трещинная проницаемость достигает 1 мкм².

Исходя из традиционных представлений о коллекторах гидрофильные субкапиллярные и тонкие капиллярные поры матрицы должны быть заполнены только остаточной водой, нефть в них попасть не должна, а сам коллектор надо трактовать как чисто трещинный. Такой точки зрения придерживались на начальных этапах изучения месторождения, что подтверждалось отсутствием эффекта отжатия воды из пород при изучении в них остаточной водонасыщенности методом центрифугирования. Последующие же прямые определения на образцах с естественным насыщением убедительно показали, что в матрице есть нефть и среднее ее содержание составляет 44% от объема пор. При погружении образцов с естественным насыщением в модель пластовой воды происходит интенсивное вытеснение нефти за счет противоточной капиллярной пропитки образцов водой. Формирование объема остаточной воды, который порода способна удерживать, приводит к удалению равнозаданного объема нефти. В лабораторных условиях средний коэффициент извлечения нефти (отношение вытесненного объема нефти к первоначальному) за счет этого процесса составил 0,56. Есть основания предполагать, что в пластовых условиях коэффициент извлечения нефти должен быть еще более высоким, поскольку с увеличением давления, температуры и насыщенности газами резко возрастает разница в поверхностном напряжении нефти и воды, создавая тем самым дополнительные благоприятные факторы для вытеснения нефти водой. В какой-то мере это подтверждают прямые определения на образцах, отобранных из нефтенасыщенной части разреза отложений на обычном глинистом растворе, которые контактировали с ним в течение 12–24 ч (с момента выбуривания до консервации на устье). Остаточная нефтенасыщенность этих образцов не превышала 50% от первоначальной. В условиях отсутствия фильтрации по матрице за счет перепада давлений столь существенное снижение нефтенасыщенности могло произойти вследствие противоточной капиллярной пропитки вскрываемых пород водным фильтратом глинистого раствора, что, по сути дела, моделирует процесс вытеснения нефти из матрицы в зоне подъема водонефтяного контакта при предстоящей разработке месторождения.

Имеющийся материал позволяет представить механику пластового резервуара пилонгской свиты следующим образом.

При разработке залежи фильтрация нефти к скважинам будет происходить по трещинам, которые в свою очередь, будут постоянно пополняться нефтью, вытесняемой из матрицы

при противоточной пропитке, охватывающей все новые участки по мере продвижения водонефтяного контакта. В случае снижения пластового давления ниже давления насыщения возможна также подпитка трещин нефтью за счет менее эффективного режима растворенного газа. После завершения противоточной пропитки матрица пород превратится из коллектора в неколлектор, а породы в целом станут коллекторами трещинного типа.

При разработке залежи будет происходить реализация нефтематеринского потенциала пород практически непосредственно в эксплуатационные скважины. При этих процессах возможно почти полное удаление нефти из матрицы, о чем свидетельствует остаточная нефтенасыщенность пород из керна законтурных скважин, не превышающая 1—5 %. Высокая нефтеотдача пород, превышающая нефтеотдачу традиционных вторичных коллекторов, значительно повышает промышленную ценность подобных отложений.

Таким образом, первичные коллекторы пиленгской свиты отличаются от вторичных коллекторов своеобразной структурой порового пространства, необычными условиями нахождения и извлечения нефти, не обратимыми изменениями коллекторских свойств после извлечения нефти. Эти особенности пород не находят отражения в существующих классификациях коллекторов [8, 12, 13 и др.] и позволяют выделить новый тип коллектора, названный нами пиленгитом.

Иной тип первичного коллектора нефти установлен в баженовской свите Западной Сибири, названный И. И. Нестеровым баженитом [9]. Схематическая модель баженита составлена согласно опубликованным работам [2, 3, 7, 9, 10] и приводится ниже.

Залежи нефти в баженовской свите выявлены в литологически ограниченных ловушках, не контролируемых структурными формами. Баженит представлен микролинзовидным неравномерным переслаиванием тонких пластинок глинисто-кремнистых, глинистых пород и ОВ, в том числе нефти. Преимущественным распространением пользуются глинисто-кремнистые литотипы баженита, основными породообразующими компонентами которых являются свободный кремнезем (30—55 %), глинистые минералы (20—40 %) и ОВ (9—18 %) [7].

Изоляция баженовской свиты в пределах нефтяных залежей затруднила миграцию генерированной нефти, и последняя осталась на месте своего образования [2, 3]. Процесс преобразования исходного ОВ в нефть и отсутствие возможностей ее миграции обусловили развитие АВПД и недоуплотнение пород, что, в свою очередь, вызвало образование микротрещиноватости параллельно напластованию и формиро-

вание своеобразного порового пространства матрицы.

Баженит гидрофобен, матрица его непроницаемая. Открытое пространство матрицы представлено субкаспиллярными и тонкими капиллярными порами. Открытая пористость матрицы баженита колеблется в пределах 2—16 %, средняя трещинная пористость составляет 0,3 %, средняя трещинная проницаемость — 0,0024 мкм². Нефть находится в трещинах и открытых порах матрицы [7].

При разработке залежей в баженовской свите ожидается доуплотнение пород по мере снижения АВПД, уменьшение порового пространства, в результате чего будет выжиматься 40—60 % исходного объема нефти [10].

Баженит от пиленгита отличается по ориентировке трещин, структуре порового пространства матрицы, условиям извлечения нефти, не обратимым изменениям коллекторов. Если для баженита извлечение нефти ожидается преимущественно за счет доуплотнения пород, то для пиленгита основным является более эффективный процесс противоточной капиллярной пропитки, который для баженита, учитывая его гидрофобность, не характерен. В отличие от пиленгита баженит после разработки месторождений или реализации нефтематеринского потенциала в естественных геологических условиях превращается в неколлектор с высоким содержанием остаточной нефти, т. е. переходит в породы типа битуминозных сланцев. Такому переходу баженита в неколлектор способствует ориентировка трещин параллельно напластованию, что приводит к смыканию их при доуплотнении пород. Наиболее распространенные литотипы баженита сходны по отдельным параметрам вещественного состава с глинисто-кремнистыми породами пиленгита, но отличаются различным содержанием ОВ [7, 15]. На наш взгляд, это несоответствие можно объяснить, если принять во внимание, что значительная часть ОВ баженита в образцах представлена неизвлеченной нефтью [3], в то время как из образцов пиленгита нефть удаляется практически полностью.

Следует отметить, что ни в пиленгской, ни в баженовской свите не выявлено газовых залежей, газовых шапок. Не исключено, что это отражает степень изученности данных отложений, но, скорее всего, газ, ввиду своей более высокой подвижности, чем нефть, мигрирует из первичных залежей, и перспективы обнаружения крупных первичных скоплений газа незначительны.

Таким образом, нефтепоисковыми работами установлено наличие двух типов первичных коллекторов нефти — пиленгита и баженита, имеющих отдельные сходные особенности, а по некоторым свойствам существенно отличаю-

Таблица 1

Общие особенности первичных коллекторов нефти

Критерий	Общие особенности
Условия образования и сохранения первичных коллекторов	Высокое содержание и сохранность исходного ОВ, его алиновый состав; вовлечение пород в ГФН; наличие ловушки до начала ГФН или ее образование в процессе ГФН и хорошая сохранность ловушки в течение последующего времени геологического развития; хорошие изолирующие свойства экранирующих пород, содержащие реализацию нефтематеринского потенциала отложений в смежные с ловушкой вторичные коллекторы воды, нефти и газа; для структурных ловушек наличие условий, препятствующих промыванию ловушек подземными водами: отсутствие или затрудненная гидродинамическая связь между нефтяной залежью и контурными водами, значительная амплитуда ловушек
Типы залежей нефти	Возможны залежи всех типов. Наиболее крупные залежи ожидаются в литологически ограниченных ловушках
Залежи газа, газовые шапки	Не выявлены. Наличие крупных скоплений газа маловероятно
Пластовые давления	Возможны пластовые давления от гидростатических до АВПД. В литологически ограниченных ловушках наиболее вероятны АВПД
Трещиноватость	Повсеместное развитие капиллярных и сверхкапиллярных трещин
Размер открытых пор матрицы	Субкапиллярные и тонкие капиллярные
Проницаемость матрицы	Отсутствует
Пути фильтрации	Трещины
Условия нахождения нефти	Находится в трещинах и порах матрицы. Подавляющий объем нефти сосредоточен в порах матрицы
Условия извлечения нефти	Из трещин нефть извлекается за счет фильтрации, из матрицы — за счет режимов первичной миграции
Изменения коллекторов после извлечения нефти	Матрица превращается в неколлектор. Трещины, ориентированные параллельно напластованию, смыкаются

ящихся. Обобщая свойства пиленгита и баженита, можно определить основные факторы образования первичных коллекторов, которые являются критериями их прогноза, а именно: высокое содержание и сохранность исходного ОВ, его алиновый состав; вовлечение пород в главную фазу нефтеобразования (ГФН); наличие условий, препятствующих миграции нефти.

Исходя из условий образования первичных коллекторов, особенностей пиленгита и баженита и свойств нефтематеринских пород после реализации их нефтематеринского потенциала, которые мы наблюдаем в настоящее время, есть основания для прогнозирования третьего типа первичного коллектора, названного нами глинитом. Глинит в отличие от баженита должен быть гидрофильным, вследствие чего он после миграции нефти может превратиться в неколлектор с весьма низким содержанием остаточной нефти, т. е. перейти в глины, аргиллиты, служащие водоупорами для вторичных коллекторов.

Способность первичных коллекторов к необратимым изменениям позволяет предполагать возможность самоизоляции первичных скоплений углеводородов. Такая возможность появляется в ГФН на начальном этапе первичной миграции, которой в первую очередь должны охватыватьсяperiферийные участки нефтегнерирующей толщи, превращающиеся в дальнейшем в водоупоры и экранирующие центральный массив толщи. Несомненно, periферийные участки таких залежей первоначально должны быть коллекторами типа глинит или баженит.

Пиленгит, баженит и глинит отнесены нами в группу простых первичных коллекторов, поскольку они являются однородными по смачиваемости. Наряду с простыми коллекторами весьма возможны и смешанные, обладающие различными комбинациями свойств простых. Выделение типов коллекторов в группе смешанных в настоящее время нецелесообразно из-за ограниченности материала. Скорее всего, такие типы коллекторов наиболее распространенные. Их наличие не исключается в разрезе баженовской свиты. Основанием для этого предположения является весьма низкий вынос керна из данных отложений и наличие рыхлых разностей, физические свойства которых пока не изучены [9].

Общие особенности первичных коллекторов нефти и их схема классификации приведены в табл. 1, 2.

Помимо баженовской и пиленгской свит про мышленные притоки нефти получены также из сходных с баженовской свитой отложений доманика на Русской платформе [5]. Известны залежи нефти в подобных породах и за рубежом [11, 14]. Перспективные толщи для поисков первичных скоплений углеводородов можно выделить практически в каждой нефтегазоносной провинции [6]. Высокими перспективами обнаружения первичных залежей обладают осадочные бассейны северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса, где помимо пиленгской свиты широко развиты мощные толщи сходных с ней воямпольской серии (Кам-

Схема классификации первичных коллекторов нефти

Критерии классификации	Типы первичных коллекторов		
	Простые коллекторы		Смешанные коллекторы
	Пиленгит	Баженит *	
Литологический состав	Кремнистые, глинисто-кремнистые, возможно глинистые и карбонатные породы	Глинистые, глинисто-кремнистые, реже кремнистые породы	Кремнистые, глинисто-кремнистые, глинистые, возможно карбонатные породы
Ориентировка трещин	Трещины ориентированы в различных направлениях	Трещины ориентированы преимущественно параллельно напластованию	Ожидается ориентировка трещин параллельно напластованию
Структура открытого порового пространства матрицы	Глобулярно-пластинчатая, приуроченная к пелитовой составляющей пород	Недоуплотнения пелитовой составляющей пород	Возможны трещины различной ориентировки
Смачиваемость	Гидрофильный	Гидрофобный	Гидрофильный
Условия извлечения нефти из матрицы **	Противоточная капиллярная пропитка водой	Доуплотнение пород при снижении пластового давления	Доуплотнение пород и противоточная капиллярная пропитка водой
Ориентировочный коэффициент извлечения нефти (Π)	$1,0 \geq \Pi \geq 0,6$	$0,6 \geq \Pi \geq 0,4$	$\Pi \approx 1,0$
Не обратимые изменения коллекторов после разработки месторождений или после реализации нефтегазоматеринского потенциала в естественных геологических условиях	Превращается в трещинный тип коллектора с низким содержанием остаточной (неизвлекаемой) нефти в матрице	Превращается в неколлектор с высоким содержанием остаточной нефти (переходит в породы типа битуминозных сланцев)	Превращается в неколлектор с весьма низким содержанием остаточной нефти или ее отсутствием (переходит в водоупоры: глины, аргиллиты)

* Сведения по бажениту приводятся согласно [2, 3, 7, 9, 10].

** Для всех типов первичных коллекторов возможно также проявление режима растворенного газа.

чатка), курасийской и холмской свит (Сахалин).

В заключение необходимо отметить, что первичные залежи и коллекторы углеводородов представляют, по-видимому, явление широко

распространенное в природе. Они могут являться важным резервом наращивания запасов нефти и должны стать таким же объектом нефтегазоисковых работ, как и традиционные вторичные залежи и коллекторы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бурлин Ю. К. Нефтегазообразование в геосинклинальных осадочных формациях Тихоокеанского пояса. М.: МГУ, 1981.
2. Вассоевич Н. Б. Осадочно-миграционная теория нефтегазообразования — научная основа поисков и разведки залежей нефти и газа. — В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих иско- паёмых. М.: МГУ, 1982.
3. Вебер В. В., Коцеруба Л. А. Условия битуминозности баженовской свиты Западной Сибири. — Геол. нефти и газа, 1979, № 9.
4. Губкин И. М. Ученые о нефти. М.: Наука, 1975.
5. Гурари Ф. Г. Доманикиты и их нефтегазоносность. — Сов. геол., 1981, № 11.
6. Гурари Ф. Г. О залежах углеводородов в глинистых толщах. — В кн.: Нефтегазоносность Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1981.
7. Дорофеева Т. В., Лебедев Б. А., Петрова Г. В. Особенности формирования коллекторских свойств баженовской свиты Салымского месторождения. — Геол. нефти и газа, 1979, № 9.
8. Котяков Ф. И. Физика нефтяных и газовых коллекторов. М.: Недра, 1977.
9. Несторов И. И. Новый тип коллектора нефти и газа. — Геол. нефти и газа, 1979, № 10.
10. Несторов И. И. Нефтегазоносность битуминозных глин баженовской свиты Западной Сибири. — Сов. геол., 1980, № 11.

11. Рокко Т. Необычное нефтяное месторождение в Сицилии.— В кн.: 5-й Международный нефтяной конгресс. Т. 1. Геология и геофизика. М.: Гостоптехиздат, 1961.
12. Смехов Е. М. Теоретические и методические основы поисков трещинных коллекторов нефти и газа. Л.: Недра, 1974.
13. Ханин А. А. Петрофизика нефтяных и газовых пластов. М.: Недра, 1976.
14. Хюберт М. К., Виллес Д. Г. Важные трещиноватые коллекторы США.— В кн.: 4-й Международный нефтяной конгресс. Т. 1. Геология нефтяных

ПГО Сахалингеология
Южно-Сахалинск

- и газовых месторождений. М.: Гостоптехиздат, 1956.
15. Юрочкин А. И. Особенности вещественного состава и физических свойств кремнистых и глинисто-кремнистых пород-коллекторов Окружного месторождения нефти (о. Сахалин).— Геол. нефти и газа, 1981, № 9.
16. Юрочкин А. И., Кузнецова Л. В., Свитенко В. С. Кремнистая нефтесодержащая формация Восточного Сахалина.— В кн.: Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. (Тез. докл. на 4-м Всес. семинаре МГУ). М.: МГУ, 1981.

Поступила в редакцию
25 февраля 1983 г.

УДК 550.83.053

В. В. Гордиенко, Н. И. Павленкова

ПРИНЦИПЫ ПОСТРОЕНИЯ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН АТЛАНТИЧЕСКОГО ТИПА

Построенная комплексная геофизическая модель Европейского континента включает распределение с глубиной ряда физических параметров: сейсмической скорости, плотности, магнитной восприимчивости, теплогенерации и теплопроводности, связанных между собой общими законами и объясняющих наблюдаемые геофизические поля. Для земной коры континента установлены единые соотношения между перечисленными параметрами, которые определяются, главным образом, составом пород и степенью мета-

морфизма. Физические параметры мантийного вещества коррелируются с глубинными температурами.

Расчеты показывают, что тектоническая активизация западных и южных районов Европы связана с температурным разуплотнением мантийного вещества. Удовлетворительное согласие между расчетным распределением температур в верхней мантии и соответствующим ему распределением физических параметров ее вещества получено для полиморфно-адвекционного процесса.

ВВЕДЕНИЕ

Одним из основных методов изучения глубинных процессов, формирующих тектонические структуры, является построение комплексных геофизических моделей земной коры и верхней мантии. Под такой моделью понимается серия пространственных распределений геофизических параметров — скорости сейсмических волн, плотности, магнитной восприимчивости, теплогенерации, температуры и давления, которые взаимосогласованы между собой и с законом состояния вещества и объясняют наблюдаемые геофизические поля. К сожалению, из-за недостатка сведений о вещественном составе низов земной коры и мантии такие комплексные модели пока еще трудно интерпретировать с точки зрения причинного геодинамического процесса, но они позволяют количественно оценить согласованность геодинамических гипотез с установленным распределением геофизических неоднородностей.

В настоящей работе приводятся комплексные геофизические модели земной коры и верхней мантии Европы по двум региональным профилям, пересекающим основные тектонические элементы континента разного возраста, эндогенного режима и характера геофизических полей.

Вопросы методики составления комплексных геофизических моделей коры и мантии разрабатывались авторами в последнее десятилетие совместно с большим коллективом геофизиков

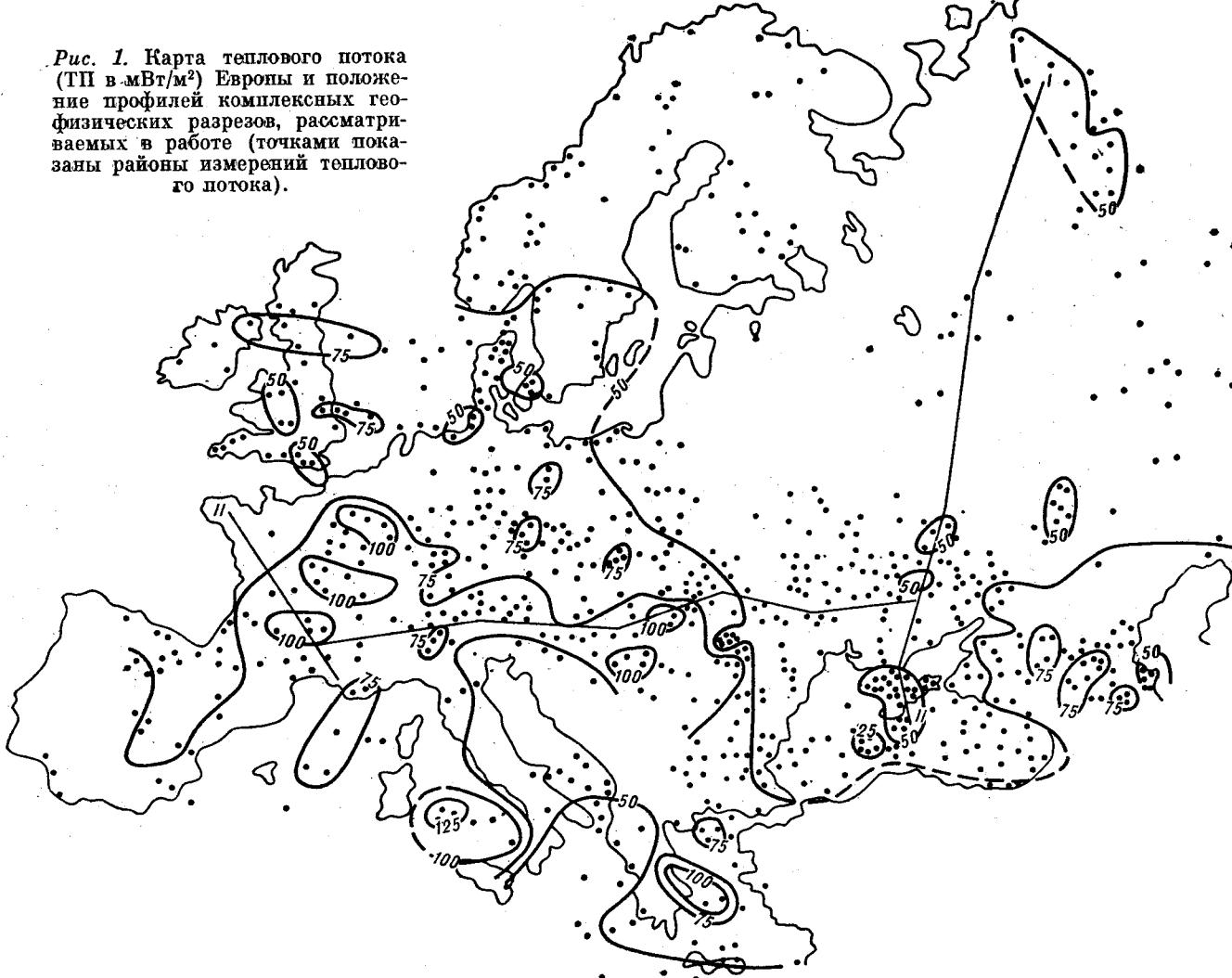
разного профиля [3—6, 10, 11, 14, 15]. Суть метода заключается в вычислении эффекта, так называемого фонового распределения физических свойств вещества земной коры и верхней мантии, за которое принималось распределение в недрах древних платформ со спокойным (или, в среднем, нулевым) уровнем геофизических полей, и его вычитании из исходного поля для определения аномальных, вызывающих региональные возмущения. Последние разделялись затем на коровые, обвязанные неоднородностям земной коры, и мантийные, полученные в результате исключения из геофизических полей эффекта земной коры.

МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Для построения комплексных моделей выбраны наиболее полно отработанные профили ГСЗ, для которых составлены скоростные разрезы земной коры на всю ее глубину и оценена изменчивость скоростей вдоль границы М (рис. 1). Профили пересекают Восточно-Европейскую платформу, геофизические поля которой рассматривались как фоновые, и ряд структур разного эндогенного режима и возраста: молодые плиты, альпийские орогены, глубокие впадины. Рассмотрены также области новейшей тектономагматической активизации и эпиллатформенного орогена.

Характерным для геофизических полей Европы является четкое их деление на два типа —

Рис. 1. Карта теплового потока (ТП в $\text{мВт}/\text{м}^2$) Европы и положение профилей комплексных геофизических разрезов, рассматриваемых в работе (точками показаны районы измерений теплового потока).



восточно-европейский и западно-европейский. Граница между ними проходит по краю Восточно-Европейской платформы по так называемой линии Тейссейра — Торквиста [21]. Эта линия проявляется в изменении с востока на запад спокойного поля теплового потока на крайне изменчивое с большим числом интенсивных локальных аномалий. Напротив, магнитное поле Восточно-Европейской платформы отличается интенсивными, резко дифференцированными аномалиями, Западной Европы — относительно спокойно. По линии Тейссейра — Торквиста происходит изменение мощности земной коры: преобладающие значения в 40 км на востоке сменяются на 25—30 км на западе. Интересно отметить, что это изменение совершенно не проявляется в поле силы тяжести, которое практически остается нулевым для всего континента, что свидетельствует о компенсации аномальной коры Западной Европы плотностными неоднородностями верхней мантии. Для составления комплексной модели земной

коры для глубоких частей разреза вычислялись по сейсмическим скоростям V_p , плотность σ , намагниченность I и теплогенерация ТГ. На первом этапе использовались единые для всех профилей соотношения $\sigma(V_p)$, $I(V_p)$, $\text{TG}(V_p)$, установленные на основе обобщения лабораторных измерений по образцам пород и в процессе геофизического моделирования по ряду районов Евразии и Северной Америки [6, 7, 15]:

$$\sigma = 2,7 + 0,25(V_p - 6),$$

$$I = V_p - 5,8 = 4\sigma - 10,6,$$

$$\text{TG} = 1,4 \exp 5(6 - V_p) = 1,4 \exp 1,25(2,7 - \sigma), \quad (1)$$

где V_p в $\text{км}/\text{с}$, TG — радиогенная теплогенерация в $\text{мкВт}/\text{м}^3$, σ в $\text{г}/\text{см}^3$, I в $\text{А}/\text{м}$.

Приведенные выражения получены для низких коровых температур платформ. Для расчетов в нагретой коре активных регионов вносятся в значения плотности и теплогенерации небольшие поправки. Предварительно строится примерная тепловая модель для коры актив-

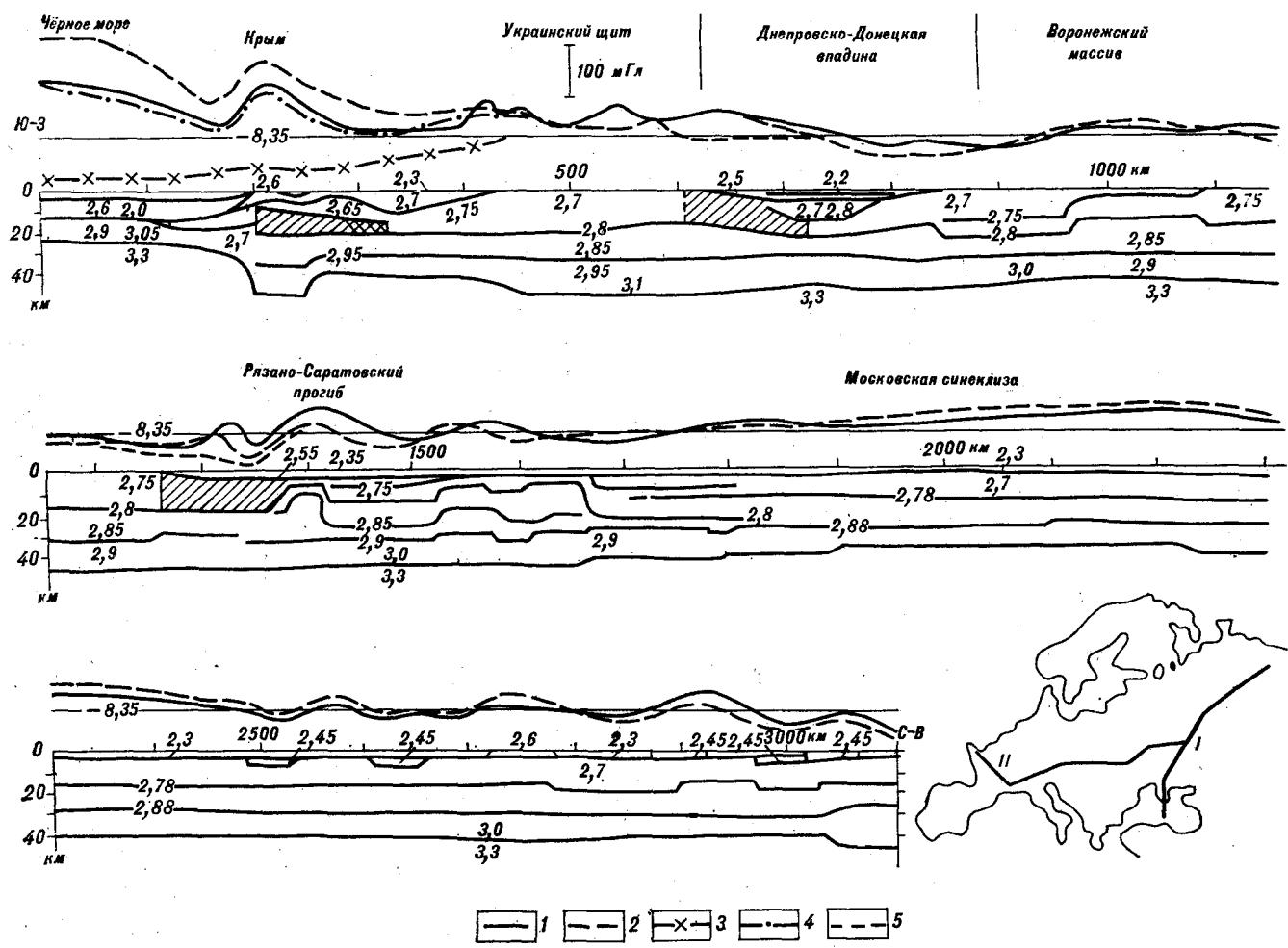


Рис. 2. Плотностной разрез по профилю I Черное море — Воркута, составленный по данным о сейсмических окрестах.
1 — наблюденная кривая силы тяжести; 2 — расчетный эф-

фект земной коры при едином соотношении $\sigma / (V_p)$; 3 — гравитационный эффект тепловых разуплотнений в мантии; 4 — суммарный эффект коры и тепловой неоднородности мантии; 5 — кривая Δg без учета относительного уплотнения коры в защищенных блоках.

ного региона. Ее можно рассчитать без точного решения тепловой задачи, на основе стационарного приближения, поскольку заметные различия в поправках величин ТГ и σ получаются при ошибках коровых температур в сотни градусов.

Приведенные выше формулы и данные о распределении физических свойств верхней части коры позволяют строить плотностные и теплогенерационные модели коры и рассчитывать эффекты от них в соответствующих полях. Практическое применение этого подхода выявило лишь небольшое количество районов, где принятые зависимости нарушаются. Так, например, резко повышены по сравнению с расчетными плотности некоторых пород, испытавших незначительный метаморфизм (по скоростям они относятся к осадочному чехлу, по плотностям — скорее к фундаменту). Эти породы слагают Донбасс и второй структурный

этаж Западно-Сибирской плиты. Отклонения от расчетных величин теплогенерации установлены для пород земной коры Южного Урала, Калифорнии и Сьерра-Невады. В подавляющем числе других регионов эффекты земной коры в полях силы тяжести и теплового потока вычисляются по разрезам ГСЗ и приведенным соотношениям $V_p(\sigma, \text{ТГ})$ довольно точно, с погрешностью в 0,20—0,25 м/с² и 5—7 мВт/м² соответственно.

Практическое построение магнитных моделей по скоростным показывает, что наблюдаемое распределение региональных магнитных аномалий объясняется лишь на качественном уровне, так как используемая зависимость не отражает многих реальных достаточно интенсивных колебаний намагниченностей блоков коры.

Рассмотрим результаты построения комплексной геофизической модели для профиля Украинский щит — Воркута (рис. 2, 3). На

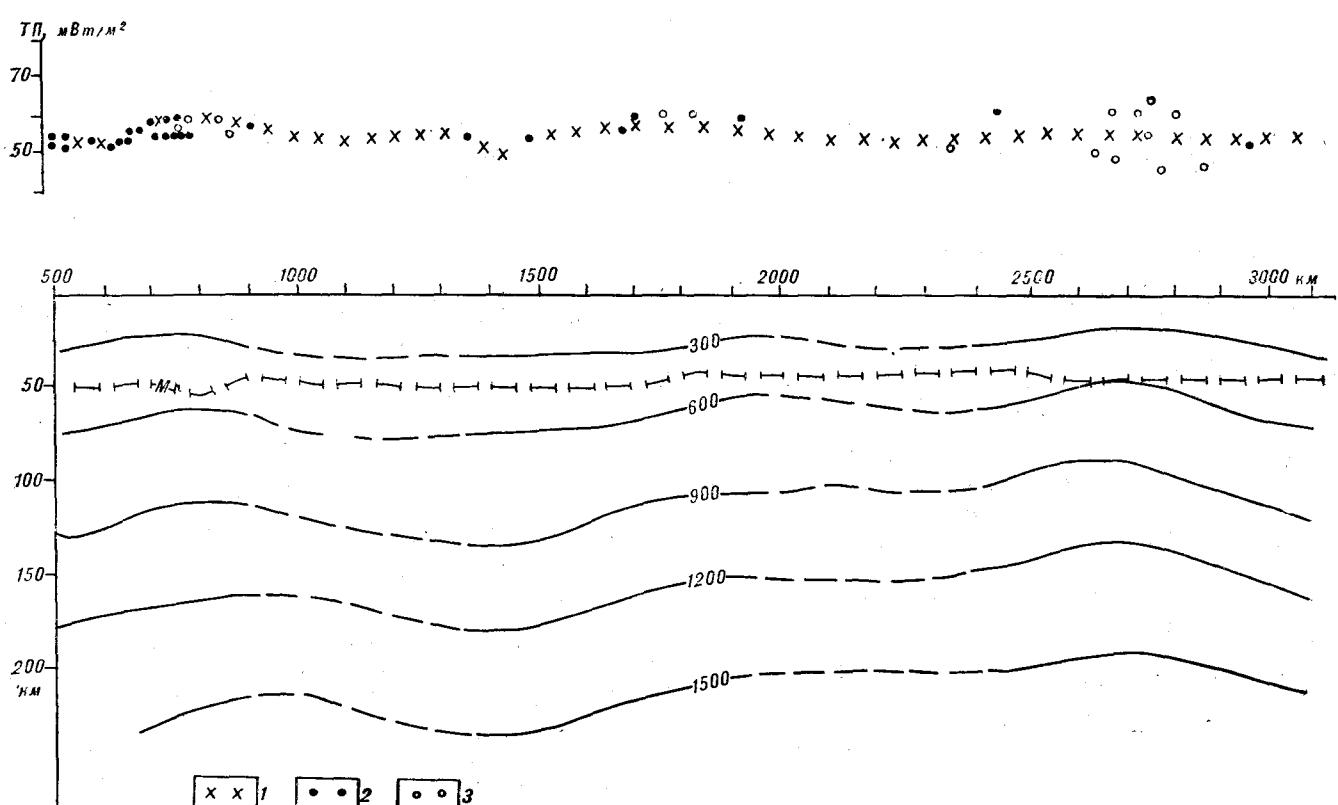


Рис. 3. Расчетные температуры по профилю I и расчетный тепловой поток в сравнении с наблюдаемым.
 1 — расчетный тепловой поток; 2 — единичные значения измеренного теплового потока; 3 — групповые значения измеренного теплового потока.

рис. 2 приведена плотностная модель коры, построенная по скоростному разрезу, и кривая Δg , вычисленная для постоянной плотности мантии $3,3 \text{ г}/\text{см}^3$. В пределах платформы эта кривая удовлетворительно объясняет наблюдение поле силы тяжести. Основные расхождения связаны с локальными телами в верхней части коры на юго-западных бортах Днепрово-Донецкой впадины и Рязано-Саратовского прогиба, плотность которых выше, чем это следует из расчетов. Последнее установлено денситометрическими измерениями на отдельных участках и учтено при составлении модели (соответствующие тела показаны на разрезе штриховкой). Довольно стабильное расхождение (но не превосходящее тройную ошибку расчета) отмечается в интервале профиля 1900—2600 км. Имеющиеся здесь скоростные разрезы верхней мантии [22—24] позволяют связывать это возмущение со слоем повышенных скоростей на глубинах 60—80 км. Можно предположить, что он отвечает интервалу выплавления основной магмы, проявившейся в рифейском вулканизме этой части платформы. При этом понизилась железистость пород мантии и сократилась их плотность, но увеличилась скорость сейсмических волн. Имеющиеся данные о связи скорости и плотности при таких преобразованиях

состава [2] позволяют именно так объяснить остаточную гравитационную аномалию.

В целом, данные по рассматриваемому и многим другим профилям на Восточно-Европейской платформе, а также на Северо-Американской и Сибирской платформах свидетельствуют о том, что наблюдаемые аномалии Δg и ТП объясняются главным образом изменчивостью структуры земной коры. Мантия платформ представляется относительно однородной по горизонтали.

Положение резко меняется при переходе к тектонически активным регионам. На рис. 4 приведены результаты расчетов гравитационного эффекта земной коры для районов южнее и западнее Восточно-Европейской платформы. Из сопоставления расчетных и наблюденных кривых Δg и ТП видно, что эффектом коры при однородной мантии объяснить наблюдаемые поля не удается. Фиксируются значительные расхождения (до $2 \text{ м}/\text{с}^2$ и $50 \text{ мВт}/\text{м}^2$), многократно превосходящие ошибки расчета.

В сторону Черного моря и Западной Европы расчетное поле силы тяжести существенно повышается по отношению к наблюденному, тепловое, напротив, понижается. Отклонения этих полей можно рассматривать как мантийные аномалии, т. е. под Западной Европой вы-

явлена связанныя с мантией отрицательная аномалия силы тяжести и положительная — теплового потока. Эти аномалии можно использовать для составления комплексной геофизической модели верхней мантии региона.

МОДЕЛИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

На рис. 5 приведены результаты обобщения разнообразного сейсмического и сейсмологического материала о глубинном строении Европы по линии Русская плита — Атлантика. Использованы данные ГСЗ для построения обобщенной модели земной коры и характеристики границы М по скоростям [17, 21], сейсмологические гидографы и монтажи сейсмограмм, характеризующие скоростной разрез верхней мантии [22] и данные поверхностных волн о мощности литосферы [25].

Из рис. 5 видно, что мантия Восточно-Европейской платформы существенно отличается от мантии Западной Европы. Различия касаются величин преобладающих скоростей в верхней 200-километровой толще: на востоке они в среднем равны 8,1—8,2 км/с, на западе — 7,9—8,0 км/с. Изменяется и общая рисовка неоднородностей. Под Западной Европой выделено большое число слоев с пониженными скоростями, четко установлена подошва литосферы, под древней платформой наличие этих пластов не столь очевидно. Разное строение получено и для зоны фазовых переходов на глубине 400 км. Под Восточно-Европейской платформой кровля этой зоны представлена резкой границей со скачком скорости от 8,6 до 9,2 км/с. Под Западной Европой эта граница разбивается на несколько слабых и в результате превращается в широкую градиентную зону. Кровля этой зоны залегает здесь на 100 км выше, чем под Восточной Европой.

Наблюдаемые различия в скоростных разрезах верхней мантии хорошо согласуются с отмеченными выше мантийными аномалиями силы тяжести и теплового потока: пониженные скорости на западе континента соответствуют отрицательной гравитационной аномалии и повышенному мантийному тепловому потоку. Такие соотношения позволяют предположить, что причиной разуплотнения верхней мантии в западной части континента являются повышенные глубинные температуры. Однако корреляция между полями не однозначная: на глубинах более 300 км под Западной Европой существует подъем изолиний скоростей, который может скомпенсировать эффект верхней части.

Построение комплексной геофизической модели мантии можно выполнить при введении некоторых допущений.

Предположим, что состав верхней мантии не

изменяется с глубиной, тогда, учитывая влияние температуры T и давления P на разных глубинах, можно определить физические свойства этих образований под платформами. Примем некоторое распределение T по глубине, отвечающее современным представлениям о «среднеплатформенной» тепловой модели [8, 9]. Получим рост плотности от 3,3 непосредственно под Мохо до 3,55 г/см³ у подошвы верхней мантии. На глубине 400—450 км за счет полиморфного преобразования в оливине плотность возрастает скачком на 0,2 г/см³. Этот скачок может быть растигнут на большой интервал глубин. Такое расчетное распределение неплохо согласуется со среднеконтинентальным [20]. Расчетные скорости сейсмических волн, если использовать принятый выше закон $V_p(\sigma)$, согласуются с наблюденными только до глубин около 200 км. Глубже они под платформами существенно выше наблюденных. Маловероятно, что это расхождение объясняется более высокими, чем принятые, температурами в нижней части верхней мантии: для соответствующего снижения расчетных скоростей необходимо такое большое повышение T (более 1000°C), которое привело бы к плавлению. Можно допустить изменение коэффициента связи скорости с давлением на больших глубинах, ведущее к меньшему росту V_p . Вполне вероятно также изменение состава с глубиной в сторону увеличения железистости минералов мантийных пород. Если меняется железистость пироксенов, рост плотности будет относительно небольшим (до 0,1—0,2 г/см³ у подошвы верхней мантии), если оливинов — существенно большим (до 0,5—0,7 г/см³ в пределе) [18].

О других параметрах мантии можно сказать следующее. Радиогенная теплогенерация вещества близка, вероятно, к 0,08 мкВт/м³, ее изменение с глубиной в настоящее время не может быть описано сколько-нибудь достоверно. Электрическое сопротивление мантийных пород уменьшается от $n \cdot 10^3$ Ом · м непосредственно под разделом Мохо до $n \cdot 1$ Ом · м на подошве верхней мантии.

Предположим теперь, что состав верхней мантии не изменяется по латерали при переходе от Восточно-Европейской платформы к тектонически активным регионам и что упомянутые выше аномалии в скоростях сейсмических волн и плотностях связаны с горизонтальными различиями в глубинных температурах, вернее в их отличиях от платформенных.

В качестве рабочей гипотезы, которая позволяет рассчитать распределение температур в недрах верхней мантии и соответствующее им распределение физических параметров ее вещества, примем так называемый полиморфно-адвекционный процесс [11]: в областях повышенного теплового потока происходит подъем (адвек-

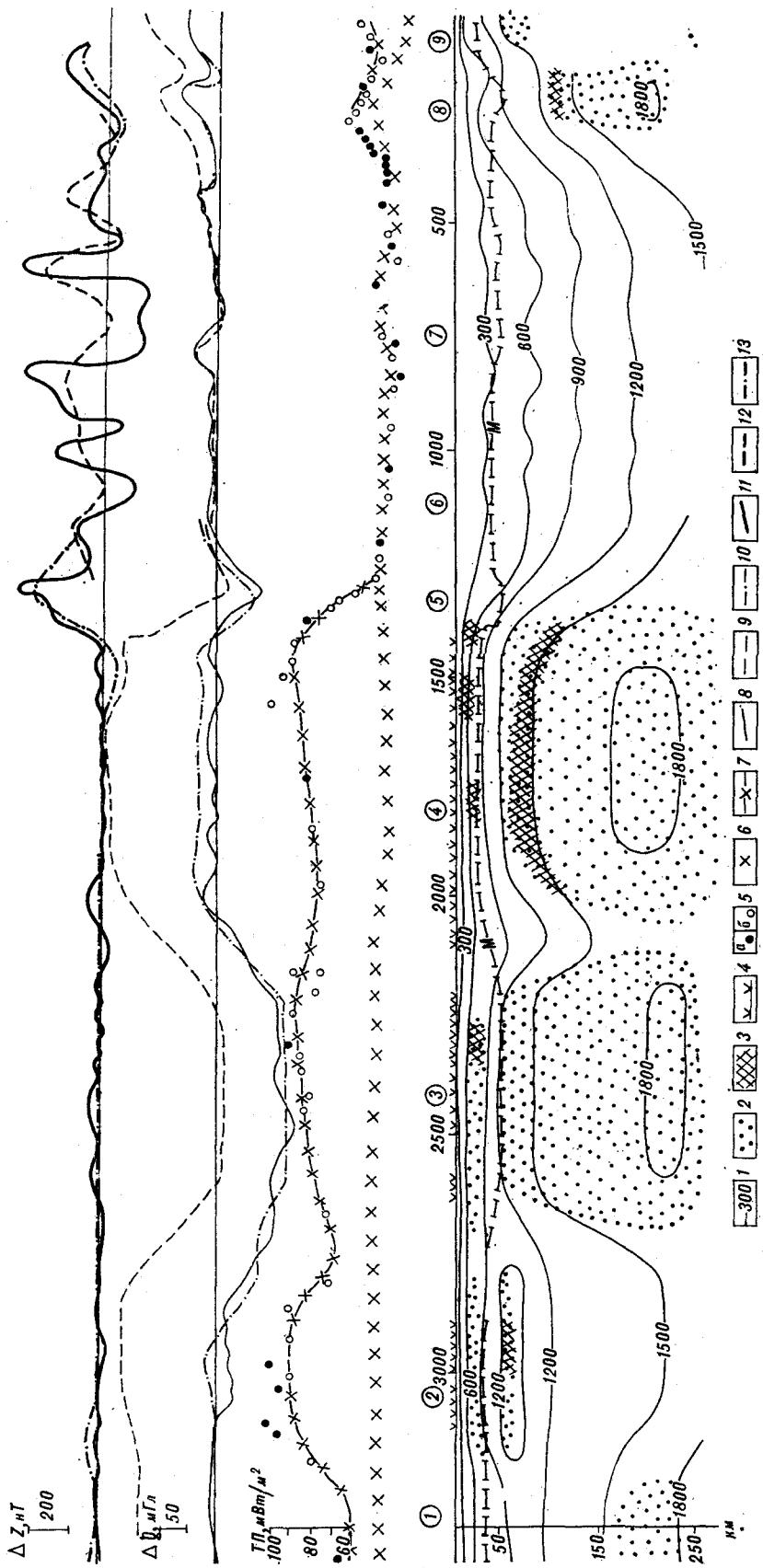


Рис. 4. Результаты комплексного анализа физических полей на профиле II Чёрное море — Я-Манш.

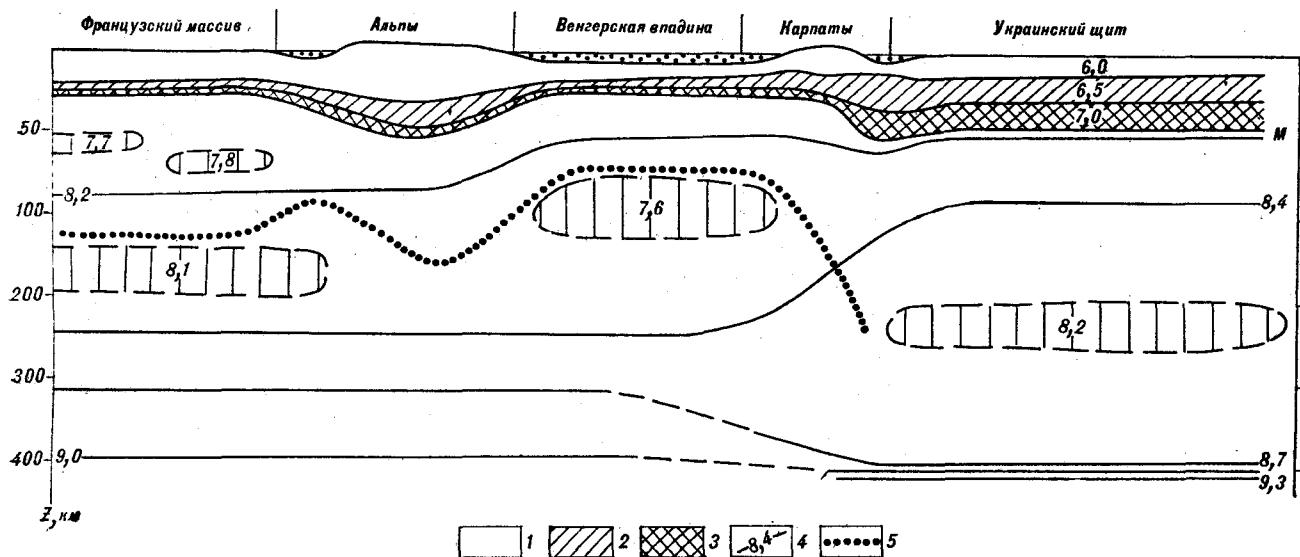


Рис. 5. Скоростная модель верхней мантии по линии Русская плита — Атлантика.

Слон в земной коре: 1 — со скоростью сейсмических волн 5,8—6,3, 2 — 6,4—6,7, 3 — 6,8—7,2 км/с; 4 — изолинии скоростей; 5 — подошва литосфера по данным поверхностных волн [25].

ция) разогретого вещества мантии к подошве земной коры, на его место опускается относительно холодный материал верхней мантии. Мощность вещества, охваченного таким незамкнутым движением, различна для разных типов эндогенного режима, она максимальна в геосинклиналях — до 400 км, менее значительна в зонах тектономагматической активизации — до 250 км. При перемещении вещества происходят соответствующие полиморфные переходы, которые нарушают энергетический баланс и должны быть учтены при расчетах.

Приведем краткую аргументацию выбора указанной гипотезы.

1. Интенсивность, размеры и время существования (соответствующее, вероятно, возрасту активных процессов) мантийных аномалий ТП в Западной и Южной Европе (см. рис. 2 и 5) находят объяснение только при вертикальном перемещении значительных масс вещества верхней мантии, т. е. при участии конвективного теплопереноса.

2. Соотношение скоростей сейсмических волн в верхней мантии платформ и активных регионов [13, 16, 23] (в верхней части скорости понижены, в нижней повышены (см. рис. 4)) свидетельствует об аддективном характере перемещения вещества.

3. Сопоставление тектономагматических последствий процесса с явлениями активизации в зонах разных эндогенных режимов (геосинклинального, тектономагматической активизации, образования глубоких впадин с корой субокеанического типа) и тепловым потоком в них позволяет объяснить основные факты геологической истории активных регионов. Оказывается, что в геосинклиналях аддекция должна

в конечном счете переместить все вещество верхней мантии. В случае тектономагматической активизации и образования глубоких впадин переносится в несколько раз меньшее количество вещества, но интервал глубин, в котором происходит движение, может также охватывать всю или почти всю верхнюю мантию [8].

В результате аддекции устанавливается характерное инверсионное распределение T в верхней мантии. Особенно ярко его особенности проявляются в молодых альпийских геосинклиналях (рис. 6) [8]. По тепловой модели (она получается сугубо индивидуальной для каждого региона в зависимости от типа эндогенного режима, возраста и размеров) можно построить плотностную и скоростную, изменяя параметры платформенной мантии в соответствии с аномальными температурами и учитывая полиморфные преобразования. Особенно резкие изменения скорости (и электропроводности) будут в интервалах глубин коры и мантии, где температура превышает солидус соответствующих пород.

Данные по профилю Черное море — Ламанш показывают, что построенные в соответствии с гипотезой распределения физических свойств пород мантии модели позволяют полностью объяснить наблюдаемые поля.

Отметим одну особенность согласования наблюденных и расчетных эффектов силы тяжести и теплового потока на территории Закарпатья и Паннонии. Аномальные величины полей, отвечающие среднегеосинклинальной модели аддекции, оказываются недостаточными для объяснения наблюдавшихся мантийных возмущений. Процесс необходимо усилить, что не

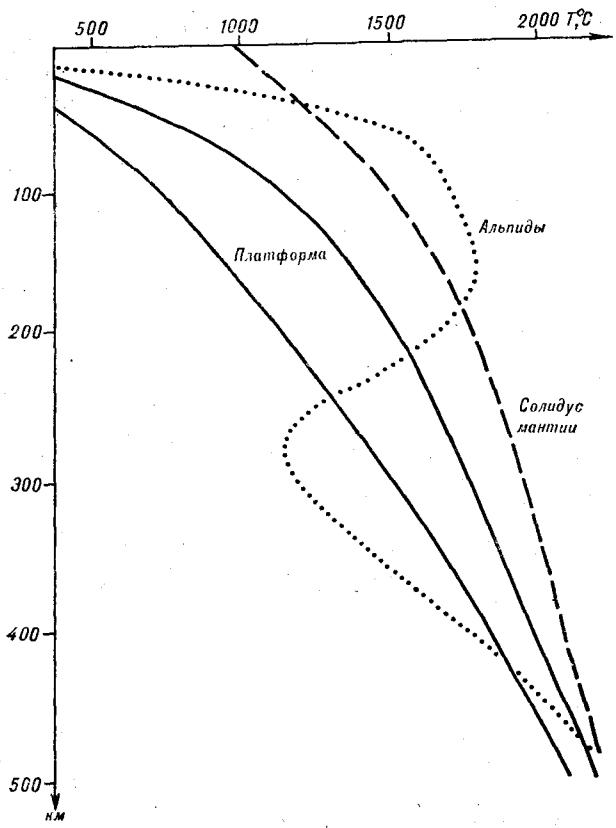


Рис. 6. Температуры мантии некоторых регионов. Для платформ показаны предельные температуры.

делает его, впрочем, резко отличным от процессов в других альпийских геосинклиналях. Можно счесть такое отклонение индивидуальной особенностью региона, однако логичнее предположить, что на часть территории альпийской геосинклиналии Карпато-Динаридской системы наложен процесс тектономагматической активизации неоген-четвертичного возраста. В пользу такого предположения говорит состав эфузивов последнего этапа вулканизма региона, заметно отличный от предшествующих, и факт синхронного возникновения близких по составу эфузивов на больших территориях северного форланда Карпат, на эпигерцинской платформе, где их нельзя счесть частью геосинклинального процесса.

После введения эффектов, отражающих тектономагматическую активизацию внутренних зон Карпато-Динаридской геосинклиналии, удается с приемлемой точностью объяснить величины ТП и Δg на всем протяжении профиля. Остаются лишь две аномалии небольшой интенсивности в поле силы тяжести — в Паннонии и на Центральном массиве. Расчетное поле здесь выше наблюденного на величину около $0,4 \text{ м/с}^2$. В этих же регионах устанавливаются существенные различия наблюденных и расчетных скоростей сейсмических волн в мантии.

Вероятно, в соответствующем интервале глубин состав пород мантии отличается от принятого. Для повышения скорости и одновременного понижения плотности необходимо сократить железистость пород, что логично для регионов, из мантии которых выплавлялись основные лавы.

Принятой гипотезой глубинного процесса и соответствующей ей тепловой моделью удается объяснить и основные особенности магнитного поля вдоль профиля. На платформе оно характеризуется довольно интенсивными региональными аномалиями, связанными с местными ундуляциями изотермы Кюри магнетита и разной намагниченностью блоков (см. рис. 5). В активных регионах изотерма Кюри поднимается до глубин 10–15 км, и выше нее оказываются только слабомагнитные породы. Региональные аномалии исчезают. Возмущения обоих знаков формируются на контактах регионов с разной глубиной изотермы Кюри: докембрийской платформы с Карпатами, Крымом и др.

Объясняются и полученные по результатам МТЗ [4, 10] глубинные зоны повышенной проводимости в мантии Крыма (100 км), Карпат и Паннонии (70–80 км), Альп (90 км), Центрального массива (70 км), а также коровьи проводящие объекты на глубинах от 17–20 до 25–30 км в Карпатах, Паннонии, Альпах. Все они совпадают с интервалами глубин, где возможно частичное плавление, и контролируются на поверхности ареалами молодого магmatизма. Здесь же, как правило, отмечаются зоны пониженных скоростей (в коре Карпат, Закарпатья, Альп, Центрального массива, в мантии Паннонии и Центрального массива [21]).

НАПРАВЛЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ

Комплексный анализ физических полей был проведен и по другим профилям ГСЗ в Европе; результаты принципиально не отличаются от описанных выше [3–5, 10, 15]. Они позволили построить схемы мощности земной коры, аномального мантийного теплового потока, мантийных аномалий силы тяжести, проводящих объектов в коре и мантии для значительной части территории Европы. Полученные данные и имеющаяся геологическая информация дают возможность сделать некоторые выводы.

1. Последний период геологической истории Европы характеризуется активизацией ее южных и западных частей. Процессы тектономагматической активизации сопровождаются специфическими аномалиями теплового потока, силы тяжести и других полей мантийной природы.

2. Эти аномалии указывают на то, что новейшая активизация мантии охватила практически

всю эпигерцинскую платформу Европы, значительные районы эпикаледонской и эпигабайкальской платформ, возможно, отдельные фрагменты эпигоризойской платформы. Она наложилась и на некоторые регионы альпийского геосинклинального пояса (Паннония), хотя на части территории альпид (Альпы) не произошла или проявилась слабо.

Таким образом, активизация охватывает громадные территории, невзирая на их тектоническую гетерогенность.

3. Рассматриваемые процессы явно деструктивны по отношению к земной коре. Они привели к существенному сокращению мощности коры в южной и западной частях Европы. Глубина раздела Мохо (25–35 км) является здесь промежуточной между глубиной на Восточно-

Европейской платформе (40–45 км) и в восточной Атлантике (7–12 км, включая слой воды).

Скорости сейсмических волн в мантии Западной и Южной Европы также промежуточны между скоростями под Восточно-Европейской платформой и океаном.

Сказанное позволяет сформулировать предположение о том, что в настоящее время в Западной и Южной Европе идет процесс, в недавнем геологическом прошлом завершившийся в восточной Атлантике,— процесс океанизации. В этом смысле значительная часть территории Западной и Южной Европы может рассматриваться в качестве переходной зоны между континентом Евразии и Атлантическим океаном, находящейся на начальной стадии развития океанизации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982.
2. Берц Ф. Плотность и состав верхней мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.
3. Баранова Е. П., Бурьяннов В. Б. и др. Комплексирование геофизических методов при построении плотностной модели литосфера юга европейской части СССР.— В кн.: Тектоносфера Украины. Киев: Наукова думка, 1980.
4. Бурьяннов В. Б., Гордиенко В. В. и др. Комплексная геофизическая модель строения и развития литосферы Карпат и среднеевропейских герцинид.— Там же.
5. Бурьяннов В. Б., Гордиенко В. В. и др. Плотностные модели тектоносферы континентальных регионов с различными эндогенными режимами.— В кн.: Теория и методика интерпретации гравимагнитных полей. Киев: Наукова думка, 1981.
6. Гордиенко В. В. Связь скорости сейсмических волн и плотности горных пород земной коры и верхних мантий.— ДАН УССР, 1980, Б, № 10.
7. Гордиенко В. В. Радиогенная теплогенерация в земной коре и тепловой поток из мантии древних платформ.— Геофиз. журнал, 1980, т. 2, № 3.
8. Гордиенко В. В. Тепловые модели недр континентальных регионов.— Вестн. АН УССР, 1980, № 3.
9. Гордиенко В. В. Основные черты тепловой модели Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Киев: Наукова думка, 1981.
10. Гордиенко В. В., Кулик С. Н., Логгинов И. М. Астеносфера эпигерцинских платформ.— Геофиз. журнал, 1981, т. 3, № 2.
11. Гордиенко В. В., Якоби Н. М. Мантийная адвекция и тепловой поток геосинклинали.— Геофиз. журнал, 1982, т. 4, № 2.
12. Логгинов И. М., Кулик С. Н. Геоэлектрическая модель строения Восточно-Европейской платформы.— ДАН УССР, 1982, Б, 6.
13. Егоркин А. В., Павленкова Н. И. Изучение структуры мантии на территории СССР по длинным сейсмическим профилям.— Геол. и геофиз., 1981, № 4.
14. Павленкова Н. И. Комплексная интерпретация данных глубинного сейсмического зондирования и гравиметрии.— Физика Земли, 1978, № 2.
15. Павленкова Н. И., Бурьяннов В. Б., Гордиенко В. В. Обобщенная геофизическая модель земной коры некоторых геоструктур Украины.— Геофиз. сборник, вып. 62. Киев: Наукова думка, 1974.
16. Рябой В. З. Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным. М.: Недра, 1979.
17. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980.
18. Семенова С. Г. К петрофизической интерпретации распределения скорости в земной коре и верхней мантии.— Геофиз. журнал, 1982, т. 4, № 2.
19. Bott M. H. P. The mantle transition zone as possible source of globe gravity anomalies.— Earth. a. Plan. Science lett., 1971, v. 11.
20. Dziewonski S., Hales S., Zapwood E. Parametrically simple Earth models continent with geophysical data.— Phys. Earth Plan. Inter., 1975, v. 10.
21. Explosion seismology in Central Europe. Springer—Verlag, Berlin, 1976.
22. England P. C., Worthington M. H., King D. W. Lateral variation in the structure of the upper mantle beneath Eurasia.— Geophys. J. R. astr. Soc., 1977, v. 48.
23. Fuchs K., Mayer-Rosa D., Lieban F. Lateral inhomogeneities of the Earth's mantle and their petrological interpretation Z. f. G., 1971, B, 37.
24. Hurtig E., Grässl S., Olsberg R. Velocity variations in the upper mantle beneath central Europe and East European platform.— Tectonophysics, 1979, v. 1—2.
25. Pansa G. F., Mueller St., Calcagnile G. The gross features of the lithosphere—asthenosphere system in Europe from seismic surface waves and body waves.— Pageoph., 1980, v. 118, Birkhäuser Verlag, Basel.

*А. В. Цирульский, В. И. Майер, Ф. И. Никонова,
И. Л. Пруткин, Н. В. Федорова*

ОБ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ТРЕХМЕРНЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ И МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

Получены упрощенные нелинейные интегральные уравнения для трехмерной теоретической обратной задачи гравиметрии и магнитометрии. Программно реализован метод подбора трехмерных гравитацион-

В настоящее время хорошо известно [4, 6, 8], что при отсутствии надежной априорной информации о физических свойствах источников нельзя получить единственного решения обратных задач гравиметрии и магнитометрии, в связи с чем при интерпретации практических аномалий следует учитывать существование эквивалентных решений обратных задач.

В работе [7] была высказана идея, что интерпретация данных грави- и магниторазведки может быть разбита на два этапа.

1. Наблюденное поле аппроксимируется полем некоторого количества сингулярных источников в нижней полуплоскости. На этом этапе никаких гипотез о количестве источников и их физических свойствах не требуется.

2. Близлежащие сингулярные источники предполагаются принадлежащими полю одного однородного объекта, причем могут быть опробованы различные варианты объединения источников. Задача, которую при этом необходимо решить, состоит в следующем: по заданной в явном виде какой-либо из производных потенциала требуется найти эквивалентное семейство решений. В дальнейшем эту задачу мы будем называть теоретической обратной задачей (ТОЗ). Конкретные объекты из эквивалентных семейств должны выбираться с учетом имеющейся геологической информации.

С нашей точки зрения, достоинство подобного подхода как раз и состоит в отсутствии нежелательных предварительных гипотез о свойствах источников, что позволяет на втором этапе, учитывая имеющуюся геологическую информацию, анализировать альтернативные варианты геологического разреза.

Двумерные методы подобного типа были разработаны в [3] для ограниченных объектов

и магнитных аномалий сингулярными источниками и построения эквивалентных семейств решений. Приведены результаты опробования метода на модельных источниках.

(рудные задачи) и для границ раздела (структурные задачи) [5]. В качестве аппроксимационного класса использовались классы потенциалов, для которых ТОЗ разрешима в конечном виде (по терминологии В. К. Иванова [2]), что привело к существенному упрощению второго этапа интерпретации.

В трехмерном случае классы потенциалов, для которых ТОЗ разрешима в конечном виде, пока не выделены, а применение разработанных двумерных методов при интерпретации трехмерных аномалий может привести к существеннымискажениям. Несомненно поэтому, что разработка методов решения трехмерных ТОЗ гравиметрии и магнитометрии является актуальной проблемой.

Весьма обширным и вполне достаточным с практической точки зрения является класс объектов, звездных относительно некоторой своей внутренней точки.

Построим с центром в этой точке сферическую систему координат. Для случая постоянной плотности σ имеет место следующая формула для внешнего гравитационного потенциала $V(x, y, z)$:

$$V(x, y, z) = \sigma \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} \int_0^r \frac{r^2 \sin \theta dr d\theta d\varphi}{\sqrt{x^2 + y^2 + z^2 - 2r(x \sin \theta \cos \varphi +$$

$$+ y \sin \theta \sin \varphi + z \cos \theta) + r^2}}, \quad (1)$$

где $r(\theta, \varphi)$ — правая часть уравнения поверхности тела в сферических координатах. Взяв

в (1) внутренний интеграл, имеем

$$V(x, y, z) = \sigma \int_0^{2\pi} \int_0^\pi K(x, y, z, \theta, \varphi, r(\theta, \varphi)) d\theta d\varphi, \quad (2)$$

где

$$\begin{aligned} K(x, y, z, \theta, \varphi, r(\theta, \varphi)) &= \\ &= [F(r(\theta, \varphi), a, b) - F(0, a, b)] \sin \theta, \end{aligned} \quad (3)$$

$F(p, a, b) =$

$$\begin{aligned} &= \left\{ \begin{array}{l} \frac{\rho + 3b}{2} \sqrt{\rho^2 - 2b\rho + a^2} + \frac{3b^2 - a^2}{2} \times \\ \times \ln |\rho - b + \sqrt{\rho^2 - 2b\rho + a^2}| \text{ при } b \neq a, \\ - \frac{(\rho - b)^2}{2} - 2b\rho - b^2 \ln(b - \rho) \text{ при } b = a, \end{array} \right. \\ &a = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}, \end{aligned} \quad (4)$$

$$b = x \sin \theta \cos \varphi + y \sin \theta \sin \varphi + z \cos \theta. \quad (5)$$

Формулу (2) с учетом (3) — (5) можно рассматривать как нелинейное интегральное уравнение I рода относительно $r(\theta, \varphi)$. Решая его при различных значениях σ , можно в принципе построить соответствующие эквивалентные семейства.

Дифференцируя обе части (2) по соответствующим переменным, можно получить интегральные уравнения, использующие частные производные гравитационного потенциала. Для случая постоянной намагниченности по формуле Пуассона непосредственно из (2) может быть получено интегральное уравнение для обратной задачи магниторазведки.

Как видно из (3) — (5), подынтегральная функция в (2) достаточно сложная и является трансцендентной относительно $r(\theta, \varphi)$, что приводит к большим затратам машинного времени при численном решении (2).

В настоящей работе будут получены значительно более простые интегральные уравнения трехмерных ТОЗ гравиметрии и магнитометрии и приведены примеры их численного решения.

ВЫВОД ОСНОВНОГО УРАВНЕНИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ

Воспользуемся формулой Гаусса для внешнего потенциала однородного тела

$$V(\vec{r}) = \frac{\sigma}{2} \iint_S \frac{(\vec{n}, \vec{r}' - \vec{r})}{|\vec{r}' - \vec{r}|} dS, \quad (6)$$

здесь \vec{r} — радиус-вектор точки наблюдения, \vec{r}' — радиус-вектор текущей точки поверхности

S. Преобразуем (6) следующим образом:

$$\begin{aligned} V(\vec{r}) &= \frac{\sigma}{2} \left[\iint_S \frac{(\vec{n}, \vec{r}')}{|\vec{r}' - \vec{r}|} dS - \right. \\ &\quad \left. - \left(\vec{r}, \iint_S \frac{\vec{n}}{|\vec{r}' - \vec{r}|} dS \right) \right]. \end{aligned} \quad (7)$$

В работе [9] было показано, что

$$\sigma \iint_S \frac{\vec{n}}{|\vec{r}' - \vec{r}|} dS = -\operatorname{grad} V(\vec{r}). \quad (8)$$

Из (7) и (8) имеем

$$(\vec{r}) = \frac{\sigma}{2} \iint_S \frac{(\vec{n}, \vec{r}')}{|\vec{r}' - \vec{r}|} dS + \frac{1}{2} (\vec{r}, \operatorname{grad} V(\vec{r})). \quad (9)$$

Введем в рассмотрение функцию

$$\psi(\vec{r}) = V(\vec{r}) - \frac{1}{2} (\vec{r}, \operatorname{grad} V(\vec{r})). \quad (10)$$

Из (9) следует, что

$$\psi(\vec{r}) = \frac{\sigma}{2} \iint_S \frac{(\vec{n}, \vec{r}')}{|\vec{r}' - \vec{r}|} dS. \quad (11)$$

Поскольку в сферических координатах

$$(\vec{n}, \vec{r}') dS = r^3 \sin \theta d\theta d\varphi,$$

имеем

$$\psi(\vec{r}) = \frac{\sigma}{2} \iint_0^{2\pi} \int_0^\pi \frac{r^3 (\theta, \varphi) \sin \theta d\theta d\varphi}{\sqrt{r^2(\theta, \varphi) - 2br(\theta, \varphi) + a^2}}, \quad (12)$$

где a, b определены соотношениями (5).

Подчеркнем, что по заданной в явном виде функции $V(\vec{r})$ из (10) легко получить явный вид $\psi(\vec{r})$.

Ядро интегрального уравнения (12) имеет значительно более простой вид, чем в (2), и, что особенно важно, не содержит трансцендентных функций, в связи с чем мы можем рассматривать (12) как основное интегральное уравнение трехмерной ТОЗ гравиметрии.

ВЫВОД ОСНОВНОГО УРАВНЕНИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ МАГНИТОМЕТРИИ

Известно, что для случая постоянной намагниченности гравитационный $V(x, y, z)$ и магнитный $W(x, y, z)$ потенциалы связаны формулой Пуассона

$$W = (\vec{J}, \operatorname{grad} V) = J_x V_x + J_y V_y + J_z V_z, \quad (13)$$

где $\vec{J} = (J_x, J_y, J_z)$ — постоянный вектор намагниченности, V_x, V_y, V_z — частные производные гравитационного потенциала.

Введем в рассмотрение функцию $\psi_m(x, y, z)$:

$$\psi_m(\vec{r}) = W(\vec{r}) - (\vec{r}, \operatorname{grad} W(\vec{r})). \quad (14)$$

Докажем, что справедлива формула

$$\psi_m(\vec{r}) = 2(\vec{J}, \operatorname{grad} \psi(\vec{r})) \quad (15)$$

($\psi(\vec{r})$ — определяется (10)).

В самом деле,

$$\begin{aligned} \operatorname{grad} \psi &= \operatorname{grad} \left(V - \frac{1}{2} (\vec{r}, \operatorname{grad} V) \right) = \\ &= \operatorname{grad} V - \frac{1}{2} \operatorname{grad} (\vec{r}, \operatorname{grad} V). \end{aligned} \quad (16)$$

Справедливо соотношение

$$\begin{aligned} \operatorname{grad} (\vec{r}, \operatorname{grad} V) &= \operatorname{grad} V + x \frac{\partial}{\partial x} \operatorname{grad} V + \\ &+ y \frac{\partial}{\partial y} \operatorname{grad} V + z \frac{\partial}{\partial z} \operatorname{grad} V. \end{aligned} \quad (17)$$

Из (16) и (17) имеем

$$\begin{aligned} \operatorname{grad} \psi &= \frac{1}{2} \left(\operatorname{grad} V - x \frac{\partial}{\partial x} \operatorname{grad} V - \right. \\ &\quad \left. - y \frac{\partial}{\partial y} \operatorname{grad} V - z \frac{\partial}{\partial z} \operatorname{grad} V \right). \end{aligned} \quad (18)$$

Из (13) и (18) вытекает

$$2(\vec{J}, \operatorname{grad} \psi) = W - xW_x - yW_y - zW_z, \quad (19)$$

что и доказывает формулу (15).

Из (12) и (15) имеем

$$\psi_m(\vec{r}) = \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \frac{(er(\theta, \varphi) - d)r^3(\theta, \varphi) \sin \theta d\theta d\varphi}{(r^2(\theta, \varphi) - 2br(\theta, \varphi) + a^2)^{3/2}}, \quad (20)$$

где a, b определены в (5),

$$\begin{aligned} c &= J_x \sin \theta \cos \varphi + J_y \sin \theta \sin \varphi + J_z \cos \theta, \\ d &= (\vec{J}, \vec{r}). \end{aligned} \quad (21)$$

Формула (20) является магнитным аналогом интегрального уравнения (12) и обладает теми же отмеченными выше положительными свойствами. Покольку, как это видно из (14), по заданному явно магнитному потенциалу $W(\vec{r})$ легко получить явный вид $\psi_m(\vec{r})$, можно рассматривать (20) как основное интегральное уравнение трехмерной ТОЗ магнитометрии.

НЕКОТОРЫЕ ПРИМЕРЫ ЧИСЛЕННОГО РЕШЕНИЯ УРАВНЕНИЙ (12) И (20)

Нами была разработана вычислительная схема с использованием регуляризации решения уравнений (12) и (20). При этом функция $r(\theta, \varphi)$ отыскивалась в виде отрезка двойного ряда Фурье. За недостатком места мы не мо-

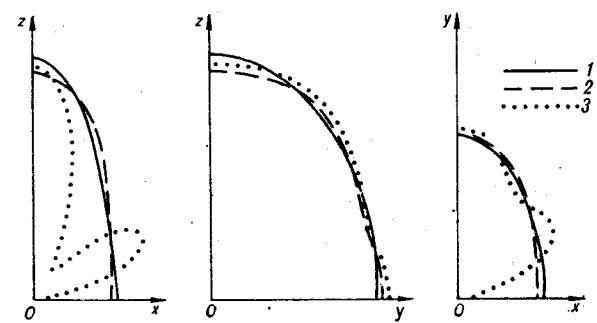


Рис. 1. Восстановление эллипсоида.
1 — истинное решение; 2 — регуляризованное решение; 3 — решение, полученное без регуляризации.

жем остановиться на обосновании и описании вычислительной схемы. (Применительно к уравнению (12) это проделано в [9].) Приведем лишь некоторые примеры.

При решении уравнения (12) в качестве модели был взят эллипсоид с соотношением осей $1 : 2 : 3$. На рис. 1 приведены сечения координатными плоскостями истинного решения, регуляризованного решения и решения, полученного без регуляризации. Во втором примере находилось семейство тел, эквивалентных по гравитационному полю двум материальным отрезкам. На рис. 2 показаны материальные отрезки и сечения координатными плоскостями полученных тел. В третьем примере с использованием уравнения (20) строилось эквивалентное семейство для одного магнитного стержня. Очевидно, что все решения из семейства будут в данном случае телами вращения. На рис. 3 показаны стержни и сечения полученных тел проходящей через него плоскостью.

Время, затрачиваемое на получение решения уравнения (12) при одном значении плотности,

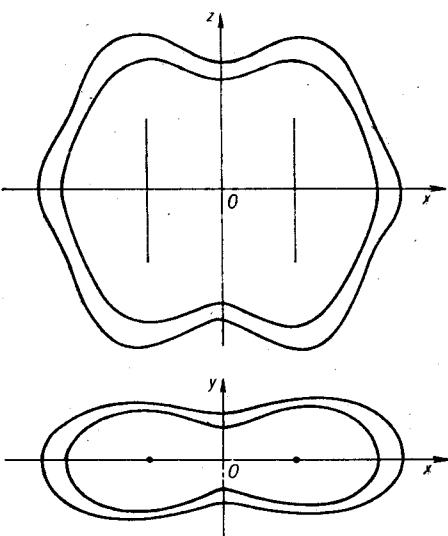


Рис. 2. Семейство для двух материальных отрезков.

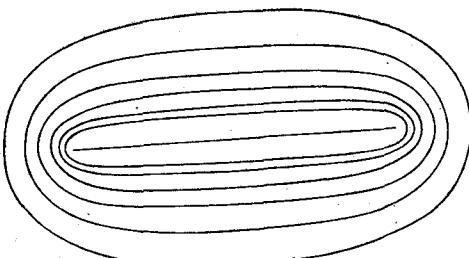


Рис. 3. Эквивалентное семейство для одного магнитного стержня.

составляет от 2 до 5 мин на ЭВМ БЭСМ-6. Заметим для сравнения, что использование уравнений (2)–(5) приводит к увеличению времени счета примерно вдвое.

АППРОКСИМАЦИЯ НАБЛЮДЕННЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ И МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

Как отмечалось выше, интерпретация наблюденного поля распадается на два основных этапа. Рассмотрим подробно первый этап — аппроксимацию наблюденного поля полями сингулярных источников. В качестве модельного класса источников выбраны однородные материальные отрезки в гравитационной и однородно намагниченные отрезки с произвольным направлением намагниченности в магнитной задачах. Основные преимущества рассматриваемого класса сингулярных источников состоят в следующем.

1. Прямая задача грави-магнитометрии для отрезка решается относительно просто в алгебраических функциях. Пусть $A_1 = (x_1, y_1, z_1)$ и $A_2 = (x_2, y_2, z_2)$ — координаты концов отрезка с постоянной линейной плотностью σ , $X = (x, y, z)$ — точка наблюдения. Введем вспомогательные векторы:

$$\begin{aligned} \vec{r}_1 &= (XA_1) = (x - x_1, y - y_1, z - z_1), \\ \vec{r}_2 &= (XA_2) = (x - x_2, y - y_2, z - z_2), \\ \vec{0} &= (A_1 A_2) = (x_1 - x_2, y_1 - y_2, z_1 - z_2). \end{aligned}$$

Тогда для $V_2(x, y, z)$ имеем:

$$V_z(x, y, z) = \frac{\sigma}{|\vec{r}|} \left[\frac{|\vec{r}|(z - z_2) + (z_1 - z_2)|\vec{r}_2|}{(|\vec{r}| |\vec{r}_2| + (\vec{r}, \vec{r}_2)) |\vec{r}_1|} - \right. \\ \left. - \frac{|\vec{r}|(z - z_1) + (z_1 - z_2)|\vec{r}_2|}{(|\vec{r}| |\vec{r}_1| + (\vec{r}, \vec{r}_1)) |\vec{r}_1|} \right], \quad (22)$$

где $(\vec{\rho}, \vec{r})$ — скалярное произведение векторов, а $|\vec{\rho}|$ — обычная евклидова норма.

Для нахождения значений Z_a однородно намагниченного отрезка с вектором намагненности (J_x, J_y, J_z) используем уравнение Пуассона (13), связывающее гравитационный и магнитный потенциалы, и тот факт, что $Z_a = \frac{\partial}{\partial z} W$.

Таким образом, аппроксимационная конструкция для задачи гравиметрии имеет вид:

$$F_g(x, y, z, \vec{p}) = \sum_{i=1}^N V_z(x, y, z, \sigma_i, x_{1i}, y_{1i}, z_{1i}, x_{2i}, y_{2i}, z_{2i}), \quad (23)$$

где N — число рассматриваемых отрезков, p — вектор размерности $N \times 7$, а для магнитометрии

$$F_M = (x, y, z, \vec{q}) = \\ = \sum_{i=1}^N Z_a(x, y, z, J_{xi}, J_{yi}, J_{zi}, x_{1i}, y_{1i}, z_{1i}, x_{2i}, y_{2i}z_{2i}), \quad (24)$$

\vec{a} — вектор размерности $N \times 9$.

2. Использование однородных отрезков позволяет не плохо параметризовать задачу подбора, так как для описания поля одного отрезка достаточно для случая гравиметрии семи, магнитометрии — девяти параметров. Этими параметрами, как следует из (23) и (24), являются координаты отрезка A_1 и A_2 и линейная плотность σ или составляющие вектора намагниченности J_x , J_y , J_z соответственно.

3. Выбранный модельный класс источников позволяет, как правило, с достаточной точностью аппроксимировать поле одного отрезка поля как от сферических, так и от вытянутых в произвольном направлении объектов. Для аппроксимации полей от объектов сложной формы чаще всего достаточно двух членов в (23) для гравиметрии или в (24) для магнитометрии.

Аппроксимация наблюденного поля сводится к решению задачи минимизации функционалов

$$\Phi(\vec{p}) = \sum_{i=1}^K \sum_{j=1}^M (F_q(x_i, y_j, z, \vec{p}) - \Delta g(x_i, y_j, z))^2$$

для гравитационного поля Δg и

$$\Phi(\vec{q}) = \sum_{i=1}^K \sum_{j=1}^M (F_M(x_i, y_j, z, \vec{q}) - Z_a(x_i, y_j, z))^2$$

для магнитного поля Z_a .

Сравнение различных методов минимизации (порядка 15) [1] на ряде модельных примеров показало, что оптимальным (из числа рассмотренных) в некотором смысле является метод Флетчера. Проиллюстрируем это примером: в качестве наблюденного поля взято поле Δg вертикальной призмы на площади: $X = [-5,5]$,

$Y = [-3,3]$, $\Delta x = 0,2$, $\Delta y = 1$. Глубина верхней кромки призмы 1, нижней 4, в основании квадрат 1×1 с массой 24 усл. ед. В качестве начального приближения был взят горизонтальный отрезок с нулевой плотностью и координатами концов: $A_1 = (0,0, -0,5)$, $A_2 = (0,5, 0, -0,5)$. Начальное значение функционала $\Phi_0 \approx$

≈ 10 . За 45 итераций функционал уменьшился до $\Phi_{45} \approx 10^{-7}$; время счета 1,5 мин на ЭВМ БЭСМ-6. При этом центр тяжести восстановился с точностью 1%, а масса — 0,1%. Остальные опробованные методы минимизации для рассматриваемого примера дают за то же время значение функционала на два-три порядка больше.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гускин С. Ю., Омельянов Г. А. и др. Минимизация в инженерных расчетах на ЭВМ. М.: Машиностроение, 1981.
2. Иванов В. К. О разрешимости обратной задачи логарифмического потенциала в конечном виде.— ДАН СССР, 1956, т. 106, № 4.
3. Никонова Ф. И., Цирульский А. В. Интерпретация гравимагнитных аномалий на основе классов потенциалов, для которых обратная задача разрешима в конечном виде.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 2.
4. Страхов В. Н. К вопросу о единственности решения плоской обратной задачи теории потенциала.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 2.
5. Федорова Н. В., Цирульский А. В. Об обратной за-
- даче для контактной поверхности.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 3.
6. Цирульский А. В. О единственности решения обратной задачи теории потенциала.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 6.
7. Цирульский А. В. О решении прямой и обратной задачи гравиметрии.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 7.
8. Цирульский А. В., Никонова Ф. И. К вопросу о разрешимости обратной задачи логарифмического потенциала в конечном виде.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 5.
9. Цирульский А. В., Пруткин И. Л. О решении обратной задачи гравиметрии для произвольных классов двумерных и трехмерных потенциалов. II.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1981, № 11.

Институт геофизики УНЦ АН СССР
Свердловск

Поступила в редакцию
11 июля 1983 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.76/77(571.642)

К. Ф. Сергеев

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О ХАРАКТЕРЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЙ ТОЛЩ
ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ И
КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНЫХ СКЛОНОВ
ЗАПАДНО-САХАЛИНСКИХ ГОР**

(Макаровский район, о. Сахалин)

В отличие от других районов восточных склонов Западно-Сахалинских гор, где верхнемеловые и кайнозойские комплексы отложений контактируют по Тымь-Поронайскому взбросо-надвигу, в окрестностях г. Макарова установлено структурно согласное наложение верхнепалеогеновых — неогеновых толщ на туров-кампанские образования. Обосновывается тезис о том, что интенсивные горо- и складкообразующие движения, широко проявившиеся в восточной зоне Сахалина на рубеже мелового и палеогенового периода, в западной зоне острова выражались только в выводе из под уровня моря ее крайне восточных районов. Подтверждается вывод об обусловленности характера современной структуры поднятия Западно-Сахалинских гор тектоническими движениями в конце плиоценового — начале плейстоценового времени (сахалинская фаза складчатости).

В окрестностях г. Макарова, расположенного на побережье залива Терпения (Охотское море), у восточных склонов поднятия Западно-Сахалинских гор, в береговых обрывах многочисленных рек и ручьев вскрываются мощные толщи осадочных и вулканогенно-осадочных образований позднемелового и палеоген-неогенового возраста. Прекрасная обнаженность и простота внутренней структуры палеоген-неогенового комплекса пород, обилие фаунистических и флористических остатков в отложениях практически всех составляющих его свит, доступность для геологического изучения, довольно высокая степень изученности предопределили выбор этого района для составления одного из опорных разрезов кайнозойских отложений Сахалина. Не случайно, что именно на примере данного района с особенностями кайнозойского осадконакопления на острове были ознакомлены в 1979 г. иностранные участники XIV Тихооканского научного конгресса, состоявшегося в г. Хабаровске.

Однако если литолого-петрографическая и биостратиграфическая изученность палеоген-неогеновых отложений здесь действительно достаточно высока [5—7, 14—17, 19, 22 и др.], то на ряд вопросов тектоники этого района все еще не получено однозначных ответов. В наибольшей мере это, пожалуй, касается вопроса о характере взаимоотношений между верхнемеловым и палеоген-неогеновым комплексами пород. При всем многообразии имеющихся на

этот счет высказываний суть их, в конечном счете, может быть сведена к тому или иному из нижеследующих положений.

Наиболее распространеными являются представления о соприкосновении комплексов пород позднемелового и палеоген-неогенового возрастов по системе разломов, совокупность которых описывалась под названиями «Тымь-Поронайский взбросо-надвиг» [17] или «Центрально-Сахалинский разлом» [7, 16, 20]. Одно из наиболее категоричных суждений о геологической значимости этого тектонического разрыва принадлежит Е. Н. Меланхолиной: «Повсеместно по нему соприкасаются верхнемеловые слои поднятой краевой части моноклиналии Западно-Сахалинских гор и отложения неогенового грабенообразного прогиба Центрального Сахалина» [16, с. 78].

Вряд ли стоит говорить о том, что представления, подобные вышеизложенным, должны тщательным образом обосновываться результатами фактических наблюдений, ибо значимость их чрезвычайно велика не только для определения характера структуры поднятия Западно-Сахалинских гор, но и, что не менее важно, для понимания особенностей геологической истории острова на протяжении позднего мезозоя — кайнозоя.

Приведенная выше точка зрения опровергается данными других геологов, которые приводят свидетельства неповсеместного проявления отмеченных Е. Н. Меланхолиной структурных

соотношений между названными выше комплексами пород, что относится прежде всего именно к району г. Макарова.

Так, О. А. Мельников [17], описывая здесь характер контактных поверхностей между палеоген-неогеновыми и верхнемеловыми толщами, отмечает не только факты соприкосновения их по разломным зонам, но и налегания первых на вторые со значительным стратиграфическим и небольшим (несколько градусов) азимутально-угловым несогласием. Подобные данные приводятся И. М. Сирыком [22], который дополняет их указанием на то, что на ряде участков «...неогеновые отложения залегают на верхнемеловых породах с резким угловым несогласием» (с. 134).

В приложении к Макаровскому району довольно широкое распространение получили, наконец, и представления о стратиграфически и структурно несогласном налегании палеоген-неогеновых или неогеновых толщ на верхнемеловом комплексе [1, 8]. Эта точка зрения нашла отражение и на изданной в 1969 г. «Геологической карте Сахалина» м-ба 1:1 000 000 [3], которая является приложением к XXIII тому «Геологии СССР» [4].

Изложенная выше противоречивость примерно в одно и то же время высказанных суждений о характере взаимоотношений верхнемеловых и палеоген-неогеновых комплексов в рассматриваемом районе явилась причиной проведения здесь летом 1982 г. детальных специализированных геологических исследований СахКНИИ ДВНЦ АН СССР.

Собранная при этом информация, дополненная результатами критического анализа полученных ранее данных [1, 3, 4, 8, 10, 11, 15, 16, 18, 19, 23 и др.], позволила найти однозначное решение вопроса.

Однако, прежде чем перейти к изложению данных исследований геологических особенностей района г. Макарова, следует кратко охарактеризовать главнейшие особенности структуры поднятия Западно-Сахалинских гор на широте этого района.

Уже отмечалось [20], что структура поднятия здесь резко асимметрична в поперечном направлении.

Исследования по стратиграфическому расчленению вскрывающихся и приводораздельной зоне южного участка* поднятия Западно-Сахалинских гор верхнемеловых отложений, проводившиеся японским геологом Т. Мацумото [24], а затем и многими советскими специалистами [2, 9, 18, 23 и др.], привели к выводу оmono-

клинальном в целом залегании здесь верхнемеловых слоев с наклоном в западном направлении. Однако если на западных склонах поднятия эти слои последовательно перекрываются таким же образом ориентированными в геологическом пространстве палеогеновыми и неогеновыми образованиями, то на восточных склонах наиболее древние горизонты вскрывающиеся здесь и наклоненного в целом к западу верхнемелового комплекса пород с востока окаймляются субмеридионально вытянутой полосой выходов круто наклоненных в восточном направлении палеоген-неогеновых толщ [20]. Более того, если на западных склонах поднятия наблюдается практически непрерывный разрез отложений от турон-кампанских до плиоценовых включительно, то на восточных склонах неизвестны выходы пород маастрихт-датского, палеоценового и эоценового возрастов (рис. 1).

Приведенные особенности структуры поднятия Западно-Сахалинских гор при недостатке имеющихся ранее данных непосредственных наблюдений поверхности контакта между палеоген-неогеновыми и верхнемеловыми толщами на его восточных склонах, по-видимому, в значительной мере способствовали формированию представлений, согласно которым эта поверхность рассматривалась как повсеместно протягивающийся разлом [16] или же поверхность резкого стратиграфического и структурного несогласия [1, 8, 22]. Результаты проведенных в бассейне р. Макарова детальных исследований зоны соприкосновения верхнемеловых и палеоген-неогеновых толщ пород не позволяют согласиться ни с той, ни с другой точками зрения.

Даже при беглом взгляде на геологическую схему района (рис. 2) обращает на себя внимание наличие здесь трех четко выраженных тектонических зон, обусловленных развитием двух крупных субмеридиональных разрывных нарушений надвигово-взбросового типа с западными наклонами плоскостей сместителей (рис. 3).

Западная тектоническая зона — А на врезке II (см. рис. 2) представляет собой круто ($50-80^{\circ}$) наклоненную к западу моноклиналь, сложенную отложениями быковской свиты (турон — кампан), которые западнее района исследований согласно перекрываются существенно песчаными образованиями красноярковской свиты (кампан — даний). Отложения быковской свиты, представленные здесь преимущественно черными алевролитами и аргиллитами с многочисленными мергелистыми конкрециями, вмещают постепенно выклинивающееся в северном направлении пластовое интрузивное тело долеритов (Лесозаводский силл), максимальная мощность которого составляет 40 м.

Очень простое строение имеет и восточная тектоническая зона — Б на врезке II (см.

* В северных районах Западно-Сахалинских гор большой объем исследований по стратиграфическому расчленению меловых отложений выполнен А. Н. Кристифовичем [12, 13].

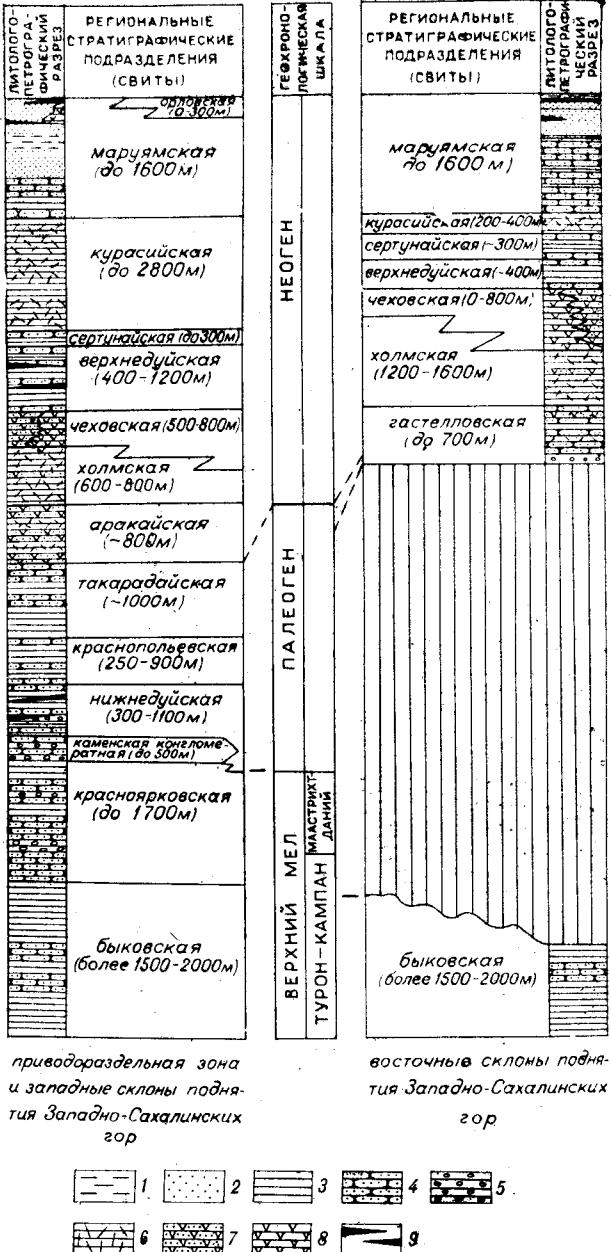


Рис. 1. Схема сопоставления литолого-стратиграфических разрезов западных и восточных склонов поднятия Западно-Сахалинских гор (Углегорско-Макаровский район).

1 — глины; 2 — пески, гравийники; 3 — алевролиты и аргиллиты; 4 — песчаники; 5 — гравелиты и конгломераты; 6 — кремнистые и окременные алевролиты и аргиллиты; 7 — вулканомиктовые образования (вулканические песчаники, гравелиты, брекчии); 8 — туфы и лавы основного и среднего состава; 9 — лигниты, угли, углистые породы.

рис. 2). Она представляет собой слабо изгибающуюся в плане и наклоненную к востоку под углами 30—75° моноклиналь, в пределах которой на дневной поверхности не вскрываются отложения, залегающие стратиграфически ниже пород самой верхней части гастелловской сви-

ты (олигоцен — нижний миоцен). Последние принадлежат основанию вскрывающегося в пределах зоны кайнозойского разреза и перекрываются мощной (не менее 4500—5000 м) толщей неогеновых отложений, подразделяемой в возрастной последовательности на ряд свит (см. рис. 1): холмскую, чеховскую, верхнедуйскую, сертунаскую, курасийскую и маруямскую. Вещественный состав и пределы изменения мощностей этих стратиграфических подразделений приведены на рисунке.

Значительно более сложное строение свойственно Центральной тектонической зоне — В на врезке II (см. рис. 2). В структурном отношении она представляет собой разбитую несколькими диагональными разрывными нарушениями субмеридионально вытянутую синклиналь, обнаруживающую незначительные ундуляции осевой линии по ее простиранию. Особенно отчетливо выражено северное центриклинальное замыкание складки (см. рис. 2), в строении которой участвуют темноокрашенные алевролиты и аргиллиты верхнемелового возраста (быковская свита), вмещающие мощное (до 140 м), сложно-расслоенное пластовое интрузивное тело долеритов, кварцевых и пегматоидных долеритов, долерит-пегматитов (Макаровский сили), а также отложения гастелловской и холмской свит, принадлежащие нижней части разреза палеоген-неогенового литолого-стратиграфического комплекса.

В ядре синклинали среди отложений холмской свиты вскрывается пластовое интрузивное тело долеритов, «останец» которого образует привершинную часть самой высокой в районе горы Макарова.

На западном крыле синклинали в двух точках наблюдалось непосредственное налегание базальных образований гастелловской свиты на отложения быковской свиты. Наиболее эффективно это выражено в разрезе по притоку р. Макарова — р. Банан, примерно в 2 км от его устья. Вскрывающиеся здесь черные алевролиты и аргиллиты быковской свиты (турон — кампан) круто (около 65°) наклонены в восточном направлении. Гипсометрически выше, в том же самом обнажении вскрывается пачка пород гастелловской свиты (олигоцен — нижний миоцен), которая имеет здесь мощность более 7 м и наклонена в том же направлении, что и слои быковской свиты, но под несколько большим (до 70°) углом. В основании этой пачки залегают светло-серые разногалечные конгломераты, сменяющиеся выше гравелитами и грубозернистыми песчаниками. Среди галечного материала резко преобладающими являются разнообразные кварциты, яшмы, метаморфические породы и граниты, но практически отсутствуют породы, сходные с нижележащими образованиями верхнего мела. Если учесть, что

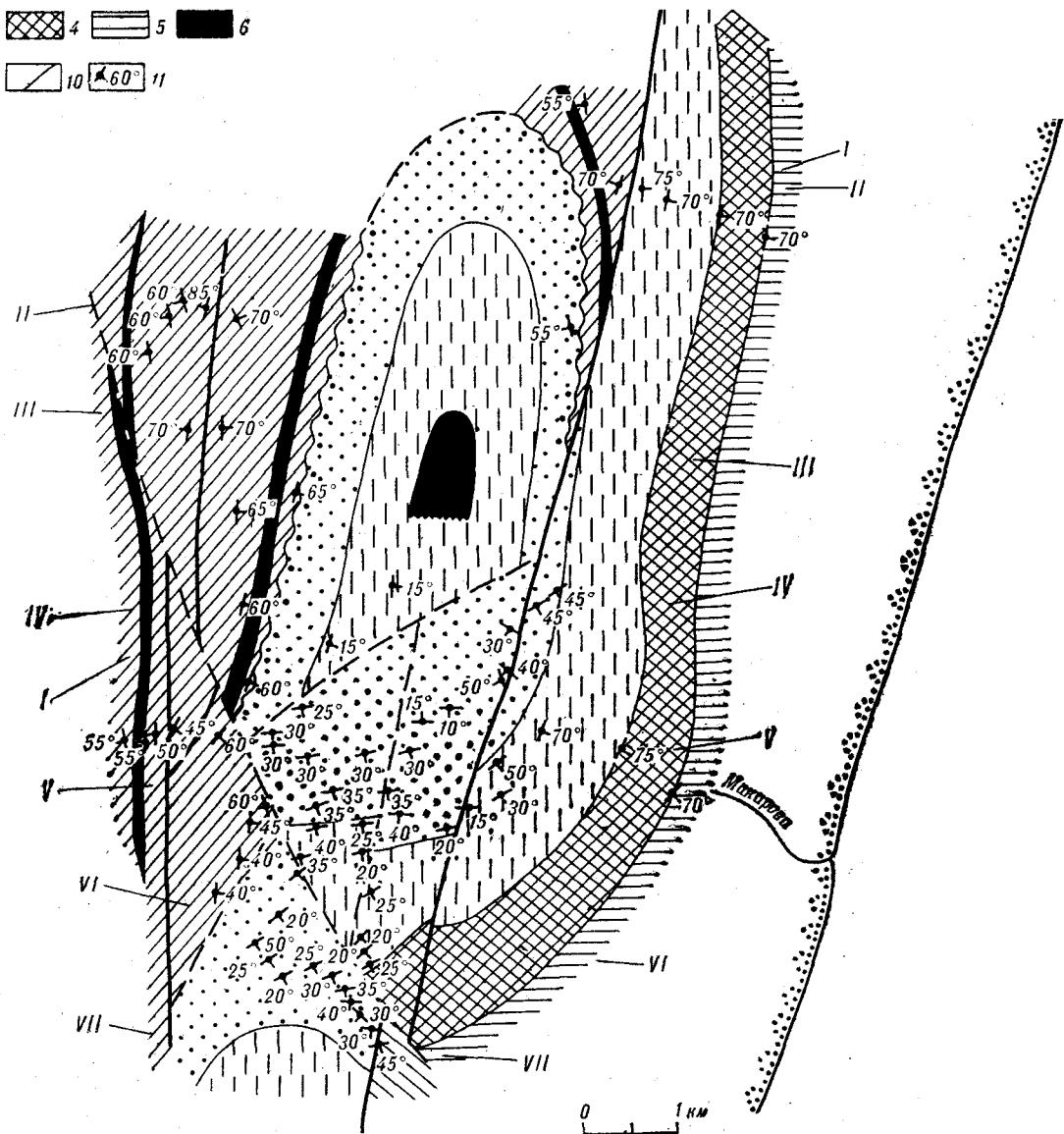
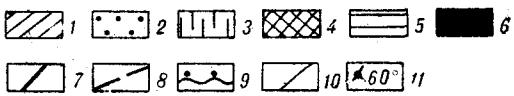


Рис. 2. Геологическая схема окрестностей г. Макарова.
1—5 — поля развития разновозрастных отложений верхнемелового и палеоген-неогенового литологического-стратиграфических комплексов (свиты: 1 — быковская, 2 — гастелловская, 3 — холмская, 4 — чеховская, 5 — верхнедуйская); 6 — выходы

последние отчетливо «срезаются» подошвой описываемой пачки образований гастелловской свиты, этот факт трудно интерпретировать иначе, чем стратиграфический перерыв.

Следует отметить, что подобные особенности зон стратиграфических контактов быковской и гастелловской свит наблюдались нами и другими авторами [17] в более северных районах (бассейны рек Горной, Гастелловки). Эти данные, следовательно, свидетельствуют о наличии вышеописанных соотношений верхнемеловых и олигоцен-плиоценовых комплексов пород в зоне восточных склонов Западно-Сахалинских гор на гораздо большей, по сравнению с рас-

пород интрузивного комплекса долеритов (средний миоцен); 7 — главнейшие разломы; 8 — прочие разрывные нарушения; 9 — поверхность стратиграфического неогласия; 10 — прочие геологические границы; 11 — элементы залегания слоев. На врезках: I — местоположение района работ; II — тектонические зоны окрестностей г. Макарова (пояснения в тексте).

сматриваемым районом, территории. В таком случае представляется неизбежным сформулировать несколько выводов палеотектонического характера, которые, видимо, нельзя не учитывать не только при анализе структуры поднятия Западно-Сахалинских гор, но и при обосновании представлений относительно особенностей строения острова в целом.

1. Появление в низах разреза гастелловской свиты (олигоцен — нижний миоцен) гальки кварцитов, яшм, метаморфических сланцев и калишпатовых гранитов, практически не встречающихся в отложениях верхнемелового возраста, может свидетельствовать о резкой смене

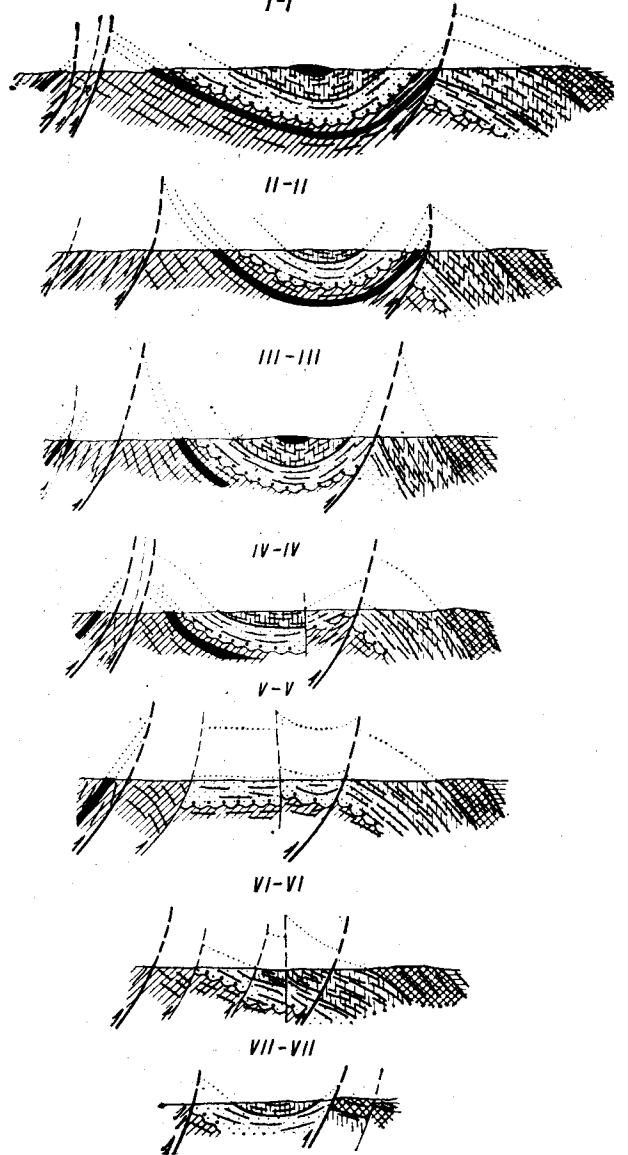


Рис. 3. Геологические разрезы.

(Усл. обозн. и положения разрезов см. на рис. 2. Дополнительно показаны наклоны слоев внутри свит).

палеогеографической обстановки в районе на рубеже мезозойской и кайнозойской эр.

2. Если в пределах районов, располагающихся восточнее и западнее описываемого (Восточно-Сахалинские горы, Монерон-Рисири-Ребунское поднятие), в это время интенсивно проявились воздымания поверхности Земли, сопровождавшиеся складчатостью верхнемеловых и более древних слоев, то в зоне восточных склонов современного поднятия Западно-Сахалинских гор эти движения проявились в весьма

ослабленной форме. Единственным, пожалуй, свидетельством их проявления здесь является «срезание» нелитифицированных к началу этого процесса верхнемеловых слоев в результате позднепалеогеновой трансгрессии в восточном направлении.

3. Близость вещественного состава и сходные условия геологической локализации пластовых интрузивных тел распространенного здесь комплекса долеритов [21], вмещаемых осадочными толщами как верхнемелового, так и палеоген-неогенового (включая средний миоцен) возрастов, также противоречит мнениям о возможности сколько-нибудь серьезных изменений палеотектонической обстановки в рассматриваемом районе (за исключением, конечно, упоминавшегося длительного стратиграфического перерыва), по крайней мере, от турана до среднего миоцена.

4. Поскольку в верхней части разреза палеоген-неогеновых отложений (включая маруянскую свиту), начиная с чеховской свиты, в отложениях которой еще фиксируются «стратиграфически» наиболее высоко расположенные интрузивные пластовые тела долеритов, отсутствуют поверхности структурных несогласий, можно утверждать, что в пределах рассматриваемого района длительное время (туран — плиоцен) превалировали условия тектонической стабилизации земной коры, несколько усложнившие лишь проявление колебательных движений земной поверхности [17] и эпизодическим (средний миоцен) поступлением с глубин магматических расплавов.

5. Время кардинального изменения тектонической обстановки в районе необходимо, по-видимому, оценивать как рубеж плиоценового и плейстоценового времен. Именно совокупностью происходивших в это время процессов можно, не вступая в противоречие с фактическими данными, объяснить особенности структуры поднятия Западно-Сахалинских гор в его восточной зоне. Во всяком случае трудно, если вообще возможно, обосновать концепцию, которая противоречила бы выводам о том, что главнейшие структурно-тектонические особенности окрестностей г. Макарова в значительной мере обусловлены особенностями местоположения и характером перемещений отдельных тектонических блоков по многочисленным разломам, возникновение которых в слоистой структуре позднемезозойских и кайнозойских толщ (см. рис. 3) было бы существенно отдалено по времени от периода проявления складкообразующих движений в конце плиоценового — начале плейстоценового времени, т. е. от периода проявления сахалинской фазы тектогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексейчик С. Н., Гальцев-Безюк С. Д. и др. Тектоническая схема о. Сахалин м-ба 1 : 2 000 000.— В кн.: Атлас Сахалинской области. М.: ГУГК СМ СССР, 1967.
2. Верещагин В. Н. Зональное деление верхнемеловых отложений севера Тихоокеанской биостратиграфической провинции.— В кн.: Геология Корякского нагорья. М.: Гостоптехиздат, 1963.
3. Геологическая карта Сахалина м-ба 1 : 1 000 000 (приложение к т. 33 «Геология СССР»). М.: Все-созн. аэрогеол. трест Мин. геол. СССР, 1970.
4. Геология СССР, т. 33. Ч. 1. Остров Сахалин. М.: Недра, 1970.
5. Егоров А. Е., Мельников О. А. и др. О палеогеновых отложениях на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклиниория.— Геол. и геофиз., 1966, № 2.
6. Ерохов В. Ф., Шилов В. Н. Неогеновый вулканализм и неогеновые вулканогенные формации Сахалина.— В кн.: Вулканические и вулкано-плутонические формации. М.: Наука, 1966.
7. Занюков В. Н. Центрально-Сахалинский разлом и его роль в тектонике острова.— ДАН СССР, 1971, т. 196, № 4.
8. Занюков В. Н., Тихомиров В. М. Геологическая карта о. Сахалин м-ба 1 : 2 000 000.— В кн.: Атлас Сахалинской области. М.: ГУГК СМ СССР, 1967.
9. Капица А. А. Краткий очерк меловых образований Сахалина.— В кн.: Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР. М.: Гостоптехиздат, 1961.
10. Козырев В. Д. Некоторые данные о региональном тектоническом разрыве Центральной Сахалинской низменности. (Тр. ВНИГРИ. Нов. сер., 1956, вып. 99).
11. Козырев В. Д., Гринберг И. Г. и др. Геологическое строение и нефтегазоносность южной части Сахалина. М.: Гостоптехиздат, 1960.
12. Криштофович А. Н. О меловой флоре Русского Сахалина.— Изв. Геол. ком., 1924, т. 39, № 3—6.
13. Криштофович А. Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока. Л.—М.: Геолразведиздат, 1932.
14. Криштофович Л. В. Разделение третичных отложений Дальневосточной провинции на ярусы (на примере Сахалина).— В кн.: Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР. М.: Гостоптехиздат, 1961.
15. Марков М. С., Аввянова В. Н. и др. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. (Тр. ГИН АН СССР, 1967, вып. 168).
16. Меланхолина Е. Н. Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологии в Тихоокеанском поясе. М.: Наука, 1973.
17. Мельников О. А. История формирования структуры Южного Сахалина в палеогене и неогене. М.: Наука, 1970.
18. Пергамент М. А. Биостратиграфия и иноперами турон-коньинских отложений Тихоокеанских районов СССР. (Тр. ГИН АН СССР, 1971, вып. 212).
19. Сальников Б. А., Сальникова Л. А. и др. История неогенового угленакопления на территории Сахалина (Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, 1963, вып. 19).
20. Сергеев К. Ф. О тектонической природе поднятия Западно-Сахалинских гор.— Тихоокеанская геол., 1982, № 1.
21. Сергеева В. Б. Петрологические особенности комплекса долеритов Западно-Сахалинских гор.— В кн.: Восточно-Азиатские островные системы (тектоника и вулканализм). Южно-Сахалинск: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1978.
22. Сирый И. М. Нефтегазоносность восточных склонов Западно-Сахалинских гор (Южный Сахалин). М.: Наука, 1968.
23. Шувалов А. С. Стратиграфия верхнемеловых отложений и история геологического развития о. Сахалин в позднемеловую эпоху. Автореф. канд. дис. М., 1969.
24. Matsumoto T. Fundamentals in the Cretaceous Stratigraphy of Japan.— Mem. Fac. Sci. Kyushu Imp. Univ., ser. D, Geology, v. 1, N 3; v. 2, N 1. Fukuoka, 1942—1943.

*СахКНИИ ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск*

*Поступила в редакцию
19 мая 1983 г.*

УДК 55(571.642)

O. A. Мельников

О ХАРАКТЕРЕ ДИЗЬЮНКТИВНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ В ВОСТОЧНО-САХАЛИНСКИХ ГОРАХ

(о. Сахалин)

Анализируется дизъюнктивная дислоцированность отложений, слагающих Восточно-Сахалинские горы на Сахалине. В качестве наиболее крупных дизъюнктивных дислокаций выделяются две системы разломов (субмеридиональная и север-северо-западная), представляющих парные, встречные, X-образные в плане надвиги или взбросо-надвиги, соприкасающиеся в центре и расходящиеся на концах. Наиболее отчетливая, состоящая из пяти разломов субмеридиональная система является диагональной по отношению к

Дизъюнктивные дислокации Сахалина или отдельных его районов неоднократно рассматривались в литературе [1—13, 15—22]. Среди них выделялись различные модификации, начиная от простых сбросов и кончая весьма сложными и очень неопределенными по структуре глубинными разломами. При этом почти всегда отдавалось предпочтение какому-либо одному, якобы превалирующему типу дизъюнктивных дислокаций.

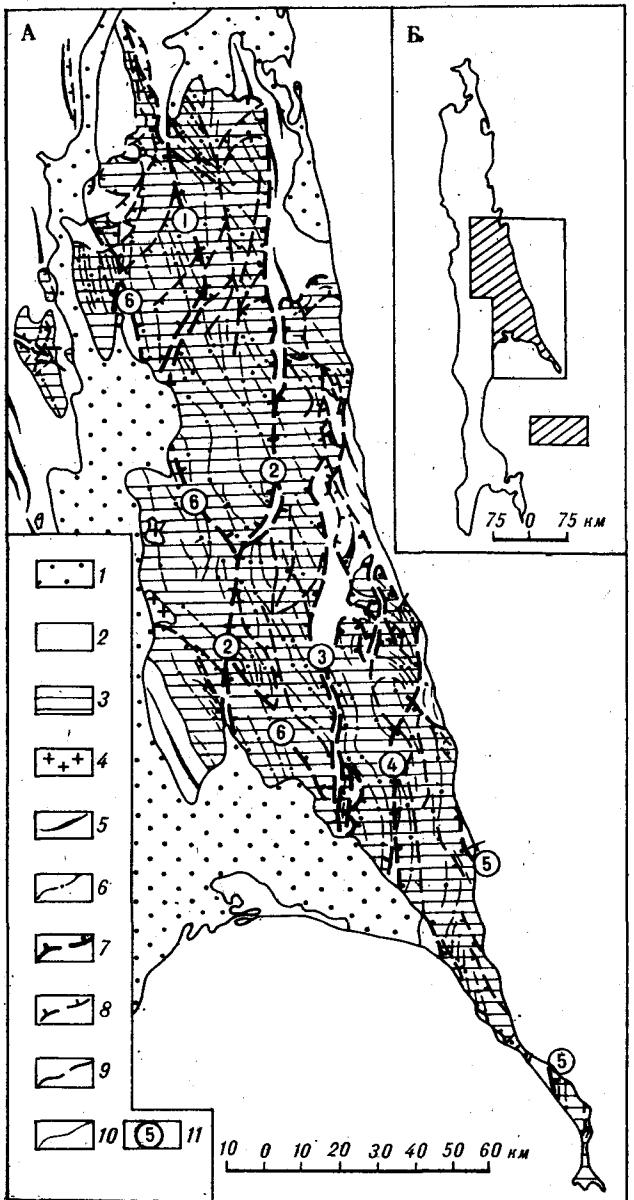
Из всех районов Сахалина Восточно-Сахалинские горы являются наиболее сложно геологически построенными, с трудом поддающимися расшифровке. Проведенный нами анализ пликативной и дизъюнктивной дислоцированности слагающих Восточно-Сахалинские горы отложений дал возможность уточнить ряд вопросов геологического строения этих гор, и в частности вопрос о характере развитых в них дизъюнктивных дислокаций.

В слагающих Восточно-Сахалинские горы отложениях сравнительно отчетливо выделяются три структурных этажа: доцалеогеновый, палеоген-неогеновый и четвертичный. Верхнемеловые отложения, выделяемые часто в качестве самостоятельного структурного этажа, рассматриваются здесь вместе с подстилающими их палеозойско-мезозойскими, в том числе и метаморфическими отложениями, в составе единого структурного этажа в связи с отсутствием регионально выраженного несогласия между этими отложениями и примерно одинаковой пликативно-дизъюнктивной дислоцированностью.

простиранию пликативных дислокаций, а единственный разлом север-северо-западной системы — продольным. Обе системы разломов — результат сильнейшего общего сжатия («скручивания») земной коры в этом районе за счет действующих под корой напряжений двух направлений — субширотного и субмеридионального, обусловленных двумя наложенными друг на друга механизмами — ротогенезом (субширотные напряжения) и дрифтогенезом (субмеридиональные напряжения).

Анализируя характер взаимоотношения первых двух структурных этажей (см. рисунок), среди осложняющих их исключительно многочисленных и разнообразных дизъюнктивных дислокаций удается выделить вслед за В. С. Рождественским и др. ряд наиболее крупных разломов, образующих две достаточно выраженные, наложенные одна на другую системы: субмеридиональную и север-северо-западную. Наиболее отчетливая субмеридиональная система разломов состоит с северо-запада на юго-восток из Набильского, Лангерийского, Пограничного, Березово-Владимирского и Перешийковского разломов, а вторая система характеризуется лишь одним более или менее отчетливым Тымово-Рукутамским разломом. Все остальные дизъюнктивные дислокации Восточно-Сахалинских гор, нередко образующие характерные системы, являются более мелкими, оперяющими крупные, разрывами.

Перечисленные главные разломы, особенно первой системы, являются не простыми надвигами, взбросо-надвигами или сдвигами, как это зачастую представлялось до сих пор, а парными встречными X-образными в плане надвигами или взбросо-надвигами, соприкасающимися (с образованием сложно-нарушенных зон) в центральной части и расходящимися в стороны на концах. Особенно отчетливо это расхождение встречных надвигов видно на северных концах разломов, где поднадвиговые зоны, сложенные образованием третичного структурного этажа остройми сужающимися к югу клиньями, врезаются в обширное поле разви-



Карта дислокированности Восточно-Сахалинских гор (A) и обзорная схема района (Б).

1—3 — структурные этажи: 1 — четвертичный, 2 — палеоген-неогеновый, 3 — допалеогеновый; 4 — инъективные дислокации (гранитные интрузии); 5—6 — оси антиклиналей в структурных этажах; 5 — в палеоген-неогеновом, 6 — в допалеогеновом; 7—9 — дизьюнктивные дислокации: 7 — основные разломы типа надвигов или взбросо-надвигов, 8 — второстепенные надвиги или взбросо-надвиги, 9 — второстепенные неопределенные дизьюнктивные дислокации; 10 — границы структурных этажей; 11 — цифры в кружках — основные разломы типа встречных надвигов или взбросо-надвигов: 1 — Набильский, 2 — Лангерийский, 3 — Пограничный, 4 — Березово-Владимирский, 5 — Перешейковский, 6 — Тымово-Рукутамский.

тия допалеогенового структурного этажа. Расхождения встречных надвигов на южных концах разломов выражены менее четко, будучи, по-видимому, скрытыми под отложениями четвертичного структурного этажа.

Разломы нередко ограничивают надвиговые чешуи с трех сторон — запада, севера и восто-

ка. Это прекрасно выражено в рельефе Восточно-Сахалинских гор, которые перечисленными главными разломами расчленяются на ряд хребтов — Набильский, Лунский, Центральный, Южный, Прибрежный и мыса Терпения. Надвиговые чешуи как раз и соответствуют этим хребтам, сложенным породами доналеогенового структурного этажа, а поднадвиговые зоны — разделяющим хребты депрессиям, выполненным породами палеоген-неогенового и четвертичного структурных этажей, сужающимися и выклинивающимися к югу и раскрывающимися к северу. Природа этих удивительно одинаковых и закономерно расположенных депрессий на конец-то получает удовлетворительное объяснение. Это не грабены, как это представлялось до сих пор, а поднадвиговые зоны, зажатые между встречными расходящимися надвигами или взбросо-надвигами. Большинство этих парных встречных надвигов не только хорошо выражено геоморфологически крутыми уступами горных хребтов, возвышающимися над плоскими равнинами, а прекрасно картируется, сопровождаясь широкими зонами дробления и милонитизации, иногда серпентинитовым мелайзом [16, 20]. Надвиговая природа разломов подтверждается прихотливостью очертаний. Многие из них, если не все, обладают и сдвиговой составляющей. Сдвиговый характер перемещения должен быть особенно отчетлив на субмеридиональных участках надвигов, поскольку надвиговые пластины наряду с движением в широтном направлении перемещались и на север. Относительно пликативных дислокаций, развитых в допалеогеновом и палеоген-неогеновом структурных этажах, субмеридиональные разломы и составляющие их надвиги являются диагонально секущими, тогда как единственный из более или менее достоверно установленных разломов второй системы (Тымово-Рукутамский) явно относится к продольным. Очевидно, он не менее сложен, чем другие разломы, и не исключено, что также окажется системой встречных взбросо-надвигов, фрагменты которых можно видеть на северо-западном окончании разлома. Первая система разломов, по крайней мере один из них (Лангерийский разлом), сечет Тымово-Рукутамский разлом с явно видимым горизонтальным смещением, объясняемым сдвигом [17] по Лангерийскому разлому. Следует добавить, что помимо сдвига в наблюдаемой конфигурации этих разломов существенную роль сыграли и встречные системы надвигов. Нельзя не учитывать и того, что Тымово-Рукутамский разлом, видимо, более древний по сравнению с другими разломами и лишь обновился в Сахалинскую фазу складчатости, которой обязаны происхождением все разломы первой системы.

Итак, основываясь на приведенных данных о характере дислокационной дислокированности в отложениях, слагающих Восточно-Сахалинские горы, можно сказать, что земная кора в этом районе является пассивной относительно возникающих под ней напряжений и испытывает сильнейшее общее сжатие («скучивание»), результатом которого и являются систе-

мы выделенных встречных надвигов или взбросо-надвигов. Напряжения ориентированы в двух направлениях — субширотном и субмеридиональном и вызваны, скорее всего, разными, наложенными друг на друга механизмами [14] — рогогенезом (субширотно ориентированные напряжения) и дрифтогенезом (субмеридионально ориентированные напряжения).

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексейчик С. Н. Роль вертикальных глыбовых подвижек в формировании структуры о. Сахалин (Тр. ВНИГРИ, 1961, вып. 181).
2. Гальцев-Безюк С. Д. К вопросу о разрывных дислокациях Сахалина и подвижках по ним в четвертичное время (Тр. ВНИГРИ, 1969, вып. 255).
3. Гальцев-Безюк С. Д. Роль разрывных дислокаций в формировании структурного плана Сахалина. — Изв. Сах. отдел. ВГО, 1971, вып. 2.
4. Гальцев-Безюк С. Д., Ковальчук В. С. Разломы глубокого заложения (Тр. ВНИГРИ, 1963, вып. 217).
5. Гальцев-Безюк С. Д., Соловьев В. В. Тымский диагональный разлом на Сахалине. — Геол. и геофиз., 1965, № 5.
6. Гололобов Ю. Н. Роль сдвигов в формировании структуры Северного Сахалина. — Изв. вузов. Сер. геол. и разведка, 1981, № 11.
7. Гололобов Ю. Н., Харахинов В. В. Проявление горизонтальных тектонических движений на Северном Сахалине. — В кн.: Геология и разработка нефтяных месторождений Сахалина. М.: Всес. нефтегаз. научно-исслед. ин-т, 1973.
8. Григорьев С. С. О трещинно-разрывной тектонике южной части Сахалина. — ДАН СССР, 1969, т. 184, № 1.
9. Занюков В. Н. Центрально-Сахалинский разлом и его роль в тектонике острова. — ДАН СССР, 1971, т. 196, № 4.
10. Ковальчук В. С. К вопросу о разрывных нарушениях северо-восточной части Сахалина (Тр. ВНИГРИ, 1961, вып. 186).
11. Ковальчук В. С. Постседиментационные разрывы (Тр. ВНИГРИ, 1963, вып. 217).
12. Ковальчук В. С., Гальцев-Безюк С. Д. Глубинные разломы Сахалина. — В кн.: Материалы по региональной тектонике СССР. М.: Недра, 1964.
13. Козырев В. Д. Некоторые данные о региональном тектоническом разрыве Центральной Сахалинской измененности (Тр. ВНИГРИ, 1965, вып. 99).
14. Мельников О. А. Динамическая модель земной коры и ее вероятный механизм. — В кн.: Восточно-азиатские островные системы. Южно-Сахалинск, ДВНЦ АН СССР, 1978.
15. Разницын Ю. Н. Сравнительная тектоника гипербазитовых поясов п-ова Шмидта (Сахалин), Папуа (Новая Гвинея) и Сабах (Калимантан). — Геотектоника, 1975, № 2.
16. Разницын Ю. Н. Серпентинитовый меланж и олистострома юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор. — Геотектоника, 1978, № 2.
17. Рождественский В. С. Сдвиги Восточно-Сахалинских гор. — ДАН СССР, 1969, т. 187, № 1.
18. Рождественский В. С. Сдвиги северо-восточного Сахалина. — Геотектоника, 1975, № 2.
19. Рождественский В. С., Речкин А. Н. Серпентинитовый меланж и некоторые особенности тектонического развития о. Сахалин. — ДАН СССР, 1975, т. 221, № 5.
20. Русаков Д. Ф. Поперечные разломы Сахалина. — Изв. Сах. отделения ВГО, 1971, вып. 2.
21. Соловьев В. О. О поперечных разрывных структурах Южного Сахалина. — ДАН СССР, 1967, т. 175, № 4.
22. Салун С. А. Значение поперечных дислокаций в тектоническом строении Сахалина. — В кн.: Сборник статей по геологии и гидрогеологии. Вып. 5. М.: Недра, 1965.

СахКНИИ ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
31 мая 1983 г.

УДК 552.11.08 : 54 : 550.42 : 546.791'841(571.66)

Ю. М. Пузанков, М. Г. Валов

ПРОИСХОЖДЕНИЕ БАЗАЛЬТ-АНДЕЗИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ КАМЧАТСКОГО ПЕРЕШЕЙКА ПО ПЕТРОХИМИЧЕСКИМ И РАДИОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Охарактеризованы типичные для переходных зон континент-океан существенно лейкобазальтоидные ассоциации, происхождение которых связывается с

Северная часть Камчатского полуострова в мезозое и кайнозое представляла собой арену массового проявления вулканизма. В позднемеловое время в этом районе формировались

динамическим фракционным плавлением верхней части мантии и низов коры, неоднородных по содержанию щелочных и радиоактивных элементов.

существенно базальтоидные вулканогенно-кремнистые отложения геосинклинального типа. В эоцене и олигоцене на Кинкильском поднятии происходило накопление андезитовых фор-

маций. Позднее, начиная с миоцена и вплоть до современной эпохи в осевой части полуострова развиваются вулканические процессы, с которыми связано образование собственно базальт-андезитовых ассоциаций, являющихся предметом данного исследования.

Срединный хребет в районе Камчатского перешейка сложен пирокластическими отложениями и лавовыми потоками преимущественно базальтоидного состава с подчиненным количеством умеренно кислых образований. Около 60% объема вулканических продуктов занимают пироксеновые и оливин-пироксеновые базальты и андезитобазальты, 25% составляют авгитовые и двупироксеновые андезиты, остальные 15% приходятся на экструзивные куполы, агломератовые брекчи и лавовые потоки дацитов, реже риодакитов, среди которых преобладают роговообманковые и биотит-роговообманковые разности. Эти породы образуют сложный вулканический комплекс, в составе которого выделяются (снизу вверх) умутаямская, толятоваяямская и веемгетверская толщи, отделенные друг от друга структурными несогласиями. Разрез позднекайнозойских отложений заканчивается продуктами древнечетвертичных трещинных извержений. Литологический состав, условия залегания и геоструктурная обстановка позволяют относить рассматриваемые образования к базальт-андезитовой формации в типичном ее проявлении.

Предпринятое исследование выполнено с целью выявить тренды распределения петрографических и радиоактивных элементов в породах формации для всего времени развития вулканического процесса.

В качестве первичного материала нами использованы дубликаты 120 силикатных проб, отобранных в процессе среднемасштабной геологической съемки 1974—1980 гг., в проведении которой участвовал один из авторов. Содержания U, Th, K определялись на низкофеновой гамма-спектрометрической установке в ИГиГ СО АН СССР. Достигнутые пороги чувствительности для урана — 0,2 мкг/г, тория — 0,3 мкг/г и для калия — 0,05%. Метрологические параметры установки были устойчивы в течение всего периода работы и контролировались измерениями аттестованных стандартных образцов. Аналитические ошибки выявлялись путем многократных независимых измерений, что также способствовало увеличению точности анализа. Дополнительным средством контроля являлось определение калия, выполняемое методом фотометрии в процедуре химического анализа пород; в случае расхождения результата с гамма-спектрометрическими данными более чем на 20% проба не принималась во внимание. Оценки средних содержаний радиоактивных элементов в вулканических породах

вычислялись как средние арифметические по выборкам из 3—8 проб, отобранных в пределах конкретных вулканотектонических структур. По этим оценкам рассчитывались средние концентрации для толщ и средние взвешенные в целом для формации. Принятые значения относительной распространенности вулканитов различного состава и возраста получены из материалов геологического картирования.

Вулканогенные толщи, соответствующие региональным комплексам, выделяемым в составе базальт-андезитовой формации, слабо индивидуализированы по петрохимическим признакам (табл. 1). Согласно принципиальным требованиям к систематике магматических пород и классификационным правилам, сформулированным в работах Ю. А. Кузнецова и др. [2, 3], А. Ф. Белоусова и др. [1], миоцен-четвертичные вулканиты Камчатского перешейка относятся к умеренно низкощелочной существенно лейкобазальтоидной ассоциации с участием мелариолитоидов (дацитов). Для эффузивов толятоваяямской толщи наблюдается некоторое отклонение в сторону среднешелочных составов. По соотношениям Fe и Mg, Na и K, содержаниям Al_2O_3 , TiO_2 рассматриваемые образования соответствуют средним классам принятых шкал.

Дискретность в ряду базальт-риодакит достаточно отчетливо выявляется уже при полевых наблюдениях: кислые породы образуют частую наложенные и автономные структурные формы. Вместе с тем регулярное повторение извержений кислой магмы при формировании миоценовых и плиоценового вулканических комплексов привело к накоплению толщи, в составе которой породы лейкобазальтоидной и мелариолитоидной групп многократно переслаиваются и не всегда уверенно разграничиваются без привлечения петрохимических данных. Статистический анализ последних выявил признаки дискретности в распределении частот содержаний SiO_2 , MgO , CaO и ряда других показателей, анализ которых установил, что наиболее эффективно разделение на породные группы осуществляется при совместном использовании характеристики b А. Н. Заваричского и щелочного модуля, позволяющих распортировать андезиты в интервале содержаний SiO_2 59—62%. Частотный минимум на графике $b-d$ был принят за формальную границу между основными и кислыми породами.

Для базальтоидной породной группы устанавливается некоторая тенденция к увеличению меланократовости и снижению показателя железистости от миоценовых комплексов к древнечетвертичному. Последний характеризуется и минимальным количеством «избыточного» кремнезема. Общая щелочность и относительная концентрация калия возрастают в то-

Таблица 1

Химический состав вулканических пород Камчатского перешейка

Компонент	Базальтоидная группа										Риолитоидная группа							
	1—4(89)		1(20)		2(29)		3(29)		4(11)		2—4(31)		2(7)		3(16)		4(8)	
	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
SiO ₂	54,06	3,22	52,87	2,90	53,74	3,10	55,64	2,44	53,08	4,53	64,07	3,10	65,61	1,56	63,49	3,53	63,90	3,06
TiO ₂	1,15	0,31	1,48	0,27	1,18	0,30	0,99	0,20	0,95	0,16	0,62	0,16	0,55	0,08	0,65	0,17	0,63	0,20
Al ₂ O ₃	17,32	1,35	17,03	0,64	17,78	1,31	16,60	1,11	18,52	1,75	15,75	0,94	15,25	0,58	16,00	0,97	15,68	1,04
Fe ₂ O ₃	3,74	1,18	3,43	1,57	3,61	1,18	3,92	0,83	4,19	1,15	2,51	1,14	2,48	0,56	2,87	1,21	1,80	1,13
FeO	4,46	1,38	5,08	1,33	4,63	1,49	4,13	1,13	3,78	1,48	2,02	0,82	1,35	0,79	1,94	0,65	2,76	0,59
MnO	0,16	0,06	0,17	0,02	0,16	0,05	0,16	0,05	0,20	0,12	0,11	0,05	0,09	0,02	0,12	0,06	0,11	0,05
MgO	4,41	1,55	5,56	2,13	4,54	1,29	3,82	0,94	3,73	1,29	1,69	0,77	1,78	0,56	1,67	0,93	1,65	0,63
CaO	7,83	1,18	7,86	0,66	8,04	1,29	7,32	0,90	8,38	1,69	4,06	0,98	4,05	0,19	4,10	1,15	3,99	1,12
Na ₂ O	3,09	0,42	3,29	0,45	3,20	0,36	2,91	0,36	2,96	0,39	3,75	0,57	3,30	0,37	3,68	0,51	4,27	0,60
K ₂ O	1,45	0,59	1,38	0,44	1,07	0,25	2,03	0,34	0,96	0,61	2,62	0,76	1,85	0,12	3,22	0,50	2,08	0,40
П.п.п.	1,37	1,21	1,22	1,49	1,09	1,12	1,44	0,81	1,98	1,63	1,73	1,22	2,13	0,98	1,31	0,48	2,21	2,06
P ₂ O ₅	0,19	0,10	0,17	0,08	0,21	0,13	0,19	0,09	0,16	0,08	0,14	0,07	0,10	0,05	0,16	0,08	0,14	0,06
a	9,3	1,2	9,5	1,4	9,0	0,9	9,7	1,0	8,4	1,2	12,3	1,5	10,3	0,8	13,0	1,1	12,6	1,1
c	7,5	1,4	6,9	0,7	8,0	1,2	6,7	1,0	9,2	2,0	4,5	1,1	5,1	0,3	4,3	1,1	4,2	1,3
b	18,2	3,8	20,6	4,1	18,2	3,5	17,0	3,0	16,5	3,9	7,8	2,6	6,7	1,3	8,2	3,1	8,0	2,5
n	76,9	8,2	78,8	5,5	82,1	3,7	68,6	4,2	81,4	11,6	68,8	6,8	72,8	2,7	63,5	4,2	75,7	3,9
Q	4,2	6,9	-0,3	5,8	3,8	7,0	7,0	5,8	5,8	7,9	21,0	6,7	29,1	4,6	18,0	5,7	19,9	4,4
d	0,39	0,10	0,41	0,05	0,36	0,05	0,42	0,05	0,32	0,07	0,57	0,10	0,49	0,03	0,60	0,08	0,59	0,09
F	51,1	7,4	46,7	9,3	50,1	6,7	53,4	5,5	55,3	5,5	60,4	9,7	54,0	6,0	63,0	10,8	60,7	8,0
U	1,23	0,67	0,94	0,44	0,92	0,50	1,83	0,60	0,85	0,48	2,50	0,99	1,47	0,29	3,35	0,40	1,71	0,63
Th	2,23	1,28	1,69	0,71	1,70	1,05	3,44	1,11	1,43	0,95	4,72	1,65	3,13	0,81	6,04	0,93	3,45	0,94
K	1,22	0,57	1,01	0,38	0,89	0,31	1,79	0,38	0,82	0,54	2,35	0,78	1,51	0,23	3,00	0,41	1,78	0,43

Примечание. 1 — древнечетвертичный комплекс (20); 2 — веемгетверский, N₂ (36); 3 — толятоваймский, N₁ (45); 4 — умуваймский, N₁ (19). (В скобках — количество проб.)

лятоваймской толще по сравнению с умуваймской и в четвертичных вулканитах по сравнению с плиоценовыми. Интересный материал для обсуждения вопросов о происхождении магматических ассоциаций дает корреляционный анализ. В табл. 2 приведены значения парных коэффициентов линейной корреляции в целом для пород базальтоидной и кислой групп. Подобные же соотношения выявлены для каждого из вулканических комплексов, типичные отклонения характеризуются ниже. Лейкократовый характер базальтоидов миоценовых и плиоценового комплексов подчеркивается наблюдаемой сопряженностью между компонентами состава. На корреляционных матрицах видны устойчивые положительные связи MgO—CaO—FeO—TiO₂, элементы фемической группы сопряжены отрицательно с SiO₂. Для всех лейкобазитовых ассоциаций прослеживается обратная зависимость между глиноzemом и кремнеземом и прямая связь между глино-

земом и известью. По мнению А. Ф. Белоусова и др. [1], перечисленные факты могут свидетельствовать о ведущей роли в выплавлении лейкобазитовых магм пироксен-плагиоклазовых котектик с участием свободного кремнезема. Примечательно, что общая картина корреляционных связей близка к наблюдаемой для пород кислой группы. Более мелановократовый, умеренно магниевый характер четвертичных базальтоидов согласуется с появлением положительной связи между SiO₂ и Al₂O₃, усилением отрицательной связи SiO₂ с MgO и возникновением обратной сопряженности между Al₂O₃ и TiO₂.

Наиболее специфична для вулканических пород положительная корреляция между SiO₂ и K₂O, проявляющаяся во всех базальтоидных комплексах, кроме толятоваймского, но ослабленная до незначимой в кислых породах. Толятоваймские эфузивы, характеризующиеся относительно повышенным содержанием щело-

Линейная корреляция между компонентами состава для вулканических комплексов Камчатского перешейка

Компонент	Базальтоидная группа											
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	U	Th
Риолитоидная группа	SiO ₂	1	-0,41	-0,43	-0,47	-0,60	-0,82	0,55	0,59	0,59	0,59	0,64
	TiO ₂	-0,67	1	(-0,43)	0,59	0,48	0,35	-0,28	-0,40	-0,43	-0,41	
	Al ₂ O ₃	-0,54	(0,28)	1	(-0,47)	0,57	-0,48	-0,40	-0,43	-0,43	-0,42	
	Fe ₂ O ₃	-0,52	0,53	1	-0,68	-0,25	(-0,12)	(0,11)	(-0,16)	(0,10)		
	FeO	-0,34	(0,30)	(0,27)	-0,45	1	0,25	-0,29	-0,31	-0,28	-0,33	
	MgO	-0,66	0,32	0,57	1	0,38	-0,38	(-0,16)	-0,45	-0,43	-0,47	
	CaO	-0,86	0,55	0,41	0,55	(0,16)	0,60	1	-0,45	-0,49	-0,54	
	Na ₂ O	(0,22)		(-0,11)	(0,30)	0,37	(-0,20)	-0,47	1	(0,18)	(-0,17)	
	K ₂ O			(0,18)		(-0,31)	(-0,23)	1	0,74	0,73	0,93	
	P ₂ O ₅	-0,55	0,48	(0,29)	(0,31)	(0,24)	0,37	0,46	1	0,24	(0,21)	(0,16)
У	U		(0,12)	(0,29)	(0,30)	(-0,17)	(-0,11)	0,82	(0,24)	1	0,90	0,80
	Th			(0,21)	(0,15)	(-0,20)		0,80		0,92	1	0,79
	K		(0,28)	(0,15)	(-0,24)	(-0,11)		0,95		0,88	0,84	1

П р и м е ч а н и е. Незначимые при $p=0,95$ коэффициенты корреляции взяты в скобки, величины менее 0,1 опущены.

чей, обнаруживают обратные соотношения, т. е. связь K₂O с SiO₂ существенна для кислых пород и отсутствует в базальтоидах. Согласованность между Na₂O и K₂O нигде значимо не проявляется, а с компонентами фемической группы и глиноzemом K₂O связана отрицательно. По-видимому, обогащение калием лейкобазитовых магм зависит от содержания в исходных субстратах примеси разнообразных калийсодержащих минералов (нормативной кварцкалишпатовой котектики) и происходит в результате их совместного инконгруэнтного плавления, предшествующего появлению значительных порций расплава. При упорядоченном (равномерном) распределении примеси в породах субстрата продукты плавления характеризуются сильными корреляционными связями между содержаниями примесных и главных компонентов. В случае резко неравномерного распределения, например, по причине предшествующих плавлению метасоматических явлений, линейные связи не возникают и калий выступает в системе как некогерентный элемент. Нарушение согласованности в распределении содержаний K₂O и других породообразующих окислов возможно и вследствие перераспределения калия в расплаве трансмагматическими флюидами.

Геолого-петрохимические данные свидетельствуют о генетической сближенности поздне-кайнозойских вулканических толщ Камчатского перешейка, происхождение которых связано с образованием системы глубинных магматических очагов в результате фракционного плавления близких по составу пород в верхней части мантии и низах коры (в зоне устойчивости плагиоклаза). Судя по направленности измене-

ния главных петрохимических показателей в четвертичных базальтоидах и плиоценовых дацитах по сравнению с более ранними продуктами вулканизма, в течение позднего кайнозоя происходило некоторое разрастание зоны генерации магм. Тесная сопряженность составов пород базальтоидной и риолитоидной групп в каждом вулканическом комплексе свидетельствует о их генетической связи. Возникновение кислых гипомагм связано с повторным плавлением субстратов промежуточного состава, развивающихся в верхних частях коронарных очагов базальтового магмообразования.

Содержания радиоактивных элементов в вулканических породах Камчатского перешейка показаны в табл. 1 и 3. Обращает на себя внимание близость величин, рассчитанных для формации в целом по объединенной выборке из 120 проб и полученных для той же совокупности с учетом относительной распространенности каждого комплекса и породных групп. Некоторое смещение оценок связано с феноменом предпочтительного опробования более редких пород (табл. 4). По концентрации и соотношениями U и Th рассматриваемые вулканические образования типичны для ассоциаций, развитых на коре окраинно-континентального и переходного типов. В районах с более развитым (зрелым) литосферным профилем наблюдаются и более высокие уровни накопления радиоактивных элементов в продуктах вулканизма при опережающем росте содержаний тория [4].

Некоторые особенности распределения радиоактивных элементов заслуживают специального обсуждения. Уран и торий в породах базальтоидной и риолитоидной групп распреде-

Таблица 3

Средние содержания U, Th (мкг/г), SiO₂, K (%) в вулканических породах базальт-андезитовой формации

№ п/п	Базальтоидная группа										Риолитоидная группа									
	Базальты					Андерзитобазальты					Андерзиты					Дациты и риодакиты				
	SiO ₂	U	Th	K	Th/U	SiO ₂	U	Th	K	Th/U	SiO ₂	U	Th	K	Th/U	SiO ₂	U	Th	K	Th/U
1	50,76	0,6	1,1	0,72	1,9	55,22	1,3	2,3	1,33	1,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	50,61	0,6	1,1	0,60	1,8	55,86	0,8	1,4	0,93	1,8	—	—	—	—	—	65,52	1,4	3,0	1,50	2,0
3	51,28	1,3	2,1	1,53	1,6	56,28	1,8	3,6	1,83	2,0	60,96	3,2	5,6	2,62	1,8	65,54	3,4	6,7	3,26	2,0
4	50,04	0,25	0,4	0,22	1,6	56,41	1,2	2,0	1,24	1,7	60,82	1,1	2,3	1,45	2,0	66,57	1,7	3,1	1,73	1,8
5	50,53	0,65	1,1	0,70	1,7	56,23	1,3	2,4	1,37	1,8	60,87	1,9	3,5	1,89	1,8	66,05	2,1	4,2	2,14	2,0

Приимечание. 1 — древнечетвертичный комплекс (5); 2 — веемгетверский, N₂ (15); 3 — толятоваямский, N₁ (30); 4 — умуваймский, N₁ (50); 5 — в целом по формации. (В скобках — значения относительной распространенности в %.)

лены одинаково, что следует из постоянства торий-уранового соотношения для разновозрастных комплексов. Это может означать, что поведение обоих элементов было идентично на всех этапах становления вулканического массива. Уран мог сохранять четырехвалентную форму при условии низкой фугитивности кислорода в магме, что, в свою очередь, подтверждает предположение о глубинном происхождении кислых расплавов.

Поведение радиоактивных элементов и калия в процессах формирования вулканических пород одинаково. Они образуют тесно коррелированную группу, причем сильные положительные связи сохраняются как для базальтоидов, так и для кислых эфузивов, несколько ослабевая в толятоваямских дацитах. В базальтах U и Th положительно коррелируются с SiO₂; в кремпекислых вулканитах, как и в случае с калием, связь разрушается и рост содержаний радиоактивных элементов с повышением кремнекислотности вулканитов регулируется возрастанием калиевости.

Согласованность вариаций U, Th, K в вулканических породах позволяет предполагать, что входжение в расплав рассеянных в субстрате радиоактивных элементов при высоких давлениях происходит в результате их экстракции инициальными щелочными выплавками, насыщенными летучими компонентами. В противоположность этому в условиях верхних горизонтов земной коры эвтектические расплавы, возникающие в гранитоидных породах под-

действием конвективного теплового потока, сопровождающего подъем магм среднего и основного состава, накапливают только легкоподвижный уран при сохранении тория в рестите.

Глубинные гипомагмы аккумулируют почти весь уран и торий, содержащиеся в породах зоны плавления, и разные уровни концентрации этих элементов в рассматриваемых вулканических комплексах связаны с присутствием на уровнях магмообразования субстратов, в различной степени ими насыщенных. Геологические данные позволяют высказать некоторые предположения о составе таких субстратов. В меланократовых комплексах кристаллического фундамента, фрагменты которого известны в надвиговых зонах с ультрабазитами к северу от Камчатского перешейка, в ассоциации с мегабазарами наблюдались альбит-стильпномелановые породы, неравномерно обогащенные радиоактивными и редкоземельными элементами. На юге Корякского нагорья в непосредственной близости от северной оконечности Срединного Камчатского хребта широко развиты миоцен-плиоценовые вулканические образования основного и среднего состава с еще большими, чем толятоваямские, уровнями накопления U и Th. Возможно, что область Камчатского перешейка является южной оконечностью ареала, в пределах которого в составе комплексов фундамента распространены специфические щелочные метасоматиты. В результате деструкции окраин Азиатского материка в предмеловое и меловое время эти комплексы были погружены на термобарические уровни, где формировались кайнозойские магматические очаги.

Итак, позднекайнозойские вулканические образования Камчатского перешейка представляют собой типичную в петрохимическом и радиогеохимическом отношении ассоциацию, характер-

Оценки средних содержаний радиоактивных элементов в базальт-андезитовой формации Камчатского перешейка

Показатель	U, мкг/г	Th, мкг/г	K, %	Th/U
Среднее арифметическое выборочное	$1,58 \pm 0,16$	$2,89 \pm 0,29$	$1,53 \pm 0,13$	1,83
Среднее взвешенное	1,45	2,7	1,48	1,86

ную для зон перехода континентальных и океанических областей. Согласованность петрохимических и радиогеохимических показателей в базальтоидах и кислых продуктах вулканизма свидетельствует об общности их происхождения за счет однотипных глубинных пород. Источником U и Th в расплавах и возникающих при их кристаллизации эфузивах являются магмапродуцирующие субстраты, содержащие различные количества щелочных и

радиоактивных элементов. Механизм накопления радиоактивных и других редких лиофильных элементов связан с повторяющимися циклами плавления сначала исходных субстратов, затем продуктов кристаллизации первичных базальтоидных магм. Процессы фракционирования малых элементов в результате кристаллизационной дифференциации действуют в том же направлении, усиливая сложившиеся тренды и создавая впечатление их непрерывности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов А. Ф., Кривенко А. П., Полякова З. Г. Вулканические формации. Новосибирск: Наука, 1982.
2. Кузнецов Ю. А. О состоянии и задачах учения о магматических формациях.— Геол. и геофиз.. 1973, № 8.
3. Кузнецов Ю. А., Белоусов А. Ф., Поляков Г. В.

ИГиГ СО АН СССР
Новосибирск
ИГО Камчатгеология
Петропавловск-Камчатский

Принципы построения систематики магматических формаций на основе их вещественного состава.— В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976.
4. Пузанков Ю. М. Радиоактивность неоген-четвертичных вулканитов островных дуг в соотношении со структурами и составом фундамента.— Геол. и геофиз., 1978, № 2.

Поступила в редакцию
24 февраля 1983 г.

УДК 552.321+550.8.053: 519(571/6)

Н. П. Романовский

**СПОСОБ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ПРОЯВЛЕНИЙ
ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ПРИ ГЛУБИННЫХ
ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ**
(на примере Дальнего Востока СССР)

Рассматриваются способ количественной оценки интенсивности магматизма по изолиниям распространения пород на уровне дневной поверхности, результаты такой оценки гранитоидов архея, прерогенетического и палеозоя.

В тектонической истории и формировании эндогенного оруденения Дальнего Востока СССР решающую роль играли длительно и многообразно развивающиеся магматические процессы. Результаты всестороннего изучения магматизма — гранитоидного магматизма, прежде всего, — имеют здесь как общенаучное, так и важное прикладное значение [2, 6, 8].

Исследованиям различных особенностей гранитоидного магматизма Дальнего Востока на самом разном уровне — пород, интрузивных тел, интрузивных комплексов, магматических формаций — посвящено много работ. В ряде их подробнейшим образом рассматривались проблемы и закономерности эволюции гранитоидного магматизма во времени и в пространстве [1, 3, 4, 6, 7]. Закономерности пространственного размещения гранитоидов оценивались, как правило, на «дискретной» основе: применительно к отдельным интрузивным телам или их группам (комплексам). Такой подход, удовлетворяющий широкому кругу геологических задач, не позволяет проводить количественную оценку представительности гранитоидных образований в объеме отдельных геотектонических блоков, что было бы особенно важно при интерпретации результатов глубинных геолого-геофизических исследований и прогнозировании эндогенного оруденения.

В настоящей работе показан один из способов количественной оценки распространенностей (плотности распространения в плане) гранитоидов разного возраста на уровне дневной поверхности. Для всей территории Дальнего Востока такие исследования выполнены впервые. Методика работ заключалась в следующем.

Поверхность региона (рис. 1—3; схемы со-

зая, палеозоя, мезозоя и кайнозоя на примере Дальнего Востока СССР) и возможности использования полученных данных при глубинных геолого-геофизических построениях.

При работе над картами (авторы: Н. П. Романовский, Т. И. Петуховой, В. Г. Гурович) была разбита на элементарные ячейки, ограниченные географической сеткой 30' по долготе и 20' по широте. Подсчет площадей гранитоидных тел осуществлялся по геологическим картам отдельных районов Дальнего Востока м-ба 1 : 500 000—1 : 1 000 000 с помощью палетки на прозрачной основе. Были учтены все закартированные тела гранитоидов размером 2 мм и более (в соответствии с масштабом карт, использовавшихся при подсчете площадей), и на этой основе для каждой ячейки определена суммарная величина плотности распространения гранитоидов (каждого возрастного интервала в отдельности), выраженная в процентах от общей площади элементарной ячейки. Полученные значения относились к центрам ячеек. По ним путем проведения линий равных значений составлены в м-бе 1 : 5 000 000 карты распространенности гранитоидов на дневной поверхности. Точность подсчета площадей обеспечивала проведение изолиний сечением 5%.

Карты распространенности гранитоидов составлены для архея, прерогенетического, палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Под гранитоидами понималась совокупность пород от аляскитовых гранитов до диоритов, включая их щелочные разновидности. При построении карт выяснилось, что наибольшие погрешности могут возникнуть при подсчете площадей развития дофанерозойских гранитоидов. Крупные массивы последних часто включают значительные объемы в различной степени гранитизированных гнейсов и мигматитов, картируемых разными авторами в качестве то магматических, то метаморфических образований. Еще одно осложнение при

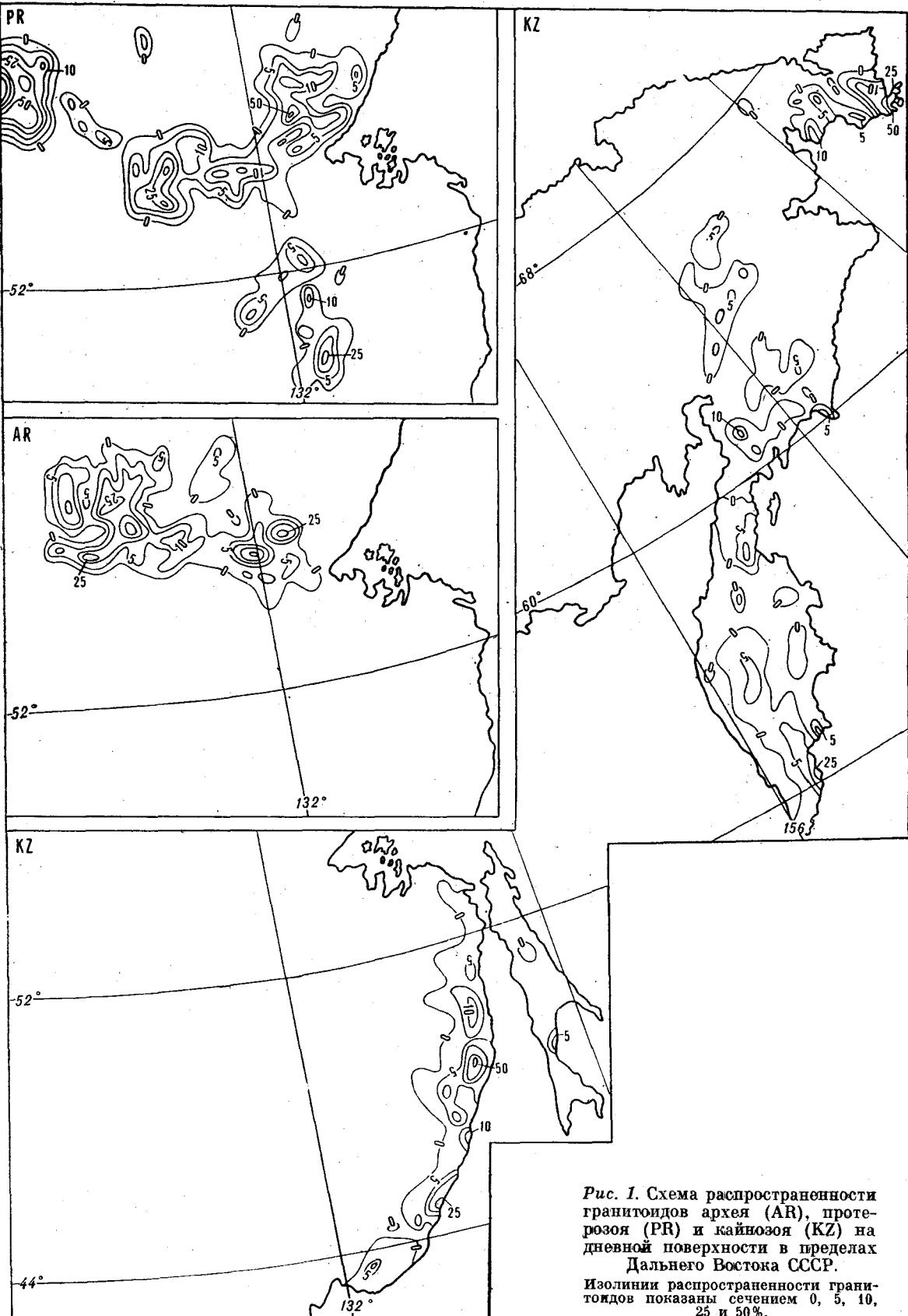


Рис. 1. Схема распространенности гранитоидов архея (AR), протерозоя (PR) и кайнозоя (KZ) на дневной поверхности в пределах Дальнего Востока СССР.

Изолинии распространенности гранитоидов показаны сечением 0, 5, 10, 25 и 50%.

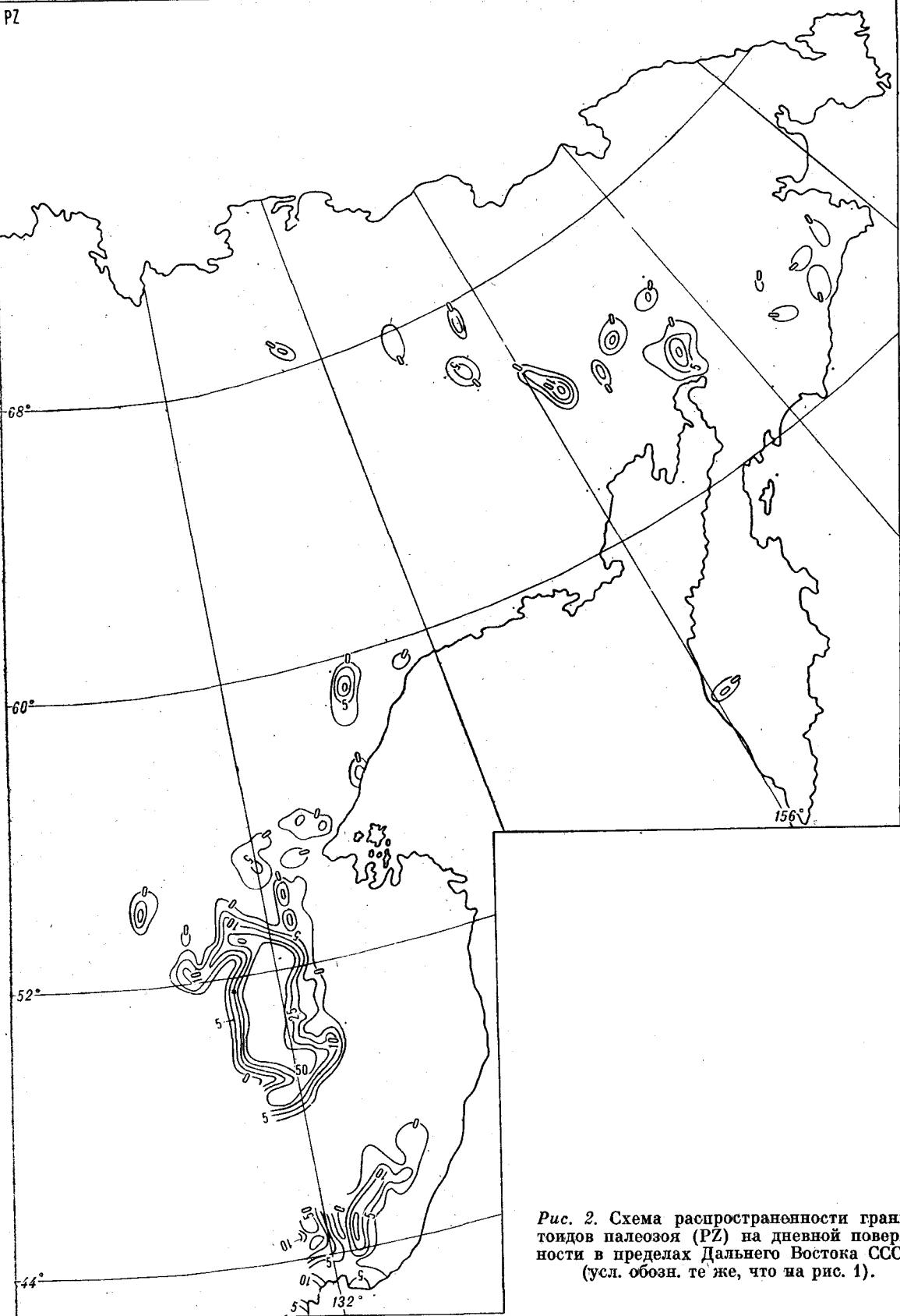
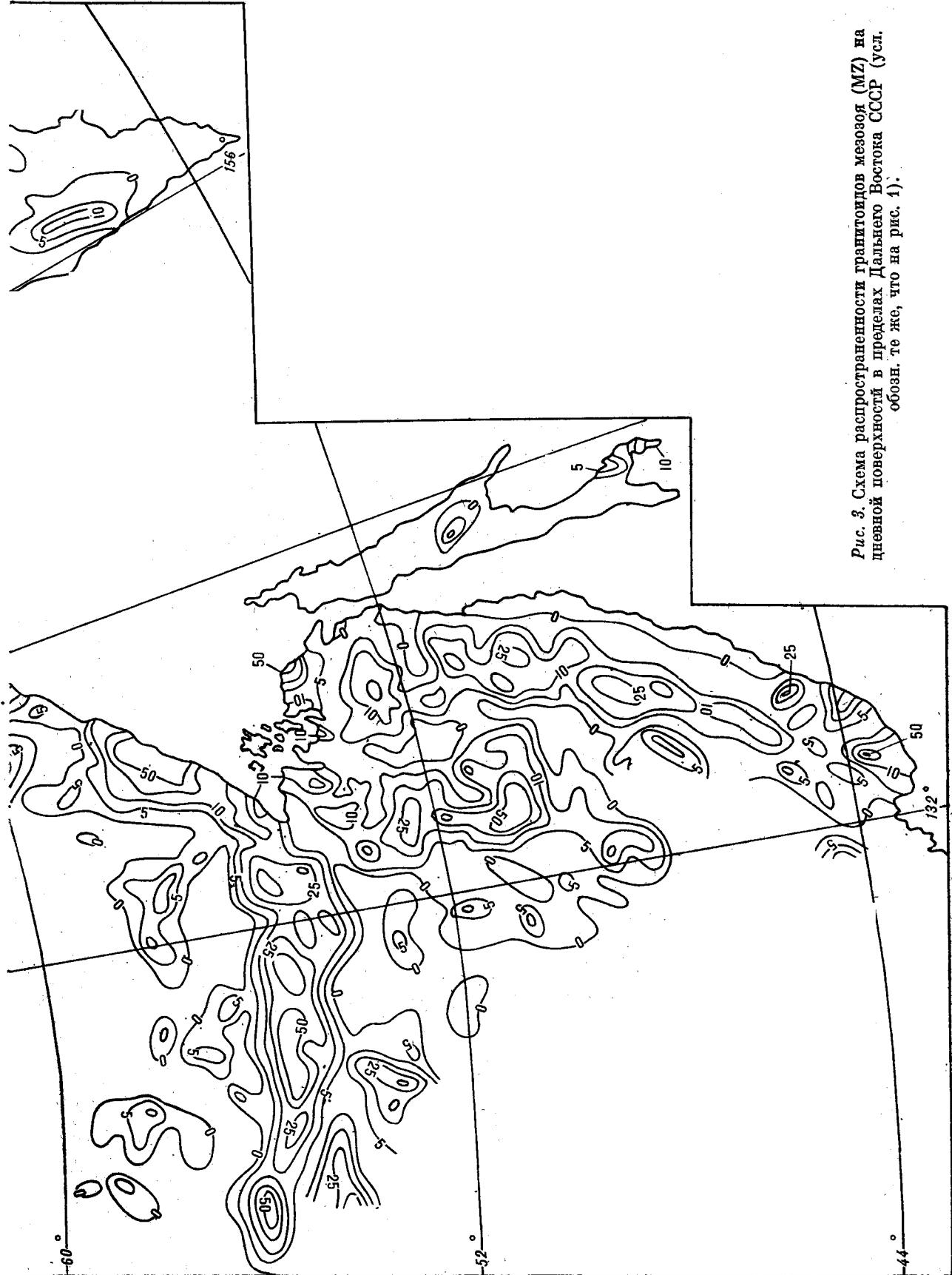


Рис. 2. Схема распространённости гректоидов палеозоя (РЗ) на дневной поверхности в пределах Дальнего Востока СССР (усл. обозн. те же, что на рис. 1).



Рис. 3. Схема распространности гранитоидов мезозоя (MZ) на дневной поверхности в пределах Дальнего Востока СССР (усл. обозн. те же, что на рис. 1).



подсчете площадей было вызвано расхождениями в возрастных датировках одних и тех же интрузивных тел авторами картосоставительских работ разных периодов.

Тем не менее, полученные результаты позволяют достаточно надежно определить степень насыщенности гранитоидами приповерхностного слоя земной коры в отдельных районах Дальнего Востока и установить основные закономерности эволюции гранитоидного магматизма во времени и в пространстве.

Из общей площади открытых районов Дальнего Востока (рис. 4) в различной степени насыщенные гранитоидными телами участки — подсчет выполнялся по изолинии распространенности гранитоидов 5% и более — составляют около 40%. Из них относительная доля распространенности гранитоидов разного возраста составляет: гранитоиды архея — 4%, протерозоя — 7, палеозоя — 9, мезозоя — 75, кайнозоя — 5%.

Анализ данных взаимоотношений показывает несомненно главенствующую роль мезозойского магматизма (75%) в общей истории развития гранитоидного магматизма Дальнего Востока. Количество магматического вещества, поступившего в верхние горизонты земной коры, на всех остальных этапах близки между собой и на фоне чрезвычайной активности мезозойского магматизма незначительны.

Архейский магматизм с преобладанием аляскитовых гранитов и плагиогранитов характерен только для Алданского щита (см. рис. 1, 4). Два максимума его проявлений неравнозначны по площади и интенсивности: в пределах западного максимума концентрация гранитоидов на уровне дневной поверхности в ряде случаев превышает 25%, для восточного максимума такие аномалии не типичны.

В протерозое многочисленные массивы гранодиоритов, гранитов и плагиогранитов формировались в основном в зоне Становика — Джугджура; в меньшей степени протерозойский магматизм проявился в пределах активизированных участков Алданского щита и на Буреинском массиве (см. рис. 1, 4). Охватывая с запада и юго-востока районы развития архейских гранитоидов, протерозойские гранитоиды совместно с последними формируют своеобразное тектономагматическое ядро, крупный геоблок, интенсивно гранитизированный в дофацийное время. Максимальные (более 50%) концентрации протерозойских гранитоидов характерны для западной части этого геоблока. В зоне Восточного Становика — Джугджура распространность этих пород редко превышает 25%.

Палеозойские гранитоиды, среди которых преобладают граниты, образуют уникальный

по насыщенности этими породами Беруинский блок, где распространенность магматических образований устойчиво превышает 50%, достигая на ряде участков 80% (см. рис. 2). Для данного района характерно наращивание блока гранитизированных пород за счет облекания палеозойскими гранитоидами «зародышевых» ядер протерозойской гранитизации (см. рис. 4). Вторым районом достаточно интенсивного (до 25—50% площади) развития палеозойских гранитоидов является юго-западное Приморье. Фрагментарно и в небольших концентрациях (5—10%) палеозойские гранитоиды проявлены по юго-восточному обрамлению Сибирской платформы, на Камчатке, в Корякии и на Северо-Востоке СССР.

Диапазон изменений вещественного состава мезозойских гранитоидов наиболее широк: от гранитов до диоритов в сложных сочетаниях с их щелочными разновидностями. Как уже отмечалось, мезозойский гранитоидный магматизм по интенсивности своего проявления на территории Дальнего Востока аналогов не имеет. Максимальные концентрации этих пород, как правило, достигающие 25% и нередко превышающие 50%, характерны для большинства геологических структур региона, контрастным исключением являются лишь Сахалинская и Корякско-Камчатская складчатые области (см. рис. 3).

В отличие от древних гранитоидов, протерозойских гранитоидов по отношению к архейским и палеозойским гранитоидам по отношению к протерозойским, поля развития которых обычно облекают блоки с проявлением гранитоидного магматизма предшествовавшего этапа, мезозойские гранитоиды ведут себя более многообразно (см. рис. 4). Структуры облекания древних блоков мезозойской гранитизации устанавливаются на отдельных интервалах зоны Становика-Джугджура и по восточному обрамлению Буреинского и Ханкайского массивов. Дискордантные внедрения больших масс мезозойских гранитоидов отмечаются в связи с зонами активизации на некоторых других участках вышеизложенных тектонических структур. Наиболее значительные участки мезозойской гранитизации, известные в пределах Верхояно-Колымской и Сихотэ-Алинской складчатых областей, автономны по отношению к известным здесь незначительным проявлениям более древнего гранитоидного магматизма.

Проявления кайнозойского гранитоидного магматизма, формирующие цепочки северо-восточного простирания, тяготеют к Корякско-Камчатской геосинклинально-складчатой области, Восточно-Сихотэ-Алинскому и северной части Охотско-Чукотского вулканических поясов. Интенсивность кайнозойского гранитоидного магматизма невысока: максимумы его

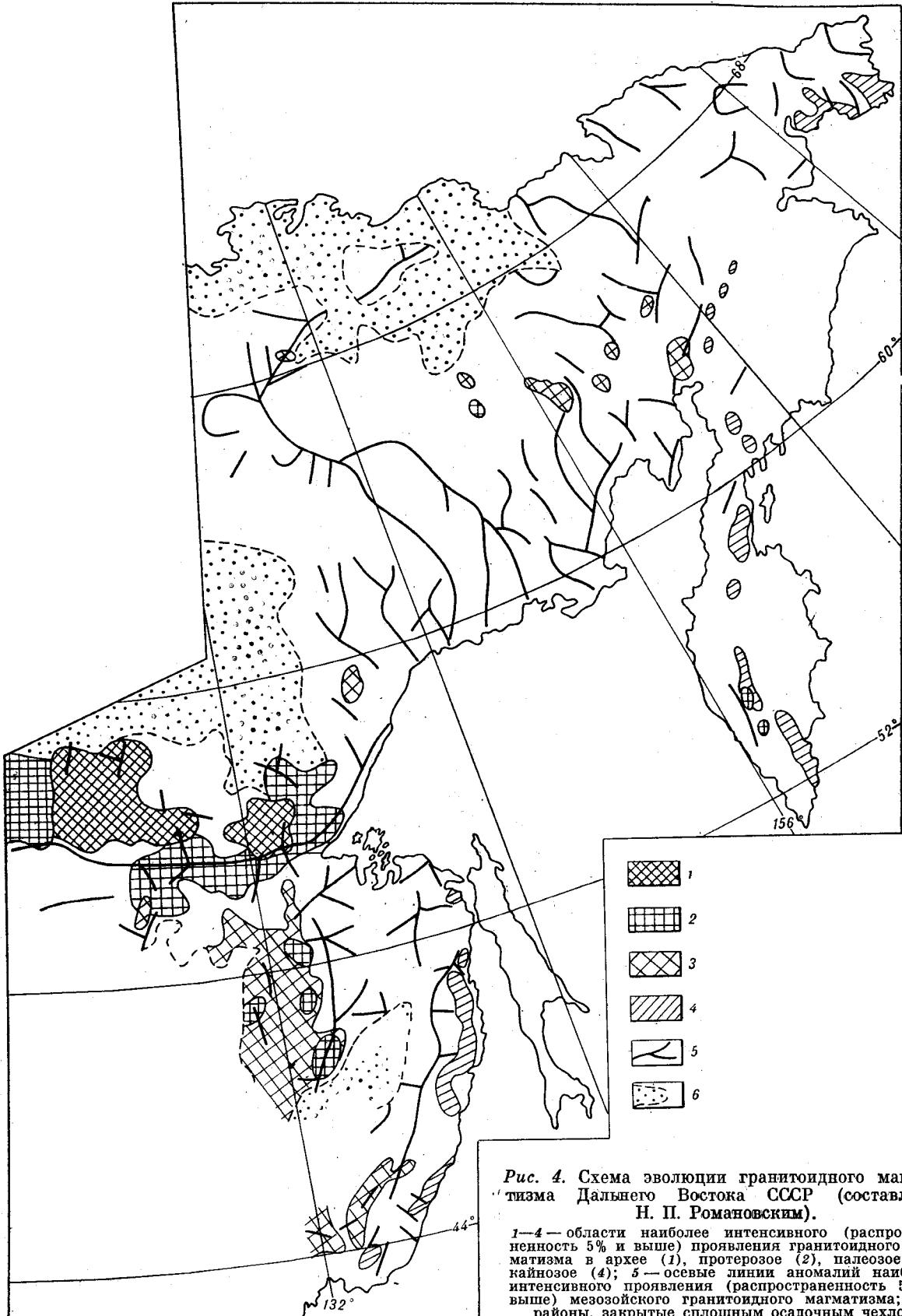


Рис. 4. Схема эволюции гранитоидного магматизма Дальнего Востока СССР (составлена Н. П. Романовским).

1—4 — области наиболее интенсивного (распространенность 5% и выше) проявления гранитоидного магматизма в архее (1), протерозое (2), палеозое (3), кайнозое (4); 5 — осевые линии аномалий наиболее интенсивного проявления (распространенность 5% и выше) мезозойского гранитоидного магматизма; 6 — районы, закрытые сплошным осадочным чехлом.

концентраций лишь в отдельных случаях достигают 10—25% (см. рис. 1, 4).

Проведенный анализ закономерностей пространственного размещения гранитоидов различного возраста юга Дальнего Востока в сопоставлении с гравиметрическими данными свидетельствует о возможности количественных оценок глубины распространения зон разуплотнения в литосфере, и в том числе гранитоидных масс или близких им по плотности

гранитизированных вмещающих пород в верхних горизонтах земной коры [5]. Представляется, что рассматриваемые материалы, прежде всего, могут быть полезными при оценке степени гранитизации отдельных геотектонических блоков, объемном изучении районов развития криптобатолитового магматизма, морфогеотектонических построениях, прогнозирования типов и интенсивности эндогенной минерализации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1966.
2. Ициксон М. И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра, 1979.
3. Ичетовкин Н. В. Пространственно-временные тренды петрохимического состава гранитоидов Северного Прихотья и их использование для тектономагматического районирования.— Тихоокеанская геол., 1983, № 2.
4. Карта магматических формаций СССР м-ба 1 : 2 500 000. Краткая объяснительная записка. Л.: Мингео СССР, ВСЕГЕИ, 1971.
5. Малышев Ю. Ф., Романовский Н. П. Инверсии плотности и их роль в формировании литосферы и особенностей металлогенеза северо-востока Азии.— Тез. докл. к XIV Тихоокеан. науч. конгрессу. М., 1979.
6. Радкевич Е. А., Чеботарев М. В., Усенко С. Ф. О месте и времени гранитоидного магматизма в геосинклинальном развитии юга Дальнего Востока.— Сов. геол., 1966, № 3.
7. Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных районов. Л.: Мингео СССР, ВСЕГЕИ, 1982.
8. Шило Н. А., Бабкин П. В. и др. Новая схема тектонической и металлогенической зональности Северо-Востока СССР.— ДАН СССР, 1975, т. 223, № 4.

ИТИГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
30 июня 1983 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 55.551.24.01 + 552.3

Г. М. Власов

ТАК ЛИ УЖ АСИММЕТРИЧЕН ТИХООКЕАНСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС?

Недоучет особенностей поступательно-возвратного развития притихоокеанских геосинклинальных систем обусловил ошибочное заключение многих исследователей о различных направлениях перемещения магматизма в Восточно-Азиатской и Западно-Американской ветвях Тихоокеанского пояса. Как показывают новейшие исследования южноамериканских геологов, тектономагматические процессы в обеих ветвях пояса

Асимметрия геологического строения Восточно-Азиатской и Западно-Американской ветвей Тихоокеанского складчатого пояса не исключает существования общих особенностей их развития. Выявление этих особенностей важно для металлогенических сопоставлений и прогнозирования.

При интерпретации геологического строения Западно-Американской ветви пояса некоторыми исследователями были недоучтены особенности развития геосинклинальных систем, что явилось причиной ошибочных заключений. К числу причин, обусловивших асимметрию геологического строения и металлогенеза западной и восточной ветвей Тихоокеанского складчатого пояса, эти авторы относят различное направление перемещения мезозойских и кайнозойских магматических процессов: в сторону океана в западной, Восточно-Азиатской ветви и в сторону континента в восточной, Американской. В тех же направлениях, по их представлениям, соответственно омоложается и возраст оруденения [7, 14—16].

Восточное, в сторону континента, направление миграции центров магматизма в Американской ветви пояса казалось тем более странным, что общее смещение разновозрастных геосинклинальных систем там происходило, так же, как и на востоке Азии, в сторону океана. «Подобное явление,— пишут М. С. Нагибина и В. Н. Шилов,— трудно объяснить без участия одинаково направленных горизонтальных перемещений в земной коре» [11, с. 46]. Мнение о связи общего восточного перемещения магматизма в Тихоокеанском поясе с движением континентальных масс Южной и Северной Америк «на запад над огромным меридиональным разломом, вероятно в результате воздей-

происходят симметрично по отношению к Тихому океану. Перемещения геосинклинальных областей, образование которых соответствовало тектономагматическому циклу, происходили в направлении от континента к океану. В пределах отдельных геосинклинальных областей тектономагматические процессы перемещались в направлении от океана к континенту.

ствия сил вращения Земли», высказывают Е. А. Радкевич и А. М. Смирнов [16, с. 6].

Некоторую ясность в данную проблему внесли исследования особенностей развития молодых (позднемезозойских — кайнозойских) геосинклинальных систем Восточной Азии [10, 12]. Эти системы включают ряд закономерно расположющихся относительно друг друга структурно-формационных зон — от крайней фронтальной (эвгесинклинального прогиба) до крайних тыловых (краевого седиментационного бассейна и краевого вулкано-плутонического пояса). Геосинклинальным системам свойствен поступательно-возвратный стиль развития, именно первоначальное скачкообразное выдвижение на восток, в океан фронтального эвгесинклинального прогиба с последующим структурным оформлением тыловых зон, которые как бы постепенно «накатываются» в западном направлении на края платформы или соседней относительно стабилизовавшейся складчатой области. Таким образом, в каждом тектономагматическом цикле развитие тыловых зон отстает от развития фронтальной зоны. Офиолитовый, собственно геосинклинальный магматизм сменяется со временем, уже в раннеорогенный этап, островодужным, преимущественно андезитовым, который в отличие от эвгесинклинальных зон, формирующихся непосредственно у выхода зон Заварицкого — Беньофа, отступает к западу, туда, где эти зоны уже углублены на 120—150 км от поверхности. Еще далее на запад отступают позднеорогенные вулкано-плутонические пояса.

Возможным объяснением подобного стиля развития может быть эволюция зон Заварицкого — Беньофа, именно их постепенное выполнаживание, в связи с чем влияние зон рас-

пространяется на все более тыловые части геосинклинальной системы. Скачкообразное же перемещение зон, знаменующее начало нового тектономагматического цикла, по-видимому, связано с наступлением очередной эпохи растяжения коры [3].

Восточно-Азиатским геосинклинальным системам также свойственно последовательное развитие по простиранию, благодаря чему незрелые островные дуги постепенно переходят в континентальные массивы. Хорошим примером может служить Курило-Камчатская дуга с уже относительно стабилизовавшейся северной частью [10].

Те же геосинклинальные структурно-формационные зоны, которые отмечаются в восточноазиатских геосинклиналях, свойственны и западным частям американских континентов [10]. Некоторые отличия морфологии восточноамериканских зон (узких линейных) от восточноазиатских и составов слагающих их пород (замена в Америке эфузивной формы магматаизма интрузивной в вулканоплутонических поясах) объяснямы существованием у тихоокеанского побережья Америки условий сжатия, а у берегов Восточной Азии условий растяжения, обусловленных вращением Земли [2]. В развитии западноамериканских геосинклиналей проявляется тот же «поступательно-возвратный» стиль, столь хорошо выраженный в Восточной Азии. Развившиеся геосинклинальные системы последовательно перемещаются на запад, в сторону океана, сдавливая складчатыми сооружениями жесткие массивы. Составленная Д. Максвеллом [9] карта распространения разновозрастных офиолитов на западе США показывает последовательное перемещение с ордовика до поздней юры фронтальных эвгеосинклинальных прогибов в сторону Тихого океана. Зоны же гранитоидного магматизма (островные дуги и краевые вулканоплутонические пояса), как и на Востоке Азии, «откатывались» в Америке в тыл молодых складчатых областей в каждом тектономагматическом цикле. Это создавало впечатление общего перемещения центров магматизма на восток и последовательного омоложения при этом возраста магматических пород. Фактически же подобное перемещение на восток имело место лишь внутри отдельных тектономагматических циклов. Так, например, общий тектономагматический цикл составляют на Северо-Американском континенте прибрежные фронтальные эвгеосинклинальные невадийские структуры и развившиеся в тылу миогеосинклинальные ларамиды Скалистых гор.

В Южной Америке проявлена и другая, отмеченная выше, особенность притихоокеанских геосинклиналей, а именно — последовательное их развитие по простиранию. Там отмечается

постепенное омоложение возраста магматических пород и руд в направлении с севера на юг, что согласуется с «выклиниванием» на юге континентального массива Южной Америки и переходом его в еще плохо сформированную островную дугу.

В Северной Америке, так же как и в Восточной Азии, проявляются закономерные изменения состава мезозойских гранитоидов по мере удаления от берегов Тихого океана в глубь континента. Эти изменения выражаются в возрастании содержания K_2O и SiO_2 и уменьшении содержания MgO , FeO , CaO [6, 18].

Как для Восточной Азии, так и для запада Американских континентов, М. И. Ициксоном [7] отмечается «двуэтапность» металлогенического цикла; первый торт связан с раннеэвгеосинклинальным (эвгеосинклинальным), второй — с орогенным (по М. И. Ициксону — активационным) магматизмом краевых вулканических поясов.

Таким образом, «аномальное» перемещение в Америке магматических зон на восток, в сторону континента обусловлено общим поступательно-возвратным стилем развития притихоокеанских геосинклинальных систем.

Этот ранее сделанный автором статьи вывод [4] находит теперь подтверждение в работах южноамериканских геологов. Ими были выполнены, согласно проекту № 12 по Международной геологической корреляции (ИСГР), специальные исследования по выяснению эволюции магматизма Анд. Исследования велись в различных районах на всем протяжении Анд и сопровождались массовыми (около 2000) определениями $K-Ar$ и $Rb-Sr$ методами «абсолютного» возраста магматических пород, а также изотопных отношений стронция. Итоги исследований опубликованы в 1982 г. в специальном выпуске «Earth Science Reviews» [21]. Исследования дали ряд интересных результатов. Было подтверждено наличие докембрийского основания в некоторых районах Анд (Колумбия, Перу, Чили). Установлено важное значение тектономагматических процессов карбонового времени. Оказались широко распространенными в Колумбии, Чили, Аргентине юрские магматические породы. Оттенено значение позднемеловых движений и магматизма. Выяснился более молодой (неогеновый и четвертичный), чем предполагалось, возраст мощных вулканогенных толщ, широко распространенных в Аргентине, Чили и южной части Перу. Определились значительные вариации значений отношений Sr^{87}/Sr^{86} в современных вулканических породах различных районов Анд. Интрузии, ассоциированные с медной минерализацией, оказались разновозрастными: не только третичными, но и меловыми и среднепозднепалеозойскими.

Главным же итогом проведенных исследований было установление постепенных и направленных вариаций возраста гранитных интрузий по широтным профилям через Анды (в северной Колумбии, южном Перу, северных и центральных районах Аргентины и Чили, Патагонских Андах). Наметилось также омоложение магматических процессов и тектонических структур в южном направлении вдоль простирации Анд.

В разновозрастных магматических поясах Северных Анд (Колумбия): юрско-раннемеловом, раннемеловом-палеогеновом и кайпозойском устанавливается миграция магматических центров двух типов. Одна, более резкая, в направлении на запад (к океану), выраженная последовательным заложением новых поясов, и другая, проявляющаяся поступательным перемещением к востоку (в глубь континента) процессов внутри каждого магматического пояса. По мнению авторов, миграция поясов на запад (в сторону океана) была связана со скачкообразным перемещением в этом направлении субдукционной зоны (зоны Заварицкого — Беньофа). Причиной этих скачков, по мнению Д. Ф. Туссайна и Д. Д. Ристрипо [27], было блокирование субдукционной зоны островной дугой или какой-либо другой структурой с высоким рельефом. Восточную же миграцию вулканических центров в пределах отдельных поясов они объясняют выплаживанием с течением времени субдукционных зон (наклоненных на восток). Это объяснение (если не принимать во внимание предполагаемые авторами субдукцию и блокировку субдукционной зоны) совпадает с представлениями автора данной статьи о причинах миграции в тыл тектономагматических процессов при развитии геосинклинальных систем Восточной Азии.

Сходная картина устанавливается для Эквадорских Анд, где посттриасовые магматические пояса также мигрируют в западном направлении, т. е. в сторону океана [23].

Несколько противоречивы выводы южноамериканских исследователей о направлении миграции магматических процессов в Перу [19] и в Чили [25]. Для доандийских магматических и метаморфических комплексов (докембрий, нижний палеозой, поздний палеозой — ранний триас) отчетливо устанавливается западное направление омоложения, для андийских (юра — кайнозой) — восточное [20]. Перуанский и Чилийский интервал Анд отличается усложненной структурой с местами нарушенной геосинклинальной зональностью. В частности, здесь отсутствует или редуцирована прибрежная зона раннегеосинклинального магматизма с базитами и ультрабазитами. Это дало основание Ж. Обуэну [17] выделить здесь специфическую негеосинклинальный характе-

ра лиминарную подвижную систему, которая севернее, в Эквадорских и Колумбийских Андах и южнее, в Патагонских Андах, переходит в нормальную геосинклинальную систему. Ю. М. Пущаровский и И. В. Архипов [13] предполагают, что приокеаническая часть андийской геосинклинали могла быть уничтожена при опусканиях блоков материковой окраины. Открытие на юге Чили, у тихоокеанского берега, выходов спилитов, кремнистых пород и гипербазитов подтверждает это предположение. После работ М. Г. Ломизе [8], установления А. А. Богдановым [1] существования в Перуанских Андах краевого вулканического пояса и с учетом присутствия в тылу Анд миогеосинклинальной зоны типа краевого прогиба стало ясно, что для выделения в Андах особой негеосинклинальной подвижной области нет оснований [5].

Южноамериканские исследователи также склоняются к идею о частичном разрушении континентального края у берегов Чили, объясняя это «субдукционной эрозией» [25]. Тем не менее, несмотря на осложнения, основные закономерности, свойственные развитию тихоокеанских геосинклиналей, здесь сохраняются: отчетливо выделяются эвгеосинклинальная и миогеосинклинальная зоны, гранитоиды побережья отличаются более основным составом, чем удаленные от берега, в магматических породах в сторону континента увеличивается содержание калия. Отмечающаяся здесь миграция магматизма на восток частично отвечает развитию отдельных тектономагматических циклов. Так, в Береговом батолите Перу выявляется зональность с миграцией магматических центров на восток (в сторону континента). В Западной, прибрежной зоне, развивавшейся на относительно тонкой коре, интрузии пространственно ассоциируют с морскими вулканами и металлогеническим поясом с медью, молибденом, золотом. Восточнее на более мощной континентальной коре сформировались многочисленные более молодые интрузии и полиметаллический пояс с медью, свинцом, цинком, серебром и другими металлами [19].

Очень отчетливо зональное расположение разновозрастных гранитоидов с миграцией магматических центров с востока на запад выражено в Патагонских Андах, хотя в различных частях этой горной страны геологические условия значительно варьируют [22, 24, 26]. Если в Перуано-Чилийских Андах мезозойская геосинклиналь стала развиваться с позднетриасового времени, то в Патагонских Андах этот процесс несколько запоздал и начался в юре (мальм), продолжался в мелу II, возможно, не закончился даже в неогене. В титоне возникли андезитовые островные дуги. В тылу геосин-

клинали развились тыловой прогиб с известняками и кластическими осадками [24].

Омоложается к югу и возраст третичных базальтов. Постепенно возрастает с юга на север мощность земной коры, происходит ее переход от океанической в континентальную. Запаздывает на крайнем юге Анд и гранитоидный магматизм, широко проявившийся там в миоцене. Состав вулканических пород андийского комплекса изменяется от океанических толеитов на западе до щелочных на востоке. Островные дуги испытывают в течение геосинклинального периода небольшое перемещение к востоку [26].

Таким образом, как в Восточной Азии, так и на западе Американских континентов разновозрастные геосинклинальные (складчатые) области перемещались от континентов в сторону океана. В пределах этих областей, соответ-

ствующих частным тектономагматическим циклам, происходила как в западной, так и в восточной ветвях Тихоокеанского пояса миграция тектонических зон и магматических центров в сторону океана. Это отражает общий поступательно-возвратный стиль развития вокруг тихоокеанских (окраинных) геосинклинальных систем.

Из сказанного вытекают два следствия:

1. Нельзя приводить как пример диссимметрии Тихоокеанского пояса якобы различные на западе и востоке направления перемещений с течением времени магматических центров: в обоих случаях перемещения происходили симметрично по отношению к Тихому океану.
2. Уточнение представлений о развитии Тихоокеанского пояса, возможно, потребует перепретерпации некоторых материалов по металлогенезу восточной ветви пояса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданов А. А. О геологии Перуанских Анд.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, т. 45, вып. 2.
2. Власов Г. М. Сравнение особенностей вулкано-плутонических поясов азиатской и американской частей Тихоокеанского подвижного пояса.— В кн.: Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока. Владивосток, 1970.
3. Власов Г. М. Эволюция зон Беньофа в геосинклинальном процессе.— ДАН АН СССР, 1979, т. 245, № 3.
4. Власов Г. М. О геосинклинальной теории как основе для выделения магматогенно-рудных систем.— В кн.: Магматогенно-рудные системы. Владивосток, 1979.
5. Власов Г. М. О структурном положении зон андезитового вулканизма.— Тихоокеанская геол., 1983, № 3.
6. Загузина И. А. Эволюция мезозойского гранитоидного магматизма Тихоокеанского обрамления в пространстве и времени.— В кн.: Унаследованность, направленность и цикличность магматизма. Свердловск, 1978 (Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР).
7. Ицксон М. И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра, 1979.
8. Ломизе М. Г. Тектоническое развитие и вулканизм Чилийско-Аргентинских Анд.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 3.
9. Максвелл Дж. Древняя западная окраина США.— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 3. М.: Мир, 1979.
10. Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. М.: Наука, 1978.
11. Нагибина М. С., Щилов В. Н. Сравнительный анализ истории развития структур и магматизма Тихоокеанских вулкано-плутонических поясов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 1.
12. Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях. М.: Наука, 1978.
13. Пущаровский Ю. М., Архипов И. В. Тектонические аспекты Чилийских Анд.— Геотектоника, 1972, № 1.
14. Радкевич Е. А. Очерк металлогенеза Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1976.
15. Радкевич Е. А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1977.
16. Радкевич Е. А., Смирнов А. М. Металлогенические критерии геодинамических условий и структурных особенностей земной коры и мантии.— В кн.: Рудопосыпьство Дальнего Востока. Владивосток, 1978.
17. Aucoin J. Chaines liminaires (Andines) et chaines geosynclinales (Alpines). Internat. Geol. Congr., 24 sess., sect. 3, Montreal, 1972.
18. Bateman P. C., Dodge F. C. W. Variation of major chemical constituents across the Central Sierra Nevada Batholith.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, v. 81, N 2.
19. Cobbing E. J. The segmented Coastal Batholith of Peru: its relationship to volcanicity and metallogenesis.— Earth-Science Rev., 1982, v. 18, N 3/4.
20. Drake R., Vergare M. et al. Geochronology of Mesozoic—Cenozoic magmatism in Central Chile lat. 31°—36°S.—Earth-Science Rev., 1982, v. 18, N 3/4.
21. Earth-Science Rev., 1982, v. 18, N 3/4.
22. Gonzalez D. E. F. Chronological zonation of granitic plutonism in the Northern Patagonian Andes of Argentina: the migration of intrusive cycles.— Earth-Science Rev., 1982, v. 18, N 3/4.
23. Hall M. L., Calle J. Geochronological control for the main tectonic-magmatic events of Ecuador.— Earth-Science Rev., 1982, v. 18, N 3/4.
24. Haller M. J., Lapido O. R. The Jurassis-Cretaceous volcanism in the Septentrional Patagonian Andes.— Earth-Science Rev., 1982, v. 18, N 3/4.
25. Lahsen A. Upper Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of Northern Chile.— Earth-Science Rev., 1982, v. 18, N 3/4.
26. Ramos V. A., Niemeyer H. et al. Magmatic evolution of the Austral Patagonia Andes.— Earth-Science Rev., 1982, v. 18, N 3/4.
27. Tonssaint J. F., Restrepo J. J. Magmatic evolution of the Northwestern Andes of Colombia.— Earth-Science Rev., 1982, v. 18, N 3/4.

ИТГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
9 марта 1983 г.

И. К. Туезов

РАСШИРЯЮЩАЯСЯ ЗЕМЛЯ*

Приводится критический обзор гипотез пульсирующей и расширяющейся Земли. Указывается, что сторонники гипотезы расширяющейся Земли разделяются на две группы. Одна из них предполагает относительно небольшое (первые десятки — сотни километров) увеличение радиуса Земли за всю историю ее существования. Другая группа доказывает, что ра-

После античных идей Страбона о напоре подземных газов и учения Аристотеля о грандиозных провалах в XV в. возникла нептунистическая гипотеза А. Г. Вернера, в XVIII в.—гипотеза М. В. Ломоносова о внутреннем жаре Земли, плутоническая гипотеза шотландского геолога Геттона и его последователей А. фон Гумбольта, Л. фон Буха и, наконец, контракционная гипотеза, которую в 1852 г. высказал Эли де Бомон. Контракционная гипотеза долгое время являлась главенствующей. Однако и она не выдержала напора новых фактов и постепенно «сошла со сцены». Один из недостатков этой гипотезы сводился к тому, что она исходила из представлений об изначально огненно-жидкой Земле Канта и Лапласа, в то время как в XX в. прочно утвердились идеи о формировании Земли из твердых протопланетных частиц. Другим серьезным ее недостатком явилось то обстоятельство, что она не могла объяснить цикличность складкообразования. Так появилась пульсационная гипотеза, предполагавшая смену во времени циклов сжатия и растяжения Земли. С фазами сжатия сторонники этой гипотезы связывали складчатость, с растяжением — осадконакопление и магматизм.

Поскольку гипотеза пульсаций в качестве одного из двуединых элементов рассматривает процесс расширения Земли — предмета настоящей заметки, остановимся на ее анализе более подробно.

ГИПОТЕЗА ПУЛЬСИРУЮЩЕЙ ЗЕМЛИ

Как указывает Л. А. Пухляков [23], в 1923 г. шотландский геолог и геофизик Дж. Джоли выпустил книгу «История поверхности Земли» (переведена на русский язык в 1929 г.), в которой допускает, что при радиоактивном распаде плавится слой Земли мощностью 160 км, в связи с чем ее радиус увеличивается на 10,9 км, а площадь поверхности твердой оболочки на

диус Земли за этот отрезок времени увеличился на 1000—1500 км, а ее объем — в 2—5 раз и более. Делается вывод, что, поскольку рассматриваемые гипотезы успешно объясняют ряд геологических факторов, они могут применяться в повседневной практике наряду с фиксистскими и мобилистскими идеями.

1,7 млн. км². После остывания этого слоя радиус Земли и площадь ее поверхности возвращаются к прежним размерам. Дж. Джоли полагал, что под континентами радиоактивное тепло накапливается, а в океанах оно излучается в космос. Однако по современным данным величины теплового потока Земли и там, и там близки друг к другу, или в океанах они могут быть несколько выше, чем на континентах. Он считал также, что при увеличении объема Земли возрастает площадь океанов, а при его сокращении уменьшается площадь материков. Эти и другие несоответствия накапливающемуся фактическому материалу привели к тому, что гипотеза вскоре была забыта.

В 1933 г. [37], затем в 1939 г. [38] пульсационную гипотезу поддержал В. Бухер [4]. Он предполагал существование в Земле двух фаз: диастолической, или расширения подкорового вещества, и систолической — его сжатия. По В. Бухеру, изменения объема Земли вызываются периодическими разогревами и охлаждениями ее внутренних частей. Его идеи, как и представления Дж. Джоли, не нашли среди геологов сколько-нибудь серьезной поддержки.

В Советском Союзе с гипотезой пульсации выступил М. А. Усов [27, 28] и В. А. Обручев [22]. По М. А. Усову, в определенные этапы развития Земли в ее глубоких горизонтах «электроны и позитроны вещества сбиваются в более плотные атомы» [28, с. 124], что вызывает уменьшение объема Земли. Фазы расширения и сжатия, по М. А. Усову, разделяются фазами эволюционного развития Земли, в течение которых происходят медленные эпейрогенические движения, которые приводят к формированию материковых выступов и океанических впадин. В. А. Обручев в своей работе в основном поддержал положения, выдвинутые М. А. Усовым.

В пользу пульсационной гипотезы высказывались такие ученые, как В. и Р. Виллис [49], Н. Е. Мартынов [15], А. А. Лавров [13], Г. Н. Каттерфельд [8], В. Е. Хайн [29, 30], Г. Д. Ажгирей [1], П. Н. Кропоткин [11, 12] и др.

В. и Р. Виллис, как и Дж. Джоли, исходили из того, что основную роль в тектонических

* Критический обзор в связи с изданием в СССР книги проф. М. Горая «Эволюция расширяющейся Земли».

процессах играет энергия радиоактивного распада, которая, по их мнению, выделяется циклически, скапливаясь предварительно в астенолитах. Астенолиты, нагреваясь под действием радиоактивного распада, увеличиваются в объеме, поднимаются к дневной поверхности и нарушают ее первичное залегание. Эта гипотеза достаточно убедительно объясняет медленные эпейрогенические движения с их спокойными деформациями, но вряд ли приложима к объяснению геосинклинальной складчатости, что пытались сделать ее авторы. Следует заметить, что гипотеза астенолитов сейчас имеет достаточно широкое хождение для объяснения глубинных процессов, но не для объяснения складчатости.

А. А. Лавров причину цикличности тектонических процессов на Земле видел в космических явлениях. Он исходил из того что Земля вместе с Солнцем движется внутри Галактики то с большей (в перигалактии), то с меньшей (в апогалактии) скоростями. Изменение скорости вызывает, согласно теории относительности, изменение массы Земли со всеми вытекающими отсюда последствиями; например, создается такая цепочка явлений: увеличение скорости — увеличение массы — увеличение силы тяжести — увеличение скорости вращения и уменьшение объема. Уменьшение массы Земли вызывает обратные явления. К гипотезе А. А. Лаврова имеется ряд космогонических возражений, сути которых мы не будем касаться, но из-за которых она не была принята специалистами.

Н. Е. Мартынов предполагал, что Земля состоит из абсолютно жестких сфер, внутри которых давление равно нулю или имеет отрицательный знак, т. е. вещество подвергнуто деформациям растяжения. В этих областях господствуют межатомные взаимоотношения, главным принципом которых являются сжатие и расширение. В этой гипотезе много неясного. Во-первых, трудно согласиться с тем, что Земля состоит из абсолютно жестких сфер. Согласно современным представлениям, Земля при приложении к ней медленных сил (а именно к такому классу сил относятся геологические движения) ведет себя как ньютона жидкость. Во-вторых, очень трудно понять, что такое межатомные взаимодействия, основным принципом которых является сжатие и растяжение.

К роли космических и физических факторов, способных вызывать периодические изменения размеров Земли, обратился П. Н. Кропоткин [11]. В работе, написанной совместно с В. Н. Ефремовым [12], он показывает, что в приповерхностных зонах Земли в настоящее время доминируют напряжения сжатия, которые характеризуют собой одну из фаз двухединого цикла сжатие — растяжение, характерного для Земли в целом.

Г. Н. Каттерфельд писал, что наиболее правильна ротационно-пульсационная гипотеза, основанная на диалектическом единстве объема и формы земного эллипсоида, а также процессов глубинной дифференциации вещества Земли. Его поддерживает в этом отношении А. Т. Асланян [2].

В настоящее время наиболее последовательно идеи пульсирующей Земли развивает Е. Е. Милановский [16—19]. Он пишет, что в последние годы на древних платформах обнаружены так называемые «серые гнейсы» с возрастом 3,6—3,9 млрд. лет, т. е. более древние, чем зеленые сланцы. Предполагается, что они принадлежали земной коре континентального типа, сформировавшейся к началу архея (3,5—2,6 млрд. лет). Зеленокаменные зоны обычно многократно чередуются с полосами гнейсов. Эти линейные формы катархейско-архейского рифтогенеза закладывались на относительно маломощной подвижной протокоре. Им сопутствовали все возрастающий прогрев, магматическая проницаемость и горизонтальное растяжение древнейшей коры, чередовавшиеся с эпохами сжатия. Следующая эпоха разкого усиления рифтогенеза, вызванного растяжением, относится к позднему протерозою, когда возникли многочисленные авлакогены. В палеозое рифтогенез был проявлен слабо, и к его концу растяжение в авлакогенах сменилось сжатием. Однако в мезозое и кайнозое рифтогенез и растяжение вновь достигли огромного масштаба. В эту эпоху формируются вторичные океанические впадины. Е. Е. Милановский указывает на четкую корреляцию кимберлитовых вулканов с периодами перехода от фаз сжатия к фазам растяжения.

Эпохи интенсивного расширения и углубления рифтов, по Е. Е. Милановскому, чередуются с эпохами ослабления этих движений или их прекращения, что достоверно закартировано в Рейнской, Кенийской, Красноморской и других современных рифтовых зонах. Такая значительная географическая разобщенность этих зон позволяет эпохи растяжения и сжатия обобщать на Землю в целом. Те и другие движения не совпадают друг с другом, а чередуются во времени, что придает тектоническим явлениям на Земле пульсирующий характер. Деформации сжатия и растяжения, по Е. Е. Милановскому, сменяют друг друга с периодами 40—45 млн. лет.

РАСШИРЯЮЩАЯСЯ ЗЕМЛЯ

Гипотеза расширяющейся Земли впервые была предложена немецким геодезистом О. Хильгенбергом в 1933 г. [44]. На основании анализа палеомагнитных материалов О. Хильгенберг полагал, что с начальных стадий существования

Земли, когда она была сплошь покрыта континентальной корой, и до современного периода ее радиус увеличился в два раза. Однако основное разбухание Земли произошло после палеозоя, когда ее радиус возрос почти в полтора раза, а поверхность более чем в два раза. Он возвращался к этим проблемам вплоть до 1969 г. [45].

Сторонников гипотезы расширяющейся Земли Ю. В. Чудинов [32, 33] делит на две группы. Представители одной из них считают, что расширение Земли было относительно небольшим: от 5–11 до 100–200 км или на 2–3% по сравнению с ее радиусом. К этой группе относятся Дж. Джоли [6], П. Иордан [48], Л. Эгъед [43], Д. Д. Иваненко и М. У. Сагитов [7], К. Кирп [41], Дж. Уорзел [50], Ван Андель и Хосперс [36], Дж. Дули [42], М. Хошино [46, 47] и др.

Другая группа доказывает значительное расширение Земли: в полтора-два раза и более. В нее входят упоминаемый выше О. Хильгенберг, а также И. В. Кириллов [9], С. В. Кэри [39, 40], В. Б. Нейман [21], Б. К. Хизен [31], Ю. В. Чудинов [32, 33] и др. Многократное увеличение объема Земли предполагает В. Н. Ларин [14].

Представления о расширяющейся Земле в том или ином виде поддерживает М. В. Муратов [20], Г. Б. Удинцев и Е. В. Коренева [26], Е. Е. Милановский и др.

Кратковременные пульсации Земли, о которых говорилось выше, по Е. Е. Милановскому, совершаются на фоне общего расширения Земли, главным образом, в мезозое и палеогене. Результатом расширения явилось формирование Атлантического, Индийского, Арктического океанов и обновление Тихого океана. Расширение на фоне пульсаций было умеренным и составило около 10–15% от первоначального радиуса Земли. Приращение размеров Земли происходило при ее неизменной массе. Важное геологическое следствие гипотезы расширения — прогноз высокого положения изобар в архейской палеолитосфере. Разногласия возникают при оценке величины геодинамического градиента в палеолитосфере, который является очень высоким в моделях космологического и термического расширения.

Согласно допущению английского физика Дирака, гравитационная постоянная уменьшается пропорционально возрасту Галактики, что должно вызывать уменьшение давления во внутренних частях Земли и других планет и соответственно увеличение их объема. Немецкий физик П. Иордан утверждает, что гравитационная постоянная Земли уменьшилась за время ее существования в два-три раза. Представления Дирака и Иордана поддерживал в 1952 г. американский геофизик Б. Хейзен, который предпо-

лагал увеличение окружности Земли на 1100 миль за последние 3,25 млрд. лет. Недостатком гипотезы является утверждение, что Атлантический океан образовался в глубоком докембрии, в то время как, согласно новейшим данным, его формирование относится к мезозою. Имеются и другие возражения против этой гипотезы.

По С. В. Кэри, Земля до позднего протерозоя была покрыта континентальной корой и лишь после палеозоя под влиянием эффекта расширения образовалась кора океанического типа. При этом диаметр Земли увеличился примерно на 2600 км, а объем почти в пять раз. Это резко не согласуется с современными данными о строении и истории развития Земли. С. В. Кэри считал, что расширение было непостоянным и экспоненциально возрастало со временем, достигнув максимума после палеозоя. Согласно его гипотезе, океанические крылья окраинно-оceanических зон являются относительно не-подвижными. Сейсмофокальная зона представляет собой переходную область, в которой возникают очаги разрушения, а основные восходящие движения приурочены к континентальному блоку.

Близкие взгляды на тектоническую эволюцию Земли высказали И. В. Кириллов и В. Б. Нейман. И. В. Кириллов полагал, что увеличение объема Земли происходит за счет проникновения космических частиц в ее ядро и накопления их там. В. Б. Нейман причиной расширения Земли считал рождение вещества в гравитационном поле Земли из элементарных частиц.

И. В. Кирилловым методом «кройки», как его образно назвал Ю. А. Косыгин [10], была создана модель Земли для середины мела — начала третичного периода (60–100 млн. лет назад), для которого контуры материков были совмещены друг с другом. Однако смыкание получилось настолько сложным, что в него трудно поверить: Южная Америка и Антарктида повернулись вокруг собственных осей, в результате чего Северная и Южная Америки совместились своими западными побережьями, а Антарктида примкнула к восточному берегу Азии. По И. В. Кириллову, это был период коровой Земли.

В. Б. Нейман считал, что в раннем палеозое радиус Земли составлял 0,34, в триасе 0,53, в неогене 0,82 от современного. Это означает, замечает Л. А. Пухляков, что объем Земли в эти отрезки времени составлял от современного соответственно 0,039, 0,15 и 0,55, что представляется весьма неубедительным. В. Б. Нейман полагал, что горы образуются в результате разуплотнения (разбухания) кристаллических и осадочных пород, слагающих верхнюю часть Земли. Складкообразование происходит тогда,

когда прекращается горизонтальное растекание масс и они, разбухая, остаются на месте их подъема, хаотически нагромождаясь и вдавливаясь вверх и вниз с образованием гор и их корней.

Помимо сказанного выше, имеются замечания к физической стороне гипотезы И. В. Кириллова и В. Б. Неймана. Во-первых, трудно допустить, что космические частицы скапливаются только в ядре Земли и не задерживаются в ее внешних оболочках. Во-вторых, остается открытый вопрос: могли ли космические лучи привнести на Землю массу материала, практически равную ее современному объему, так как, по В. Б. Нейману, в раннем палеозое он составлял всего 0,039 от его современной величины. Согласно имеющимся данным космической геологии это явно нереально. Зная о существовании опрокинутых складок и надвигов, трудно также согласиться с В. Б. Нейманом, что тангенциальные напряжения сжатия в земной коре не возникали.

В 1951 г. венгерский геофизик Л. Эгьед высказал предположение, что ядро Земли, начиная с глубины 5,0—5,1 тыс. км, представляет собой остаток очень плотного звездного вещества, тепловое расширение которого вызывает соответствующее расширение Земли.

С интересной гипотезой выступил В. Н. Ларин, согласно представлениям которого Земля имела изначально гидридный состав. Главным следствием этой гипотезы является возможность многократного увеличения объема Земли за счет разуплотнения недр планеты при дегазации водорода и переходе гидридов в металлы.

Ю. В. Чудинов допускает возможность увеличения радиуса послепермской Земли в два с лишним раза. Плейттектонической субдукции он противопоставляет обратный процесс — эдукцию, согласно которому глубинный мантийный материал выдавливается к поверхности вдоль краев континентальных глыб. Островные дуги представляют собой отторженцы, оторванные от континентов и перенесенные в океан эдукцией. Позади отторженцев образуются зоны растяжения и разрывов континентальной коры — окраинные моря. В случае замедления вытекания глубинного материала из-под края континента растяжение дна окраинных морей может также замедлиться или прекратиться совсем, несмотря на продолжающееся общее расширение Земли.

На увеличение радиуса Земли с конца палеозоя на 5 км указывает М. Хошино. Об этом, по его мнению, свидетельствует отсутствие глубоководных желобов в докембрии, наличие герцинских желобов у берегов Норвегии и молодых желобов вокруг Тихого океана.

По мнению Г. Б. Удинцева и Е. В. Кореневой, представление о существовании в Индий-

ском океане в раннем кайнозое одновременно периферических котловин, активных рифтогенных систем и срединно-континентального массива Лемурия лучше всего вписывается в концепцию расширяющейся Земли.

Настоящий обзор подготовлен в связи с предлагаемым переводом на русский язык книги японского геолога М. Горай «Эволюция расширяющейся Земли» [5]. Поэтому на взглядах этого исследователя остановимся несколько подробнее.

М. Горай — активный сторонник гипотезы значительного расширения Земли. По его мнению, радиус Земли за время ее существования увеличился на 1430 км, что сопровождалось возрастанием ее объема в два раза. При этом с момента зарождения Земли и до позднего палеозоя он увеличился на 30, а после палеозоя на 70%.

М. Горай считает, что формирование планет Солнечной системы происходило путем концентрации на первоначальную неоднородность твердых частиц из первичной туманности этой системы, температура внутри которой в этот период была значительно выше, чем в настоящее время. Согласно современным представлениям [35], на первоначальную неоднородность аккумулировались не твердые тела, а их разреженные сгущения, образованные в результате распада из-за гравитационной неустойчивости начального протопланетного облака. Представления М. Горай о высокой температуре Земли в момент ее зарождения подтверждает В. С. Сафонов [24], по мнению которого верхняя мантия в этот период была нагрета до температуры, соответствующей вязкости 10^6 — 10^7 пуз.

По мнению М. Горай, большие части Атлантического и Индийского океанов, а также восточная половина Тихого океана образовались в результате расширения Земли в послепалеозойский этап в результате значительного горизонтального перемещения материков, ранее объединявшихся в едином и широко известном в геологической литературе материке Гондвана. В смысле начального и конечного эффектов М. Горай единодушен с гипотезой тектоники плит, однако механизм горизонтального перемещения материков у М. Горай, как и у других сторонников расширяющейся Земли, коренным образом отличается от такового в гипотезе тектоники плит. Согласно последней, материки перемещаются на «спине» конвекционных ячеек мантии, в связи с чем связь литосферы с астеносферой постоянно меняется. По гипотезе расширяющейся Земли эта связь не нарушается, так как литосферные плиты перемещаются вместе с подстилающими частями мантии.

По М. Горай, расширение Земли означает, прежде всего, увеличение объема ее внутрен-

них частей. В связи с неоднородностью строения литосферы и неравномерным движением глубинных масс поднятие поверхности Земли в результате ее расширения происходит неравномерно, появляются приподнятые и пониженные участки. В пониженных участках кора подвергается растяжению, утоняется, в ней появляются разрывы. Образовавшиеся блоки надвигаются друг на друга, деформируются, образуя складчатые зоны. По разломам на поверхность Земли изливается магма.

О механизме расширения Земли М. Горай говорит следующее: В глубинных частях Земли ее вещество, вероятно, находится в металлизированном состоянии. Если по каким-либо причинам в этих частях Земли понизится давление, такие минералы испытывают фазовые переходы и, становясь обычными силикатами, резко увеличивают свой объем. При этом возрастает в основном объем мантии, состоящей из силикатов и окислов, а объем ядра, насыщенного железом и никелем, наоборот, уменьшается. Другую возможность расширения Земли М. Горай видит в космических явлениях: расширение Вселенной вызывает уменьшение постоянной всемирного тяготения, в связи с чем уменьшается давление внутри Земли и, следовательно, возрастает ее объем.

М. Горай полагает, что следует считаться с возможностью металлизации кислорода в глубинных частях Земли с последующей его реметаллизацией.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как отмечалось выше, сторонники гипотезы расширяющейся Земли делятся на две группы. Одна из них считает, что расширение Земли было относительно небольшим, измеряемым первыми десятками или сотнями километров. Другая группа доказывает ее сильное увеличение: радиуса на 1000—1500 км, объема в 2—5 раз. О многократном увеличении объема Земли, не указывая размеров, пишет А. А. Лавров. Крайние позиции в этом вопросе занимает В. Б. Нейман, по которому радиус Земли с нижнего палеозоя до настоящего времени возрос на 4160 км.

Большинство ученых считает, что пульсации объема Земли или ее расширение происходили за счет внутриземных причин: в результате разогрева при радиоактивном распаде, при дегазации водорода, фазовых переходах или взаимодействии элементарных частиц и их рождения под влиянием гравитационного поля Земли и др. Лишь некоторые из них причины этих процессов видят в космических явлениях: уменьшении гравитационной постоянной, вариациях напряженности земного гравитационного

поля в связи с вращением Солнечной системы по эллиптической орбите, накоплении внутри Земли космических частиц. Предполагается также, что пульсации объема Земли или ее расширение происходили преимущественно за счет разбухания вещества Земли, без его привноса извне, и только И. В. Кириллов и, отчасти, В. Б. Нейман считают, что эти процессы связаны с поступлением на Землю космического материала.

Сторонники гипотезы расширяющейся Земли практически едины в том, что основная фаза этого процесса связана с послепалеозойским этапом геологической истории Земли, в результате которой на ее поверхности активно формировались океанические впадины и рифтовые структуры.

Многие ученые к гипотезам расширяющейся или пульсирующей Земли относятся критически. Например, В. Е. Хайн [30] к гипотезе расширяющейся Земли высказывает следующие замечания: маловероятно увеличение размеров Земли за последние 200 млн. лет более чем в два раза; напряжения в земной коре на современном этапе тектонического развития Земли свидетельствуют о режиме сжатия; отсутствует удовлетворительный механизм значительных расширений Земли; маловероятны реконструкции прошлого расположения континентов, предлагаемые сторонниками обсуждаемой гипотезы, например поворот Южной Америки и Антарктиды на 180° и причленение первой из них к западному побережью Северной Америки, а второй — к восточному побережью Азии; неубедительны объяснения причин развития геосинклиналей и сложных складчатонадвиговых деформаций и др. К большинству замечаний В. Е. Хайна присоединяются В. В. Белоусов [3], Ю. А. Трапезников [25], Ю. А. Косягин [10] и ряд других исследователей. Ю. А. Трапезников добавляет, что гипотеза расширений Земли не дает объяснения платформенного и геосинклинального этапов развития. Ю. А. Косягин указывает также, что эта гипотеза противоречит гравитационной организации нашей планеты и что из-за уменьшения количества радиоактивных элементов на Земле ее возможность к расширению в связи с тепловым разбуханием уменьшается.

Считается, что положительно могут восприниматься те гипотезы, которые объясняют хотя бы часть из получаемых наукой фактов. Гипотезы расширяющейся и пульсирующей Земли наилучшим образом, по сравнению с другими гипотезами, истолковывают целый ряд фактов развития Земли в целом и отдельных ее структур. Например, согласно М. В. Муратову [20], гипотеза расширяющейся Земли удовлетворительно объясняет формирование главных структурных и исторических категорий земной

коры: древних платформ, как остатков древнейшей коры, покрывавшей некогда небольшой по объему шар Земли; молодых платформ, складчатых поясов, современных геосинклиналей, как остатков земной коры Земли значительно большего диаметра, чем в период формирования древних платформ, и, наконец, океанов, как следствие новейшего этапа расширения Земли.

Гипотеза расширяющейся Земли, как справедливо отмечает В. Н. Ларин, разрешает спор фиксистов и мобилистов, сочетая связь друг с другом структурного плана коры и неоднородностей мантии с раздвигом континентальной коры и новообразованием океанов.

Вместе с тем следует отметить, что наиболее, пожалуй, плодотворным является сочетание гипотезы расширяющейся Земли с гипотезой пульсации в варианте, разрабатываемом Е. Е. Милановским. В таком виде она наиболее убедительно объясняет цикличность тек-

тонических процессов, протекающих на фоне прогрессирующего увеличения роли океанов с их тонкой безгранитной корой.

Что же касается отсутствия у рассматриваемых гипотез удовлетворительного механизма, объясняющего пульсации и расширение Земли, то такое же замечание можно адресовать к фиксистским и к мобилистским гипотезам, у которых также отсутствуют приемлемые механизмы громадных геосинклинальных прогибаний и последующей складчатости, а также горизонтальных перемещений на тысячи километров литосферных плит и их субдукции. Автор настоящей заметки стоит на фиксистских позициях. Тем не менее он полагает, что выводы, вытекающие из гипотез пульсирующей и расширяющейся Земли, могут применяться в повседневной практике для объяснения получаемых материалов наряду с использованием идей, следующих из фиксистских и мобилистских гипотез.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ажгирей Г. Д. Структурная геология. М.: МГУ, 1966.
2. Асланян А. Т. Конвекция и контракция (причинно-следственные геодинамические соотношения).—Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле, 1982, № 6.
3. Белусов В. В. Общая геотектоника. М.: Госгеолиздат, 1948.
4. Бухер В. Эксперименты и мысли о сущности орогенеза.—В кн.: Вопросы современной зарубежной геотектоники. М.: ИЛ, 1960.
5. Горай М. Эволюция расширяющейся Земли. Япония: Оцуки, 1981.
6. Джоли Дж. История поверхности Земли. М.: Госиздат, 1929.
7. Иваненко Д. Д., Сагитов М. У. О гипотезе расширяющейся Земли.—Вестн. МГУ. Сер. физ. и астроном., 1961, № 6.
8. Каттерфельд Г. Н. Лик Земли и его происхождение. М.: Географиздат, 1962.
9. Кириллов И. В. Гипотеза развития Земли, ее материков и океанических впадин.—Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 33, вып. 2.
10. Косягин Ю. А. Заметки о геотектонических гипотезах. Заметка пятая. Расширяющаяся Земля.—Тихоокеанская геол., 1982, № 6.
11. Кропоткин П. Н. Возможная роль космических факторов в геотектонике.—Геотектоника, 1970, № 2.
12. Кропоткин П. Н., Ефремов В. Н. Новая геодинамическая модель.—В кн.: Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. Тез. докл. М., 1983.
13. Лавров А. А. Некоторые следствия движения Земли в гравитационном поле Галактики.—Географический сборник. Вып. 15. Астрогеология. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1962.
14. Ларин В. Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1980.
15. Мартынов Н. Е. Энергия Земли.—В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 2. Красноярск: Кн. изд-во, 1961.
16. Милановский Е. Е. Основные этапы развития рифтогенеза и их место в геологической истории Зем-
- ли.—В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1971.
17. Милановский Е. Е. Некоторые закономерности тектонического развития и вулканализма Земли в фанерозое (проблемы пульсаций и расширения Земли).—Геотектоника, 1978, № 6.
18. Милановский Е. Е., Мальков Б. А. Эпоха кимберлитового вулканизма и глобальная пульсация Земли.—ДАН СССР, 1980, т. 252, № 5.
19. Милановский Е. А., Мальков Б. А. Архейская алмазоносная мантия в модели расширяющейся Земли.—ДАН СССР, 1983, т. 269, № 2.
20. Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975.
21. Нейман В. Б. Расширяющаяся Земля. М.: Гос. изд-во географ. лит-ры, 1962.
22. Обручев В. А. Пульсационная гипотеза в геотектонике.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, вып. 1.
23. Пухляков Л. А. Обзор геотектонических гипотез. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1970.
24. Сафонов В. С. Аккумуляция планет Солнечной системы.—В кн.: Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. Тез. докл. М., 1983.
25. Трапезников Ю. А. Реферативный обзор и критика современных гипотез расширяющейся Земли.—Бюл. МОИП. Отд. геол., 1963, № 5.
26. Удинцев Г. Б., Коренева Е. В. Происхождение асеймичных хребтов восточной части Индийского океана.—Геотектоника, 1980, № 6.
27. Усов М. А. Геотектоническая теория саморазвития материи Земли.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, вып. 1.
28. Усов М. А. Структурная геология. М.—Л.: Госгеолиздат, 1940.
29. Хайн В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1964.
30. Хайн В. Е. О современном положении в теоретической геотектонике и вытекающих из него задачах.—Геотектоника, 1972, № 4.
31. Хизен Б. К. Ложе океанов.—В кн.: Дрейф континентов. М.: Мир, 1966.
32. Чудинов Ю. В. Расширение Земли как альтернатива «новой глобальной тектоники».—Геотектоника, 1976, № 4.

33. Чудинов Ю. В. Расширение Земли и тектонические движения: о направлении движений в окраинно-океанических зонах.— Геотектоника, 1981, № 1.
34. Эльев Л. Динамическая модель Земли.— Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР, 1957, № 6.
35. Эннеев Т. М. Новое в проблеме формирования солнечной планетной системы.— В кн.: Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. Тез. докл. М., 1983.
36. Andel van S. I., Hespers J. Paleomagnetism and the hypothesis of an expanding Earth; a new calculation method and its results.— Tectonophysics, 1968, v. 5, N 4.
37. Bucher W. The deformation of the earth's crust. Princeton, 1933.
38. Bucher W. Deformation of the Earth's crust.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1939, v. 50, N 3.
39. Carey S. W. Wegener's South America—Africa Assembly. Fit or misfit? — Geol. Mag., 1955, v. 92, N 3.
40. Carey S. W. The expanding Earth. Elsevier scientific publishing company. Amsterdam—Oxford—New York, 1976.
41. Creer K. M. An expanding Earth?— Nature, 1965, v. 205, N 4971.
42. Dooley J. C. Is the Earth expanding?— Search, 1973, v. 4, N 1—2.
43. Egyed L. Determination of changes in the dimensions of the Earth from palaeogeographical data.— Nature, 1956, v. 178, N 4532.
44. Hilgenberg O. C. Vom wachsenden Erdball. Verf. Verl., Berlin, 1953.
45. Hilgenberg O. C. Der Einfluss des Masses der Erdexpansion auf die Verersung und die Lage der Erdpole.— Neues Jahrb. Geol. und Palaeontol. Monatsschrift, 1969, N 3.
46. Hoshino M. Origin of trenches. Extrait de la Mer (Bulletin de la Societe franco-japonaise d'oceano-graphie). Tome 16, N 3, Aout, 1978.
47. Hoshino M. Eustacy in Relation to orogenic Stage. Tokyo: Tokai Univ. Press, 1975.
48. Jordan P. Die Expansion der Erde. Braunschweig, 1966.
49. Willis B., Willis R. Eruptivity and mountain building.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1941, v. 52, N 10.
50. Worzel J. Y. Deep structure of coastal margins and mid-oceanic ridges.— In: Submarine Geology and Geophysics, Butterworths. London, 1965.

ИтГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
12 июля 1983 г.

УДК 551.24(571.6)

Л. М. Парфенов

К ПРОБЛЕМЕ МЕЗОЗОИД СИХОТЭ-АЛИЯ И ОБЩИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ СТРОЕНИЯ И ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗОЗОИД СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

Дается ответ на критические замечания С. И. Тильмана, Н. П. Васильковского и Л. И. Красного. Подчеркивается, что прослеживание латеральных рядов структурно-вещественных комплексов, сопоставимых

Я согласен с замечанием, что в статье* в связи с ее ограниченным объемом невозможно полностью аргументировать все положения, касающиеся столь обширной территории. В ней излагаются главным образом результаты и выводы, полученные в процессе проведенного анализа мезозоид с существенно новых исходных позиций, на что обращают внимание С. М. Тильман и Н. П. Васильковский. Публикацией статьи я хотел привлечь внимание к этим выводам, главным из которых является принципиальное сходство намеченных разновозрастных (от позднедокембрийских до позднемезозойских) латеральных рядов структурно-

с комплексами современных активных и пассивных континентальных окраин и островных дуг, приводит к новым выводам о закономерностях формирования мезозойских складчатых сооружений северо-востока Азии.

вещественных комплексов мезозоид северо-востока Азии с латеральными рядами структурно-вещественных комплексов, характерными для современных активных и пассивных континентальных окраин и островных дуг. При интерпретации полученных результатов я исхожу из теории плитной тектоники, поскольку лишь в рамках этой теории разработаны модели строения и эволюции континентальных окраин и островных дуг, отвечающие современному уровню разнообразных геологических, геофизических и геохимических данных. Хотя, вообще говоря, установление ископаемых континентальных окраин и островных дуг еще не означает признания моделей плитной тектоники.

Прослеживание латеральных рядов структурно-вещественных комплексов и сравнительный анализ на этой основе древних и современных тектонических элементов раскрывают новые

* Л. М. Парфенов. Континентальные окраины, островные дуги в мезозоидах северо-востока Азии и кинематика мезозойской складчатости. Статья 2. Мезозоиды Сихотэ-Алия, общие закономерности строения и истории формирования мезозоид.— Тихоокеанская геология, 1983, № 4.

структурные связи между различными тектоническими образованиями мезозойд всех пяти рассматриваемых районов и приводят к новым выводам о закономерностях формирования мезозойских складчатых сооружений, их типах и общей тектонической эволюции окраины континента. Становится очевидной определяющая роль крупных горизонтальных перемещений блоков литосферы в формировании мезозойских складчатых сооружений, устанавливается тектоническая позиция и природа главных вулкано-плутонических поясов (Охотско-Чукотского, Восточно-Сихотэ-Алинского и др.) и других продуктов так называемой тектономагматической активизации, длительность и многоэтапность формирования складчатой структуры мезозойд. Тектонические элементы складчатых сооружений, которые традиционно рассматривались как самостоятельные и независимо развивающиеся в течение длительного времени, оказываются тесно связанными генетически в единых латеральных рядах. Это относится, в частности, к мезозойским и раннекайнозойским структурам Сихотэ-Алиня и Сахалина, на что еще ранее обратили внимание Е. Н. Меланхолина и Т. В. Молчанова [1]. Более обстоятельно все эти выводы и их аргументация разбираются в подготовляемой к изданию монографии, на необходимость которой указывает Н. П. Васильковский.

С большей же частью замечаний оппонентов, касающихся как общих методических, так и региональных вопросов, согласиться не могу. Оппоненты упрекают меня в том, что в статье не используется представление о геосинклиналях, этапах (стадиях) их формирования. При принятой мною методике анализа складчатых сооружений представление о геосинклиналях и вся геосинклинальная терминология становятся излишними. В настоящее время стало ясным, что геосинклинали, как они понимались ранее, охватывают не только островные дуги, но также активные и пассивные континентальные окраины. Все эти образования А. Митчелл и Х. Ридинг [3] предложили выделять как различные типы геосинклиналей. Однако такая терминология оказалась ненужной надстройкой, и в последующем сами же авторы отказались от ее употребления. Представления об этапах (стадиях) развития геосинклиналей основываются на анализе вертикальных последовательностей структурно-вещественных комплексов (или формаций). Известно, что такие последовательности комплексов в конкретных складчатых сооружениях существенно различаются и обычно не укладываются в схемы, которые неоднократно предлагались многими авторами. Это послужило основанием для высказываний об уникальности геосинклиналей каждого района. Особенно

много писалось об уникальности мезозойд северо-востока Азии. Проведенный анализ мезозойд показал, что в такие вертикальные последовательности искусственно помещались структурно-вещественные комплексы, принадлежащие различным латеральным рядам, которые случайно оказались совмещеными в единой вертикальной последовательности. Поэтому закономерные вертикальные последовательности (или ряды) структурно-вещественных комплексов отсутствуют, в то время как латеральные последовательности весьма закономерны, повторяются во всех районах и находят аналогов в современной геодинамической обстановке.

Я не могу принять упрек в механичности таких построений, не раскрывающих «историко-геологических закономерностей». Напротив, прослеживание латеральных последовательностей структурно-вещественных комплексов, которое возможно лишь на основе детальных стратиграфических исследований, раскрывает историко-геологические связи между главными геологическими комплексами и тектоническими единицами, их латеральными и вертикальными последовательностями. Важным является определение возраста не только литостратиграфических подразделений, но также складчатых и разрывных деформаций, на что до последнего времени не обращалось должного внимания.

Существенным элементом развиваемого в статье подхода к анализу складчатых сооружений является обстоятельное изучение вещественного состава геологических образований, прежде всего с целью выяснения условий их формирования, сопоставление обстановок современного и древнего осадконакопления и магматизма. В этом заключается отличие от «обычного формационного подхода», задачу которого иногда сводят лишь к выделению, описанию и классификации геологических формаций.

Некоторые замечания оппонентов связаны, как мне представляется, с досадными недоразумениями. К таковым, в частности, относится замечание С. М. Тильмана о том, что в латеральных рядах позднемезозойской Сихотэ-Алинской островной дуги и сенон-палеогеновой активной континентальной окраины рассматриваются позднепалеозойско-раннемезозойские образования Сахалина. Эти образования, представленные лавсонит-глаукофан-сланцевыми комплексами с эклогитами вальгинской серии и вулканогенно-кремнистыми толщами набильской серии, гипербазитами и габброидами, входят в состав аккреционного клина, который формировался как тектонический комплекс синхронно с развитием островной дуги и активной континентальной окраины. В палеогеографическом отношении он отвечает под-

нятию, отделявшему преддуговой прогиб первого типа Западного Сахалина от океанического бассейна, который существовал к востоку от него. В пределах этого поднятия устанавливаются сложные складчатые и разрывные дислокации, синхронные дуге и активной континентальной окраине. Офиолиты и вулканогенно-кремнистые образования аккреционных клиньев всегда древнее комплексов островных дуг и активных континентальных окраин. Необходимо подчеркнуть, что в состав аккреционных клиньев могут входить также самые разнообразные образования и более древнего возраста, причленявшиеся к нему в процессе подвига океанической коры и принесенные из весьма удаленных районов. Возможность существования таких блоков следует из современных моделей аккреционной тектоники. В настоящее время устанавливается широкое распространение древних «чужеродных» блоков по всей западной периферии Северной Америки, в Японии [4], намечаются они также в Корякии и Приморье.

Н. П. Васильковский подчеркивает тесную связь структур о. Сахалин со структурами о. Хоккайдо. Они, конечно, тесно связаны друг с другом и отчетливо трассируются по гравиметрическим данным, о чем мы писали ранее [2]. Обратного я никогда не утверждал, в том числе и в рассматриваемой статье.

Центрально-Сихотэ-Алинский антиклиниорий в тексте статьи не упоминается, но он фигурирует на рис. 1. Я согласен с Н. П. Васильковским, что, несмотря на высказываемое рядом исследователей (А. О. Мазарович, Н. Г. Мель-

ников, В. В. Голозубов) в последние годы сомнение в существовании антиклиниория, необходимые данные для отрицания его существования отсутствуют. Более того, известные находки пермских и позднетриасовых окаменелостей в осевой зоне Сихотэ-Алиня и данные геологических съемок последних лет на территории Хабаровского края подтверждают наличие здесь крупной положительной структуры.

В статье, в связи с ограниченностью объема, не было возможности поместить полную библиографию по геологии мезозойд юга Дальнего Востока, которая, как известно, весьма обширна. Приведенный ограниченный список литературы не означает, что я не знаком со всей остальной литературой и не использовал содержащуюся в ней информацию при выполнении данного анализа. Пользуясь случаем, я приношу извинения авторам, чьи работы оказались не включенными в список.

Мне трудно оспаривать замечание Н. П. Васильковского о том, что Буреинский и Ханкайский массивы не объединяются на территории Манчжурии в единую древнюю массу. Однако кажется невероятным, что на всем протяжении вплоть до щита Внутренней Монголии они разделены складчатой зоной с эвгеосинклинальным типом разреза палеозоя и мезозоя.

В заключение я хочу выразить признательность оппонентам за внимание к моей работе и развивающим в ней представлениям. Несомненно, что продолжение обсуждения поднятых в процессе дискуссии вопросов было бы весьма полезным.

ЛИТЕРАТУРА

1. Меланхолина Е. Н., Молчанова Т. В. Тектоническая система позднемезозойской континентальной окраины Востока Азии.—Геотектоника, 1977, № 4.
2. Павлов Ю. А., Парфенов Л. М. О геологической природе Хоккайдо-Сахалинского гравитационного минимума.—ДАН СССР, 1974, т. 217, № 6.

3. Mitchell A. H., Reading H. G. Continental margins, geosynclines, and ocean floor spreading.—J. Geology, 1969, v. 77, N 6.
4. Oji international seminar on accretion tectonics. Abstracts. Tomakomai, Hokkaido, 1981.

ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

ЕКАТЕРИНА АЛЕКСАНДРОВНА РАДКЕВИЧ
(к 75-летию со дня рождения)

В декабре исполнилось 75 лет со дня рождения и 55 лет научной и преподавательской деятельности Екатерины Александровны Радкевич — члена-корреспондента АН СССР, доктора геолого-минералогических наук, профессора, заслуженного деятеля наук РСФСР, Героя Социалистического труда.

Е. А. Радкевич — видный специалист в области геологии рудных месторождений и металлогенеза, автор более 250 научных трудов, в том числе ряда крупных монографий, в которых рассматриваются вопросы минералогии, геохимии, тектоники и закономерностей образования и размещения эндогенных месторождений полезных ископаемых на территории Востока СССР и Тихоокеанского пояса.

Большое значение имеют исследования Е. А. Радкевич оловорудных месторождений. В коллективной монографии «Геология олова» (1947 г.) на основе детального ознакомления со многими месторождениями Восточной Сибири и Дальнего Востока и обобщения литературных данных ею написаны разделы: «Месторождения касситерито-сульфидной формации», «Оловорудные месторождения СССР», «Оловорудные месторождения зарубежных стран». Детальная характеристика касситерито-сульфидных месторождений дана в докторской диссертации, защищенной в 1948 г. и опубликованной в виде монографии в 1953 г. В диссертации разработана классификация промышленно важной группы оловорудных месторождений, указываются закономерности их распределения и поисковые критерии.

С начала 50-х гг. Е. А. Радкевич публикует работы по металлогенезу. Ею предлагаются методы составления металлогенических карт, на которых отражены разнообразные рудоконтролирующие и рудоносовые признаки. Поднимается вопрос о необходимости развития нового, важного для поисков месторождений научного направления — металлогенеза рудных районов. В этот же период проводятся металлогенические исследования в Приморье, которые позволили наметить некоторые закономерности распределения месторождений и выделить рудоносные пояса и зоны, что оказало влияние на направление поисковых работ. В результате исследований Е. А. Радкевич пришла к выводу о приуроченности оловорудных месторождений к прогибам с территенными толщами, проявлениям свинцово-цинковой минерализации — к поднятиям, в которых присутствуют известняки, своеобразного редкометально-оловянного комплекса руд — к пологозалегающим субплатформенным карбонатным толщам древних массивов. Выявились также специфическая рудоносность региональных разломов — структурных швов — с развитыми вдоль них кислыми гранитоидами. Позднее в

зоне Центрального структурного шва Сихотэ-Алиня, обозначенной на металлогенической схеме и позже на карте как олово-вольфрамово-редкометальная, были обнаружены уникальные месторождения вольфрама и редких металлов. Прогноз о наличии в Дальнегорском районе под покровом верхнемеловых эфузивов слепых рудных тел подтвержден открытием крупной полиметаллической залежи. Эти же идеи развиваются в коллективных монографиях «Геология свинцово-цинковых месторождений Приморья» (1960 г.), и «Геология и металлогенез типовых рудных районов Приморья» (1962 г.), а позднее в монографических сводках по геологии, минералогии и геохимии типовых оловорудных районов — Комсомольского (1967 г., 1971 г.) и Кавалеровского (1980 г.). В этих работах показано, что рудные районы с различной минерализацией приурочены к отдельным блокам в пределах структурно-формационных зон, разграниченных поперечными и диагональными разломами. Эти блоки характеризуются различной историей развития и различной степенью погружения.

В серии докладов и статей Е. А. Радкевич рассматривает влияние разломов на развитие геологических территорий и их металлогению. Ею проведена типизация разломов, подчеркивается значение планетарных разломов, определяющих заложение и конфигурацию геосинклинальных зон, а также типы их развития. Доказывается, что длительное существование планетарных разломов, устойчивость их положения свидетельствуют против значительных масштабов дрейфа континентов. Выделяется особый тип разрывных нарушений — зоны повышенной трещиноватости, проявляющие себя в верхних структурных этажах лишь в косвенных признаках (распределение магматических и рудных образований, расположение речной сети и т. д.).

Большое внимание в трудах Е. А. Радкевич уделено процессам активизации: дана классификация активизированных областей, доказывается полицикличность геосинклинального развития с повторным вовлечением складчатых сооружений в новые этапы геосинклинального развития, что определяет полицикличность магматизма и оруденения.

Особое значение имеют работы Е. А. Радкевич по металлогенезу Тихоокеанского пояса. Ею проведено металлогеническое районирование пояса и, в частности, его северо-западного сектора. Рассмотрен вопрос о металлогенических индикаторах глубинного строения земной коры и верхней мантии, подчеркивается равномерное распределение рудной минерализации. В 1973 г. издана «Схема металлогенеза Тихоокеанского рудного пояса» масштаба 1:45 000 000, на которой

впервые выделены металлогенические пояса и зоны для этой планетарной структуры, детальное описание которых изложено в монографии «Очерк металлогенеза Тихоокеанского рудного пояса» (1976 г.). Взгляды Е. А. Радкевич на особенности развития и размещения рудных месторождений в пределах Тихоокеанского пояса получили дальнейшее развитие в монографии «Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса» (1976 г.) и на «Металлогенической карте Тихоокеанского рудного пояса», масштаба 1 : 10 000 000 (1981 г.). В монографии дана характеристика главнейших рудных провинций пояса, проведена классификация рудных территорий и рассмотрены закономерности распределения главнейших металлов, типов эндогенных рудных формаций и рудоносных террииторий. На основе анализа истории геологического развития и особенностей металлогенеза показана связь Тихоокеанского пояса с другими подвижными поясами Земли и предполагается древний возраст Тихого океана, в то время как обрамляющие его складчатые сооружения и металлогенические зоны оформились в виде замкнутого кольца в меловое время.

Много работ Е. А. Радкевич посвящено истории науки. За активную деятельность в этой области ей присвоено почетное звание члена-корреспондента Международного Комитета истории геологических знаний (ИНИГЕО).

Е. А. Радкевич неоднократно выступала с докладами на Международных геологических конгрессах, симпозиумах, симпозиумах в Мексике, Дании, Индии, Канаде, ГДР, Польше, Японии, Австралии и других странах.

Большое значение имеет научно-организационная

деятельность Е. А. Радкевич. Она является активным членом многих межведомственных координационных комитетов. В течение многих лет Е. А. Радкевич возглавляла Тихоокеанский Комитет по геологии и металлогенезу. Более 15 лет она была директором Дальневосточного геологического института, одновременно являясь заместителем Председателя Президиума ДВНЦ АН СССР. В настоящее время она член Президиума ДВНЦ АН СССР.

Е. А. Радкевич ведет большую работу по подготовке научных кадров. Более 20 лет она является Председателем специализированного Совета по защите кандидатских диссертаций в Президиуме ДВНЦ АН СССР. Под ее научным руководством прошли аспирантуру и защитили кандидатские диссертации более 25 аспирантов и соискателей.

Выдающиеся научные и практические достижения Е. А. Радкевич отмечены высокими правительственными наградами — двумя орденами Ленина, Орденом Трудового Красного Знамени, присвоением звания Героя Социалистического Труда.

Свой юбилей Екатерина Александровна встречает в напряженной научной и общественной работе над воплощением новых интересных идей и больших творческих замыслов.

Ч. Б. Боруков, А. А. Врублевский, В. И. Гончаров, В. В. Иванов, П. Г. Коростелев, Ю. А. Косягин, Г. Л. Кириллова, Е. В. Краснов, В. А. Кулындышев, А. П. Милов, А. Г. Моисеенко, Г. В. Ручкин, К. Ф. Сергеев, С. М. Тильман, И. К. Тузов, Н. А. Шило, В. В. Шиханов, А. Д. Щеглов.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Главный редактор Н. А. ШИЛО

Ю. А. Косягин (зам. главного редактора), А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), Г. Л. Кириллова (ответственный секретарь), К. В. Богоlepov, Ч. Б. Борукаев, Г. М. Власов, А. А. Врублевский, В. И. Гончаров, В. В. Иванов, Е. В. Краснов, Е. А. Кулиш, В. А. Култындышев, А. П. Милов, В. Г. Моисеенко, Е. А. Радкевич, К. Ф. Сергеев, С. М. Тильман, И. К. Тузов, В. Н. Шарапов

Адрес редакции: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65, ИТИГ
ДВНЦ АН СССР, ком. 203. Тел. 33-39-46

Зав. редакцией Е. Н. Казарезова
Мл. редактор Н. В. Болдовская
Художественный редактор М. Ф. Глазырина
Технический редактор Л. П. Минеева
Корректоры В. В. Борисова, Е. Н. Зимина

Сдано в набор 17.10.83. Подписано к печати 25.01.84.
МН-02002. Формат 84×108^{1/16}. Высокая печать. Усл.-
печ. л. 14,3. Усл. кр.-отт. 14,7. Уч.-изд. л. 15. Тираж
675 экз. Заказ № 830.
Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099,
Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077. Ново-
сибирск, 77, Станиславского, 25.

Цена 1 р. 80 к.

(Адрес подписчика)

Индекс 70985