

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ



2

1985

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Главный редактор Н. А. ШИЛО

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

---

Адрес редакции: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65, ИГиГ  
ДВНЦ АН СССР, ком. 203, тел. 33-39-46

Зав. редакцией *Е. Н. Казарезова*  
Мл. редактор *И. В. Болдовская*  
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*  
Технический редактор *С. А. Смородинова*  
Корректоры *Е. Н. Зимина, С. М. Погудина*

Слано в набор 12.12.84. Подписано к печати 17.04.85.  
МН-02036. Формат 84×108<sup>1/16</sup>. Высокая печать. Усл.-  
печ. л. 12,6+1 вкл. Усл. кр.-отт. 13,9. Уч.-изд. л. 15.  
Тираж 692. Заказ № 503.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство  
«Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск,  
99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука», 630077, Ново-  
сибирск, 77, Станиславского, 25.

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

МАРТ — АПРЕЛЬ

НОВОСИБИРСК

№ 2, 1985

СОДЕРЖАНИЕ

Н. А. Шило. Расслоенные плутоны и некоторые вопросы рудообразования. Статья 2. Плутоны или интрузии с концентрической ритмичностью . . . . .	3	И. И. Шафрановский. Гармония мира минералов	83
Б. Вонгдара, В. А. Ловягин, Ю. И. Бакулин, А. Ф. Грачев. Геологическое строение оловорудного района Нам Патен (Средний Лаос) . . . . .	15	К. В. Симаков. Граница девона и карбона и проблема определения хроностратиграфических границ . . . . .	87
Н. П. Романовский. Рудно-магматические системы притихоокеанских орогенных сооружений Азии и их связь с зонами и центрами глубинной разрядки эндогенных процессов	26	<i>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</i>	
В. Н. Свальнов, Т. И. Линькова, В. В. Мухина, Г. Ю. Малахова, М. И. Малахов. К стратиграфии осадков северной тропической зоны Тихого океана . . . . .	33	Т. К. Злобин. Изучение сейсмической расслоенности литосферы по данным метода обменных волн землетрясений (на примере Малой Курильской гряды) . . . . .	94
Б. И. Васильев, Б. А. Марковский, В. К. Путинцев. Результаты изучения базальтов окраинно-океанического вала северо-западной части Тихого океана (по результатам драгирований 15-го рейса НИС «Каллисто») . . . . .	44	Е. В. Михайлик, О. В. Чудаев, Н. И. Баринев, А. И. Обжиров. Гидротермальные проявления железо-марганцевой минерализации в хр. Тонга . . . . .	98
Б. А. Натальин, Л. И. Попеко, С. А. Чеботов. Тектоника Западно-Джагдинской зоны Монголо-Охотской складчатой системы . . . . .	49	Г. И. Бурый. Триасовые конодонты в кремнистых толщах Сихотэ-Алиня . . . . .	100
С. С. Кальниченко, П. С. Минюк, В. Е. Нархинова, В. И. Ремизовский. Особенности строения и магнитные характеристики отложений ритгильской толщи Корякского нагорья . . . . .	65	О. С. Корнев. Драга для глубоководных геологических исследований . . . . .	104
В. Г. Липатов, И. Г. Цой, Н. Е. Аблесимов, В. Н. Землянухин. Экспериментальное моделирование процессов десерпентинизации (на примере гипербазитов Корякского нагорья) . . . . .	70	<i>КРИТИКА И ДИСКУССИИ</i>	
А. Е. Шлезингер. Перерывы и несогласия осадочного чехла по данным сеймостратиграфического анализа . . . . .	77	Ю. А. Косыгин. О методологических вопросах тектоники . . . . .	107
		М. Н. Шапиро. Доказано ли существование на Камчатке кайнозойских океанических структур? . . . . .	109
		В. Ю. Косыгин, В. И. Исаев. О построении региональных плотностных моделей . . . . .	113
		А. Д. Щеглов. Капитальный труд «Металлогения Казахстана» и его значение для геологии Дальнего Востока . . . . .	116
		<i>ХРОНИКА</i>	
		Совещание «Термобарогеохимия эндогенных процессов» . . . . .	120

USSR ACADEMY OF SCIENCES  
FAR EAST SCIENCE CENTRE  
**PACIFIC GEOLOGY**

MARCH — APRIL

NOVOSIBIRSK

№ 2, 1985

CONTENTS

N. A. Shilo. Laminated plutons and some questions of ore formation. The 2 <sup>nd</sup> paper. Plutons and intrusions with concentric rhythmicity	3	K. V. Simakov. The border-line between Devonian and Carbonian and the problem of determination of chronostratigraphic border-lines	87
B. Vongdara, V. A. Lovyagin, Yu. I. Bakulin, A. F. Grachev. Geological structure of Nam Patene stanniferous region (Middle Laos)	15	<i>BRIEF COMMUNICATIONS</i>	
N. P. Romanovsky. Ore-magmatic systems of Peripacific orogenic structures of Asia and their relations with zones and centres of endogenic processes abyssal discharge	26	T. K. Zlobin. Studing of lithosphere seismic stratification according to converted wave method data of earthquakes (Small Kuril Range)	94
V. N. Sval'nov, T. I. Lin'kova, V. V. Mukhina, G. Yu. Malakhova, M. I. Malakhov. To the sedimentary stratigraphy of Northern Tropical Pacific zone	33	E. V. Mikhailik, O. V. Chudaev, N. N. Barinov, A. I. Obzhirov. Hydrothermal manifestations of ferrum-manganese mineralization in Tonga Range	98
B. I. Vasil'ev, B. A. Markovsky, V. K. Putintsev. The results of basalt studing of marginal-oceanic rampart in the north-western Pacific (according to the results of dredging, XV cruise, "Callisto")	44	G. I. Burii. Triassic conodonts in cherty rock series of Sikhote-Alin	100
B. A. Natal'in, L. I. Popeko, S. A. Chebotov. Tectonics of Western-Dzhagdinsk zone of Mongolo-Okhotsk folded system	49	O. S. Kornev. Dredge for abyssal geological investigations	104
S. S. Kal'nichenko, P. S. Minyuk, V. E. Narkhina, V. I. Remizovsky. Structural peculiarities and magmatic characteristics of deposits in Koryak Upland Rytgylsk suit	65	<i>CRITICISM AND DISCUSSIONS</i>	
V. G. Lipatov, I. G. Tsoy, N. E. Ablesimov, V. N. Zemlyanukhin. Experimental modeling of deserpentinization processes (the example of Koryak Upland ultrabasites)	70	Yu. A. Kosygin. On methodological methods of tectonics	107
A. E. Shlesinger. Breaks and disconformities of sedimentary cover according to seismostratigraphic analysis data	77	M. N. Shapiro. If Cenozoic oceanic structures exist in Kamchatka	109
I. I. Shafranovsky. Harmony in the world of minerals	83	V. Yu. Kosygin. On constructions of regional density models	113
		A. D. Scheglov. The capital work "Metallogeny of Kazakhstan" and its importance for geology of Far East	116
		<i>CHRONICLES</i>	
		Meeting "Thermobarochemistry of endogenic processes"	120

© Издательство «Наука»  
«Тихоокеанская геология», 1985 г.

"NAUKA"  
SIBERIAN BRANCH  
NOVOSIBIRSK



*Н. А. Шило*

**РАССЛОЕННЫЕ ПЛУТОНЫ  
И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ.  
СТАТЬЯ 2.  
ПЛУТОНЫ ИЛИ ИНТРУЗИИ  
С КОНЦЕНТРИЧЕСКОЙ РИТМИЧНОСТЬЮ**

В статье, являющейся продолжением публикации, помещенной в «Тихоокеанской геол.», 1983, № 6, рассматривается на примере концентрических плутонов Алтае-Саянской складчатой области механизм образования кольцевых структур в интрузиях габброидного состава. Показано, что образование таких структур связано с диссипацией энергии в нелинейной среде. Этот механизм может быть сопоставлен с автокаталитиче-

скими реакциями Белоусова — Жаботинского. Трехфазная дифференциация основных магм, рассмотренная в первой статье (скрытое расслоение, ликвация и кристаллизационная дифференциация), в этом случае может быть описана теорией необратимых процессов в открытых неравновесных системах. Подчеркнута роль базальтоидных магматических расплавов в эволюции изверженных пород.

**ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ**

Читатели, вероятно, обратили внимание на тот факт, что механизм сложной трехфазной дифференциации магматического расплава основного (базальтоидного) состава, рассмотренный в [12], проанализирован на примере тех плутонов или интрузий, которые имеют горизонтальную или близкую к ней ритмичность (Бухшвельд, Скергаард и др.). Сторонники офиолитовой концепции воспользовались этим и, выражая свое полное согласие с предложенной теорией магматической дифференциации, однако, считают, что она применима только к плутонам, размещающимся в платформенных условиях, и неприменима к «офиолитовым поясам» или «альпинотипным гипербазитам». При этом универсальность предложенной концепции подчеркивается тем, что образование серий пород с параллельно или концентрически расположенными ритмами или более сложного строения, описанного Р. Л. Фишером и С. Дж. Энгелем при изучении драгированных лерцолитов, анортозитов, габбро и базальтов из поперечных разломов и рифтовой зоны Индоокеанического среднего хребта, — результат суммарного эффекта дифференциации гомогенного расплава базальтоидного состава. Так как автор предвидел указанные выше возражения еще при под-

готовке [12], то «проблему офиолитов» не считал нужным обсуждать, хотя необходимость этого давно уже назрела. Но дело в том, что у ее сторонников офиолиты представляются расплывчатой категорией, а для автора данной статьи важны были суть возражений и их аргументация, т. е. логика понимания универсальности рассмотренного геологического процесса. Именно поэтому об офиолитовой проблеме было сказано вскользь в заключительной части статьи. В связи с этим и механизмом образования интрузий, выделенных в тип тел, которые имеют концентрическое строение и трахитоидную структуру, также не раскрыт только оттого, что в ряде случаев при желании они могут быть причислены к офиолитам. Его суть сведена к тому, что в более мелких интрузиях термическая усадка формирует конусообразные тела, в которых слои играют роль «обвертки» конуса. В верхнем срезе они имеют вид кольцеобразных структур с крутым падением (до 40—80°) к центру при редких случаях нарушения сплошности (разрывы, трещины и др.). Теперь же, когда возражения сторонников офиолитовой концепции свелись к тому, что природа основных и ультраосновных плутонов и интрузий, размещающихся на платформах и вне их, различна, хотелось бы дополнительно исследовать проблему образования расслоенных плутонов и интрузий с концентриче-

ским размещением ритмов. Это будет способствовать определению их геологической позиции и пониманию универсальности изложенной в [12] теории.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ПЛУТОНОВ ИЛИ ИНТРУЗИЙ С КОНЦЕНТРИЧЕСКИМ СТРОЕНИЕМ

Специальные исследования геологической позиции плутонов или интрузий с концентрическим строением и трахитоидной структурой отсутствуют. Этим феноменальным образованиям вообще не придавалось значения. Г. Уэйджер, претендовавший на универсальность своей концепции, даже не сделал попытки объяснить механизм их образования. Поэтому сейчас можно говорить о них исходя из отрывочных данных и неспециальных наблюдений. Однако, как увидим дальше, габброиды с подобной структурой подчиняются той же закономерности расслоения, что и плутоны с горизонтальной ритмичностью; как правило, они размещаются в складчатых разновозрастных зонах, где с ними соседствуют как ультраосновные породы, так и кислые — вплоть до гранитоидов (Урал, Кавказ, Алтае-Саянская складчатая область, Средиземноморье, а также апортозиты Алдана [1] и др.). К сожалению, взаимоотношения между породами, слагающими отдельные плутоны или интрузии, которые образуют более или менее значительные пояса, не всегда четко выявляются; это порождает различные, иногда противоречащие друг другу гипотезы об их происхождении. В большинстве случаев сложные по составу пояса магматических образований занимают осевые зоны складчатых систем, с генеральным направлением которых согласованы и длинные оси плутонов или в целом магматических поясов; они ориентированы также согласованно с поясами гранитоидных интрузий. Их появление в зонах совпадает во времени с наибольшей напряженностью тектонических процессов, а точнее, с фазой линейных разломов и, по-видимому, они субсинхронны формированию вмещающих плутоны складчатых зон (Кавказ, Урал).

В магматических поясах наблюдается некоторая общая последовательность появления в раме изверженных пород разной основности, если, разумеется, речь идет об одновозрастных поясах, объединяющих эти интрузии. Более ранними являются ультраосновные породы (дуниты, пироксениты и др.), за ними следуют плутоны основных интрузий, а потом гранитоиды. Все серии занимают определенное структурное положение в магматических поясах, а следовательно, и в складчатых системах (см., например [3]).

Габброидные плутоны в магматических поясах далеко не всегда имеют концентрическое строение, т. е. полосчатую текстуру в классическом понимании смысла этого термина. Они с определенной долей вероятности, указывающей на принадлежность ультраосновных, основных и кислых пород к дифференциатам основной магмы, появляются то среди плутонов с горизонтальной полосчатостью, то занимают как бы самостоятельное структурное положение, образуя ясно выраженный комплекс дифференциатов разной основности. Нередко габброиды лишены полосчатости или ритмичности или она слабо проявлена, несмотря на хорошую раскристаллизованность пород. Но в отдельных случаях примерно в такой же ассоциации появляются плутоны с полосами или ритмами, образующими концентрическое строение интрузивного тела. Каковы причины их появления? На этот вопрос нет однозначного ответа, и только тщательные исследования (прежде всего внутренних свойств среды и расплава, а не их тектонического — платформенного или геосинклинального — положения) могут вскрыть механизм их образования.

В первой четверти текущего столетия Бенсон ввел термин «альпийские интрузии», которым обозначил перидотиты и серпентиниты складчатых орогенных областей, прототипом которых послужил Средиземноморский подвижной пояс. Такие интрузии, как считают авторы, употребляющие этот термин, включают перидотитовые или дунит-гарцбургитовые ассоциации, внедрение которых относится к самой ранней стадии геосинклинального складкообразования. Генетически они связываются с субстратом верхней мантии, отражая, по-видимому, тот этап развития земной коры, когда взаимодействие с верхней мантией вызывает энергомассообменные процессы между указанными двумя сферами планеты. Это линейно вытянутые гипербазитовые комплексы эвгеосинклинальных прогибов, формирующиеся в догранитную стадию их развития, хотя во времени и являющиеся почти одновременными. Такую зависимость можно проследить во всех полно развитых эвгеосинклиналях, включая архей и протерозой. Таким образом, «альпийские интрузии» или «альпийские гипербазиты» — синонимы ультраосновных и основных плутонов, слагающие в складчатых системах магматические пояса, о которых сказано выше.

Другой смысл вкладывается в термин «офиолиты». Понятие о них лучше всего рассмотреть на примере работы Р. Г. Колмана [7], посвященной офиолитам и рекомендованной редактором русского издания Н. А. Богдановым в качестве очень современной и серьезной книги, которая «позволит нашим специалистам со-

ставить более полное представление о геологическом строении и формировании пород офиолитовой ассоциации». Термин «офиолиты» еще в 1827 г. был использован Броньяром для названия серпентинитов (змеевики). Однако потом его стали применять в более широком значении для названия разных пород и их групп. Штейнман в 1906 г., видимо, желая придать некоторую упорядоченность путанице, которую внесло это слово в геологическую литературу, предложил понимать под ним перидотиты (серпентиниты), габбро, диабазы, спилиты и другие породы, ассоциирующиеся с перечисленными. Это введение Штеймана еще более усложнило ситуацию. Вероятно поэтому Геологическое общество Америки созвало так называемую Перноузскую конференцию, участники которой «пришли к согласованному решению о целесообразности дальнейшего использования термина „офиолиты“, но в увязке с европейским содержанием». Офиолиты в современном понимании, как было предложено на Перноузской конференции, — это *характерная ассоциация основных — ультраосновных пород* (курсив мой. — Н. Ш.). Этот термин не следует использовать в качестве названия какой-либо породы или литологической единицы при картировании. В полной *офиолитовой серии снизу вверх* (курсив мой. — Н. Ш.) представлены следующие типы пород:

Ультрабазитовый комплекс, состоящий из гарцбургитов, лерцолитов и дунитов в различных количественных соотношениях, обычно обладающих текстурами тектонитов и более или менее серпентинизированных.

Габброидный комплекс с кумулятивными текстурами и структурами, обычно с перидотитовыми и пироксенитовыми кумулятами, как правило, менее деформированными по сравнению с породами ультрабазитового комплекса.

Комплекс параллельных даек основного состава.

Основной вулканический комплекс, сложенный обычно подушечными лавами.

Ассоциирующие типы пород представлены: 1) перекрывающими осадками, обычно включающими пачку ленточных кремнистых пород с тонкими прослоями глинистых сланцев и небольшим количеством известняков, 2) линзовидными телами хромитов, обычно приуроченными к дунитам, 3) натровыми лейкократовыми интрузивами и эффузивными породами [7, с. 14—16].

После этой конференции «неясно было, как будет принято предложенное определение офиолитов. Однако недавно прошедшие симпозиумы в Москве и Париже, посвященные этой проблеме, позволяют полагать, что концепция, согласно которой офиолиты *представляют собой океаническую кору* (курсив мой. — Н. Ш.), по-

лучила широкое признание» [там же, с. 16].

Таким образом, недвусмысленное заявление Р. Г. Колмана, определяемое материалами Перноузской конференции и двух симпозиумов, свидетельствует о том, что офиолиты вместе с ленточными кремнистыми породами, глинистыми сланцами и известняками — это океаническая кора. Самое важное в таком определении — кумулятивные текстуры, включаемые в офиолиты, образование которых трактуется по модели Уэйджера, кстати сказать, разработанной на расслоенных плутонах и интрузиях платформ и щитов.

Симптоматично, что Р. Г. Колман свое исследование предваряет немаловажными замечаниями: «Представляется маловероятным, чтобы возникло общее согласие в вопросе о формировании и становлении офиолитов. ...Отсутствие актуалистических ситуаций, при которых ясно фиксировалось бы продвижение океанической коры на окраины континентов или продвижение под них, не позволяет однозначно решить проблему происхождения офиолитов» [7, с. 16]. Тем более, что «надежные оценки состава материнских магм офиолитов отсутствуют, за исключением общего представления, в соответствии с которым они представляют собой производные субщелочной толеитовой магмы» [7, с. 52].

Разумеется, подобные предупреждения и выводы, делающие построения автора о сущности офиолитов и их геологической позиции сомнительными, не могут служить основанием для решения петрологических проблем, относящихся вообще к ультраосновному или основному магматизму, независимо от того, где и в какой конкретной обстановке он проявляется. Что же касается главнейших свойств, приписываемых офиолитам, то читатель уже, очевидно, понял, что они частично *списаны* с расслоенных плутонов и интрузий, сформировавшихся отнюдь не в связи с океанической корой, а, напротив, в стабильных платформенных условиях и на щитах. Впрочем, от этого недалеко и признания самого Р. Г. Колмана, подчеркивающего, что «петрологическая принадлежность большинства офиолитов остается неясной» [7, с. 234], и, видимо, «детальное изучение минералов и их парагенезисов, соответствующих базальтовым магмам, производными которых являются офиолиты, должно помочь в решении проблемы» [с. 235]. Автор труда «Офиолиты», претендующий на кардинальное решение проблемы лучшее, чем кто-либо другой, высказал свои сомнения относительно реального существования такой ассоциации, и здесь вряд ли требуются дополнительные пояснения, тем более, что роль базальтоидных (габброидных) магм, определяющих в ходе своей сложной дифференциации разнообразие пород в земной коре, показана в [12].

## ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПЛУТОНОВ ИЛИ ИНТРУЗИЙ С КОНЦЕНТРИЧЕСКОЙ СТРУКТУРОЙ

Понимание механизма образования габброидных плутонов или интрузий с концентрической структурой требует тщательного изучения их внутреннего строения, соотношения ритмов, сложенных различными породами или минералами, пространственного положения этих ритмов и др. При просмотре материала по этим своеобразным плутонам обращают на себя внимание их овальная форма, более или менее одинаковая повторяемость ритмов по вещественному составу и рисунку не только в общих чертах, но и в некоторых важных деталях. Ритмы, или слои, этих плутонов имеют дугообразную, сегментную или кольцевую форму; они большей частью располагаются симметрично по отношению к геометрическому или структурному центру среза, перпендикулярно оси, направленной к некоторой точке (вершине конуса), игравшей, по-видимому, роль фокуса в напря-

жениях, развивавшихся в период ликвации и раскристаллизации расплава.

В качестве примера подобных интрузий могут служить массивы Алтае-Саянской складчатой области (где, в частности, габбровый комплекс увязывается с формированием соседних палеозойских эвгеосинклинальных «зон»), изучавшиеся различными авторами (Г. В. Поляков, А. П. Кривенко, Г. С. Федосеев, А. Д. Шелковников, А. П. Лебедев, О. А. Богатиков, Н. Н. Стамбровский, О. И. Пятов, Л. А. Голунова, Д. М. Орлов, Е. А. Шнейдер, Б. П. Зубкус и др.).

Первый из этих массивов слагает гору Осередок [12]. Структурный рисунок габброидного плутона подчеркнут клинопироксеновыми, верлитовыми, амфиболдиоритовыми и гранитовыми полукольцами, вложенными друг в друга и развивающимися на общем фоне оливиновых габбро и габбро-норитов. В этом же массиве присутствуют небольшие овальные тела биотитовых гранитов. Они не подчиняются общему рисунку расслоенного габбро, «секут» ритмы и границы между ними, но без интрузивного

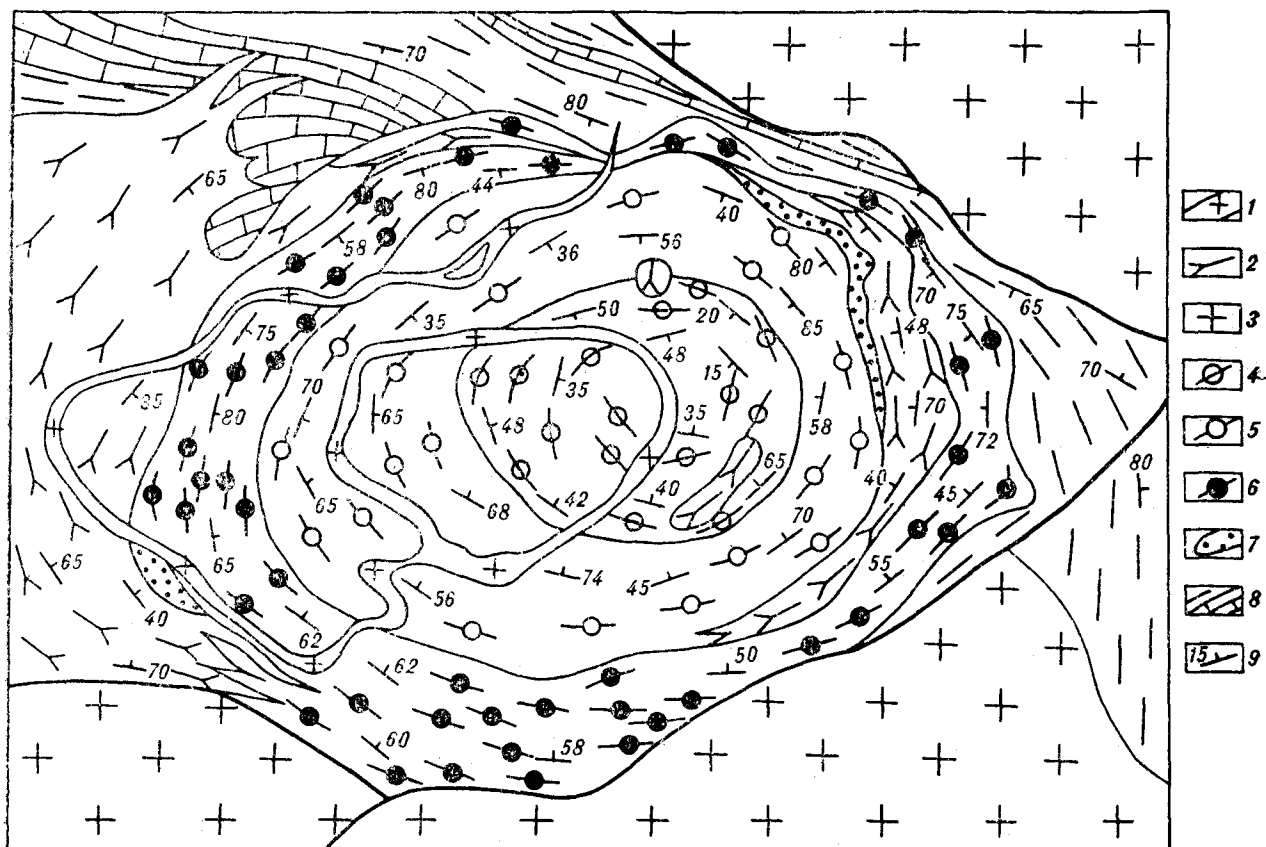


Рис. 1. Схема геологического строения Кизирского массива, по [3].

1 — дайки мелкозернистых биотитовых гранитов; 2 — оливин-пироксеновые сиениты; 3 — граниты, граносиениты Буюдзульского комплекса; 4 — оливиновые рудные габбро, габбро и габбро-анортозиты верхней слоистой серии; 5 — лейкократовые габбро-троктолиты, габбро-анортозиты, реже рудные габбро средней слоистой серии; 6 — оливиновые рудные и безрудные габбро, габбро-анортозиты нижней слоистой серии; 7 — ксенолиты ороговевших сланцев и скарнированных известковых пород; 8 — сланцы, известняки, зеленокаменно измененные эффузивы основного состава; 9 — элементы залегания полосчатости в интрузивных породах и слоистости во вмещающих образованиях.



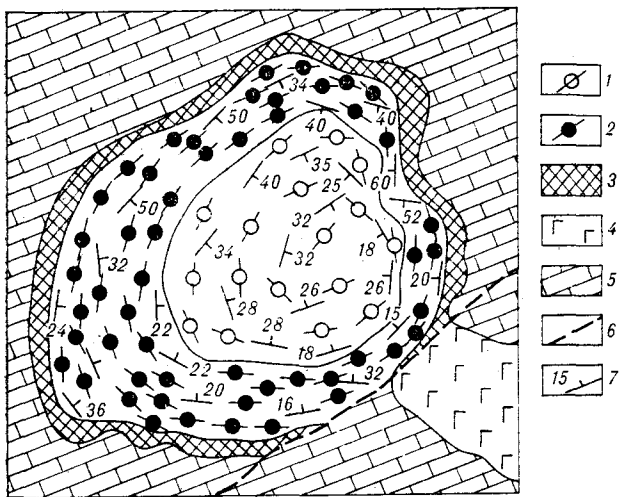


Рис. 2. Схема геологического строения Патынского массива, по [3].

1 — оливиновые габбро, габбро, рудные габбро, троктолиты, габбро-анортозиты верхней слоистой серии; 2 — габбро, рудные габбро, габбро-анортозиты, реже оливиновые габбро нижней слоистой серии; 3 — крупнозернистые и пегматоидные пироксениты, габбро-пироксениты и габбро краевой зоны массива; 4 — амфиболовые габбро; 5 — известняки с прослоями доломитов, кварцитов и сланцев; 6 — разрывные нарушения; 7 — элементы залегания полосчатости и трахитоидности.

контакта и видимых нарушений полосчатой текстуры расслоенных габброидов. Это свидетельствует о более поздней раскристаллизации небольших порций кислого магматического расплава, по-видимому, отжатого в ослабленные зоны, являющегося дифференциатом ритмичной серии.

Трахитоидность в центральной части плутона, представляющей его ядро, сложенное габбро, оливиновым габбро и габбро-норитами, имеет углы падения от 10 до 45° и направлена к центру интрузии. Интересно, что вмещающие интрузию известняки, мраморы, вулканиты, роговики характеризуются аналогичным направлением падений, причем в этих породах углы еще больше возрастают, в отдельных случаях достигая 80—85°. Иными словами, пласты вмещающих пород «поставлены на голову».

Кизирский массив имеет воронкообразную форму (рис. 1) и площадь около 100 км<sup>2</sup>. В его строении принимают участие дайки биотитовых мелкозернистых гранитов, оливин-пироксеновые сиениты, граниты, граносиениты, оливиновые габбро, габбро, габбро-анортозиты, лейкократовые габбро-троктолиты, титаномagnetит. К расслоенной серии относятся габбро, оливиновые габбро, габбро-троктолиты, габбро-анортозиты. Вообще говоря, такое разделение при тщательных петрохимических исследованиях должно быть скорректировано. Дело в том, что оливин-пироксеновые сиениты могут быть отнесены также к расслоенной серии, так как в восточной части образованная ими полукольце-

вая полоса, зажатая, точнее, раскристаллизовавшаяся, между лейкократовой полосчатой серией и расслоенными габбро, оливиновыми габбро и габбро-анортозитами краевой части массива, имеет обычные контакты, характерные для ритмов расслоенной серии. Те же оливинсиенитовые породы, слагающие западную часть массива, тоже структурно согласованы с общим рисунком плутона. Уже эти данные свидетельствуют об одновременном ликвационном и кристаллизационном расслоении габброидного плутона вместе с оливиновыми сиенитами. Выявленная «связь состава полевых шпатов с содержанием алюминия в пироксенах...» показывает, что минералы «сиенитов вполне закономерно продолжают тенденции, намечившиеся внутри габбро-диоритовой группы, и позволяют сделать вывод об их генетическом единстве» [5, с. 286].

Иное положение занимают в массиве дайки мелкозернистых гранитов, которые образуют кольцо, вложенное в полукольцо аналогичной по составу дайки; обе дайки секут расслоенную структуру плутона, а геометрический центр кольца, образованного дайкой, смещен от структурного и геометрического центра расслоенного плутона (см. рис. 1).

Интрузия Кизирского массива рвет вмещающие породы, что и отличает ее от плутона горы Осередок, который как бы раздвинул карбонатную пачку, и мрамора последней обтекают расслоенную серию.

Трахитоидность Кизирского плутона в краевой части имеет довольно крутые углы падения ритмов (до 80°), они несколько уменьшаются в юго-восточном направлении.

Патынский массив (рис. 2) имеет овальную форму и внутреннюю чашеобразную структуру, которая состоит из трех колец, в свою очередь, ритмично расслоенных пород: нижнего (краевая зона)\*, среднего и верхнего. Нижнюю серию образуют крупнозернистые и пегматоидные пироксениты, габбро-пироксениты и габбро с неясно выраженной трахитоидностью. Среднюю серию представляют габбро, габбро-анортозиты, оливиновые габбро, а верхнюю — оливиновые габбро, троктолиты, габбро-анортозиты. Отдельные ритмы сложены титаномagnetитом. Контакты между ритмами пород различного состава четкие и согласованы с трахитоидностью расслоенной серии. У них нет признаков изменения одних пород под воздействием других. В целом полосчатость или трахитоидность согласованы, последняя падает к структурному центру (до 50—60°), который не-

\* Здесь краевая зона понимается не в смысле зоны закалки Г. Уэйджера; авторами работы, на которую сделана ссылка, в этот термин вложен структурный смысл

сколько смещен относительно геометрического центра плутона в северо-восточном направлении, где углы падения ритмов уменьшаются до 30° и менее. Здесь ритмы становятся почти горизонтальными или падают под небольшим углом к структурному центру интрузии.

Вмещающие плутон расслоенных габброидов породы прорваны интрузией дискордантно и превращены в ее экзоконтактовой зоне в гигантозернистые мрамора, образующие ореол шириной в несколько сотен метров; углы падения контакта достигают 60°. В юго-восточной части массива вскрывается интрузия нерасслоенных амфиболовых габбро; к расслоенной серии она примыкает по тектоническому контакту и, по-видимому, является неодновременным с расслоенными габброидами образованием.

Как видно из описания трех габброидных плутонов в массивах Алтае-Саянской складчатой области, они не отличаются от тех интрузий, которые принято относить к «альпинотипным гипербазитам» в Средиземноморском или Анадырском поясе ультраосновных и основных пород.

## МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ПЛУТОНОВ ИЛИ ИНТРУЗИЙ С КОНЦЕНТРИЧЕСКИМ СТРОЕНИЕМ

Из ранее рассмотренных материалов (Бувельдский комплекс и др.), а также из данных этой статьи (Восточные Саяны, Кизирский массив и др.) следует, что в ходе эволюции магматического расплава от жидкого неупорядоченного состояния к твердому упорядоченному образуются комплементарные полнокристаллические горные породы: дуниты, нироксениты, нориты, лерцолиты, троктолиты, горнблендиты, апортозиты и более кислые вплоть до гранитов. Расслоенные породы сопровождаются специфическим рудным комплексом (титаномагнетит, ильменит, хромит, никель, медь, платиноиды и др.). Таким образом, между расслоенными плутонами платформенных областей и складчатых систем как будто бы отсутствует разница: они идентичны по вещественному составу и характеру чередования ритмичности, но отличаются внутренней структурой. Для платформенных плутонов характерна горизонтальная полосчатость, а для плутонов складчатых систем — концентрическая или кольцевая, хотя возможны отклонения.

До сих пор структурные особенности плутонов с концентрическим строением объясняли термоусадкой. Однако этот процесс по своему существу является физическим или даже механическим, он не может сформировать структурно сложного тела, ритмичность которого связа-

на с химическим составом. Термоусадка действительно проявляется при остывании концентрических интрузий, но она характерна для всех магматических систем, от ультраосновных до ультракислых, однако в рассматриваемых интрузиях ее эффект проявляется опять-таки в виде кольцевых трещинных структур, которые заполняются наиболее поздними дифференциатами расслаивающихся масс магматического расплава, как это имеет место в Кизирском массиве (см. рис. 1), рассеченном кольцевыми дайками кислого состава.

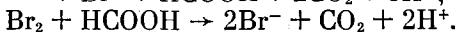
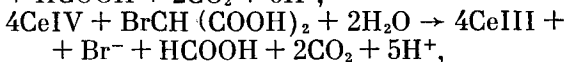
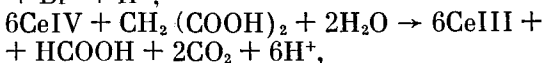
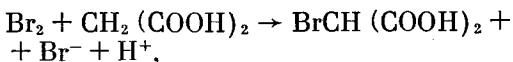
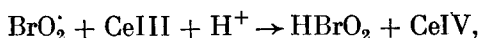
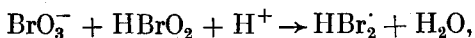
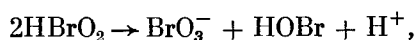
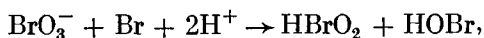
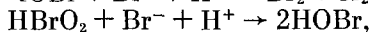
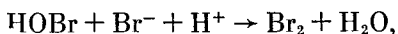
Развивая идею о колебательном (волновом) характере детерминированной термфазной дифференциации основного магматического расплава применительно к плутонам с концентрическим строением, т. е. с иной упаковкой аналогичных по составу и порядку чередования ритмов и минеральных ассоциаций, можно далее говорить, что и в том и в другом случае формирование структур происходит на фоне локализованных процессов, которые математически описываются уравнениями для нелинейных моделей.

Остывающий магматический расплав основного состава — эволюционирующая система с нелинейной средой, в которой меняются параметры, локализуя процесс, что и приводит к формированию диссипативных структур, в основе которых лежит бегущая волна. Но тогда возникает вопрос: почему в одних случаях образуется линейная с горизонтальным положением ритмов полосчатость, а в другом — кольцевая, концентрическая? Разница в структурах возникает, видимо, в связи с тем, что диссипация энергии в расплаве, из которого потом возникают массивы с концентрическим положением полос, определялась отношением площади к объему расплава: чем меньше оно, тем больше вероятность того, что в расплаве возникнут сосредоточенные напряжения, которые при известной его подвижности приведут к развитию автокаталитических реакций и формированию спиралевидных структур, сфокусированных в одной точке нагрузок, или, иными словами, организация в среде будет обуславливаться «локализованными процессами, которые по определенным законам могут быть объединены в еще более сложные организации процессов» [6, с. 22]. В связи с этим следует напомнить ту часть статьи [12], где говорилось о роли примесей в трехфазной дифференциации основного расплава, и подчеркнуть факт, что более щелочные магмы охотнее организуются в массивы с кольцевыми структурами, так как они обогащены элементами с максимальными каталитическими возможностями. Это наводит на мысль о большой роли упомянутых (каталитических) реакций в образовании таких структур. В ходе остывания расплава подвижность щелочных и

редкоземельных элементов-примесей (наряду с другими факторами, среди которых особое место занимает водород), игравших роль активных катализаторов в образовании промежуточных реакций, видимо, имела решающее значение. Роль примесей и подвижных элементов как в процессе скрытого расслоения магматического расплава, так и в процессе ликвации и раскристаллизации ликвационных слоев, частично была исследована в [12], и дальнейшее углубление этой проблемы выходит за рамки настоящей работы, так как требует специальных исследований.

Автокаталитические реакции, приобретающие все большее значение в объяснении различных природных самоорганизующихся явлений, впервые исследованы Б. П. Белоусовым [9]. Их механизм оказался столь необычным, что они сразу же были отвергнуты химиками. Тем не менее на основе открытия Б. П. Белоусова бельгийский ученый И. Пригожин создал теорию необратимых процессов в открытых неравновесных системах и был удостоен Нобелевской премии. Позже М. А. Жаботинский развил работы Б. П. Белоусова, за что ему и первооткрывателю этих реакций Б. П. Белоусову (посмертно) присуждена Ленинская премия.

Наглядное представление о структуре автокаталитических реакций, являющихся классической основой в понимании колебательных (флуктуирующих) процессов, дает реакция Белоусова—Жаботинского; она к настоящему времени наиболее изучена и имеет следующую детальную последовательность:



В этой реакции для окисления малоновой кислоты броматом в качестве катализатора взят церий. Его четырехвалентный ион (CeIV) дает желтоокрашенные круги, которые освещаются при переходе церия в трехвалентную форму (CeIII). Цветные круги, периодически меняющие окраску, фиксируют изменение валентности катализатора и процесс окисления малоновой кислоты. Потенциометрическая кри-

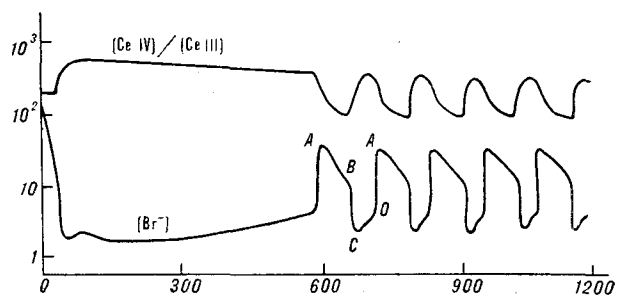


Рис. 3. Потенциметрические экспериментальные кривые  $\lg [\text{Br}^-]$  и  $\lg([\text{CeIV}]/[\text{CeIII}])$  для типичных временных осцилляций в реакции Белоусова—Жаботинского, по [6]. По оси абсцисс время в секундах,  $[\text{Br}^-]$  в молях  $\times 10^{-7}$ .

вая этого эксперимента показана на рис. 3. Если вместо церия в качестве катализатора использовать железо, то при переходе его из двухвалентной формы FeII в трехвалентную FeIII цветовая гамма колец возрастает и их флуктуация становится более выразительной.

В реакции Белоусова—Жаботинского важную роль играет водород; в связи с этим автору хотелось бы напомнить эксперимент Н. Н. Безмена и Э. С. Персикова [12, с. 71] по изучению базальтоидного расплава под давлением водорода.

Разумеется, реакционные взаимодействия в базальтоидном силикатном расплаве значительно сложнее и многообразнее, так как сама физико-химическая система сложнее, и тем не менее общая схема ее может быть по аналогии описана моделью бросселлятора и теорией флуктуации. Следует подчеркнуть, что как в органических реакциях промежуточные продукты стремятся перейти в насыщенные заполненными электронными оболочками ( $sp^3$ ) конфигурации, точно так же и реакционноспособные неорганические соединения образуют с заполненными электронными оболочками структуры; сходство процессов здесь очевидно, и поэтому у петрологов не должна вызывать удивления ссылка автора на реакцию Белоусова—Жаботинского. Модель бросселлятора и теория флуктуации позволяют понять качественную схему реакционных взаимодействий в магматическом расплаве основного состава, который при известных параметрах в процессе остывания, т. е. в процессе обмена энергией с внешней средой, самоорганизуется в концентрические или кольцевые структуры. Причем в ходе развития этого процесса решающее значение, по-видимому, приобретают флуктуации [12], на важную роль которых указал и Пригожин, сформулировавший принцип: «В той области, где термодинамическая ветвь теряет устойчивость, флуктуации усиливаются и приводят к макроскопическому порядку, который

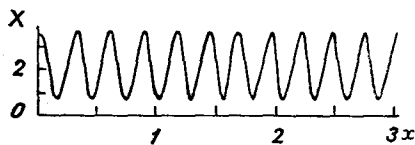


Рис. 4. Стационарные диссипативные структуры, возникающие в модели брюсселятора, по [4]. Параметры нелинейной среды:  $A = 2$ ,  $B = 4,6$ ,  $D_1 = 1,6 \cdot 10^{-3}$ ,  $D_2 = 8,0 \cdot 10^{-3}$ .

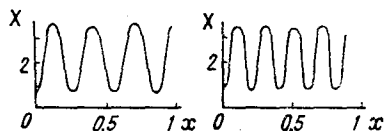


Рис. 5. Распределение концентраций  $X$ . Два различных типа структур, возможных в одной и той же нелинейной среде ( $A = 2$ ,  $B = 4,6$ ,  $D_1 = 1,6 \cdot 10^{-3}$ ,  $D_2 = 8,0 \cdot 10^{-3}$ ) при задании различных начальных данных [4].

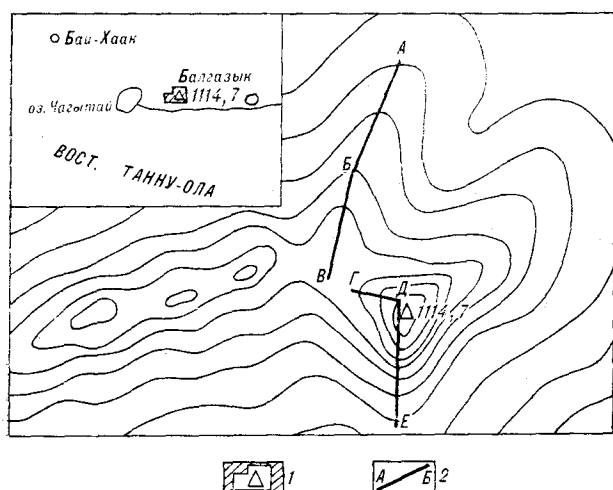


Рис. 6. Обзорная карта района исследований и схема размещения петрографических разрезов Мажалыкского плутона, по [1].  
1 — район исследований; 2 — линия петрографических разрезов.

стабилизируется за счет обмена энергией с внешней средой» [6, с. 63].

Исследование модели брюсселятора, описывающей в пространстве и во времени изменение участвующих в сложных процессах элементов, выявило свойства диссипативных структур в нелинейных системах. Сама модель может быть представлена системой уравнений в частных производных и записана следующим образом:

$$\begin{aligned} X_t &= A - (B + 1)X + X^2Y + X^2Y + D_1 X_{xx}, \\ Y_t &= Bx - X^2Y + D^2 Y_{xx}. \end{aligned}$$

Потенциометрическая кривая (см. рис. 3) выражает диссипативную структуру автокаталитических реакций Белоусова—Жаботинского. Она подобна стационарным диссипативным структурам (рис. 4) модели брюсселятора или

распределению концентрации  $X$ , полученному при различных начальных данных (рис. 5).

Авторами, изучавшими Мажалыкский габбро-пироксенит-дунитовый плутон Тувы [2], сделаны петрографические разрезы последнего (рис. 6).

Кривые распределения  $MgO$ ,  $FeO$ ,  $Al_2O_3$ , анорита, фаялита, диоксида по ритмам и по всей полосчатой серии сложно перемежающихся оливиновых, орто- и клинопироксенитовых, тремолит-актинолитовых, роговообманковых и плагиоклазовых пород отражают (рис. 7, 8) диссипативные структуры, которые описываются моделью брюсселятора. Следовательно, данные по этому массиву укладываются в теорию образования кольцевых или концентрических расслоенных плутонов или интрузий, из чего можно сделать вывод, что Мажалыкский плутон сформировался в результате эволюции базальтоидного магматического расплава, который можно рассматривать как нелинейную структуру. Не останавливаясь подробно на геологических особенностях массива, так как это увело бы в сторону от обсуждаемой проблемы, подчеркнем, что его внутреннее строение представляет собой аналог последнего описанных массивов: Осередок, Кизирского, Патынского.

Изложенный материал показывает, что одинаковая ритмичность плутонов с горизонтальной расслоенностью, относимых к платформенным областям (хотя это и не обязательно), и плутонов с концентрическим или кольцевым строением ритмов свидетельствует об их тождественном происхождении при участии каталитических реакций, описываемых моделью брюсселятора. Различная же упаковка ритмов вызвана не структурным положением магматического резервуара, а соотношением массы магмы и площади, которую она занимает, так как, коль речь идет о тех же диссипативных структурах, то описание процесса при известных параметрах магматической системы будет включать числа Рэлея и Прандтля. Формирование внутренней структуры этих массивов или плутонов отвечает общему принципу, заключающемуся в том, что когда природа допускает существование нескольких процессов, достигающих одной и той же цели, то реализуется тот, который требует минимальных энергетических затрат [10].

Таким образом, исследования внутренней структуры плутонов или интрузий с концентрическим строением ритмов показывают, что их образование подчиняется той же закономерности, что и образование плутонов с горизонтальной полосчатой текстурой. Теория о нелинейных колебаниях позволяет рассматривать магматический силикатный расплав базальтоидного состава как систему, в которой по мере эволюции от неупорядоченного к упорядочен-



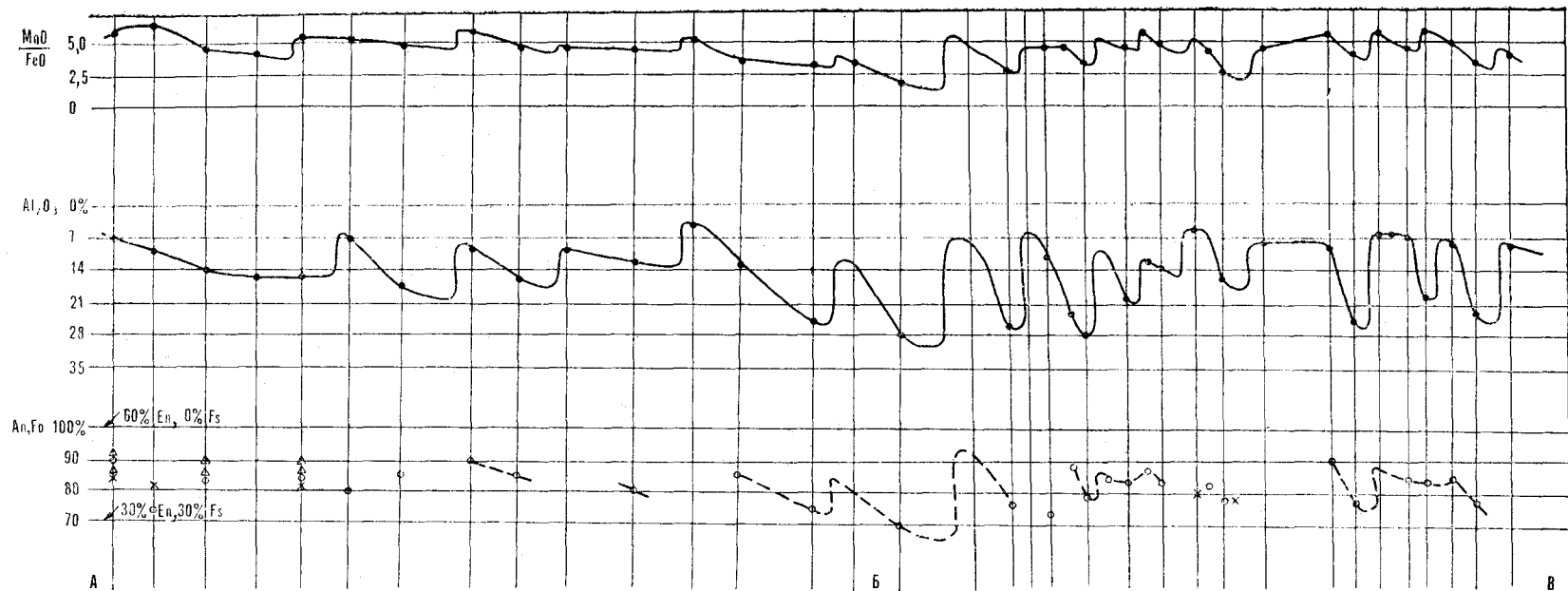


Рис. 7. Кривые распределения в Мажалыкском массиве  $MgO/FeO$ ,  $Al_2O_3$ , An, Fo по ритмам петрографического разреза А — Б — В [1].

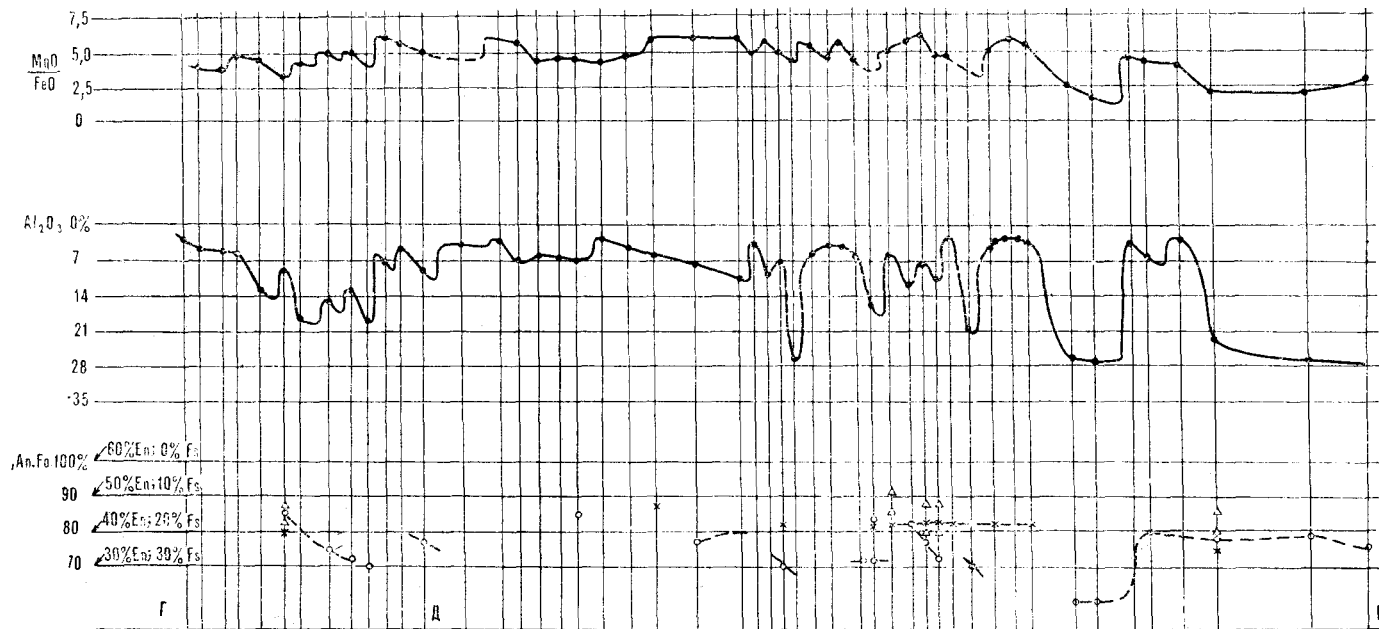


Рис. 8. Кривые распределения в Мажалыкском массиве  $MgO/FeO$ ,  $Al_2O_3$ , An, Fo по ритмам петрографического разреза Г — Д — Е [1].

ному состоянию проявляются флуктуации, через потерю устойчивости приводящие к «макроскопическому порядку», который стабилизируется за счет обмена энергией магматического резервуара с внешней средой. Именно это и характерно для всего процесса трехфазной дифференциации базальтоидного расплава (скрытое расслоение, ликвация и кристаллизационная дифференциация), теория которой дана в [12].

Вулкан Гекла (Исландия), согласно полученным данным по изменению уровня кремнекислоты в начальных и конечных продуктах извержения, является хорошей иллюстрацией этой теории, так как механизм дифференциации расплава отвечает диссипативной структуре (рис. 9). После извержения в течение определенного времени каждый раз в камере происходит регулярное и направленное раскисление верхней зоны основного расплава, о чем свидетельствует тот факт, что первые порции выброса вулкана всегда являются более кислыми, чем последующие, причем содержание кремнекислоты снижается постепенно, т. е. по мере вовлечения в процесс более глубоких горизонтов магматического резервуара [4, с. 204]. Таким образом, возражения представителей офиолитовой концепции против универсальности теории нужно признать малосостоятельными, основанными на недостаточном знании физики и химии магматического процесса. Дифференциация в земной коре мантийного вещества, продуцирующего в некоторой подкоровой зоне базальтоидные магмы, — всеобъемлющий, по своему существу универсальный процесс.

## ЕЩЕ РАЗ О ЛИКВАЦИИ

К этой проблеме не стоило бы возвращаться, так как она получила, с точки зрения автора, исчерпывающее разрешение в [12], а также в работе [8]; однако в 1983 г. в русском переводе вышла книга группы американских петрологов [13]. Она посвящена Н. Боуэну, и под эгидой его идей в ней рассматриваются проблемы эволюции изверженных пород. Авторами сборника они решаются с позиций концепции Г. Уэйджера, давно вошедшей в противоречие с фактическим материалом и экспериментальными данными, поэтому в книге оказалось больше поставленных, чем решенных вопросов\*. Ликвации, как одному из фундамен-

\* Например, Т. Ирвин в своей статье делает недвусмысленный вывод: «Таким образом... мы сталкиваемся с дилеммой: в массиве (Скергаардском.— Н. Ш.), само название которого многие годы служило синонимом осаднения минералов из магмы, самый распространенный „осажденный“ минерал, оказывается, должен всплывать!» [13, с. 282].

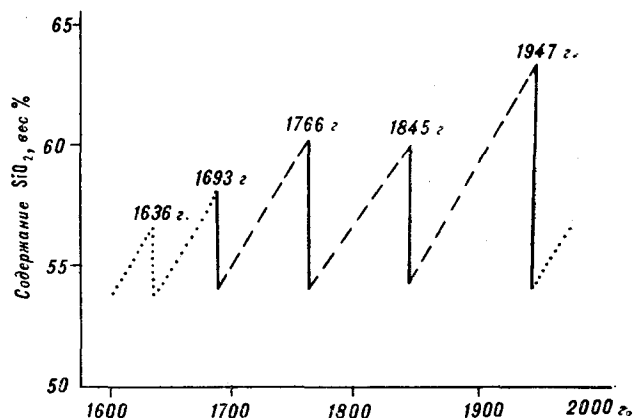


Рис. 9. Содержание SiO<sub>2</sub> в начальных и конечных продуктах извержений Геклы, Исландия (сплошные линии). Интервалы покоя изображены пунктирными линиями. Точечные линии представляют собой экстраполяцию данных доисторических слоев тефры [4].

тальных магматических процессов, посвящена только статья Э. Реддера, но своеобразная трактовка этого процесса заставляет автора обратиться к ней снова.

Начало статьи Э. Реддера не обещает объективного анализа этой проблемы. Автор пишет: «История науки устлана шелухой отброшенных концепций, в свое время казавшихся вполне подходящими для объяснения всей совокупности имевшихся тогда данных. Одной из них является концепция ликвации магм, согласно которой механизмом образования различных типов горных пород служит несмесьистые силикатных расплавов» [13, с. 27]. Развенчав таким образом ликвацию, Э. Реддер в конце своей статьи тем не менее пишет, что «проведенные в последние годы экспериментальные исследования разнообразных силикатных систем подтвердили существование ликвации в магмах при геологически реальных составах и температурах. Ликвация приводит чаще всего к образованию сиалического щелочно-алюмосиликатного расплава и мафического расплава, обогащенного Fe, Mg, Ca, Ti» [там же, с. 57].

Фундаментальной ошибкой Э. Реддера является его представление о физической сущности ликвации. Он говорит, что «в термодинамическом смысле совершенно (курсив мой.— Н. Ш.) не имеет значения, идет ли речь о процессе образования из расплава кристаллов или капель другого расплава...» [13, с. 30], тогда как это совершенно разные процессы, физически не тождественные. Первый из них относится к неупорядоченной системе, в которой атомы или молекулы продолжают неупорядоченное движение; напротив, кристаллоупорядоченная система та, в которой между значением некоторой физической величины в произвольной точке и ее значением в бесконечно удаленной точке су-

ществует корреляция; как подчеркивалось в [12], затрудненный энергообмен с внешней средой придает всему процессу эволюции магматического расплава колебательный, волновой характер.

Далее Э. Реддер почему-то все внимание сосредоточил на рассмотрении стекол и лунных пород и ни слова не сказал о расслоенных плутонах, о взаимодействии ликвации и кристаллизации, о влиянии на процесс расслаивания катализаторов, химических взаимодействий между элементами и т. д. Отождествление физики кристаллизации и ликвации приводит Э. Реддера к ряду существенных ошибок; одна из них следующая: «Процессы зарождения и роста капель одного расплава в другом имеют много общего с процессами кристаллизации, поэтому к ним применимы классические теории нуклеации и роста кристаллов...» [13, с. 31]. Такое утверждение особенно парадоксально выглядит в случае металлической кристаллохимической связи, когда слабо связанные валентные электроны перестают принадлежать в твердой фазе индивидуальным атомам и становятся свободными, образуя в кристалле «электронный газ», в который погружены упорядоченно расположенные положительно заряженные ионы.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, от базальтоидных или основных силикатных расплавов в ходе их дифференциации отщепляются магмы, раскристаллизация которых сопровождается образованием широкого спектра пород — от дунитов до гранитов, — в большинстве случаев присутствующих в расслоенных плутонах. Интересно, что массовую основу этого процесса составляют несколько элементов: Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na и K. Но физико-химические взаимодействия и связь их с кислородом, т. е. окисление, регулируются элементами-примесями или легкой (газовой) фракцией расплава. Можно полагать, что вслед за заполнением магматического резервуара базальтоидным расплавом последний насыщается флюидом, в котором водород играет основную роль при низкой фугитивности кислорода. Флюид в восстановительной среде способствует развитию диффузионных процессов и ликвации.

Весь магматический процесс, как бы он ни усложнялся, просматривается в ряде параметров как функционально связанный именно с базальтоидными магмами. Этот факт следует из того, что только на суше основные породы среди изверженных в эффузивной фации занимают 50% площади распространения всех магматических образований. Если же учесть океа-

ническое дно, то можно утверждать, что более 80% поверхности планеты покрыто базальтоидами. Эти породы, распространенные по всему миру, ограничены по минеральному и химическому составу. Последнее «свидетельствует о том, что они не являются случайными продуктами... различных процессов... Представляется, что должен существовать такой механизм генерации магм, который обеспечивает изливание потоков одинакового состава во всем мире в течение больших интервалов времени...» [4, с. 125].

Завесу над проблемой образования основных расплавов открывает тот факт, что все базальты при высоких давлениях превращаются в эклогит. Этому условию также удовлетворяет гранатовый перидотит. И тот и другой дают базальтовые лавы. Однако, несмотря на детерминированность всех фаз, результаты процесса как в одну, так и в другую сторону будут некоммутативными, говоря квантово-механическим языком; этот парадокс, по-видимому, легко устраняется вводом в процесс флюидов, насыщенных водородом.

Общность процесса эволюции силикатных расплавов просматривается и в постоянстве соотношений сингоний и видов симметрий, возникающих в ходе минералообразования. Среди них на первом месте в группе силикатов стоят минералы с моноклинной (46%) и ромбической (22,5%) сингониями. За ними идут минералы с кубической и триклинной сингониями (соответственно 9 и 7,9%). Эти цифры совпадают с данными, полученными И. И. Шафрановским [11] для всего минерального царства. Любопытно, что основные минералы кристаллизующегося базальтоидного расплава имеют моноклинную ромбическую и триклинную сингонии, однако дифференциаты более кислого состава раскристаллизовываются в минералы гексагональной, а металлические — кубической сингонии.

Процесс дифференциации базальтоидных расплавов, являясь по своему существу каталитическим, приводит к образованию внутренних структур массивов, в одних случаях имеющих горизонтальную упаковку ритмов, в других — концентрическую, кольцевую. Но образование структур в ходе эволюции основных расплавов не ограничивается двумя типами — их диапазон шире. Достаточно вспомнить полнокристаллическое габбро со специфической габбровой структурой, которая ни в одной другой породе не повторяется, или столбчатую гексагональную отдельность базальтов, весьма широко распространенную в природе. Даже элементарный анализ показывает, что происхождение этих структур связано с диссипацией энергии, так как они имеют полное сходство с ячейками Бенара и должны описываться моделью Брюсселятора.

В связи с универсальностью процессов дифференциации основных расплавов, от которых отщепляются магмы, при кристаллизации дающие такие породы, как дуниты, анортозиты и граниты, возникает вопрос о тех условиях, в которых этот процесс обеспечивает накопление огромных масс названных пород и особенно,

конечно, анортозитов и гранитов, происхождение которых до сих пор дискуссионно.

Проблемам рудообразования автор хотел бы посвятить одну из следующих публикаций, где будет продолжено рассмотрение идеи магматизма, изложенной в [12] и настоящей статье.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Богатиков О. А.* Анортозиты.— М.: Наука, 1979.
2. *Волохов И. М., Иванов В. М. и др.* Мажалыкский габбро-пироксенит-перидотитовый плутон (Восточный Танну-Ола, Тува).— В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972.
3. *Дружинин В. С., Каретин Ю. С. и др.* Новые данные о глубинном строении Урала (по результатам исследований на красноуральском профиле ГСЗ).— ДАН СССР, 1981, т. 258, № 11.
4. *Йодер Х.* Образование базальтовой магмы.— М.: Мир, 1979.
5. *Кривенко А. П., Орлов Д. М.* Пироксены габбро-сиенитовой формации Алтае-Саянской области.— В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972.
6. *Курдюмов С. П., Малинецкий Г. Г.* Сепергетика — теория самоорганизации. Идеи, методы, перспективы.— М.: Знание, 1982.
7. *Колман Р. Г.* Офиолиты.— М.: Мир, 1979.
8. *Маракушев А. А., Иванов И. П., Римкевич В. С.* Значение ликвации в генезисе магматических горных пород.— Вест. МГУ. Сер. 4. Геология, 1979, № 1.
9. *Марри Дж.* Нелинейные дифференциальные уравнения в биологии. Лекции о моделях.— М.: Мир, 1983.
10. *Моисеев Н. Н.* Математика ставит эксперимент.— М.: Наука, 1979.
11. *Шафрановский И. И.* Уточнение понятий об основном законе симметричной статистики минералов.— Минералогический журнал, 1983, № 6.
12. *Шило Н. А.* Расслоенные плутоны и некоторые вопросы рудообразования. Статья 1.— Тихоокеанская геол., 1983, № 6.
13. *Эволюция изверженных пород/Под ред. Х. Йодера.*— М.: Мир, 1983.

Президиум ДВНЦ АН СССР  
Владивосток

Поступила в редакцию  
20 сентября 1984 г.



УДК 553.4.042+551.243.4

Б. Вонгдара, В. А. Ловягин, Ю. И. Бакулин, А. Ф. Грачев

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОЛОВОРУДНОГО РАЙОНА НАМ ПАТЕН (Средний Лаос)

На границе Индосинийского массива и Лаосско-Вьетнамской складчатой зоны широко развиты надвиговые структуры раннемезозойского возраста. К Хинбунскому тектоническому покрову приурочен оловорудный район Нам Патен, имеющий отчетливо выраженное трехъярусное строение. Нижний ярус (автохтон) представлен нижнепалеозойскими породами фундамента массива, средний (паравтохтон) — тектонически нарушенными при формировании надвига верхнепалеозойскими породами чехла массива, а верхний (аллохтон) — карбоново-пермскими известняками Лаосско-Вьетнамской складчатой зоны. К паравтохтону структурно приурочен триасовый (191—226 млн. лет) суб-

вулканический комплекс андезит-дацит-риолитового состава, с которым проявлено оловянное оруденение. С первой фазой риолитов связано оруденение касситерит-кварцевой формации, со второй — касситерит-сульфидной. Дорудными являются пермские (239—247 млн. лет) граниты и гранодиориты. Морфологически оруденение контролируется субгоризонтальными нарушениями системы главного сместителя на пересечении с крутопадающими разрывами. Оловоносный субвулканический комплекс также представлен субгоризонтальными залежами, сочетающимися с крутопадающими жильными телами и некками.

Мезозойские структуры Лаоса, формировавшиеся под влиянием Центрально-Азиатских и Тихоокеанских тектонических движений, имеют важное значение как для реконструкции геологического развития притихоокеанских территорий, так и при изучении металлогении олова Тихоокеанского пояса. К сожалению, они изучены весьма недостаточно, за исключением оловорудного района Нам Патен — экзотической эрозионно-карстовой котловины площадью около 300 км<sup>2</sup> в провинции Кхаммуан (Средний Лаос).

Промышленная добыча оловянного камня в долине ведется уже более шестидесяти лет, и тем не менее до последнего времени геологическое строение рудного узла в целом и рудных полей месторождений в частности оставалось неизученным.

В настоящей статье обобщен геологический материал, собранный главным образом за последние три-четыре года работы советских геологов в содружестве с лаосскими специалистами. Этот материал позволил уточнить ряд важных вопросов геологии и металлогении олова, полностью исключить осадочный генезис месторождений, рассматривавшийся как наиболее вероятный французскими геологами, а также связь оруденения с палеозойскими гранитоидами, предполагавшуюся некоторыми французскими и советскими исследователями. Одной из нерешенных проблем остается стра-

тиграфическое расчленение терригенных толщ.

Рудный узел Нам Патен расположен на границе двух структурно-формационных зон — Индосинийского срединного массива и Лаосско-Вьетнамской складчатой зоны, характеризующейся широким развитием надвиговых структур в раннемезозойское время. Одной из таких структур, в частности, является Хинбунский тектонический покров (рис. 1).

Складчатое основание (автохтон) и нижняя часть платформенного чехла (паравтохтон) прорваны позднеорогенными интрузиями гранит-гранодиоритовой формации, с которыми связаны скарновые проявления меди и железа. Тектонический покров (шарьяж сдирания [1]) обусловил образование складок срыва в толщах паравтохтона. Финальная стадия формирования покрова совпала по времени с субконтинентным магматизмом, выразившимся в субвулканических интрузиях андезит-риолит-трахириолитовой формации. С двумя его заключительными фазами связаны соответственно две стадии оловянного оруденения касситеритово-сульфидной формации. Размещение субвулканических интрузивов и рудных тел, их морфология и размеры по вертикали контролируются зонами сместителей тектонического покрова и отдельных покровных линз, а также узлами пересечения двух радиальных разрывных систем — меридиональной и диагональной.

*Стратиграфия.* В стратиграфическом разрезе

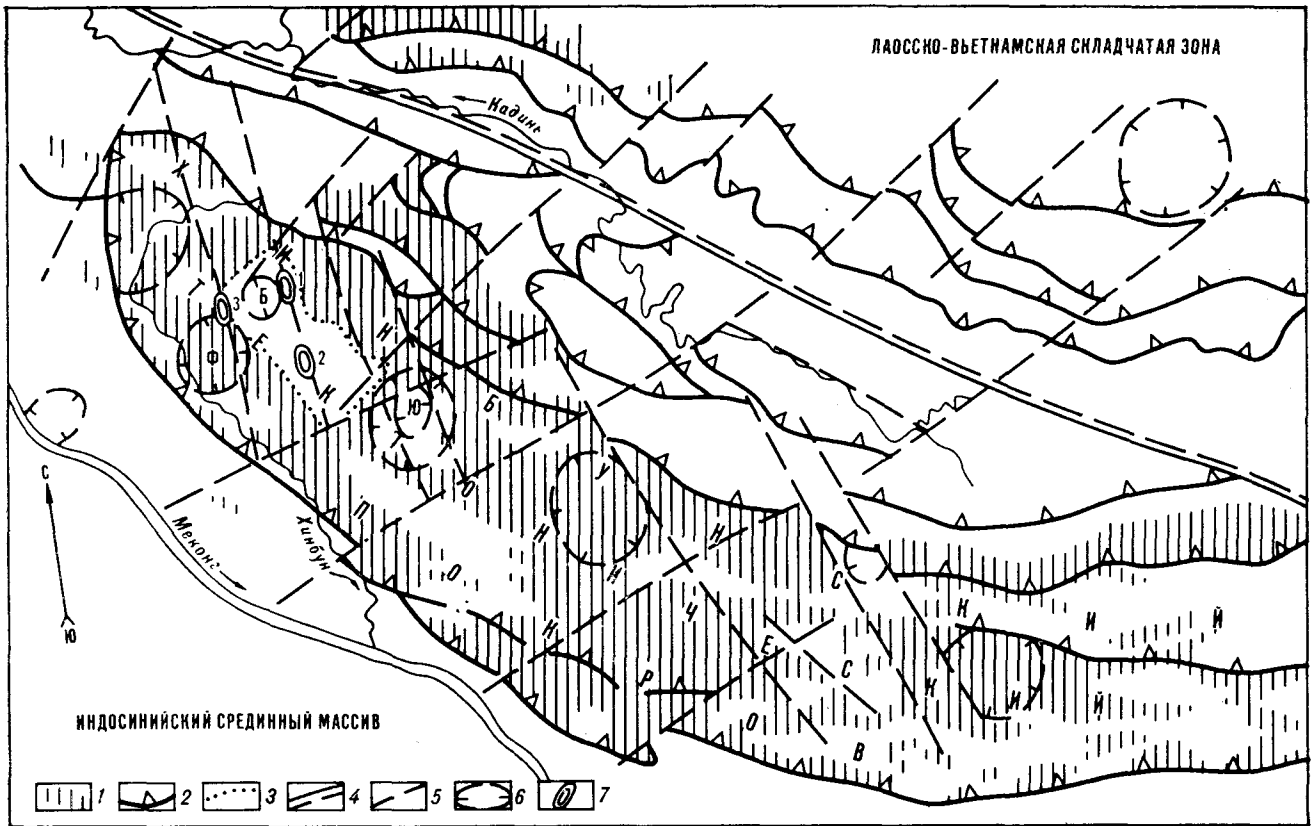


Рис. 1. Хинбунский тектонический покров.

1 — известняки «урано-пермские» ( $C_2 - P$ ); 2 — сместители тектонического покрова (зубцы — внутрь аллохтона); 3 — оловорудный район Нам Патен; 4 — глубинный разлом; 5 — разрывные нарушения; 6 — кольцевые структуры (Б — Боненговская, Ф — Фалемская, Ю — Южная); 7 — рудные поля месторождений Боненг (1), Фонтью (2), Нонг Сын (3).

присутствуют осадочные образования палеозоя и мезозоя (рис. 2). Наиболее древние осадочные образования обнажаются лишь в северной половине долины Нам Патен, в хребтах Пху Тун и Пху Хиа и представляют собой толщу чрезвычайно дислоцированных (до изоклинально складчатых) терригенных пород — алевролитов, реже полимиктовых песчаников. Среди них выделяются горизонты, содержащие линзы и прослой кремней, известняков и диабазов. Возраст толщи предполагается ордовик-силурийский на основании ее литологического сходства с фаунистически охарактеризованными ордовик-силурийскими образованиями Индосинийского массива, мощность которых составляет 3500 м [4].

Нижнепалеозойские образования со структурным несогласием перекрыты отложениями среднего и верхнего палеозоя.

Средний палеозой имеет двучленное строение. Нижняя часть представлена песчано-сланцевой толщей среднего девона, верхняя — карбонатными отложениями среднего — верхнего девона и нижнекаменноугольной системы.

Песчано-сланцевая толща слагает серию параллельных хребтов внутри долины, возвышающихся на 300—500 м над ее дном. Все

составе преобладают мелко-среднезернистые (редко гравелистые) аркозы кварцевого и кварц-полевошпатового состава, грубо, неритмично переслаивающиеся с алевролитами, часто филлитовидными. В верхней части толщи цемент аркозов преимущественно хлорит-гидрослюдистый, в нижней — карбонатно-гидрослюдистый. В составе нижней известковой части имеются линзы и прослой темно-серых глинистых известняков мощностью от 10—15 см до 1—2 м. Общая мощность толщи составляет ориентировочно 200 м. Возраст ее установлен по находкам остатков *Tanaodon aff. Louderbacki Kirk* в аркозах и *Atrypida* в глинистых известняках. Терригенные отложения толщи отличаются высоким содержанием олова — 0,027% (среднее по 16 пробам [3]).

Песчано-сланцевая толща согласно перекрывается темно-серыми массивными органогенными известняками средне-позднедевонского возраста мощностью 110—120 м. Количество органических остатков в известняках резко неравномерное — от единичных индивидов до сплошной органогенной массы, представленной главным образом строматопорами, табулятами, рогозами и брахиоподами. Возраст известняков установлен по находкам *Glaethrodictyon sp.*,

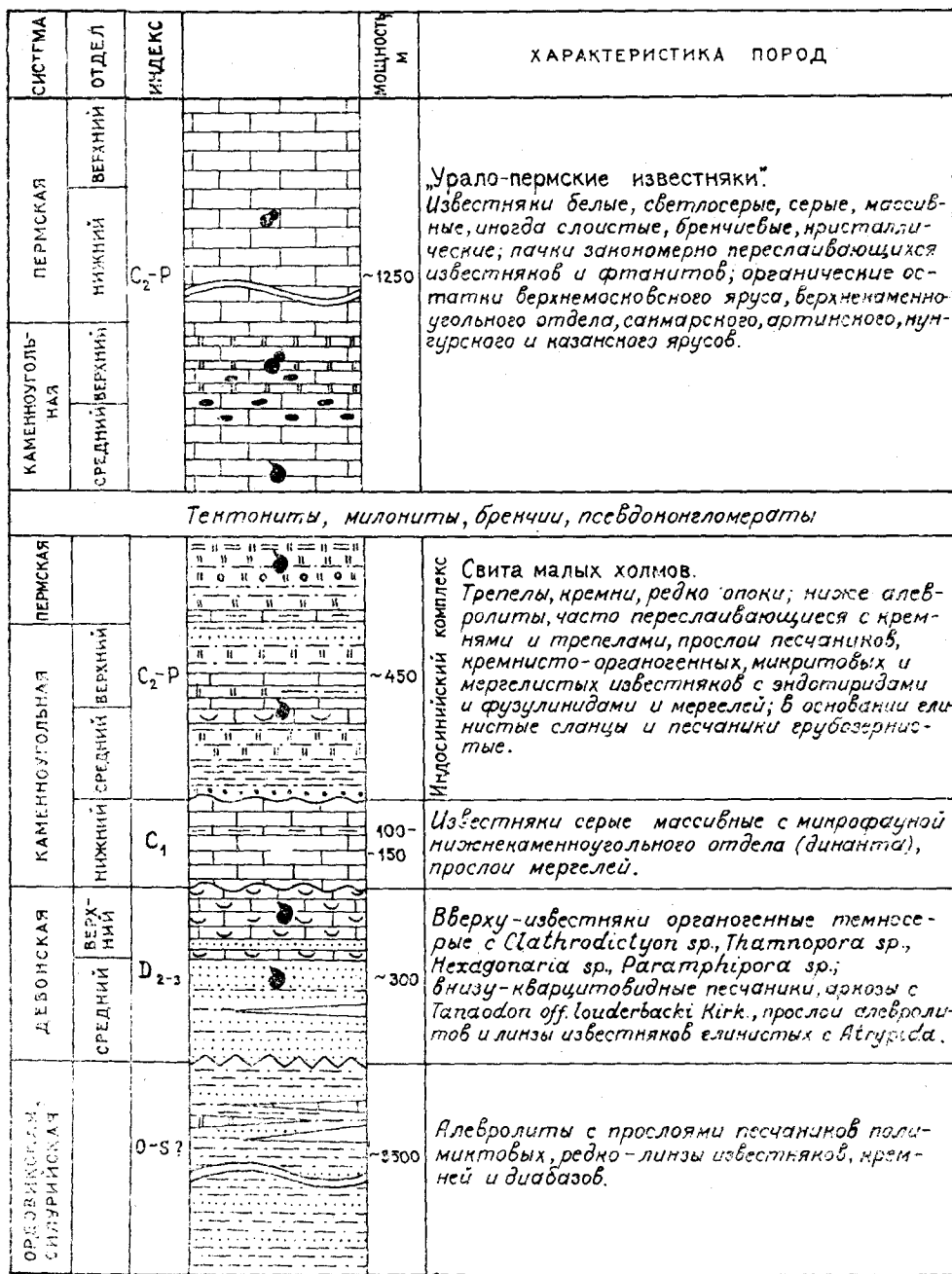


Рис. 2. Стратиграфическая колонка.

1—3 — известняки, в том числе: 1 — известняки, 2 — органогенные, 3 — брекчиевые; 4 — мергели; 5 — кремни, фтаниты; 6 — трепелы; 7 — опоки; 8 — песчаники; 9 — алевролиты; 10 — глинистые сланцы; 11 — остатки фауны; 12 — структурное несогласие; 13 — размыв; 14 — разрыв рисунка.

*Thamnoroga* sp., *Hexagonaria* sp., *Paramphiroga* sp. На органогенных известняках залегает толща массивных серых мелко-криптозернистых известняков, содержащих мелкие включения фтанитов и прослой серых, зеленоватых, сиреневых мергелей мощностью до нескольких метров. Общая мощность толщи составляет 100—150 м. В известняках местами отмечается большое количество остатков микрофауны ди-

нанта [7]. Взаимоотношения с подстилающими их органогенными известняками не выяснены. Наблюдавшиеся в двух местах близгоризонтальные контакты между ними — тектонические. Судя по отсутствию фауны фаменского яруса, можно заключить о стратиграфическом несогласии между девонской и каменноугольной системами, что согласуется с литературными данными [4] о повсеместном отсутствии

Номер образца	Наименование породы и место отбора	Содержание компонента,						
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO
473	Лейкогранит, хр. Пху Тун	73,08	0,41	14,66	1,13	1,07	0,03	1,13
507/3	Андезитодацит, хр. Пху Тун	63,90	0,84	18,35	1,01	3,24	0,10	2,11
509/5	Риолит, хр. Пху Тун	73,34	0,20	14,22	0,84	0,86	0,02	0,25
522	Трахирриолит, хр. Пху Тун	73,36	0,10	13,97	1,04	1,04	0,34	0,30
568	Риолит порфировый, участок Б. Фалем	75,13	0,13	13,97	0,93	1,23	0,03	0,41
569	Спессартит, месторождение Боненг	54,65	1,02	13,06	2,58	3,52	0,07	6,22
630	Трахирриодацит, высота 441	71,77	0,10	13,56	1,44	0,75	0,02	0,29
727	Андезит близ фабрики Боненг	62,31	0,72	16,30	3,56	1,79	0,01	2,41
1310	Гранодиорит, подножие высоты 441	64,50	0,69	16,55	3,10	1,41	0,04	2,31
	Гранодиорит горы Такхинхунг [4]	66,94	0,56	15,65	0,69	3,08	0,16	1,51
	Микрогранит порфировидный, Индонезия [4]	74,46	0,16	12,41	1,09	2,69	0,03	0,34

Примечание. Прочерк — элемент не определялся.

в разрезах Индокитая фаменского и турвейского ярусов.

Верхний палеозой представлен отложениями двух структурно-формационных зон — платформенными формациями Индосинийского срединного массива и миогеосинклинальными Лаосско-Вьетнамской зоны.

Верхнепалеозойские отложения платформенного чехла объединены Ж. Фромаже с мезозойскими в единый индосинийский комплекс [4]. В пределах долины Нам Патен эти отложения выделены в самостоятельную свиту малых холмов [7]. В составе свиты выделяются (несколько условно вследствие фрагментарности наблюдений) нижняя и верхняя части. Нижняя часть сложена темно-серыми, до черных, слоистыми глинистыми сланцами и алевролитами с прослоями кремней и мергелей такого же цвета мощностью до 3—5 см. В основании их местами отмечаются грубозернистые песчаники. В алевролитах и глинистых сланцах нередко отмечаются правильные эллипсоидальные желваки серого песчано-фосфатного материала размерами до 10—20 см по длинной оси. Вверх по разрезу увеличивается количество прослоев кремней массивных и микро-сферолитовых, появляются мелкие линзы и прослой до 20 см мощности серых мелко-среднезернистых песчаников, часто известковистых. Здесь же местами отмечаются линзы и прослой известняков кремнисто-органогенных серых и афанитовых темно-серых. На дневной поверхности карбонатный заполнитель кремнисто-органогенных известняков выщелачивается, и остается легкий пористый кремнистый каркас с трубчатыми пустотами отпечатков фузулинид. Верхняя часть свиты сложена градационно слоистыми трепелами (внизу) и плотными темно-серыми кремнями (вверху).

Мощность слоев 10—20 см, всей пачки — 25—30 м. Мощности свиты малых холмов в целом ориентировочно составляет 450 м. Возраст ее определен по находкам остатков эндотирид и фузулинид как среднекаменноугольно-пермской.

Верхнепалеозойские отложения Лаосско-Вьетнамской складчатой зоны описаны французскими геологами и вошли в литературу под названием «урало-пермских» известняков [4]. Они слагают отвесные скалы вокруг долины Нам Патен и отдельные клиппы внутри и за ее пределами. Ж. Фромаже [4] приводит следующий разрез толщи «урало-пермских» известняков (снизу вверх): известняки белые без окаменелостей, известняки белые кристаллические, богатые остатками криноидей, пачка закономерно чередующихся известняков и фтанитов, известняки от белого до черного цвета с фаунистическими остатками, массивные известняки. «Урало-пермские» известняки по тектоническому контакту залегают на различных толщах платформенного чехла. Верхняя часть известняков представляет собой очень закарстованное плато. Мощности толщи, по данным разных исследователей, оценивается в 500—2000 м. По литературным данным [4], существенно терригенные отложения свиты малых холмов (нижняя часть Индосинийского комплекса) и «урало-пермские» известняки являются разновозрастными фациями, сформировавшимися в различных структурно-формационных зонах. Возраст «урало-пермских» известняков установлен по находкам фораминифер верхнемосковского, артинского, сакмарского, казанского, уфимского и кунгурского ярусов [4].

В юго-западном подножии хр. Пху Тун местами встречены осадочные породы, вероятно



## Тических горных пород

вес, %			Числовая характеристика, по А. Н. Заварицкому								
CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	a	b	c	s	n	a'	m'	c'	f'
1,40	4,73	2,04	10,8	8,5	1,6	79,1	39,8	55,0	21,3	—	23,7
4,54	3,06	2,80	10,5	10,6	5,5	73,4	58,4	28,5	33,3	—	38,5
0,52	4,25	3,54	13,4	5,6	0,6	80,4	55,9	65,1	7,0	—	27,9
0,84	6,10	2,55	14,0	4,7	1,0	80,3	38,7	44,5	9,7	—	45,8
0,42	4,08	2,65	11,0	8,2	0,4	80,4	50,0	69,3	7,9	—	22,8
5,31	7,37	2,04	15,0	21,4	1,2	62,4	29,7	—	48,7	24,7	26,6
1,75	5,36	4,75	17,4	4,3	0,1	78,2	57,1	—	10,6	47,0	42,4
4,46	3,22	0,32	5,6	13,7	5,7	75,0	12,8	42,9	31,4	—	25,7
3,84	5,44	1,80	11,9	9,2	4,7	74,2	33,3	10,5	42,5	—	47,0
4,00	3,57	2,87	11,6	6,5	4,7	77,2	54,8	—	39,4	2,1	58,5
1,50	4,44	2,78	12,1	4,3	1,8	81,8	48,9	9,2	12,3	—	78,5

олистостромы, представляющие собой тонкозернистый песчаник с разрозненными («плавающими») округлыми обломками песчаников и роговиков размерами до 25 см в поперечнике. Ни стратиграфического, ни геологического положения этих пород установить не удалось. Возможно, их образование связано с тектоническим покровом [2].

Четвертичная система имеет незначительное распространение и представлена нерасчлененными озерно-аллювиальными образованиями в небольших (до 1 км<sup>2</sup>) карстовых западинах и аллювиально-пролювиальными отложениями современного звена в руслах водоотоков. В руслах, кроме того, отмечаются размытые горизонтальные пласты современных конгломератов мощностью до 1 м. Порода представляет собой валунно-галечный материал, сцементированный суглинком и пропитанный гидроокислами железа, вследствие чего она приобрела высокую крепость. Залегают конгломераты либо на рыхлом валунно-галечном аллювии, либо на коре выветривания различных пород.

**Магматизм.** Продукты инициального вулканизма — диабазы в виде отдельных линз встречаются в составе нижнепалеозойских образований и устанавливаются лишь по реликтовым диабазовым структурам в лавсонитовых сланцах. Мощность их не превышает 1 м.

Гранит-гранодиоритовая формация позднеорогенного плутонизма представлена интрузивами диоритов, гранодиоритов, гранитов биотитовых и лейкогранитов пермского возраста, а также дайками гранодиорит-порфиров и, вероятно, спессартитов.

Андезит-риолит-трахириолитовая формация субсеквентного магматизма представлена триасовым субвулканическим комплексом в составе субвулканических интрузий андезитов и

андезито-дацитов, дацитов, риолитов и трахириолитов афировых и порфировых.

Практически все породы обоих комплексов характеризуются высокой глиноземистостью и преобладанием калия над натрием (табл. 1). Для триасового субвулканического комплекса, кроме того, характерна в целом высокая щелочность пород при резкой дифференциации от нормальных до субщелочных.

В качестве геохимических особенностей следует отметить резко различные содержания олова: ниже кларковых (менее 0,0005%) в гранитах и гранодиоритах и довольно высокие, резко дифференцированные — в субвулканических породах (табл. 2).

Пермский интрузивный комплекс включает диориты, гранодиориты, граниты биотитовые и лейкограниты, а также единичные мелкие дайки гранодиорит-порфиров. Диориты (серые, мелкозернистые, порфировидные) встречены лишь в одном обнажении на юго-западном склоне хр. Пху Тун, а также в виде полууголоватых ксенолитов в гранодиоритах и субвулканических андезитах. Гранодиориты обнажаются в подножии высоты 441 и в виде многочисленных скорлуповатых округлых ксенолитов содержатся в порфировых риолитах, слагающих эту высоту. Это серые, массивные, мелко-среднезернистые порфировидные породы, в которых темноцветные минералы представлены роговой обманкой и биотитом, акцессорные — шеелитом, апатитом и цирконом. Породы повсеместно катаклазированы. Контакты гранодиоритов с вмещающими породами не наблюдались. Биотитовые граниты и лейкограниты обнажаются в центральной части хр. Пху Тун, а также вместе с гранодиоритами встречены в виде округлых скорлуповатых ксенолитов в порфировых риолитах на высоте 441. Породы

Содержание элементов в магматических горных породах рудного узла Нам Патен, вес. %

Номер образца	Наименование породы и место отбора	Sn	Pb	As	Mn	Bi	W	Mo	Ga	V	Ti	Co	Ni	Cr	Ba
473	Лейкогранит, хр. Пху Тун	—	0,008	—	0,04	0,0001	—	0,0001	0,0025	—	0,2	—	—	0,0005	0,3
1310	Гранодиорит, подножие вы- соты 441	—	0,001	—	0,01	0,0001	—	—	0,0025	0,001	0,2	0,0005	0,001	0,0006	0,3
569	Спессартит, ме- сторождение Боненг	—	0,006	—	0,1	—	—	0,0001	0,0025	0,003	0,15	0,0015	0,02	0,1	0,06
492/1	Андезит, хр. Пху Тун	0,15	0,006	—	—	—	0,0015	—	—	0,008	—	—	0,0015	0,001	—
683	Андезит, хр. Пху Тун	0,1	0,01	—	0,08	—	—	—	0,0015	0,001	0,2	0,001	0,005	0,001	0,2
507/3	Андезиодацит, хр. Пху Тун	0,0006	0,003	—	0,15	0,0001	—	0,0001	0,004	0,001	0,2	0,0008	0,002	0,0005	0,01
600	Дацит, место- рождение Бо- ненг	0,0005	0,0008	—	0,06	0,0001	—	0,0001	0,002	0,02	1	—	0,001	0,001	—
568	Риолит порфи- ровый, уча- сток Б. Фалем	0,0015	0,002	0,01	0,01	0,0001	—	0,0001	0,002	—	0,01	—	—	—	—
3207/1	Риолит порфи- ровый, участок Бан Тонг Ка	0,01	0,005	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K-91	Риолит порфи- ровый, грей- зенизированный, участок Боненг	0,1	0,006	—	0,008	0,0003	0,0015	—	0,003	—	0,04	—	—	—	0,1
510/1	Трахирриолит, хр. Пху Тун	0,15	0,005	—	—	—	0,003	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Прочерк—элемент не определялся.

светло-серые, массивные, мелко-среднезернистые, порфиридные. Биотит плеохроирует в бурых, буровато-желтых тонах. Акцессорные минералы представлены цирконом и апатитом. В экзоконтактной зоне гранитов нижнепалеозойские терригенные породы претерпели биотит-кварцевое ороговикование, часто с андалузитом и турмалином. Известные контакты со средне- и верхнепалеозойскими осадочными породами тектонические. По ряду признаков предполагается, что граниты и гранодиориты являются фаціальными разностями единой фазы внедрения. Форма интрузива, сложенного этими породами, представляется в виде субизометрического штока площадью около 15 км<sup>2</sup> с трещинным характером юго-западного и юго-восточного контактов и полого погружающейся к северу кровлей. Вдоль северной, юго-восточной и южной границ интрузива развиты крупнокристаллические гранат-пироксеновые, массивные и агломератовые магнетитовые скарны. Полоса распространения их широкая (3—4 км) вдоль северной границы и узкая (200—300 м) у южной.

Жильная фаза комплекса представлена немногочисленными мелкими дайками переходного состава от кварцевых диоритовых порфиритов до гранодиорит-порфиром. В большин-

стве случаев дайки имеют северо-западное простирание. Породы серые, массивные, с хорошо раскристаллизованной основной массой и четко выделяющимися порфиридами, гломеропорфиридами вкрапленниками зонального плагиоклаза, роговой обманки и биотита.

По литературным данным [4], в жильной фазе данного комплекса отмечаются спессартиты. Последние были встречены в долине Нам Патен лишь в двух местах: на северо-восточном склоне хр. Пху Тун в виде одиночных делювиальных глыб в экзоконтактной зоне гранитов и в районе месторождения Боненг в виде эллипсоидальных «валунов» — ксенолитов в субвулканических дацитах и таких же «валунов» рядом, во вмещающих дациты глыбово-брекчиевых образованиях между девонскими и нижнекаменноугольными известняками.

Абсолютный возраст гранитов и гранодиоритов, определенный по биотиту в Институте геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского АН СССР, составляет соответственно 239 и 247 млн. лет.

В литературе комплекс известен под названием «московские граниты», согласно определения их возраста (московского) Ж. Фромаже, основанного на данных о тектоническом нале-

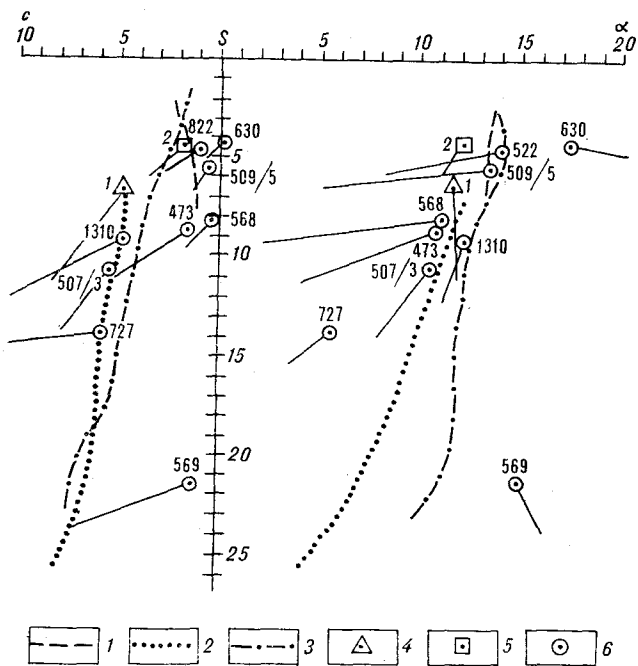


Рис. 3. Петрохимическая диаграмма магматических пород, по А. Н. Заварицкому.

1 — гранитоиды юрского возраста Вьетнама [4]; 2 — гранитоиды средне-поздне триасового возраста Вьетнама [4]; 3 — «московские граниты», среднекаменноугольные; 4 — гранодиориты, месторождение Боненг; 5 — порфириновые микрограниты Индонезии [4]; 6 — магматические породы Нам Патен (№ образца см. в табл. 1).

гании на граниты «урало-пермских» известняков, содержащих в основании фауну верхне-московского яруса, ошибочно принятом им за трансгрессивное.

Триасовый субвулканический комплекс включает многочисленные мелкие интрузивы андезитов и андезито-дацитов, дацитов, риолитов и трахириолитов афировых и порфириновых, сформировавшихся в четыре последовательно внедрившихся в порядке их перечисления фазы. Преобладающими формами интрузивных тел являются лакколиты, гарполиты, залежи, расположенные большей частью примерно на одном гипсометрическом уровне, что обусловлено внедрением их в брекчиевые образования субгоризонтальной зоны сместителя тектонического покрова. Размеры интрузивов в поперечнике составляют 1—3 км, мощность варьирует от первых метров до 100—150 м. В глубоко эродированных частях обнажаются нежки, имеющие от 4 до 200 м в поперечнике, и дайки мощностью от 0,5 до 200 м и длиной до 1,5—2 км. Мелкие интрузивы, как правило, однофазны, более крупные (например, Боненговский) сложены породами нескольких фаз. Породы начальных фаз в сложных интрузивах располагаются в их периферических или придонных частях. Иногда они присутствуют в качестве ксенолитов в породах последующих фаз.

Контакты субвулканических интрузивов с вмещающими породами (за исключением тектонических) всегда эруптивные с зоной закалки от нескольких миллиметров до 10—15 см. Вмещающие породы в экзоконтакте часто раздроблены и вдоль трещин в зоне шириной 0,3—0,5 м от контакта несут следы обжига, так же как и ксенолиты их в самом интрузиве. На космических снимках ореолы распространения субвулканических интрузивов выделяются в виде кольцевых структур (КС) — Боненговской, Фалемской и Южной (см. рис. 1). Их образование, вероятно, связано с кольцевыми просадками при внедрении интрузивов и опустошении питающих очагов, поскольку в центре КС иногда остаются маломощные остатки кровли, а концентры обозначены клипсами известняков (Боненговская КС).

По петрохимическим показателям (рис. 3) начальные фазы субвулканического комплекса тяготеют к вариационной кривой среднетриасовых гранитоидов Вьетнама. Конечные фазы (особенно заключительная) отчетливо сопоставляются с гранитоидами юрского возраста Вьетнама и Индонезии. Более того, описание кварцевых порфиров краевой фации юрских лейкогранитов Бирмано-Малайской зоны [4] полностью соответствует таковому для порфириновых риолитов долины Нам Патен. Абсолютный возраст пород субвулканического комплекса (191—226 млн. лет), так же как и сопоставимых пород во Вьетнаме (105—230, в среднем 195 млн. лет), соответствует триасовому — началу юрского периода. Одинакова и их металлогеническая специализация, преимущественно оловянная.

**Тектоника.** Эрозионно-карстовое окно в Хинбунском тектоническом покрове (рис. 4, вкладка), представляющее собой оловорудный район Нам Патен, располагается на куполообразном поднятии, фиксирующемся как на поверхности, так и по подошве покрова. Здесь отчетливо выражены три структурных яруса. Верхний — собственно тектонический покров (аллохтон) — представлен верхнепалеозойскими («урало-пермскими») известняками Лаосско-Вьетнамской складчатой зоны. Два других являются образованиями, принадлежащими Индосинийскому массиву. Средне- и верхнепалеозойские отложения чехла массива образуют сложный по строению чешуйчато-складчатый паравтохтон. Нижний структурный ярус (автохтон) сложен дислоцированными нижнепалеозойскими образованиями фундамента массива (см. рис. 4, 5).

Элементы покрова разбиты многочисленными разрывами, среди которых отчетливо выделяются две системы: диагональная в пределах автохтона и ортогональная, пересекающая все три структурных элемента.

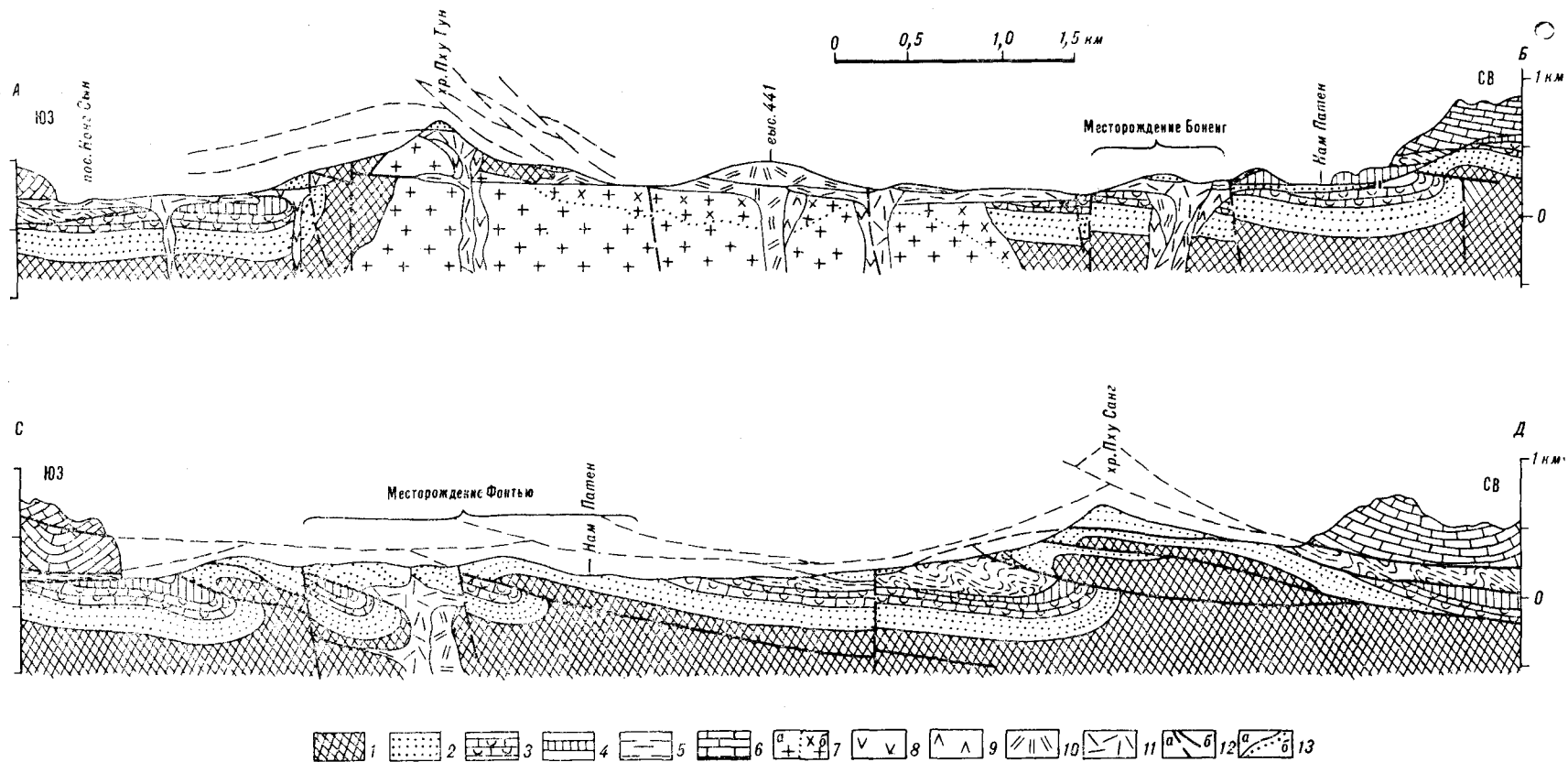


Рис. 5. Схематические геологические разрезы.

1 — герциниды Индосинийского массива; 2—5 — формации платформенного чехла: 2 — песчано-сланцевая толща среднего девона, 3 — известняки органогенные среднего и верхнего девона, 4 — известняки массивные нижнекаменноугольные, 5 — свита малых холмов — карбонатно-кремнистая толща верхнего палеозоя; 6 — известняки массивные верхнего палеозоя (C<sub>2</sub>—P) — «урало-пермские»; 7 — граниты (а) и гранодиориты (б) пермского возраста; 8—11 — триасовый субвулканический комплекс: 8 — андезиты и андезито-дациты, 9 — дациты, 10 — риолиты полифоровые, 11 — риолиты и трахириолиты порфировые и афировые; 12 — разрывы крутопадающие (а) и сместители тектонического покрова (б); 13 — границы между разновозрастными геологическими образованиями (а) и фациальными разностями пород (б).

В днище долины эрозионно-карстовыми процессами отпрепарированы две параллельные горные гряды высотой до 500 м над днищем долины и пологий мелкосопочник между ними.

Нижний структурный элемент — автохтон — обнажается на небольшом участке (10×2 км) в хребтах Пху Тун и Пху Хиа в виде гребневидного выступа складчатого основания Индо-синийского массива. Он играл роль «ригеля» при формировании покрова. Поэтому в его фронтальной части (с северо-востока) породы паравтохтона и аллохтона взброшены в виде многочисленных мелких чешуй, а в тыловой (к юго-западу) сформировался мощный слой брекчиевых образований. Структура автохтона контролируется интенсивными пликативными и дизъюнктивными дислокациями в связи с герцинским тектогенезом. Породы здесь смяты в очень напряженные мелкие складки — от клиновидных до изоклиналильных с близвертикальными осевыми плоскостями, ориентированными преимущественно в северо-западном направлении.

Средний структурный элемент — паравтохтон, в силу различной компетентности слагающих его пород (жестких грубослоистых среднепалеозойских и пластичных тонкослоистых верхнепалеозойских), в нижней и верхней частях имеет соответственно два стиля деформаций (см. рис. 5).

Жесткая пачка известняков и подстилающих их песчано-сланцевых образований среднего палеозоя выступает в днище долины в виде отдельных клипсов и хребтов, представляющих собой ряд прерывистых запрокинутых антиклиналей, подорванных снизу частными сместителями. Ширина складок 1,5—2 км, их осевые плоскости наклонены к северо-востоку. Юго-западные крылья складок крутонадающие либо подвернутые, северо-восточные, с полого залегающими (10—20°) пластами, надвинуты на юго-западные крылья по серии пологих сместителей, выраженных межпластовыми телами брекчий и милонитов мощностью от 10—20 см до 1,5 м. Наиболее мощные тела брекчий развиты в зонах срыва в замковой части складок. Хребты-антиклинали длиной 5—10 км имеют, как правило, периклиналильное замыкание на флангах.

Пластичные отложения свиты малых холмов верхнего палеозоя, обнажающиеся между хребтами-антиклиналями в виде пологохолмистого мелкосопочника, в целом дислоцированы слабо. Они слагают широкие, пологие складки северо-западного простирания с углами падения в крыльях до 10—20° и лишь на отдельных участках образуют разрозненные мелкие, запрокинутые, часто бескорневые антиклинальные складки шириной 1—3 м с осевыми плоскостями, наклоненными к северо-востоку.

В нижней части свиты малых холмов повсеместно развиты брекчиевые и брекчиево-милонитовые образования, обусловленные (так же как и своеобразная складчатость в отложениях свиты) срывом верхней части чехла [6].

Верхний структурный элемент — аллохтон — представляет собой единую пластину с очень сложным чешуйчато-складчатым внутренним строением. Чешуйчатость наиболее развита на северо-восточных склонах вышеописанных хребтов-антиклиналей. Пласты известняков внутри покрова образуют простые складки шириной 1—2 км с отчетливо выраженным базальным стесыванием [5]. Напряженность складок постепенно увеличивается с северо-востока на юго-запад: углы падения пластов на крыльях изменяются от 10—15° в верховьях Нам Патен до 30—50° в районе пос. Нонг Сын и до 70—90° в нижнем течении Нам Хинбун. Базальная поверхность покрова остается приблизительно на одном гипсометрическом уровне (200—240 м), воздымаясь до 600 м на северо-восточных склонах хребтов-антиклиналей.

В подножии покрова известняки интенсивно раздроблены, катаклазированы. Местами среди катаклазитов отмечаются известковистые милониты мощностью 0,5—1 м, в которых в криптозернистой гранокластической струйчатой известковой массе включены в виде строчек порфиорокласты серицитовых сланцев, рассланцованных песчаников, кремней, микрогранитов, а также крупных кристаллов кальцита с характерными для тектонитов полисинтетическими двойниками скольжения. Порфиорокласты имеют угловатую, полуугловатую, овальную, чечевицеобразную форму, нередко они раздавлены и растащены вдоль струйчатости.

Зоны сместителей покрова, отдельных покровных линз, чешуй и межслоевые зоны срыва представлены брекчиево-милонитовыми образованиями мощностью от нескольких сантиметров до 100 м. Цементом в них служит перетертая масса различных пород. Обломочный материал представлен практически всеми разновидностями пород, слагающих рудный узел, за исключением субвулканических риолитов и трахириолитов заключительной фазы. Наиболее распространены обломки аркозов, алевролитов и бурых железняков. Размеры обломков самые различные — от первых миллиметров до 1—1,5 м, причем часто наблюдается тенденция к уменьшению их к низам разреза. Окатанность их также различна, но преобладают полуокатанные и хорошо окатанные псевдогалки, иногда псевдодалуны. Для хорошо окатанных псевдогалек характерна гладкая (до блестящей) поверхность с микрозеркалами скольжения. Часто по главному периметру имеется характерный килевидный вы-

ступ, свидетельствующий о тектоническом генезисе псевдогалек.

О времени формирования Хинбунского тектонического покрова можно судить по следующим фактам: 1) гранитоиды пермского (возможно, позднепермского) возраста имеют отчетливые следы тангенциальных дислокаций; 2) севернее и восточнее долины Нам Патен «урало-пермские» известняки перекрыты мощными (до 1000 м) толщами терригенных пород мезоэоинклинальной формации познетриасового и юрского возраста (которые, кстати, также нередко образуют частные покровные линзы среди «урало-пермских» известняков); 3) тангенциальным дислокациям подвержены все субвулканические породы (и даже руды первой стадии), за исключением риолитов и трахириолитов заключительной фазы. Таким образом, время формирования покрова укладывается между началом триасового (или концом пермского) и началом юрского периодов. Относительное направление движения аллохтона было юго-западным.

Разрывные нарушения в пределах рудного района многочисленны и роль их в общем структурно-тектоническом плане различна. Наиболее важными из них являются диагональные разрывы в породах автохтона, часто перекрытые покровными линзами и чешуями, и меридиональные, пересекающие все структурные элементы покрова. Диагональные разрывы местами залечены гранитоидами пермского комплекса и с юго-запада и юго-востока ограничивают интрузивный шток, сложенный этими породами. Субвулканические породы триасового комплекса часто залечивают и диагональные и меридиональные разрывы. В зонах диагональных разрывов наблюдается интенсивное вертикальное расщепление; характер движений по ним не установлен. Меридиональные разрывы выражены мощными (до 200—400 м) зонами брекчирования и дробления, характер перемещений по ним преимущественно сдвиговый правосторонний с незначительным взбросом восточных блоков.

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Размещение месторождений контролируется узлами пересечения меридиональных и диагональных разрывов (см. рис. 1). К этим же узлам приурочены наиболее крупные многофазные интрузивы субвулканического комплекса (см. рис. 4).

Рудные тела расположены либо в интрузивных залежах, либо в непосредственной близости от них во вмещающих их брекчиево-милолитовых образованиях зон срыва. При этом

достаточно определенно устанавливается две стадии оруденения, связанные (вероятно, парагенетически) с двумя последними фазами внедрения субвулканического комплекса: риолитами порфировыми и риолитами и трахириолитами. Порфировые риолиты имеют облик гипабиссальных пород, в то время как риолиты и трахириолиты — явно близповерхностные образования. Соответственно этому и обе стадии оруденения резко различны по своему характеру и масштабам проявления.

Оруденение первой стадии локализовано в кварц-мусковитовых (с мелкими гнездами турмалина) грейзенах апикальных частей небольших лакколлитов порфировых риолитов, а также в арсенопирит-кварцевых жилах в зонах мелких разрывных нарушений, оперяющих меридиональные разрывы. Касситерит здесь относительно крупный (до  $1 \times 10$  мм), шестоватый, окрашен в различные тона зеленовато-коричневого цвета, характеризуется повышенным содержанием тантала, ниобия, вольфрама, титана и циркония [3].

В зонах близгоризонтальных сместителей руды этой стадии раздроблены и часто рассеяны в брекчиево-милолитовых образованиях в виде обломков кристаллов, их сростков или псевдогалек размером до 10 см (так называемые касситеритовые «будды»).

Вторая стадия оруденения, по мнению французских геологов [7—9], является главной, дающей основную массу концентрата на действующих обогатительных фабриках. По нашему мнению, она определяет формационный тип всех месторождений рудного узла — близповерхностный касситеритово-сульфидный.

Касситерит здесь имеет игольчатый габитус длиной 100—300 мк, слабо окрашен или бесцветный. Элементами-примесями в нем являются индий, свинец, мышьяк, реже висмут и серебро [3]. Рудные тела представляют собой пластовые брекчиево-бурожелезняковые залежи либо кварцевые микроштокверки в риолитах и трахириолитах заключительной фазы и во вмещающих их породах. Морфология их во всех случаях пластовая, несколько вытянутая вдоль рудоподводящих разрывных нарушений. При наложении обеих стадий рудообразования (что чаще всего и наблюдается вследствие единства магмо- и рудоподводящих и вмещающих структур) происходит обогащение локальных участков оловом, которое усиливается затем в стадию гипергенеза.

## ВЫВОДЫ

1. Приведенные данные по геологическому строению оловорудного района Нам Патен позволяют подчеркнуть важность следующих эта-



пов формирования существующего структурно-тектонического плана:

— окончательная консолидация Индосинийского срединного массива произошла после герцинского среднекаменноугольного тектогенеза и внедрения пермских гранитов;

— к этому же времени относится дифференциация Лаосско-Вьетнамской складчатой зоны и, в частности, обособление внутреннего геантиклинального поднятия с монотонной толщей «урало-пермских» известняков, лишенных терригенного материала;

— триасово-юрские тангенциальные напряжения и формирование Хинбунского тектонического покрова связаны с орогенным этапом Лаосско-Вьетнамской зоны;

— триасовый субвулканический комплекс

андезит-риолит-трахириолитового состава имеет, по-видимому, связь с мезозойским тектономагматическим циклом Тихоокеанского металлогенического пояса.

2. Оловянное оруденение долины Нам Патен связано (по-видимому, парагенетически) с мезозойским субвулканическим комплексом и имеет все черты, присущие близповерхностным месторождениям касситеритово-сульфидной формации.

3. Размещение рудных тел контролируется близгоризонтальными зонами сместителей тектонического покрова, покровных линз или межслоевых зон срыва. Не исключается также существенная экранирующая роль в процессе рудоотложения известняков аллохтона и паравтохтона.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ажгирей Г. Д. Структурная геология.— М.: Изд-во МГУ, 1966.
2. Ажгирей Г. Д. Шарьяжи в геосинклинальных поясах.— М.: Недра, 1977.
3. Вонгдара Б. Геология, минералогия и генезис оловянных месторождений района Нам Патен (ЛНДР). Автореф. канд. дис.— М., 1982.
4. Кудрявцев Г. А., Агенгов В. Б. и др. Геология Юго-Восточной Азии. Индокитай.— Л.: Недра, 1969.
5. Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития.— М.: Мир, 1967.
6. Спенсер Э. У. Введение в структурную геологию.— Л.: Недра, 1981.
7. Bolze J. Vallée de la Nam Pathène. Province de Khammouane, Laos. Structure et minéralisation stan-nifères.— Paris, 1975.
8. Bonnici J. P., Sustrac G. Prospection dans la vallée de la Nam Pathène pour le compte de la Société Nouvelle des Mines Nong Sun. Rapport de la fin de la première campagne 1967—1968.— BRGM, Paris, 1968.
9. Bonnici J. P., Sustrac G. Prospection dans la vallée de la Nam Pathène pour le compte de la Société Nouvelle des Mines Nong Sun. Rapport de la fin de la deuxième campagne 1969.— BRGM, Paris, 1969.

Департамент геологии  
Министерства промышленности, ремесел  
и лесного хозяйства ЛНДР  
Вьентьян  
ВНИИЗарубежгеология  
Москва

Поступила в редакцию  
17 апреля 1984 г.

УДК 552.1 : 53 : 552.32 : 553.4+551.24(—925)

*Н. П. Романовский*

## РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ПРИТИХООКЕАНСКИХ ОРОГЕННЫХ СООРУЖЕНИЙ АЗИИ И ИХ СВЯЗЬ С ЗОНАМИ И ЦЕНТРАМИ ГЛУБИННОЙ РАЗЯРДКИ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Сопоставление геоморфологических, геологических и геофизических характеристик притихоокеанских орогенных сооружений Азии с особенностями размещения мезозойско-кайнозойского гранитоидного магматизма

Крупные блоки литосферы, обладающие специфической рудной нагрузкой, образуют планетарную систему притихоокеанских орогенных сооружений, которые, несмотря на определенные различия в истории их развития и строения, обладают значительным сходством в закономерностях размещения проявлений рудноносного магматизма и эндогенной металлогении [4, 7, 15, 18]. Значение особенностей глубинного строения подобных структур, определивших такие закономерности, наиболее отчетливо проявляется при комплексном анализе геолого-геофизических признаков, которые характеризуют гранитоидные рудно-магматические системы планетарного и регионального таксономических классов и сопоставление которых осуществляется на единой картографической основе [18].

Существование сообществ близких по составу и возрасту магматических комплексов, участвующих в формировании орогенных сооружений Востока СССР и в целом юго-востока Азии [6], стабильность петрофизических характеристик однотипных пород [22], универсальность их корреляционных связей на разных уровнях глубинности литосферы [1, 17] определяют правомерность экстраполяции данных, полученных по восточным районам СССР на всю внешнюю зону азиатской части Тихоокеанского рудного пояса. В этой связи представляют интерес результаты оценки возможных вариантов пространственных сочетаний структурных элементов рудно-магматических систем, выражающихся различными геолого-геофизическими признаками. С такой целью выполнена предлагаемая работа, базирующаяся на методических положениях, применявшихся при аналогичных

и эндогенной металлогении позволяет выделить рудно-магматические системы различных таксономических классов и установить их связи с зонами и центрами глубинной разрядки эндогенных процессов.

исследованиях притихоокеанских орогенных сооружений Америки [18].

Гранитоидные рудно-магматические системы притихоокеанских орогенных сооружений Азии формируют четко обособляющиеся в структурном плане звено внешней зоны Тихоокеанского рудного пояса, которое протягивается почти на 10 тыс. км от Чукотки на северо-востоке до Малайского полуострова на юго-западе. Отличительной морфологической особенностью проявлений мезозойско-кайнозойского гранитоидного магматизма является то, что в пределах рассматриваемой территории они представлены цепочкой относительно изометричных, концентрически-зональных мегаструктур диаметром в первые тысячи километров каждая, которые как бы нанизаны на единую ось северо-северо-восточного простирания (рис. 1, а).

За элементарную ячейку для рассматриваемой территории принята трапеция, имеющая по широте и долготе размеры  $1 \times 1^\circ$ . При построении схемы использованы данные [6]. По значениям суммарной площади интрузивных тел, выраженным в процентах от площади каждой из 2000 ячеек и отнесенным к центрам последних, были проведены изолинии концентрации гранитоидов на уровне современного эрозионного среза. Оказалось, что участки максимальных (более 10%) концентраций гранитоидов как бы облекают ядра каждой из трех выделяемых мегаструктур.

Характер размещения однопорядковых — с гранитоидными постройками — мегаморфо-структур востока Азии [24], а также основные сочетания дуговых элементов, формирующих магматические постройки и мегаморфоструктуры, в значительной степени подобны друг

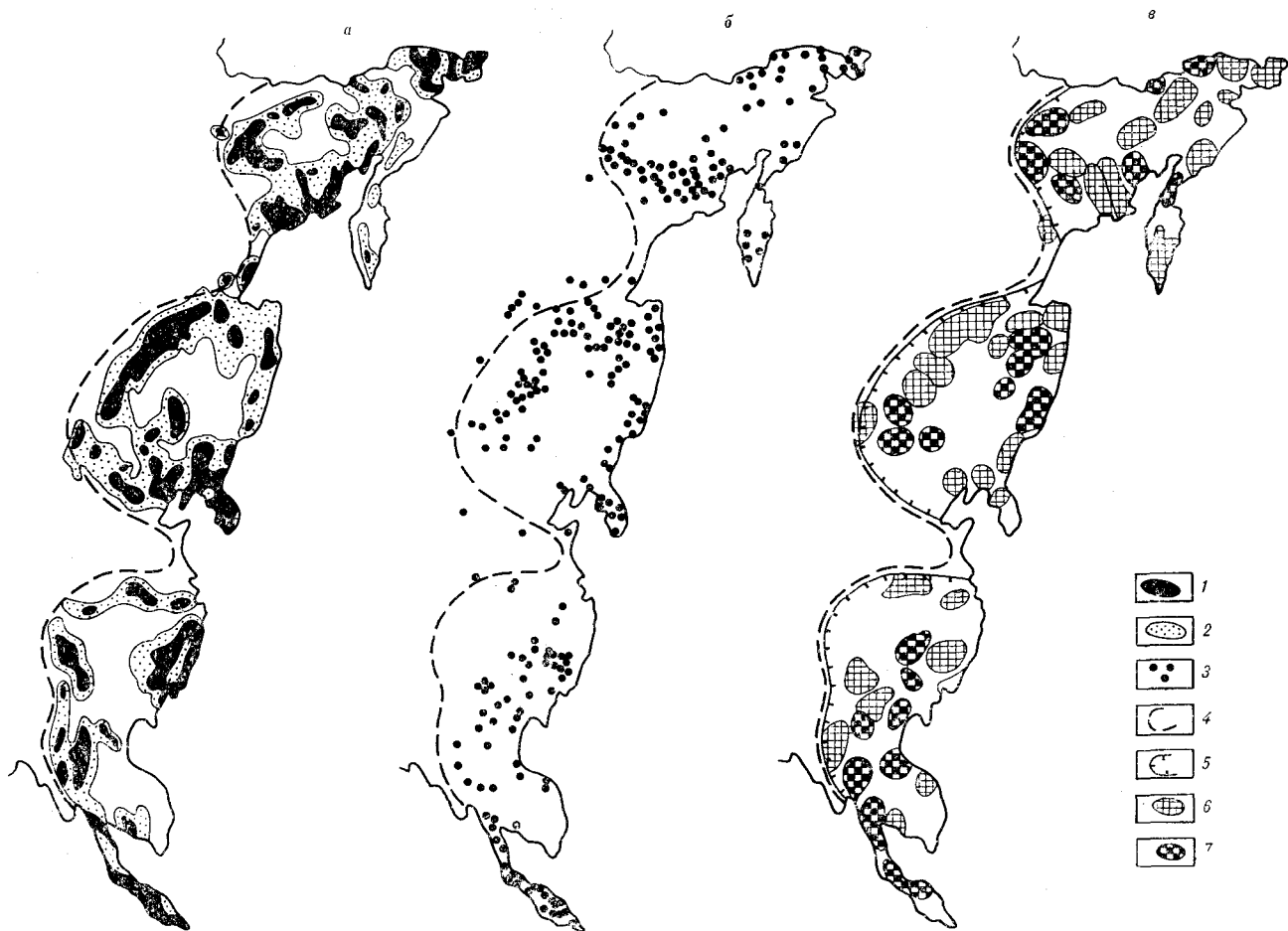


Рис. 1. Гранитоидные рудно-магматические системы притихоокеанских орогенных сооружений Азии.

*a* — схема распространности мезозойско-кайнозойских гранитоидов на уровне современного эрозионного среза, показаны ареалы с концентрацией гранитоидов: более 10% (1), до 10% (2); *b* — схема размещения эндогенных месторождений (3), по [8]; *c* — схема гранитоидных рудно-магматических систем: 4 — планетарных, предположительно мантийного заложения; 5 — суперрегиональных, предположительно мантийного заложения; 6, 7 — региональных, предположительно коромантийного заложения, преимущественно с халькофильной минерализацией (6), то же с литофильной минерализацией (7).

другу (см. рис. 1, *a*, 2, *b*). Это, в частности, позволило сохранить принятую Г. И. Худяковым и его соавторами [24] географическую привязку описываемых сооружений, которые далее рассматриваются как Яно-Колымская, Амурская и Восточно-Китайская мегаморфоструктуры (суперрегиональные гранитоидные рудно-магматические системы (РМС)).

Плановый рисунок мегаморфоструктур определяется особенностями рельефа дневной поверхности [23, 24]. В пределах притихоокеанских орогенных сооружений Азии эти особенности заключаются в следующем [5]. Со стороны континента геоморфологическими ограничителями пониженных участков поверхности, чаще соответствующих ядрам мегаморфоструктур, повсеместно являются сложные системы горных хребтов и нагорий со средними высотными отметками 1 км и более (см. рис. 2, *a*). По отношению к Яно-Колымской мегаморфоструктуре это хребты Верхоянский, Сетте-Дабан, Сун-

тар-Хаята, Амурской мегаморфоструктуре — сложная система хребтов и плоскогорий Яблоново-Становой горной области, нагорий пустыни Гоби, Восточно-Китайской мегаморфоструктуре — восточные и юго-восточные отроги Тибетской горной области, хребты и нагорья Юго-Западного Китая и Северо-Западного Таиланда. Нередко горные сооружения выходят далеко к западу за пределы рассматриваемых мегаморфоструктур.

Со стороны тихоокеанского побережья такие ограничители выражены менее отчетливо. К их числу следует отнести Колымское нагорье, хребты Олойский и Апюйский (Яно-Колымская мегаморфоструктура), Северо-Корейские горы, хребты Сихотэ-Алинь и Бурейнский (Амурская структура), сложную систему нагорий Юго-Восточного Китая (Восточно-Китайская структура). Средние высотные отметки в пределах большинства этих районов меньше, чем на западе, и обычно определяются в 500—1000 м. В плановом отношении горные сооружения

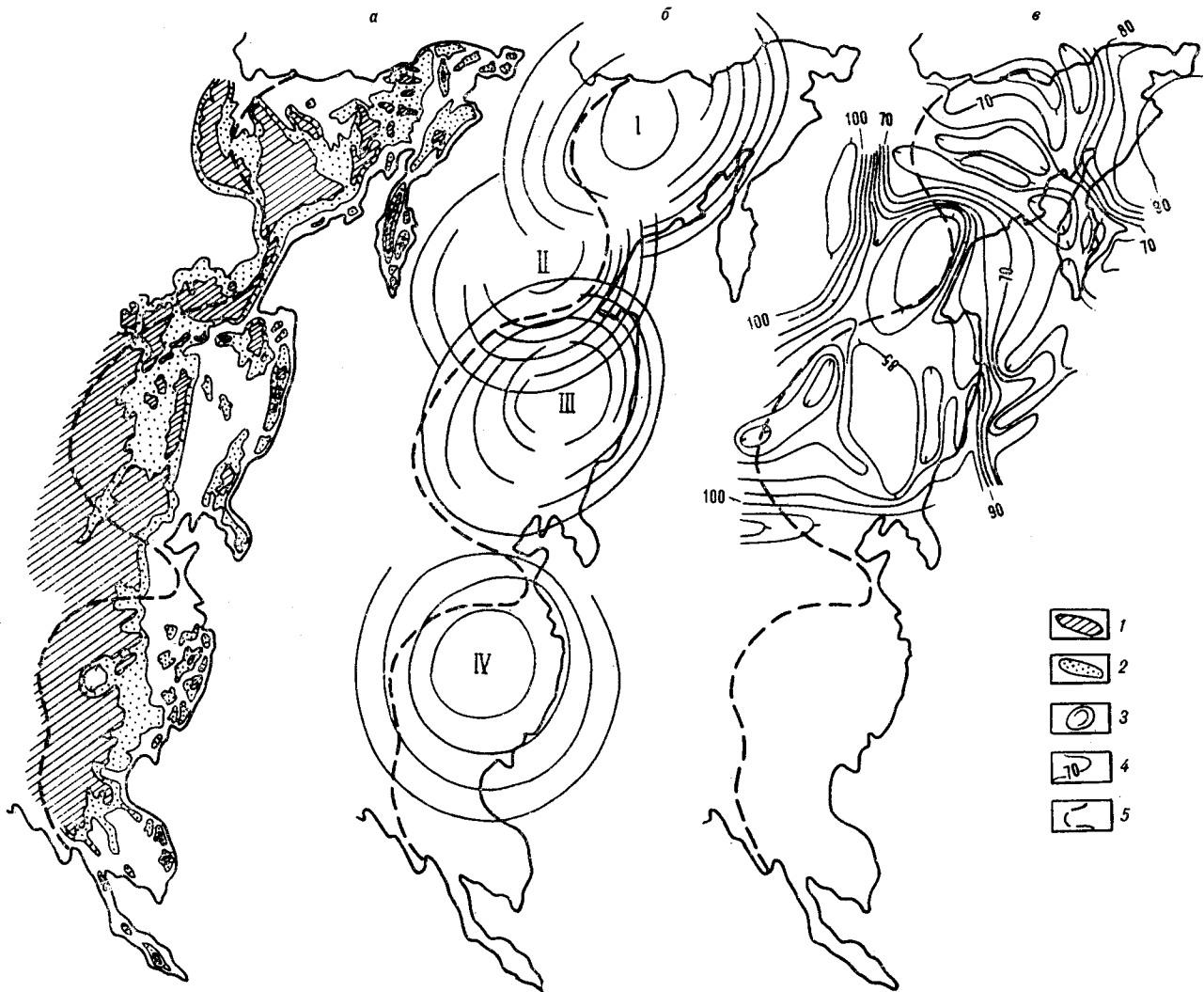


Рис. 2. Геоморфологическая (а) и морфоструктурные (б, в) характеристики притихоокеанских орогенных сооружений Азии.

1, 2 — области рельефа с высотами: более 1000 м (1), более 500 м (2), по [5]; 3 — мегаморфоструктуры центрального типа: I — Яно-Колымская, II — Алданская, III — Амурская, IV — Восточно-Китайская, по [24]; 4 — изопахиты кровли астеносферы, значения указаны в километрах, по [21]; 5 — предполагаемая западная граница мезозойско-кайнозойских притихоокеанских орогенных сооружений Азии.

тихоокеанских побережий, как правило, представлены серией сближенных между собой построек, значительно более мелких, чем на западе. Концентрически-зональный характер расположения возвышенных участков рельефа достаточно отчетливо устанавливается только в пределах Амурской мегаморфоструктуры (см. рис. 2, а).

Особенности размещения магматических комплексов на дневной поверхности, несомненно, определяются глубинными структурными факторами. Существенное значение при этом имеет глубина залегания астеносферного слоя. По мнению [21], диаметр морфоструктур центрального типа, т. е. геологических тел типа астеноконов [20], может быть использован при оценке глубины заложения магмо- и энергоге-

нерирующих центров. На подобной основе В. В. Соловьевым и В. М. Рыжковой [21] построена схема изопахит кровли астеносферы (см. рис. 2, в), принимая которую можно прийти к следующим выводам.

Геолого-геоморфологическая конформность [23] орогенных гранитоидных сооружений востока Азии наиболее четко устанавливается при сопоставлении их структурно-морфологических особенностей на поверхностном и глубинном уровнях. В структурном аспекте план изопахит (см. рис. 2, в) позволяет выделить два участка, контролирующего положение Яно-Колымской и Амурской мегаморфоструктур (см. рис. 2, б) и четко устанавливаемых по смене ориентировки изолиний.

Центральная часть Яно-Колымской мега-

морфоструктуры на схеме изопахит фиксируется значительным уменьшением мощности литосферы, определяемой здесь в 60—70 км против 90 км и более в западно-юго-западной (Сибирская платформа) и северо-восточной (Восточно-Чукотский массив) краевых частях структур. Ядро Амурской мегаморфоструктуры отличается несколько повышенной (80—85 км) мощностью литосферы, однако и для этого региона характерно увеличение глубины залегания кровли астеносферы в северо-западном (Сибирская платформа) и юго-юго-восточном (Сино-Корейский массив) направлениях.

Участки максимального (до 75—80 км) приближения астеносферы к дневной поверхности в пределах Амурской мегаморфоструктуры близко отвечают максимумам проявления мезозойско-кайнозойских гранитоидов на Сихотэ-Алине, в Алдано-Становой и Селенгино-Яблоновой складчатых областях (см. рис. 1, а). Следует подчеркнуть, что порядок глубин до кровли астеносферы, устанавливаемый морфометрическим методом [21], близко отвечает результатам количественной интерпретации гравитационных минимумов над соответствующими зонами глубинного разуплотнения литосферы [13].

Проведенный анализ позволяет считать, что общие тенденции проявления эндогенных режимов [1]: погружение кровли астеносферы под слабо активизированными докембрийскими структурами и ее воздымание в зонах повышенной тектономагматической активности — на примерах изучения орогенных сооружений востока Азии получают определенное подтверждение.

Исследования закономерностей в размещении региональных гравитационных аномалий в нашем случае представляют интерес с позиций оценки возможностей фиксации зон глубинного разуплотнения литосферы и областей максимального развития гранитоидов в разрезе земной коры [10, 18]. Такая оценка проведена с использованием схемы региональных аномалий силы тяжести Востока СССР [13] и схемы остаточных гравитационных аномалий Китая [26].

Применительно к Яно-Колымской мегаморфоструктуре план размещения гравитационных минимумов лишь с определенной долей условности можно отнести к концентрически-зональным. Однако в пределах Амурской мегаструктуры такой тип рисунка выражен намного отчетливее: Северо-Корейский, Сихотэ-Алинский, Баджалско-Буреинский и Алдано-Становой минимумы четко фиксируют восток-юго-восточные и северо-западные дуговые элементы в краевой части рассматриваемого сооружения. Наблюдается близкое совпадение в плане минимумов силы тяжести и максимумов грани-

тоидного магматизма (см. рис. 1, а, 3, а). Характерно, что лишённые гранитоидов центральные части Яно-Колымской и Амурской мегаморфоструктур отличаются главным образом повышенными значениями гравитационного поля. Это, вероятно, может свидетельствовать о преимущественно базифицированном разрезе литосферы на таких участках.

Для территории Китая в связи с отсутствием конкретной информации о региональных особенностях гравитационного поля автор был вынужден обратиться к общим представлениям о связях гравитационных минимумов с гранитоидами и с зонами глубинного разуплотнения литосферы [26]. Анализ этих материалов показал, что корреляция в оценке глубин залегания поверхности М по сейсмическим и гравиметрическим данным во многих случаях не устанавливается.

По аналогии с рядом районов Востока СССР [10] можно предполагать, что в подобных ситуациях гравиметрией фиксируются зоны глубинного разуплотнения вещества, «пропускаемые» сейсмическими методами. К близким выводам о том, что региональные гравитационные минимумы Китая скорее связаны с областями низкоплотной мантии, нежели с участками увеличенной мощности земной коры, приходят в [26]. Здесь же показано, что минимумы силы тяжести уверенно коррелируются с ареалами повышенных концентраций гранитоидов и вулканитов кислого состава. Глубина нижних кромок гранитоидных массивов в пределах территории КНР определяется в 7—15 (редко 20) км, что соответствует аналогичным оценкам по территории Востока СССР. Так же как и на Востоке СССР, гранитоидные тела испытывают тенденцию к расширению с глубиной. Таким образом фиксируются «скрытые» участки Мало-Хинганского и Чжангуанцайского гранитных поясов, где отдельные гранитоидные тела известны только по данным бурения, а также отдельные крупные гранитоидные массивы в провинциях Гуйчжоу, Гуанси и в ряде других районов Китая [26].

Своеобразна плановая ориентировка осей локальных (остаточных) аномалий силы тяжести. Концентрически-радиальное их расположение в пределах Восточно-Китайской мегаморфоструктуры достаточно отчетливо ограничивает последнюю от Амурской мегаморфоструктуры на севере и от структурных сооружений Тибета на западе (см. рис. 3, а).

Современные тектонически активные зоны северо-востока Азии [14] образуют сложную систему «ромбоидов». Наиболее четко структурные планы зон неотектонической активности, гравитационных минимумов и мезозойско-кайнозойских гранитоидных построек совпадают в пределах Амурской мегаморфострук-

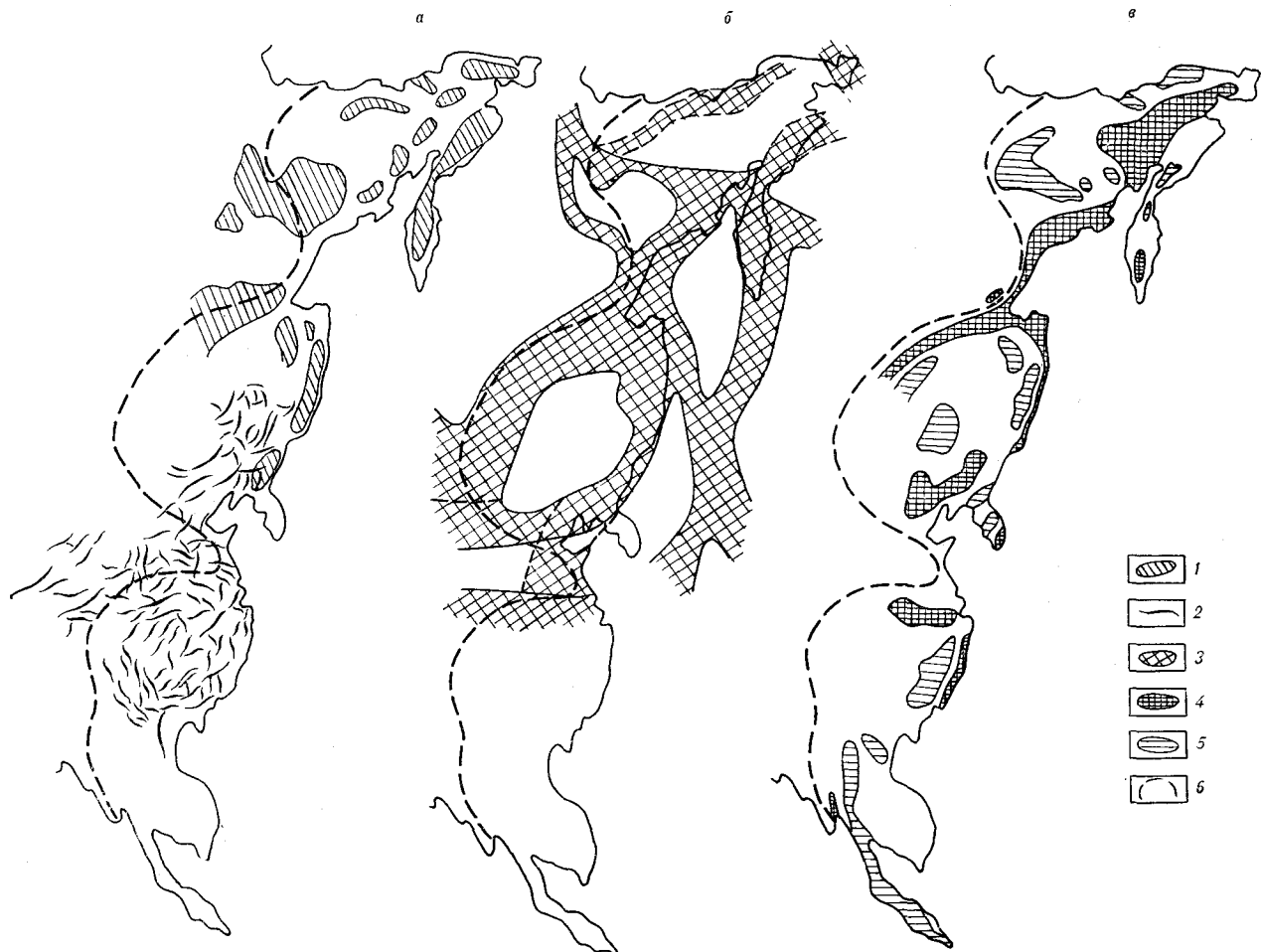


Рис. 3. Гравиметрическая (а), неотектоническая (б) и петромагнитная (в) характеристики притихокеанских орогенных сооружений Азии.

1 — гравитационные минимумы, по [13]; 2 — оси остаточных гравитационных минимумов, по [26]; 2 — современные тектонические активные зоны по [14]; 4, 5 — петромагнитные зоны, включающие гранитоиды с преобладающей магнитной восприимчивостью: более  $300 \cdot 10^{-6}$  СГС (4), менее  $100 \cdot 10^{-6}$  СГС (5), по [16, 28]; 6 — предполагаемая западная граница мезозойско-кайнозойских притихокеанских орогенных сооружений Азии.

туры (см. рис. 1, а, 3, а, б). Намного слабее такие связи проявлены на площади Яно-Колымский мегаморфоструктуры. Основным выводом, который следует из указанного сопоставления, является стабильность центральных частей орогенных гранитоидных сооружений, рассматриваемых с позиций их современной тектонической активности.

Своеобразно проявляет себя магнитная характеристика рудоносных гранитоидных комплексов: в краевых частях Амурской структуры развиты преимущественно высокомагнитные гранитоиды, а в ее центральной части — главным образом слабомагнитные (см. рис. 3, в). Для Яно-Колымской мегаморфоструктуры эти закономерности не характерны.

Как уже отмечалось, основные особенности размещения мезозойско-кайнозойских гранитоидных комплексов, в орогенных структурах зарубежной части востока Азии близки терри-

тории Востока СССР. Аномалии повышенных концентраций гранитоидов, в разных районах достигающие значений 25—50%, связываются с магматическими образованиями триаса, юры и мела (Малайзия, Таиланд), юры — позднего мела (Китай), позднего мела — палеогена (Вьетнам), мела и неогена (Япония) и т. д. Металлогеническое значение рассматриваемых интрузивных комплексов исключительно велико [4, 7, 15, 25, 27].

Анализ пространственных связей более 270 месторождений олова, вольфрама, золота, серебра, свинца, цинка, меди и молибдена [8] с ареалами мезозойско-кайнозойских гранитоидов востока Азии позволил установить, что подавляющее большинство рудных объектов тяготеет к определенным интрузивным комплексам, а более 80% месторождений соответствует аномалиям повышенных (но, как правило, не максимальных) концентраций гранитоидов на

уровне современного эрозионного среза (см. рис. 1, а, б). Около 20% рудных объектов, не имеющих видимой связи с гранитоидами, вероятно, ассоциируются с мелкими интрузивными, субвулканическими или дайковыми телами [3, 4, 15], не нашедшими отражения на анализировавшихся мелкомасштабных картах.

Уверенно прослеживается связь большинства рудных районов с зонами глубинного разуплотнения литосферы, отмечаемыми Сихотэ-Алинским, Алдано-Становым, Верхояно-Охотским, Баджалско-Ямалинским и другими гравитационными минимумами или обрамляющими эти минимумы зонами градиентов силы тяжести.

Особенности пространственных сочетаний рудных объектов и ареалов повышенных концентраций гранитоидов позволяют выделить в пределах внешней части Тихоокеанского рудного пояса следующие классы гранитоидных РМС (см. рис. 1, в).

1. Восточно-Азиатское звено притихоокеанской планетарной РМС, соответствующее на дневной поверхности одноименному звену Тихоокеанского рудного пояса, состоящее из Яно-Колымской, Амурской и Восточно-Китайской суперрегиональных РМС и охватывающее все типы магматических и рудных формаций этой части пояса. По комплексу геолого-геофизических признаков в формировании гранитоидных РМС планетарного и суперрегионального классов участвовали эндогенные процессы и геологические образования, соответствующие всему разрезу литосферы. Этим может быть объяснен столь широкий спектр магматической и рудной составляющих рассматриваемых мегаструктур. Восточно-Азиатское звено планетарной РМС может быть подобием линейно-четковидного геоблоку, ориентированному вдоль тихоокеанского побережья, а суперрегиональные РМС в его составе — астеноконам, т. е. усеченным конусам, расширяющимся кверху и обладающим концентрически-зональным строением. Глубинность заложения планетарной и суперрегиональных рудно-магматических систем определяется верхней мантией, скорее всего астеносферным уровнем.

2. Региональные РМС, отвечающие в своих проекциях на дневную поверхность металлогеническим провинциям, структурно-металлогеническим зонам и в отдельных случаях наиболее крупным рудным районам. Каждая из региональных РМС характеризуется индивидуальными особенностями взаимоотношений магматизма и оруденения, их состава и возраста, типов металлогенической и геохимической специализации, петрофизических признаков и т. д. Это свидетельствует о том, что, являясь составной частью планетарной (суперрегиональной) рудно-магматической системы, т. е. имея изначаль-

но мантийные причины своего возникновения, каждая региональная РМС индивидуализирована по своим геолого-геофизическим характеристикам в основном за счет реализации эндогенных процессов в земной коре. Следовательно, глубина заложения региональных РМС должна оцениваться коромантийными уровнями. Морфологически региональные РМС чаще ограничены в плане эллипсовидными контурами и, как геологические тела, ближе всего отвечают усеченным так же, как и суперрегиональные РМС, расширяющимся кверху конусам. Некоторые из них характеризуются удлинненными в плане формами, что обусловлено их приуроченностью к зонам глубинных разломов.

Более детальный анализ геолого-геофизических данных, характеризующих структуру собственно рудных районов азиатской части Тихоокеанского рудного пояса, несомненно позволит выделить следующий класс локальных РМС, соответствующих рудным узлам, рудным полям и месторождениям. На представленной мелкомасштабной схеме (см. рис. 1, в) такие объекты, естественно, не могли найти своего отражения. Локальные РМС обычно отличаются еще более четко индивидуализированными магматическими, рудно-формационными, геохимическими, геофизическими и петрофизическими признаками [2, 11, 19]. Столь подчеркнутая специализация, а также относительно небольшие размеры объектов рассматриваемого класса, исходя из принципа «вероятной соразмерности горизонтальной и вертикальной протяженности» геологических тел [9, с. 438], позволяют ограничить глубинность заложения и консолидации локальных РМС преимущественно внутрикоровыми уровнями.

Морфология локальных РМС должна широко варьировать от изометричной до линейной, что определяется чрезвычайным многообразием магмо- и рудоконтролирующих структурных факторов в условиях верхних горизонтов земной коры.

Объемные варианты изучения и моделирования локальных РМС предусматривают, что формирование эндогенных месторождений осуществляется в верхних частях земной коры, на глубинах, по всей вероятности, не превышающих десятка километров. При моделировании таких объектов могут быть использованы представления об уровнях глубинности формирования и, следовательно, таксономической соподчиненности локальных рудно-магматических систем [12]. В таком случае группе приповерхностных месторождений отвечают глубины 0—200 м, близповерхностных — 100 м—1,5 км, гипабиссальных — 3—6 км, абиссальных — 5—8 км. Предлагаемые диапазоны глубинности (размерности), по мнению Т. М. Лаумулина [12], лежат в основе выделения структурно-



морфологических типов системы «интрузив — надинтрузивная зона», что в нашем понимании близко отвечает термину «рудно-магматическая система».

Приведенные выше оценки глубин заложения планетарных, региональных и локальных РМС согласуются с представлениями о мантийном, коромантийном и внутрикоровом уровнях глубинности геологических объектов, изучаемых с позиций их геолого-геоморфологической конформности [23].

Рассмотренные материалы свидетельствуют о достаточно тесной пространственной связи мезозойско-кайнозойских гранитоидных РМС с глубинными зонами и центрами активного проявления эндогенных процессов в пределах орогенных сооружений Притихоокеанья. С учетом

результатов аналогичных исследований, полученных для американского сектора Тихоокеанского рудного пояса [18], можно предполагать пространственно-унаследованный, полициклический характер развития гранитоидного магматизма и сопутствующей металлогении в пределах всего рудного пояса.

Представляется перспективным дальнейшее развитие глубинных исследований литосферы, осуществляемых на многопризнаковой геолого-геофизической основе с использованием рассмотренных выше методических приемов, что будет способствовать повышению результативности прогнозно-металлогенических построений при выявлении и оценке не только региональных, но и локальных рудных объектов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бурьянов Б. В., Гордиенко В. В. и др. Комплексное геофизическое изучение тектоносферы континентов.— Киев: Наукова думка, 1983.
2. Власов Г. М. О рядах рудных формаций и магматогенно-рудных системах.— Геол. рудн. месторожд., 1975, т. 17, вып. 5.
3. Волярович Г. П. Золотоносные эпохи и геологические особенности распространения золотоносности Дальнего Востока.— Тр. ЦНИГРИ, 1963, вып. 56.
4. Вулканические пояса востока Азии/Под ред. А. Д. Щеглова.— М.: Наука, 1984.
5. Географический атлас.— М.: ГУГК, 1967.
6. Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана м-ба 1 : 10 000 000.— Л.: Мин-Гео СССР, 1973.
7. Ицксон М. И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли.— М.: Недра, 1979.
8. Карта полезных ископаемых континентов мира. М-б 1 : 15 000 000.— Л.: МинГео СССР, 1970.
9. Косыгин Ю. А. Тектоника.— М.: Недра, 1983.
10. Косыгин Ю. А., Малышев Ю. Ф., Романовский Н. П. О геологическом значении сейсмических и гравиметрических данных при глубинных построениях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 4.
11. Критерии и методика комплексной оценки рудных районов/Под ред. Н. П. Романовского.— М.: Недра, 1982.
12. Лаумулин Т. М. Система «интрузив — надинтрузивная зона» и эндогенное оруденение.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1974, № 2.
13. Малышев Ю. Ф., Подгорный В. Я. Описание региональных аномалий.— В кн.: Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М.: Наука, 1984.
14. Мастюлин Л. А. Современные тектонически активные зоны.— В кн.: Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М.: Наука, 1984.
15. Радкевич Е. А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса.— М.: Наука, 1977.
16. Романовский Н. П. Магнитная восприимчивость и некоторые металлогенические особенности гранитоидов Востока СССР.— Сов. геол., 1976, № 12.
17. Романовский Н. П. Корреляционные связи физических параметров.— В кн.: Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М.: Наука, 1984.
18. Романовский Н. П. Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем орогенных сооружений Притихоокеанья.— Тихоокеанская геол., 1984, № 5.
19. Романовский Н. П., Павлов Г. А. и др. О петрофизической и радиогеохимической основе поисков оловорудных месторождений.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1974, № 5.
20. Соловьев В. В. Структуры центрального типа территории СССР, по данным геолого-морфологического анализа.— Л.: ВСЕГЕИ, 1978.
21. Соловьев В. В., Рыжкова В. М. Морфоструктурный метод изучения глубинного строения литосферы.— В кн.: Структура земной коры континентов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983, № 2 (Тр. Ленинград. об-ва естествоиспыт.).
22. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика).— М.: Недра, 1984.
23. Худяков Г. И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока.— М.: Наука, 1977.
24. Худяков Г. И., Кулаков А. П. и др. Система гигантских геоморфоструктур западной окраины Тихого океана.— Тихоокеанская геол., 1982, № 1.
25. Шило Н. А., Бабкин П. В. и др. Новая схема тектонической и металлогенической зональности Северо-Востока СССР.— ДАН СССР, 1975, т. 224, № 4.
26. Cheng Tiayin e. a. Geological and geophysical interpretation of the Bouguer gravity map of China.— Geol. rev. of China, 1983, v. 29.
27. Hutchison C. S., Taylor A. D. Metallogenesis in SE Asia.— Geol. Soc. Lond., 1978, v. 135.
28. Takahashi M. e. a. Magnetite — series/limenite — series vs. J-type/S-type granitoids.— Mining geol. special issue, Tokyo, 1980, N 8.

*В. Н. Свальнов, Т. И. Линькова,  
В. В. Мухина, Г. Ю. Малахова, М. И. Малахов*

## К СТРАТИГРАФИИ ОСАДКОВ СЕВЕРНОЙ ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Результаты палеомагнитных, литологических и микропалеонтологических исследований показали, что разрезы шести колонок осадков северной тропической зоны Тихого океана характеризуют в верхней части эпоху Брюнес, мощность которой возрастает с увеличением

В последние годы северная тропическая зона Тихого океана привлекает пристальное внимание разных специалистов в связи с проблемами освоения полей железомарганцевых конкреций. В 28-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» (1982 г.) в этом районе проводились полигонные геолого-геофизические исследования. Ниже обсуждаются результаты литологического, палеомагнитного и микропалеонтологического (диатомей) изучения шести колонок осадков, отражающих седиментацию в пределах Центральной котловины и рудной провинции Кларрион-Клиппертон на глубинах, превышающих 5000 м.

Районы исследований характеризуются пелагическим типом осадконакопления, неравномерно расчлененным рельефом, слабым поступлением терригенного материала и относительно низкой биологической продуктивностью, что подтверждается составом отложений. В пределах изученных разрезов выявлены пелагические окисленные осадки, нередко нарушенные детритоидами. Среди них выделены терригенные миопелагические глины, существенно аутигенные эвпелагические глины, биогенные кремнистые осадки, а также переходные разновидности, представляющие кремнисто-глинистыми илами. На поверхности осадков нередко залегают железомарганцевые конкреции, встречаются они и в погребенных слоях (рис. 1, 2, усл. обозн. см. на рис. 5).

Кремнистые (радиоляриевые и диатомово-радиоляриевые) осадки обнаружены только в основании колонки ст. 2474-27. Они имеют красновато-коричневый цвет, творожистую консистенцию, относительно высокую плотность. В составе осадков резко преобладают (65—80%) крупные радиолярии, количество диатомей до-

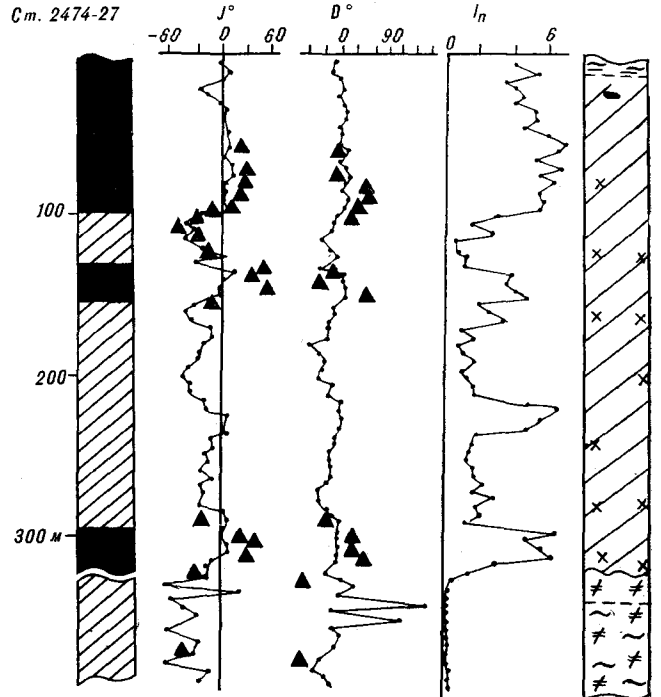
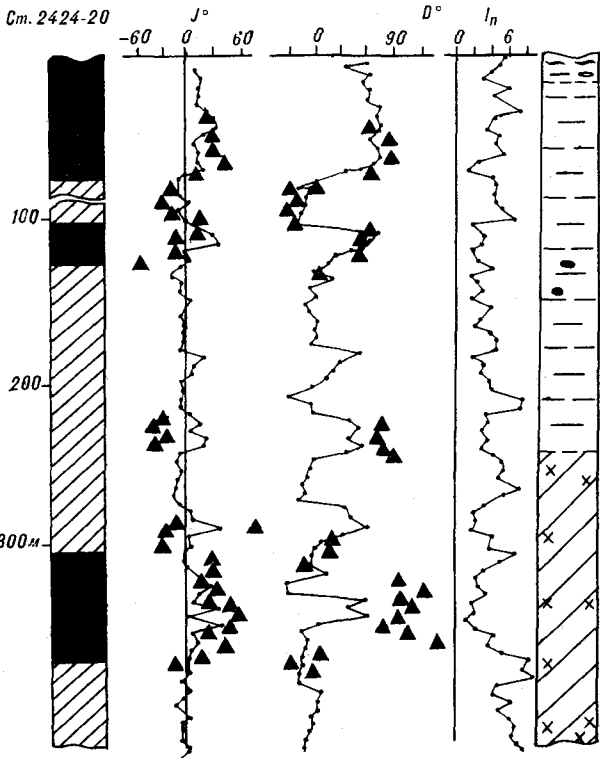
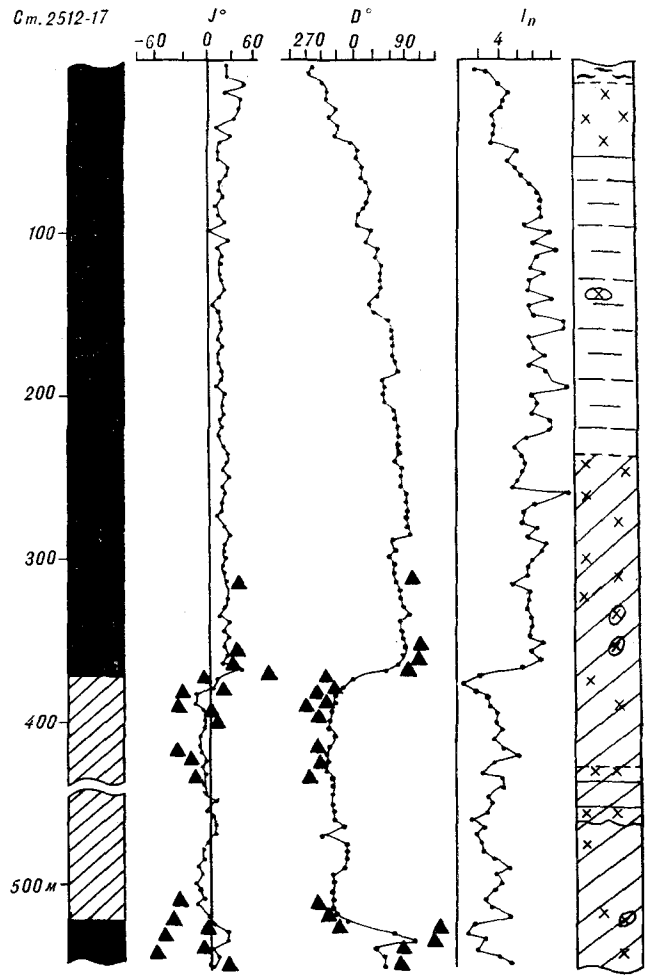
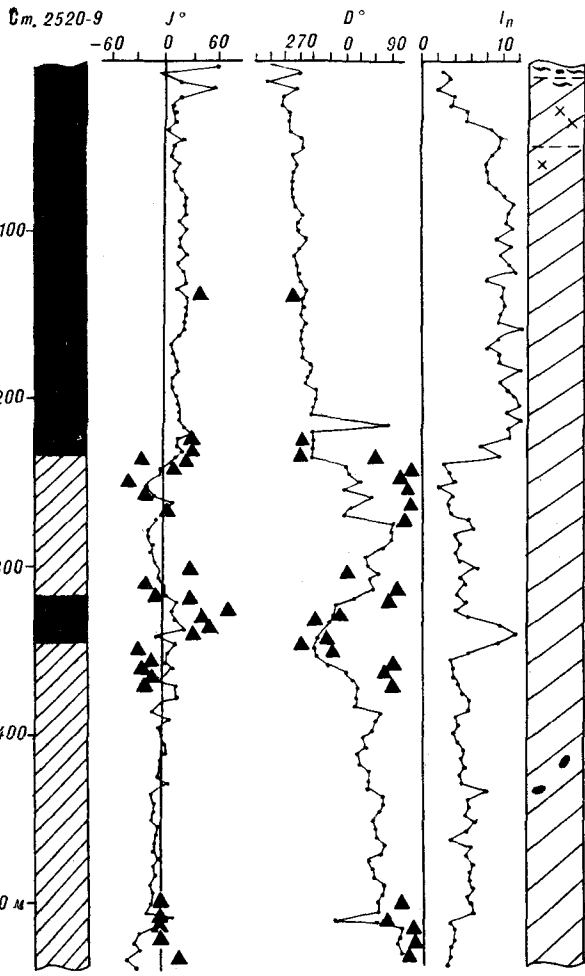
стигает местами 15—30%, спикулы кремневых губок и костные остатки рыб единичны. Вверх по разрезу эти осадки перекрыты по резкой, неровной границе пелагическими глинами, что свидетельствует о перерыве в осадконакоплении.

Кремнисто-глинистые илы обычно слагают только верхние слои колонок. Среди них выделяются светло-коричневые глинисто-радиоляриевые (34—45% радиолярий) полужидкие и мягкие, местами обогащенные диатомеями (до 15%). Для таких илов характерна примесь костей, спикул, обломочного материала, цеолитов, местами встречаются редкие кристаллы барита. Вниз по разрезу глинисто-радиоляриевые илы сменяются пятнистыми разных оттенков радиоляриево-глинистыми, иногда обогащенными диатомеями (этмодискусами). Сумма кремнистых остатков в них не превышает 40%.

Миопелагические глины, как правило, слагают близповерхностные слои. Они имеют светло-коричневую (до темно-желтовато-коричневой) окраску. В основной глинистой массе рассеяны скелеты радиолярий (до 10%), единичные диатомей, спикулы, цеолиты, кости, кристаллы барита, микроконкреции. Встречаются глины, обогащенные радиоляриями (15—25%), реже цеолитами (10—15%).

Вниз по разрезу миопелагические глины обычно сменяются эвпелагическими. Последние имеют коричневый цвет с желтыми и красными оттенками. Преобладающим компонентом в них являются глинистые минералы, вмещающие беспорядочно ориентированные кристаллы цеолитов (до 10—30%), барит, микроконкреции, кости, редкие обломки радиолярий и спикул.

Изучение колонок свидетельствует, что выше эвпелагических глин в осадках постепенно и



закономерно увеличивается содержание кремнистых остатков. Горизонты конкреций приурочены к миопелагическим глинам и кремнисто-глинистым илам. Наличие резких границ в разрезах указывает на переотложение осадочного материала и возможные перерывы в осадконакоплении. Замедление темпов седиментации происходило, вероятно, при формировании горизонтов конкреций.

В осадках всех колонок часто встречаются неслоистые текстуры. Прежде всего следует отметить пятнистость, обусловленную диагенетическим перераспределением гидроокислов железа и марганца. Повсеместно такая пятнистость наблюдается ниже полужидкого поверхностного слоя осадков. В подповерхностных слоях нередки округлые, овальные, удлинённые и неправильные пятна, связанные, по-видимому, с перераспределением элементов вблизи следов жизнедеятельности бентосных (зарывающихся) организмов. Так называемые «ходы илоедов» распределены в толщах осадков неравномерно, однако вниз по разрезу они становятся все более отчетливыми. Обычно хорошо выделяется светлая оторочка с неровными краями, по составу близкая вмещающему осадку. Центральную часть «хода» выполняет тот же материал или более рыхлый, обводненный, поступивший, вероятно, из вышележащих слоев.

Еще один тип пятнистости связан, очевидно, с перераспределением осадочного материала придонными течениями. В результате образуются светлоокрашенные мелкие линзы и пятна (нечеткие очертания) осадков, обогащенных переотложенными радиоляриями, этмодискусами, кокколитами.

Самые древние (палеонтологически охарактеризованные) отложения вскрыты на ст. 2474-27 (горизонт 415—320 см). Среднеолигоценый возраст осадков определен по комплексу диатомей [2]. Наиболее характерными и массовыми видами являются: *Cestodiscus robustus* Jouse, *C. pulchellus* Grev., *C. muhinae* Joust, *Coscinodiscus excavatus* Castr.

Плейстоценовые осадки в разном объеме зафиксированы во всех колонках. Основу плейстоценового комплекса диатомей составляют виды длительного вертикального диапазона: *Coscinodiscus nodulifer* A. S., *C. africanus* Jan. (W. S.), *Hemidiscus cuneiformis* Wall., *Rhizosolenia bergonii* Perag., *Thalassiosira oestrupii* (Ostf.) Pr. Lavr., *Nitzschia marina* Grun., *Planktoniella sol* Schutt., *Thalassionema nitzschioides* Grun., *Ethmodiscus rex* Hendy, *Roperia tessellata* Grun., *Pseudoeunotia doliolus* Grun. и др. Рас-

членение отложений проводилось по выявленным филогенетическим и экологическим изменениям в составе диатомей, имеющих возрастные привязки. Плейстоценовые осадки могут быть сопоставлены с двумя диатомовыми зонами: верхами зоны *Nitzschia fossilis* и зоной *Pseudoeunotia doliolus*. Граница между зонами соответствует 0,7 млн. лет и фиксируется отсутствием в комплексе зонального вида — *Nitzschia fossilis* (Freng.) Kanaya. В пределах зон намечаются изменения в таксономическом составе диатомей, которые увязаны с геохронологической шкалой и в последнее время используются для более дробной стратификации плейстоцена. Так, в кровле зоны *Nitzschia fossilis* (~ 0,74 млн. лет) в осадках резко увеличивается численность *Rhizosolenia styliformis* и *Thalassiosira oestrupii*, а в основании зоны *Pseudoeunotia doliolus* (0,62—0,61 млн. лет) возрастает роль в комплексе *Roperia tessellata* var. *ovata* Mann [11]; вблизи этого рубежа вымирают *Nitzschia reinholdii* Kanaya и *Nitzschia prolongata* Kazarina; осадки моложе 0,1 млн. лет не содержат *Coscinodiscus pseudoincertus* Kazarina [3]. В ряде случаев границы, соответствующие 0,7 и 0,61 млн. лет (см. рис. 1, 2), проведены достаточно уверенно, что объясняется обедненностью комплексов диатомей и значительным переотложением осадочного материала в районах работ. Отдельные части разрезов вообще не удалось расчленить из-за отсутствия определенных биогенных остатков. Однако указанные затруднения успешно преодолены в результате выполненных палеомагнитных исследований.

Построение палеомагнитных разрезов было проведено после выделения стабильной части компоненты естественной остаточной намагниченности (ЕОН). Комплекс лабораторных исследований состоял в изучении состава ферромагнитной фракции и увязке с ним компонент ЕОН. На образцах осадков, отобранных в северных широтах Тихого океана в 21-м и 23-м рейсах НИС «Дмитрий Менделеев», нами показано, что первичной компонентой  $I_n$  донных осадков является ориентационная намагниченность [5, 6]. Как правило, ее носителем является магнетит (титанистый магнетит) [8].

Магнито-минералогические исследования проводились на терморок-генераторе К. С. Буракова и вибромагнитометре, изготовленном В. С. Печниковым. На рис. 3, а приведены нормированные кривые терморазрушения остаточной намагниченности насыщения  $I_{rs}(T)$ . Наблюдается перегиб кривых в интервале 420—470 К и полное разрушение намагниченности при 820—840 К. Перегибы  $I_{rs1}$ , возможно, обязаны потере межпакетной воды железосодержащими минералами гидроокисной фазы [4]. Изменение цвета образцов в интервале 620—820 К, умень-

Рис. 1. Изменение магнитных параметров ( $I_n$ ,  $D^\circ$ ,  $J^\circ$ ) донных отложений по разрезам колонок ст. 2520-9, 2512-17, 2474-20, 2474-27. Усл. обозн. см. на рис. 5.

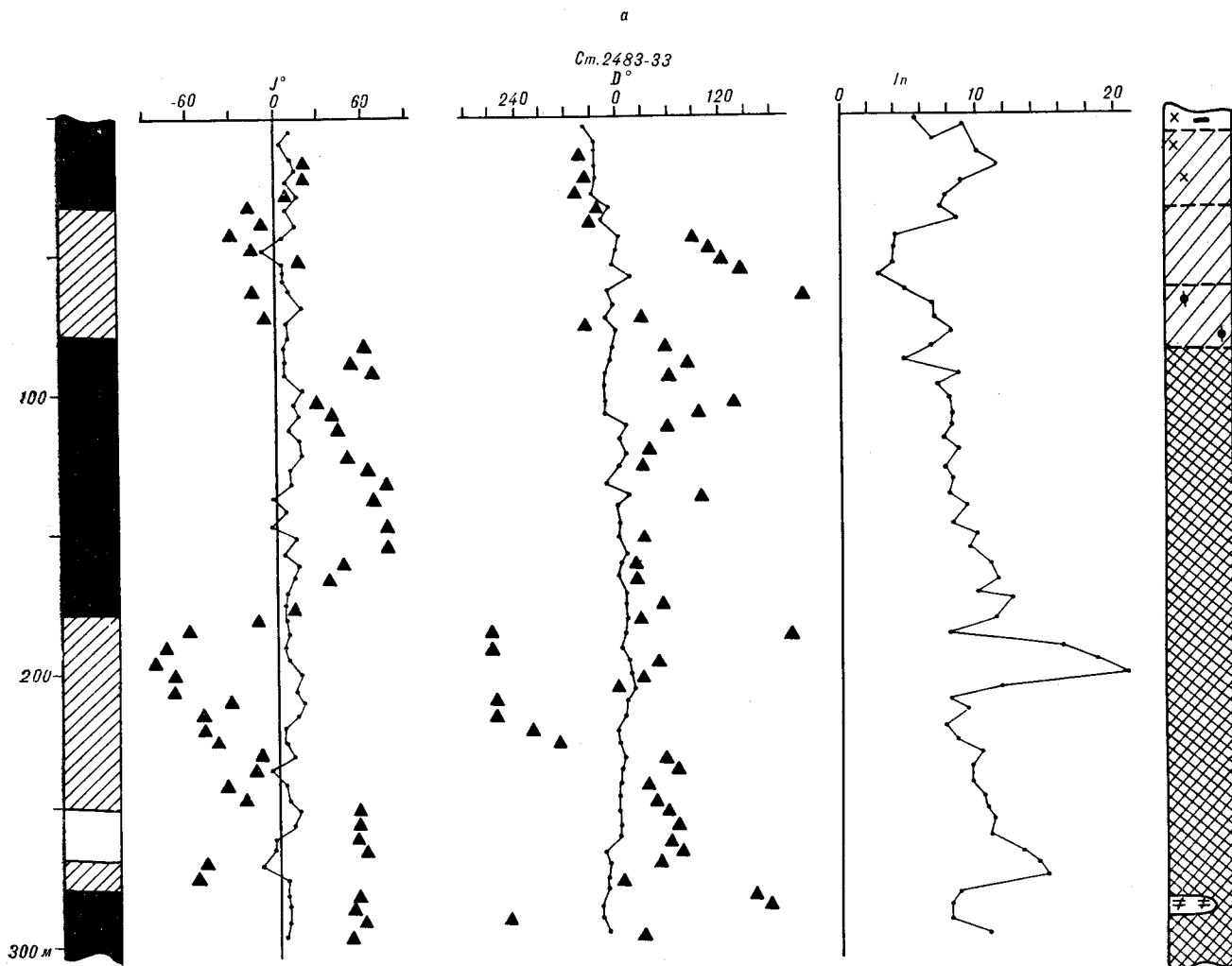


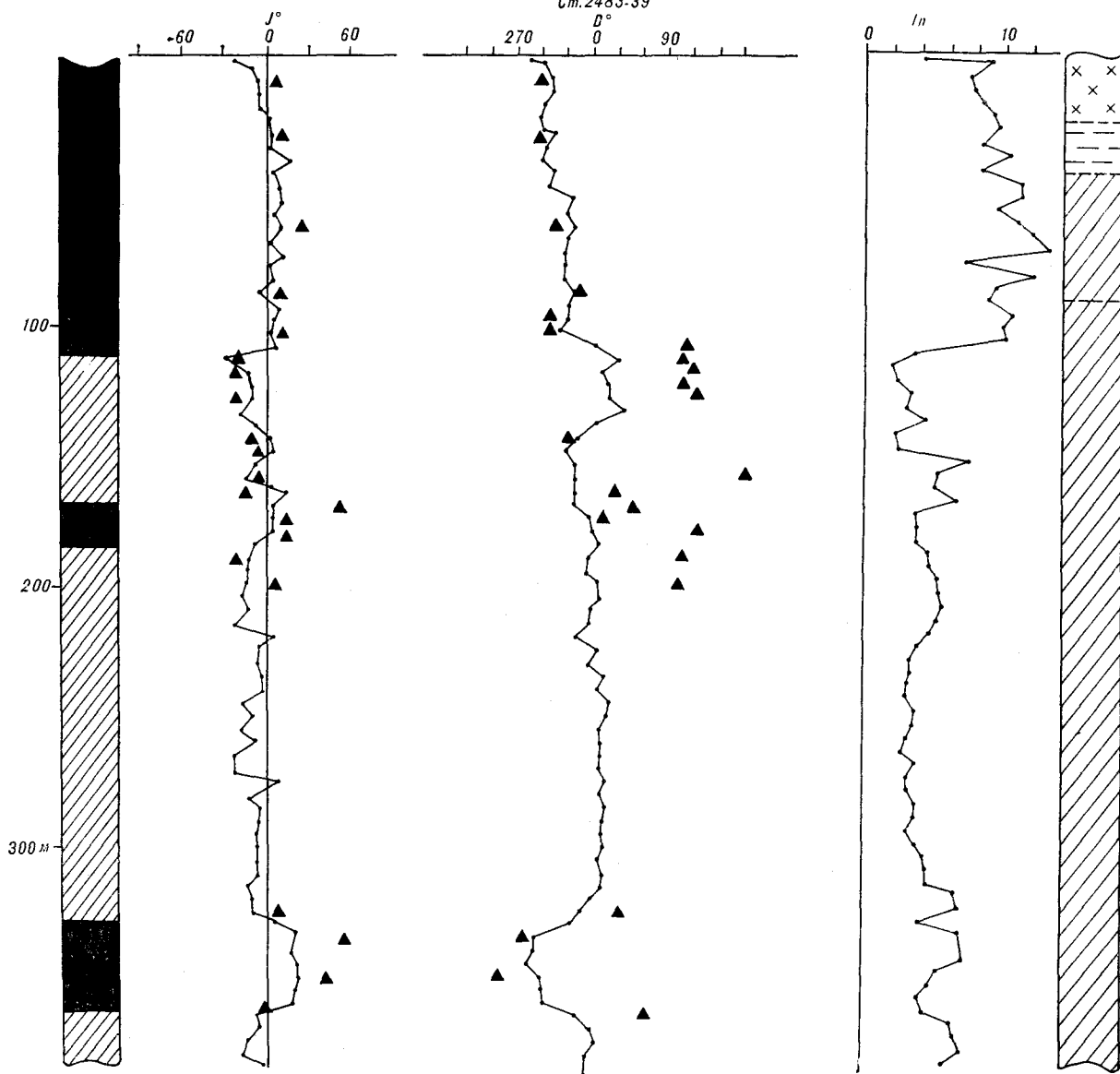
Рис. 2. Изменение магнитных параметров ( $I_n$ ,  $D^\circ$ ,  $J^\circ$ ) донных отложений по разрезам колонок ст. 2483-33 (а), ст. 2483-39 (б).

нение  $I_{rs}$  при охлаждении (см. рис. 3, б) и значения точек Кюри  $T_C = 820-840$  К обязаны присутствию магнетита. О процессе окисления внешней части зерен магнетита до гематита свидетельствуют отличные от нуля значения  $I_{rs}$  и  $I_s$  при  $T = 870$  К.

Более детально проследить минералогические изменения при нагреве позволяет характеристика  $\Delta I_{rs}/\Delta T I_{rs}$  [10] (см. рис. 3, в). Острый максимум этой кривой, соответствующий температуре 420 К, связан с минералогическими изменениями гидроксидных форм железосодержащих минералов (потеря «связанной» воды в интервале 370—470 К). Второй широкий максимум при 670 К свидетельствует об окислении магнетита. Процесс окисления магнетитовых зерен идет наиболее интенсивно после 570 К. Судя по характеру вогнутых кривых  $I_{rs}(T)$  и  $I_s(T)$ , ферромагнитные минералы образцов имеют широкий спектр блокирующих температур (745—370 К) и представлены магнитными ча-

стицами различного гранулометрического состава, от суперпарамагнитного до псевдооднородного (см. рис. 3, б, г).

Основными носителями намагниченности являются магнитные минералы с точками Кюри, соответствующими магнетиту или близкому к нему по магнитным свойствам титанистому магнетиту. Снятие «вязкой» магнитной компоненты, не обладающей палеомагнитной информативностью, и определение направления вектора первичной остаточной намагниченности проводилось с использованием чистки переменным магнитным полем (до 10—15 мТ) и частично температурой до 470 К. Измерения ЕОН морских осадков проводились на модернизированном варианте прибора ИОН-1 с чувствительностью  $5 \times 10^{-2} nT$ . Осадки изученных колонок слабомагнитны ( $I_n = 0,25-15$  мА/м). Как показали результаты чистки переменным магнитным полем, вязкая вторичная компонента снимается в полях до 10 мТ, затем идет выполажи-



вание кривых и стабилизация направления вектора  $\vec{I}_n$  (рис. 4). Как видно из рис. 4, температурная чистка подтверждает результаты магнитной чистки, вязкая компонента снимается при нагреве до 370—420 К.

Определение стабильной компоненты намагниченности позволило с учетом исследований биостратиграфии в изученных колонках выделить магнитозоны и сопоставить их с геохронологической шкалой [4, 12].

*Колонка ст. 2520-9.* Разрез этой колонки представлен четырьмя зонами — двумя прямой полярности ( $N$ ) и двумя обратной ( $R$ ) (см. рис. 1). Первая  $N$ -зона мощностью 5—245 см сопоставляется с эпохой Брюнес. Это подтверж-

дается не только характерным изменением магнитных параметров (изменение направления вектора  $\vec{I}_n$  и резкое уменьшение его величины) на границе смены знака полярности эпох Матуяма — Брюнес [4], но и данными биостратиграфии. Зона прямой полярности, выделенная в обратномагнитической эпохе Матуяма, соответствует событию Харамильо (0,89—0,95 млн. лет) (рис. 5).

*Колонка ст. 2512-17.* В связи с тем, что колонка этой станции поднята вблизи экватора, магнитное наклонение ( $J^\circ$ ) вектора  $\vec{I}_n$  имеет небольшие значения; в то же время изменения склонения ( $D^\circ$ ) по длине колонки четко фиксируются поворотом почти на  $180^\circ$ . После раз-

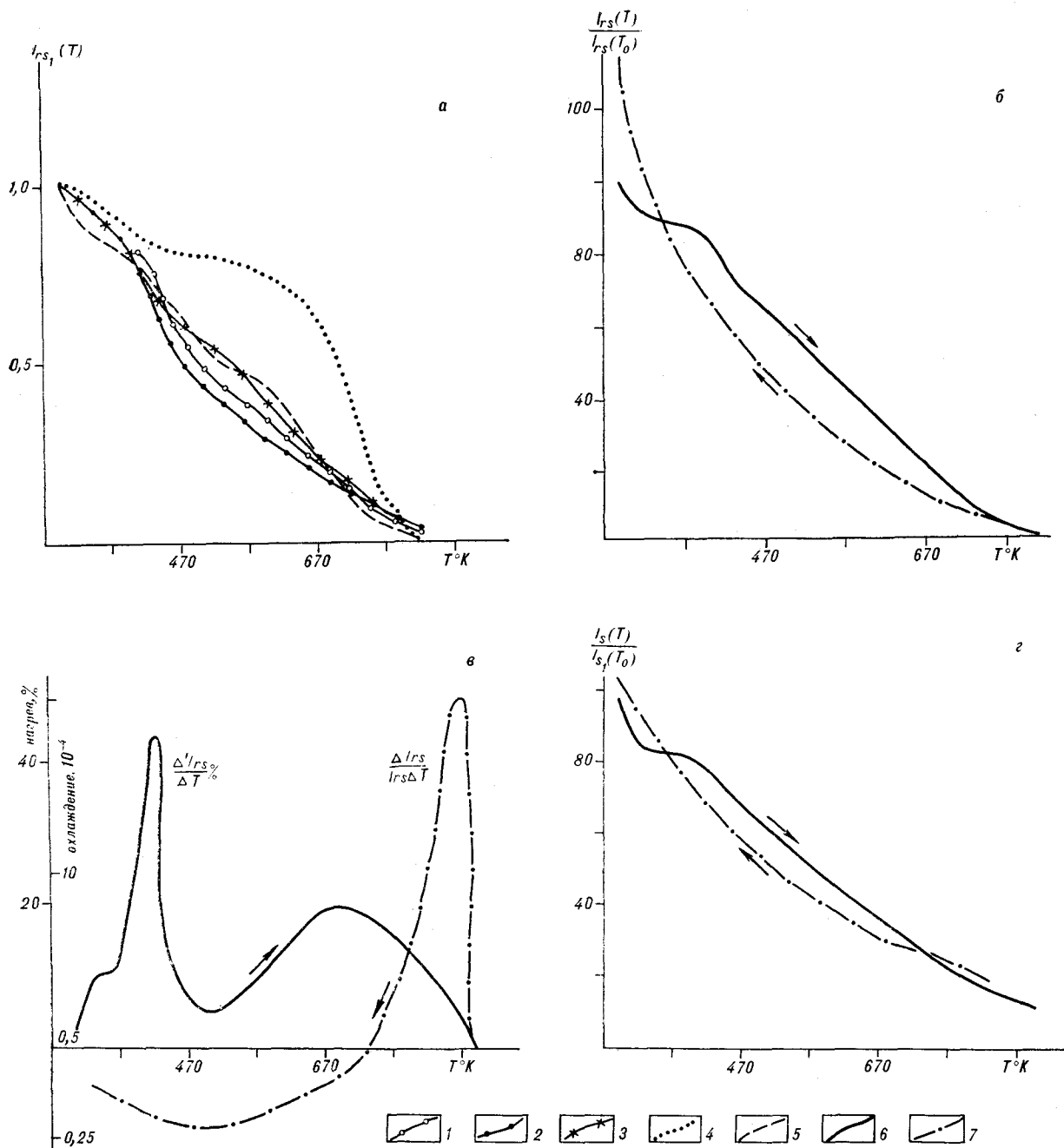


Рис. 3. Кривые терромагнитного анализа:  $I_{rs_1}$  — кривая терморазрушения остаточной намагниченности насыщения;  $I_{rs}(T)$ ,  $I_s(T)$  — зависимость остаточной и индуцированной намагниченности насыщения соответственно от абсолютной температуры.

1 — кривая разрушения остаточной намагниченности насыщения  $I$  (обр. 240, ст. 2474); 2 — то же (обр. 140, ст. 2483-33); 3 — то же (обр. 360, ст. 2474-27); 4 — то же (обр. 335, ст. 2520-9); 5 — то же (обр. 130, ст. 2483-33); 6 — при нагреве, 7 — при охлаждении.

магничивния  $I_n$  осадков переменным магнитным полем отчетливо наблюдается смена знака полярности вектора естественной остаточной намагниченности (по одновременному изменению склонения и наклона) на горизонте 382,5 см с характерными для инверсии Матюяма — Брюнес изменениями магнитных парамет-

ров, как отмечалось выше (см. рис. 1). Таким образом, этот горизонт отнесен к границе эпох Матюяма — Брюнес.

Литологические исследования осадков, вскрытых этой колонкой, свидетельствуют о перерыве осадконакопления в нижней части колонки, в которой выделена зона обратной полярности



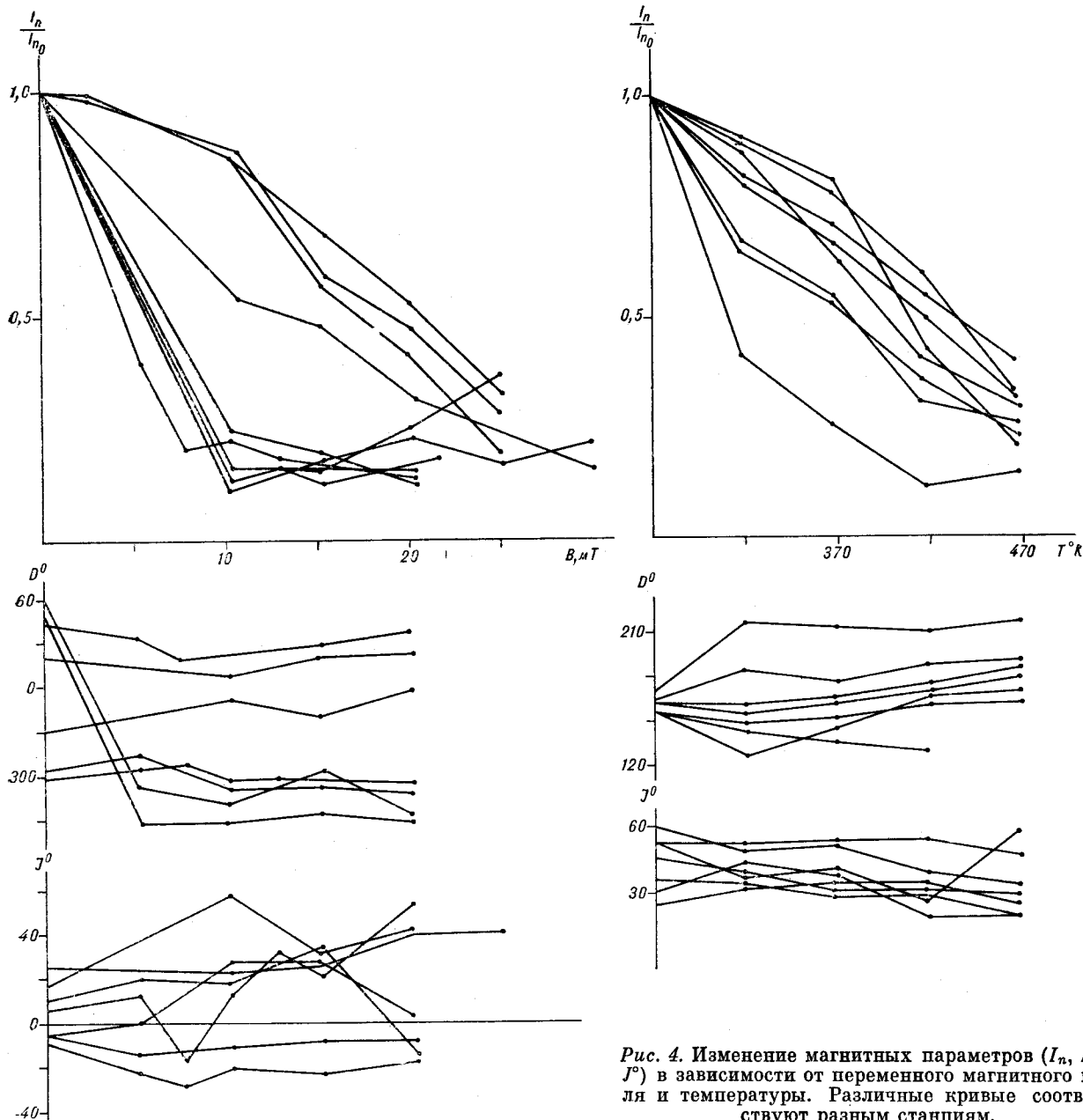


Рис. 4. Изменение магнитных параметров ( $I_n$ ,  $D^\circ$ ,  $J^\circ$ ) в зависимости от переменного магнитного поля и температуры. Различные кривые соответствуют разным станциям.

на интервале 382,5—532,5 см. Разрез этой колонки заканчивается зоной прямой полярности донных отложений. Возраст нижней границы выделенной  $N$ -зоны по данным биостратиграфии определяется как 0,9 млн. лет и не противоречит палеомагнитным данным, по которым эта зона может быть сопоставлена с верхней частью события Харамильо (см. рис. 5).

Колонка ст. 2474-20. Определение направления стабильной компоненты вектора  $\vec{I}_n$  морских осадков позволило в разрезе этой колонки выделить шесть магнитозон: три прямой полярности в интервалах 2,5—75, 100—125, 305—

372,5 см и три обратной — 75—100, 125—305, 372,5—430 см (см. рис. 1).

Характер изменения  $I_n$  по разрезу позволяет принять горизонт 75 см за границу инверсии Матуяма — Брюнес. В эпохе Матуяма четко выделяется два прямомагнитных события в интервалах 100—125 и 305—372,5 см, которые можно принять соответственно за события Харамильо и Олдувей. Обращает на себя внимание сокращенная мощность верхней части эпохи Матуяма на горизонте 75—100 см, что указывает либо на отсутствие значительной части отложений (примерно 25—30 см), либо на резкое уменьшение скорости осадконакопле-

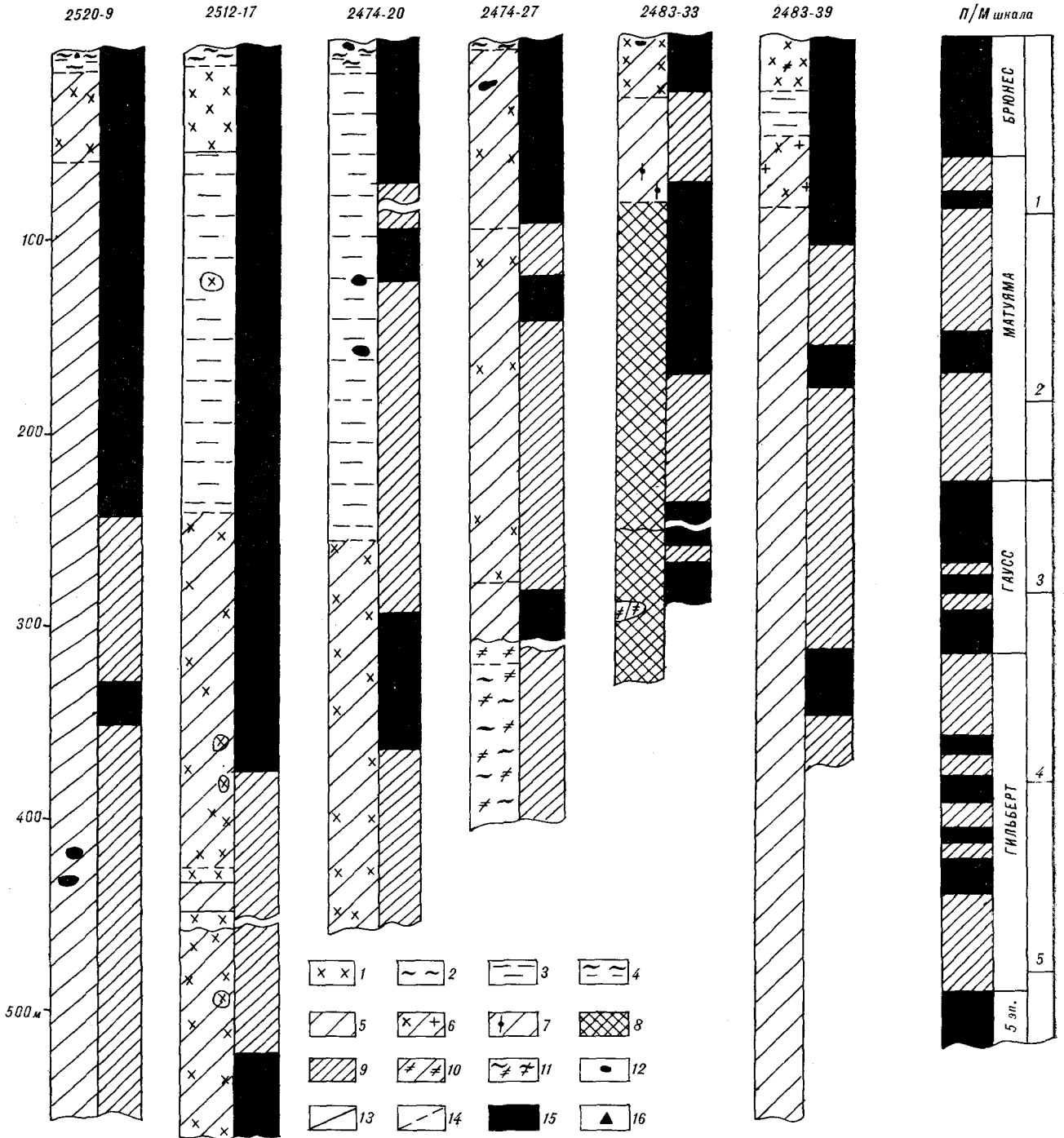


Рис. 5. Схема корреляции палеомагнитных разрезов колонок донных отложений с геохронологической шкалой. 1 — глинисто-радиоляриевый ил; 2 — то же, обогащенный диатомеями; 3 — радиоляриево-глинистый ил; 4 — то же, обогащенный диатомеями; 5 — миоцеллагическая глина; 6 — то же, обогащенная радиоляриями; 7 — то же, обогащенная цеолитами; 8 — эвцеллагическая глина; 9 — зона обратной полярности; 10 — радиоляриевый осадок уплотненный; 11 — диатомово-радиоляриевый осадок уплотненный; 12 — железомарганцевая конкреция; 13, 14 — границы перехода: 13 — резкая, 14 — постепенная; 15 — зона прямой полярности; 16 — результаты размагничивания вектора  $I_n$  переменным магнитным полем.

ния. В то же время взаимное расположение прямомагнитных горизонтов (их временная протяженность) позволяет считать, что здесь имеется полный разрез, в котором верхнее прямомагнитное событие, по мощности почти

в два раза меньше, чем нижнее, может быть уверенно сопоставлено с событием Харамильо, нижнее — Олдувей. Корреляция с геохронологической палеомагнитной шкалой позволяет датировать отдельные горизонты следующим об-

разом: 100—125 см — 0,89—0,95 млн. лет; 305—372,5 см — 1,62—1,83 млн. лет. Разрез изученной колонки не достигает границы эпох Гаусс — Матуяма, что позволяет принять возраст отложений древнее 1,83 и моложе 2,41 млн. лет (см. рис. 5).

*Колонка ст. 2474-27.* После проведения комплекса лабораторных исследований в разрезе изученной колонки выделено шесть магнитозон — три прямой и три обратной полярности. Биостратиграфические исследования показали, что верхние слои донных отложений охарактеризованы плейстоценовым комплексом диатомей и представлены магнитозонной прямой полярности. Таким образом, рассматриваемая часть осадков на горизонте 5—100 см сопоставляется с эпохой Брюнес. На границе смены знака полярности вектора  $\vec{I}_n$  (горизонт 100 см) также наблюдается характерное изменение магнитных параметров для инверсии Матуяма — Брюнес. Ниже находятся обратномагнитные осадки, сопоставляемые, очевидно, с эпохой Матуяма. В таком случае зоны *N*-полярности, выделенные на интервалах 130—152 и 295—320 см, по временной протяженности и расположению соотносятся с событиями Харамильо и Олдувей. Однако следует отметить, что событие Олдувей в изученной колонке сокращено по мощности.

Наличие значительного перерыва в интервале 320 см морских отложений подтверждается литологическими и биостратиграфическими исследованиями. По комплексу диатомовых водорослей в нижней части колонки ст. 2474-27 на горизонте 415—320 см вскрыты самые древние (среднеолигоценовые) отложения. Следовательно, осадки этой колонки охватывают временной интервал — средний олигоцен — плейстоцен (см. рис. 5).

*Колонка ст. 2483-33.* В разрезе этой колонки выделено четыре зоны прямой полярности и три обратной: 2—32,5; 82,5—182,5; 252,5—272,5; 282,5 см и глубже — *N*, 32,5—82,5; 182,5—252,5; 272,5—282,5 см — *R* (см. рис. 2). При сопоставлении с геохронологической палеомагнитной шкалой разрез представляется сложным. В нем имеют место перерывы в осадконакоплении, и, по-видимому, вследствие очень малой скорости накопления эвпелагических глин — пропуски кратковременных событий (см. рис. 5).

В верхней части разреза на глубине 32,5 см четко фиксируется граница инверсии Матуяма — Брюнес. В обратнопольярной эпохе Матуяма (32,5—82,5 см) событий прямой полярности не выделено. *N*-зона, выделенная в интервале 82,5—182,5 см отложений, очевидно, соответствует эпохе Гаусс. Зафиксировать события обратной полярности в этом слое осадков не удалось. Следовательно, нижняя часть разреза колонки, в которой выделено два события прямой

полярности на горизонте 252,5—272,5 и 282,5—300 см, относится к обратнопольярной эпохе Гильберт. При такой корреляции возраст отдельных горизонтов может быть определен следующим образом: 32,5 см — 0,7 млн. лет; 82,5 см — 2,42 млн. лет; 182,5 см — 3,32 млн. лет; 252,5—276,5 см соответственно 3,76—3,85 млн. лет; 282,5 см — 4,24 млн. лет (см. рис. 5).

*Колонка ст. 2483-39.* В разрезе морских осадков, вскрытых этой колонкой, выделено три зоны прямой полярности и три обратной: 2,5—112,5; 167—185; 328—362,5 см — *N*, 112,5—167; 185—328; 362,5—385 см — *R* (см. рис. 2). Изменение знака наклона, поворот склонения на 180° и падение величины  $\vec{I}_n$  позволяют считать, что граница эпох Матуяма — Брюнес проходит на глубине 112,5 см. Горизонт 167—185 см, по-видимому, соответствует прямономагнитному событию Харамильо, а слои прямой полярности с глубины 328—262,5 см относятся к событию Олдувей. Сопоставление с геохронологической палеомагнитной шкалой позволяет считать, что максимальный возраст отложений, вскрытых этой колонкой, не превышает 2,41 млн. лет (см. рис. 5).

Таким образом, палеомагнитные исследования донных осадков тропической части Тихого океана позволили построить схему корреляции изученных колонок с геохронологической палеомагнитной шкалой. Как видно из рис. 5, все палеомагнитные разрезы начинаются с эпохи Брюнес, мощность которой различна. Так, в колонке ст. 2483-33 большая ее часть отсутствует. Это объясняется либо неотложением наиболее молодых осадков, либо очень небольшой скоростью седиментации, которая характерна и для предшествующих эпох. Значения скоростей осадконакопления, подсчитанные по палеомагнитным данным, приведены для горизонтов колонок, имеющих возрастную привязку (см. таблицу). Для эпохи Брюнес значения скоростей колеблются от 0,5 до 5,4 мм/10<sup>3</sup> лет. В разрезах ст. 2474-20, 2474-27, 2483-39 они близки и составляют 1,1—1,6 мм/10<sup>3</sup> лет. Максимальная скорость седиментации отмечается для колонки ст. 2512-17, причем по всей ее длине, и составляет 5,4—7,9 мм/10<sup>3</sup> лет.

Подсчет скоростей седиментации по разрезу морских осадков колонки ст. 2474-20 указывает на существование перерыва отложений в конце эпохи Матуяма и отсутствие верхней части осадков эпохи Брюнес. Начиная с горизонта 100 см, скорость осадконакопления почти не меняется вниз по колонке. Учитывая этот факт и соотношение временной протяженности выделенных событий в эпохе Матуяма (0,89—1,83 млн. лет), следует вывод о том, что процесс седиментации был непрерывный.

Обращает на себя внимание резкое уменьше-

Скорости осадконакопления по разрезам колонок, мм/10<sup>3</sup> лет

Номер станции	Координаты отбора	Глубина отбора, м	Длина колонки, м	Палеомагнитные эпохи								
				Брюнес	Матуйяма			Гаусс	Гильберт			
					Временной интервал, млн. лет							
				0,00—0,7	0,7—0,83	0,83—0,95	0,95—1,62	1,62—1,83	1,83—2,41	2,41—3,32	3,32—3,76	
2520-9	10°25,5 с. ш., 175°11,1 з. д.	5364	560	3,5	4,3	2	3,1					
2512-17	7°09,8 с. ш., 172°53,1 з. д.	6006	575	5,4	7,9	3,4						
2474-20	9°34,4 с. ш., 152°39,0 з. д.	5016	468	1,1	1,3	2,1	2,7	3,2	1,0			
2474-27	9°25,9 с. ш., 152°40,0 з. д.	5356	415	1,4	1,6	1,8	2,1	1,2				2,2
2483-33	9°59,5 с. ш., 146°21,9 з. д.	5106	343	0,5	0,3	0,3	0,3	0,3		1,1		1,5
2483-39	10°00,1 с. ш., 146°29,5 з. д.	5136	575	1,6	2,8	1,5	2,1	1,6	3,9			

ние скорости осадконакопления в колонке ст. 2474-27 в период события Олдувей, что, вероятно, обусловлено наличием здесь стратиграфического перерыва. Для колонки ст. 2483-33 отмечаются аномально низкие скорости седиментации, особенно в эпохи Брюнес и Матуйяма.

В целом же намечается тенденция снижения темпов осадконакопления за последний миллион лет с уменьшением глубины отбора колонок, что свидетельствует о постоянстве условий седиментации во время, близкое к современному. На ст. 2483-33 такая тенденция прослеживается, по крайней мере, на протяжении последних 4 млн. лет.

Таким образом, в северной тропической зоне Тихого океана опробованы осадки от среднего олигоцена до плейстоцена. Голоценовые отложения выявить не удалось. Для глубины более 5000 м характерны глинистый и кремнисто-глинистый типы плейстоценовых разрезов.

Проведенное сопоставление показало хорошую сходимость литологических, био-стратиграфических и палеомагнитных данных, что подтверждает корректность выделенных подразделений и свидетельствует об изменениях обстановки седиментации, обусловленной, вероятно, глобальными вариациями климата и циркуляцией вод. Направленность таких изменений выразилась в том, что различные типы осадков закономерно сменяют друг друга в разобщенных разрезах, а переслаивание их наблюдается крайне редко и вызвано, очевидно, процессами переотложения осадочного материала. Свидетельствами переотложения служат резкие границы раздела, линзы среди молодых осадков, выполненных более древним материалом.

Полученные данные говорят о сложном геологическом развитии северной тропической зоны Тихого океана. Здесь довольно четко проявляются два этапа биогенного кремненакопления, разделенных длительным временем формирования пелагических глин. Первый этап зафиксирован среднеолигоценовыми радиолярие-

выми и диатомово-радиоляриевыми осадками. Примерно 1,0—0,7 млн. лет назад начал проявляться низкопродуктивный второй этап биогенного кремненакопления. Вначале отлагались миоцелагические глины, обогащенные радиоляриями, а затем — радиоляриево-глинистые и глинисто-радиоляриевые илы. В самом конце четвертичного периода заметно возросла продуктивность диатомей.

На фоне глобальных изменений климата и циркуляции вод видно проявление тектонического фактора, благодаря которому удалось получить уникальные данные о строении олигоценового разреза. О блоковом строении дна в изученных районах свидетельствуют и другие геолого-геофизические материалы.

Среди особенностей изученных колонок следует отметить повсеместно низкие скорости четвертичной седиментации. Одной из причин этого может быть низкая продуктивность планктона. Определенную роль сыграли и придонные течения, перераспределяя осадочный материал. Примером участков дна для разгрузки таких течений является район колонки ст. 2512-17.

Кратковременные замедления темпов седиментации фиксируются горизонтами погребенных конкреций, которые приурочены к пелагическим глинам и кремнисто-глинистым илам. Средние скорости осадконакопления указывают, что такие конкреции сформировались 0,2 и 0,1 млн. лет назад.

Полученные результаты по определению состава железосодержащих минералов свидетельствуют, что носителем остаточной намагниченности в осадках является титанистый магнетит с размером зерен порядка первых микрон. Гидроокислы железа здесь не играют значительной роли, так как тщательные термомагнитные анализы показали отсутствие минералогических изменений при нагревах, являющихся показателем наличия гидроокислов.

Палеомагнитные разрезы всех колонок начинаются с эпохи Брюнес. Корреляция их с гео-

хронологической палеомагнитной шкалой позволила провести стратиграфическое расчленение с определением возраста отдельных горизонтов вплоть до 4 млн. лет (ст. 2483-33).

Определение скоростей осадконакопления по палеомагнитным данным указывает на существование перерывов или условий ненакопления осадков на ряде станций. Наиболее значительный перерыв выявлен (с учетом микропалеонтологических данных) в разрезе колонки

ст. 2474-27 — от среднего олигоцена до плейстоцена.

Мощность осадков эпохи Брунес увеличивается с ростом глубины отбора колонок. Полученные результаты изучения шести колонок морских осадков северной тропической зоны Тихого океана сравнимы с данными палеомагнитных исследований, проведенных ранее в его северо-западной части [5, 7, 9].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Габуда С. П. Связанная вода. Факты и гипотеза.— Новосибирск: Наука, 1982.
2. Жузе А. П. Олигоцен-миоценовые биостратиграфические зоны диатомей тропической области Тихого океана.— В кн.: Микропалеонтология океанов и морей. М.: Наука, 1974.
3. Казарина Г. Х. Диатомей в верхнемиоценовых — плейстоценовых осадках восточной части тропической области Индийского океана.— В кн.: Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1978.
4. Линькова Т. И. Детальная палеомагнитная стратиграфия плиоцен-плейстоценовых донных отложений.— В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнитная стратиграфия востока и северо-востока Азии. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1981.
5. Линькова Т. И., Малахов М. И., Малахова Г. Ю. Палеомагнетизм глубоководных донных осадков северных широт Тихого океана (21-й и 23-й рейсы НИС «Дмитрий Менделеев»).— В кн.: Тезисы докл. Междунар. совещ. по геодинамике западной части Тихого океана. Вып. 1. Южно-Сахалинск, 1981.
6. Линькова Т. И., Малахов М. И. Природа естественной остаточной намагниченности, пелагических осадков северной части Тихого океана.— В кн.: II Всесоюзный съезд «Постоянное геомагнитное поле, магнетизм горных пород и палеомагнетизм». Ч. 2. Тбилиси, 1981.
7. Линькова Т. И., Малахова Г. Ю. Палеомагнитные исследования донных отложений северной части Тихого океана (по материалам 23-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев»).— В кн.: Методы палеомагнетизма в решении геологических задач (на примере Дальнего Востока). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.
8. Линькова Т. И., Малахов М. И., Малахова Г. Ю. Железосодержащие минералы в осадках северной части Тихого океана.— В кн.: Геология морей и океанов. Т. 3. М., 1982. (Тр. ин-та Океанологии АН СССР).
9. Линькова Т. И., Малахова Г. Ю., Малахов М. И. Скорость осадконакопления в северной части Тихого океана по палеомагнитным данным.— Там же. Т. 1.
10. Печников В. С. Определение минералогической нестабильности образцов горных пород при нагревах.— В кн.: II Всесоюзный съезд «Постоянное геомагнитное поле, магнетизм горных пород и палеомагнетизм». Ч. 2. Тбилиси, 1981.
11. Burckle L. Pliocene and Pleistocene diatom datum levels from the Equatorial Pacific.— Quaternary Research, 1977, v. 7.
12. LaBrecque J. L., Kent D. V., Cande S. C. Revised magnetic polarity time scale for late Cretaceous and Cenozoic time.— Geology, 1977, v. 5, N 6.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Магадан

Поступила в редакцию  
13 мая 1983 г.

УДК 551.462.62(265)

*Б. И. Васильев, Б. А. Марковский, В. К. Пугинцев*

**РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ  
БАЗАЛЬТОВ ОКРАИННО-ОКЕАНИЧЕСКОГО ВАЛА  
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА**  
(по результатам драгирований 15-го рейса НИС «Каллисто»)

По результатам драгирования, осуществленного в 1981 г. 15-м рейсом НИС «Каллисто» на окраинно-океаническом вале северо-западной части Тихого океана (вал Зенкевича), охарактеризован петрографический, петро- и геохимический состав базальтов, слагающих эту структуру, а также с использованием методов термического и рентгеноструктурного анализов изучены особенности их преобразований. Показано, что специ-

Особое значение для расшифровки строения переходной зоны континент — океан приобрели в последнее время морские геологические исследования приконтинентальных океанических районов. Изучение структур океанского дна в их пределах, характеристика вещественного состава слагающих эти структуры отложений и магматических пород, а также выявление синхронных им образований в прилегающих частях суши является надежной основой для палеотектонических реконструкций и создания обоснованных геодинамических моделей.

В 1981 г. геолого-геофизической экспедицией Тихоокеанского океанологического института ДВНЦ АН СССР в 15-м рейсе НИС «Каллисто» проведено драгирование в северной части окраинно-океанического вала северо-западной части Тихого океана, известного под названием «вал Зенкевича». Исследован ряд подводных возвышенностей (рис. 1).

Гора Павловского (ст. К-111) представляет собой расчлененный горный массив, вытянутый в запад-северо-западном направлении на 75 км при ширине до 20 км (по изобате 5000 м). Подошва массива находится на глубине 5300—5500 м, минимальная глубина вершины — 4170 м. По данным НСП, гора Павловского представляет собой выступ сейсмоакустического фундамента; вершина ее покрыта слоем осадков мощностью 200—250 м. Драгирование проводилось на юго-западном склоне горы в интервале глубин 5200—4900 м. С этого интервала поднят однотипный каменный материал (около 1000 кг): крупные (до 30—40 см) угловатые

фические свойства состава базальтов и в первую очередь повышенные содержания в них калия связаны с процессами гальмиролиза. Высказаны соображения о синхронности проявлений юрско-раннемелового вулканизма в пределах вала Зенкевича и окраинно-океанического геосинклиналиного базальтового вулканического пояса северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.

глыбы подушечных базальтов с шаровой отдельностью, часто брекчированные, с многочисленными свежими сколами. Кроме базальтов, составляющих до 95% общего количества каменного материала, на ст. К-111 подняты мелкие обломки песчаников, алевролитов, аргиллитов, гранодиоритов, гранитов, фельзитов, фельзит-порфиров, кварцевых порфиров, а также железомарганцевые конкреции.

В этой же части вала Зенкевича, в 90—95 км к юго-востоку от горы Павловского, проведено драгирование на двух безымянных горах (ст. К-125 и К-126), представляющих выступы сейсмоакустического фундамента и вытянутых, как и гора Павловского, в северо-западном направлении. Длина их по изобате 5000 м составляет около 15—20 км при ширине 8—10 км, относительная высота достигает 1000 м, вершины гор перекрыты осадками мощностью 150—300 м. Драгирование проводилось на склонах гор в интервале глубин 5200—4800 м. В этом районе поднято несколько десятков угловатых глыб (размером до 30 см) подушечных базальтов, которые резко преобладают, а также мелкие обломки (до 3—7 см) песчаников, алевролитов, аргиллитов, кремнистых пород, андезитов, габбро, диоритов и гранитов.

В геолого-структурном отношении гора Павловского (ст. К-111) и упомянутые безымянные горы (ст. К-125 и К-126) представляют собой горсты, приуроченные к системе поперечных (по отношению к валу Зенкевича) разломов, секущих желоб и продолжающихся на Камчатке (в районе Авачинского залива). Аналогич-

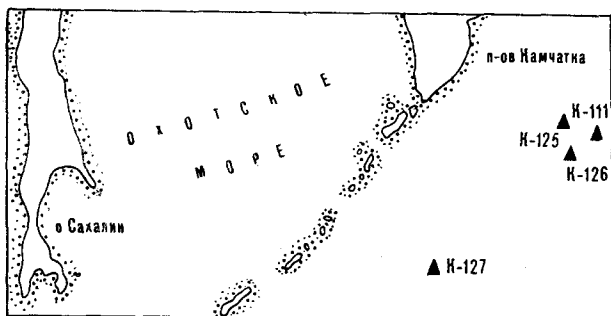


Рис. 1. Схема расположения станций драгирования.

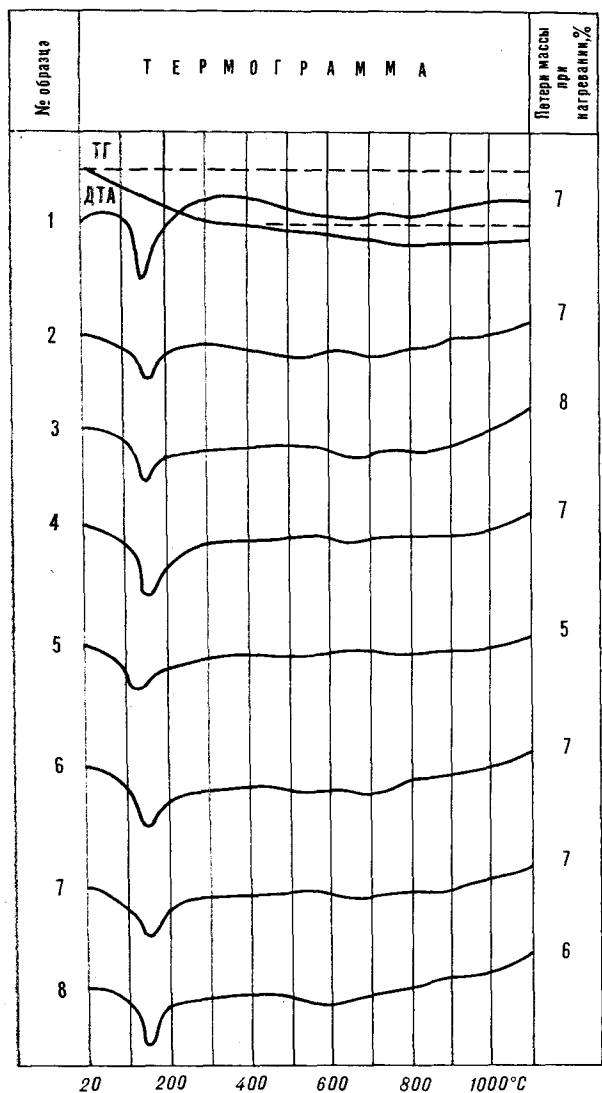


Рис. 2. Термограммы базальтов вала Зенкевича.

ТГ — термогравиметрические кривые, ДТА — кривые дифференциального термического анализа (№ 1 — ст. К-126, № 2 — 6 — ст. К-125, № 7, 8 — ст. К-111).

ную природу имеет безымянная гора (ст. К-127) к югу от этих горстов, но приуроченная к продольному разлому северо-восточного простирания. Среди скальных пород, поднятых в

районе этой горы, также преобладали подушечные лавы базальтов.

Таким образом, судя по материалу драгирования, в северной части вала Зенкевича существенно преобладают основные вулканиты, часто с шаровой и подушечной отдельностью, причем угловатый облик фрагментов этих пород со свежими поверхностями отрыва не оставляет сомнений в том, что они являются коренными образованиями, слагающими исследованную часть поднятия океанского дна.

Вулканиты, драгированные из различных частей окраинно-океанического вала, характеризуются значительным сходством. Они представлены весьма однородными, преимущественно афировыми, базальтами, иногда миндалекаменной или пузырчатой текстуры. Эти базальты состоят из переменного количества черного, темно-бурого в различной степени девитрифицированного вулканического стекла (сидеромелана) с неравномерно распределенными в нем микролитами лабрадора ( $N_g = 1,556-1,570$ ,  $N_p = 1,558-1,563$ ), варьирующими по размеру от сотых долей миллиметра до 0,1–0,2 мм. Совместно с ним иногда наблюдаются редкие мельчайшие зерна клинопироксена и рудного минерала. Микроструктуры базальтов близки интерсертальной, гялопилитовой и гялоофитовой. Изредка в базальтах присутствуют единичные вкрапленники, как правило, относительно «свежего», зонального плагиоклаза размером до 1–1,5 мм, а также их гломеропорфировые сростки размером до 2–2,5 мм. Представлены вкрапленники, как и микролиты, лабрадором ( $N_g = 1,565-1,570$ ,  $N_p = 1,557-1,560$ ). Для миндалекаменных разновидностей базальтов показательно присутствие мелких, иногда многочисленных миндалин, сложенных тонкочешуйчатым зеленоватым, зеленовато-коричневым минералом, возможно, хлорофентом. Более крупные миндалины (0,2–0,3 мм) обычно имеют зональное строение. Их периферические части сложены тонковолокнистым, а центральные — тонкочешуйчатым зеленым минералом.

Для выяснения специфики вторичных преобразований базальтов, учитывая тонкодисперсный характер продуктов изменения вулканического стекла, использован комплекс методов термического и рентгеноструктурного анализов, выполненных Е. Л. Розиновой (ВСЕГЕИ). Согласно полученным данным (рис. 2, 3), все изученные вулканиты характеризуются качественно сходным типом и близкой степенью вторичных преобразований с преимущественным развитием монтмориллонита (смектитов) с незначительной примесью смешанослойной фазы иллит-монтмориллонита. Диффрактограммами также фиксируется присутствие небольшого количества калиевого полевого шпата, который при



микроскопических исследованиях изученных образцов нами не наблюдался.

Основные вулканы окраинно-океанического вала с учетом полученных ранее данных по южной части этой структуры [1, 2] характеризуются не только значительным однообразием петрографического состава, но и обладают сходными специфическими петрохимическими и геохимическими особенностями (см. таблицу). Они представлены низкомагнезиальными базальтами и реже андезитобазальтами повышенной калиевой щелочности. На классификационной диаграмме  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (рис. 4) эти породы располагаются в поле щелочных оливиновых базальтов, что, в первую очередь, определяется высокими содержаниями в них калия. Вместе с тем в их нормативном составе в значительном количестве (3—9%) присутствует кварц, что обусловлено главным образом крайне высокой степенью окисленности железа этих пород и соответственно значительным содержанием в них нормативного гематита (3—11%). Следует отметить, что при устойчивости отмеченных общих петрохимических свойств вулкаников на огромном протяжении структуры вала в северной его части преобладают эффузивы, относительно обогащенные  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ , причем наиболее «кислые» их разновидности характерны для района горы Павловского.

Сопоставление состава вулкаников вала Зенкевича с океаническими толеитовыми и щелочными оливиновыми базальтами [4, 9, 10, 12] свидетельствует о том, что по содержанию  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{Y}$  и менее четко по концентрациям  $\text{Sr}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{P}$  (в отдельных пробах повышенным) они близки океаническим толеитовым базальтам, а по количеству  $\text{K}$  и  $\text{Rb}$  сходны со щелочными оливиновыми базальтами океанических островов. Следует также отметить относительно низкие концентрации в изученных вулканиках  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$  и высокие содержания  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , а иногда и  $\text{SiO}_2$ , отличающие их от характерных

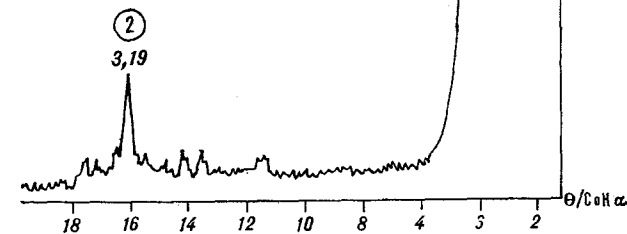


Рис. 3. Типичная дифрактограмма (ст. К-125) базальтов вала Зенкевича (ориентированный препарат). 1 — монтмориллонит (сметиты); 2 — калиевый полевой шпат.

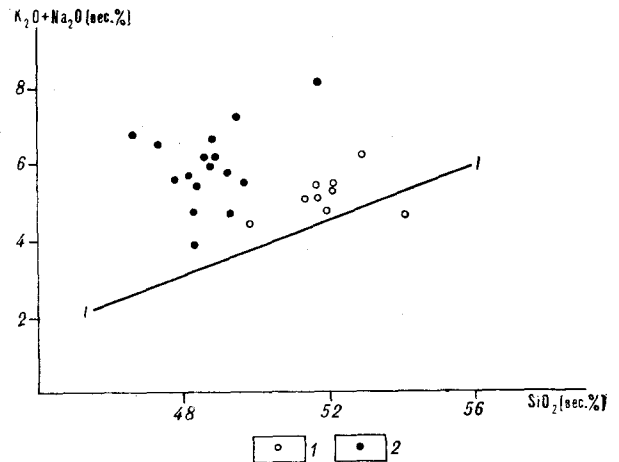


Рис. 4. Диаграммы  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  вулкаников вала Зенкевича, по данным:

1 — 15-го рейса НИС «Каллисто»; 2 — рейса НИС «Пегас» [1, 2]. 1—1 — линия, разделяющая поля щелочных оливиновых и толеитовых базальтов Гавайских островов.

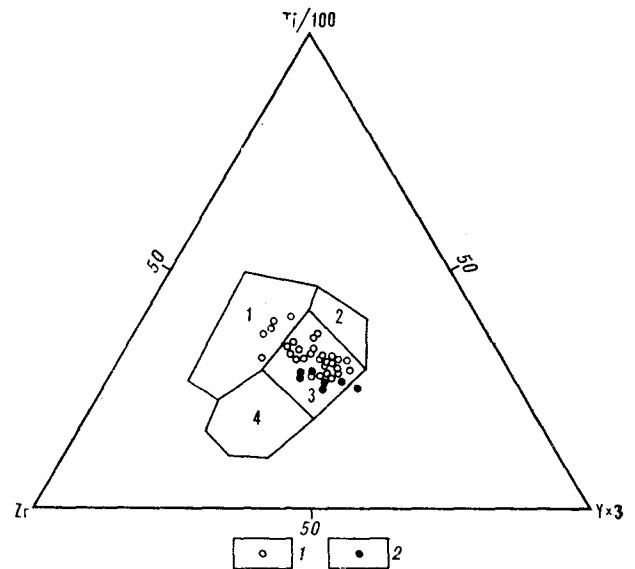


Рис. 5. Диаграмма  $\text{Zr} - \text{Ti} - \text{Y}$  (г/т).

1 — вулканики вала Зенкевича; 2 — вулканики юрско-ранне-мелового окраинно-океанического геосинклинального пояса (Корякское нагорье, Камчатка, Сахалин). Показаны поля составов [13]: 1 — континентальных базальтов, 2 — низкокальциевых толеитовых базальтов вулканических дуг, 3 — базальтов океанического дна, 4 — известково-щелочных базальтов вулканических дуг.

разновидностей базальтов обоих названных выше типов. Эти противоречивые петро- и геохимические особенности вулкаников окраинно-океанического вала наряду с отсутствием каких-либо признаков повышенной щелочности в их петрографическом составе логично связывать с процессами гальмиролитического преобразования базальтов исходно толеитового типа при длительном их взаимодействии с морской водой. По данным ряда исследователей [3, 8, 11], при гальмиролизе в базальтах закономерно уменьшается содержание  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$  и увеличи-

Химические составы (вес. %) и содержания малых элементов (г/т) в вулканитах вала Зенкевича

Окисел, элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	52,00	54,03	52,05	51,84	49,89	52,82	51,27	51,78	48,60
TiO <sub>2</sub>	1,43	2,09	1,33	1,31	1,28	1,58	1,35	1,58	0,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,34	12,56	17,03	16,66	16,13	16,65	17,82	17,10	17,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,30	6,23	10,92	9,09	5,90	9,47	9,97	10,65	10,43
FeO	1,75	7,66	0,44	1,02	2,34	0,57	0,47	0,40	1,68
MnO	0,24	0,18	0,18	0,17	0,18	0,21	0,27	0,17	0,10
MgO	3,59	2,60	2,79	4,42	6,05	2,96	3,01	3,70	2,22
CaO	7,65	3,97	6,44	6,88	8,88	4,82	6,69	5,64	7,25
Na <sub>2</sub> O	2,81	2,69	2,81	2,82	2,16	2,84	2,90	3,12	3,04
K <sub>2</sub> O	2,01	2,03	2,70	2,64	2,39	3,58	2,22	2,25	2,86
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	1,02	0,26	0,22	0,47	0,35	0,33	0,34	0,17
H <sub>2</sub> O	1,62	0,46	1,94	2,02	1,76	2,98	2,16		
П. п. п.	3,12	3,80	3,52	3,28	4,76	4,47	4,16	4,10	
Σ	100,47	98,99	100,49	100,36	100,37	100,36	100,48	100,86	
Ni	72	77	77	185	77	125	130	110	
Co	52	45	54	79	44	70	67	51	
Cr	210	70	250	490	330	205	380	420	
V	170	62	165	190	155	205	125	130	
Sc	38	175	38	47	42	48	38	45	
Cu	120	20	140	160	160	210	170	160	
Zn	120	160	100	120	120	130	110	110	
Pb	14	22	6	89	8	11	20	7	
Zr	120	170	101	6	105	110	104	109	
Rb	49	62	55	43	41	58	47	47	
Sr	179	260	174	148	192	149	164	161	
Y	35	104	31	30	39	48	39	55	
Nb	7	7	6	7	5	6	6	5	
Ba	90	600	120	90	90	76	72	90	

Примечание. 1—8 — вулканиты, драгированные в 15-м рейсе НИС «Каллисто»: 1, 2 — станция К-111, 3—7 — станция К-125, 8 — станция К-126; 9 — средний состав базальтов (по 16 анализам) южной части вала Зенкевича, по данным [1, 2]. Полные силикатные анализы, а также количественные определения Rb, Sr, Zr, Nb, Y, Ba, Cu, Zn выполнены в лабораториях ВСЕГЕИ, определения Ni, Co, Cr, V, Sc — в лаборатории количественного спектрального анализа ИГО Севзапгеология.

вається количество Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>O, SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, Rb и в меньшей степени Sr, Ba, P, вследствие чего они приобретают некоторые признаки щелочных пород, как это и наблюдается в изученных нами вулканитах. Показательно здесь и то, что совокупность эффузивов вала Зенкевича характеризуется аномальной для обычной магматической эволюции положительной корреляцией кремнезема и магния при независимых от содержания кремнезема вариациях калия, а также отличается «толеитовыми» содержаниями таких устойчивых к процессам преобразования пород элементов, как Ti, Zr, Nb, Y (рис. 5), и соотношением Y/Nb, в среднем равном 8, при характерной для щелочных оливиновых базальтов океанов величине этого отношения меньше 2 [13]. Вероятно, как показано выше, накопителем калия в изученных породах является преобразованное вулканическое стекло, а количество калия, по видимому, зависит от времени взаимодействия вулканитов с морской водой.

Широкое распространение в Притихоокеанском регионе (в Корякском нагорье, на Камчатке и Сахалине) базальтов специфических окраинно-океанических геосинклиналей позднеюрского — раннемелового и поздне мелового — палеогенового возраста [6], а также комплекс

данных о структурных связях поздне мелового — палеогенового геосинклинального пояса со структурами Тихого океана [5, 7] определяют особый интерес к вулканитам окраинно-океанического вала, для которых предполагается позднеюрский — раннемеловой возраст [1, 2]. Следует отметить, что среди базальтов окраинно-океанических геосинклиналей преимущественно поздне мелового — палеогенового возраста присутствуют их разновидности повышенной существенно калиевой щелочности, однако по своим петрографическим, минеральным, петро- и геохимическим свойствам они существенно отличаются от описанных базальтов вала Зенкевича. Вместе с тем последние по своему облику и петрографическим особенностям сходны с толеитовыми базальтами, особенно широко распространенными в позднеюрском — раннемеловом геосинклинальном поясе. Судя по имеющимся ограниченными данным, они достаточно близки к ним и по содержанию ряда индикаторных элементов, относительно независимых от процессов последующих преобразований вулканитов (см. рис. 5—7).

Таким образом, приведенные сведения позволяют предполагать, что в северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса позднеюр-

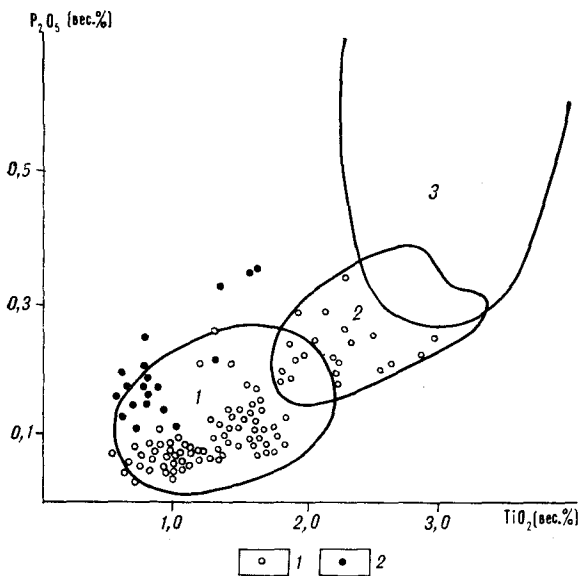


Рис. 6. Соотношение  $P_2O_5$  —  $TiO_2$  в базальтах юрско-раннемелового окраинно-океанического геосинклинального пояса (1) и вулканитах вала Зенкевича (2).

Показаны поля составов: 1 — толеитовых базальтов океанических хребтов, 2 — толеитовых базальтов океанических островов, 3 — щелочных базальтов океанических островов [14].

ский — раннемеловой вулканизм проявился как в пределах собственно океанической структуры — вала Зенкевича, так и вдоль палеограницы океана и континента с формированием фрагментарно проявленного геосинклинального ба-

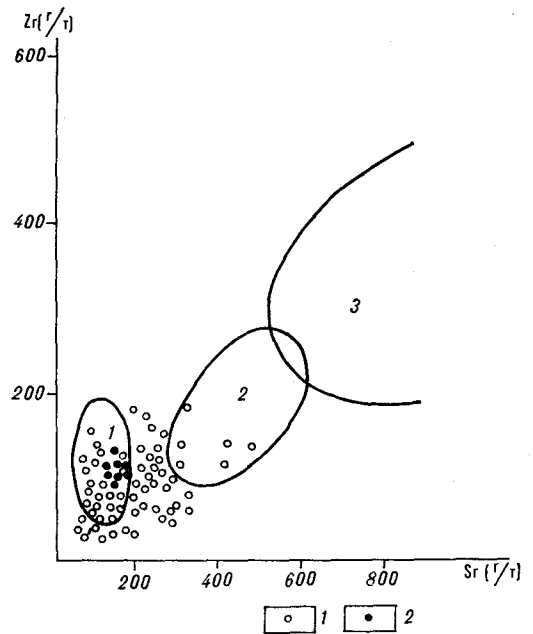


Рис. 7. Соотношение  $Zr$  —  $Sr$  в вулканитах вала Зенкевича и базальтах юрско-раннемелового окраинно-океанического геосинклинального пояса. Усл. обозн. см. на рис. 5.

зальтового вулканического пояса. Выявление связей между этими структурами, как и продолжение изучения вулканитов вала Зенкевича, является предметом дальнейших исследований.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев Б. И., Подзорова Д. И., Скорикова М. Ф. Вещественный состав и физические свойства базальтов вала Зенкевича (Тихий океан).— ДАН СССР, 1977, т. 236, № 3.
2. Васильев Б. И., Соловьев Л. С., Суворов А. А. О геологическом строении внешнего склона Курило-Камчатского жёлоба и вала Зенкевича.— ДАН СССР, 1978, т. 238, № 5.
3. Коссовская А. Г., Симанович И. М., Шутов В. Д. Минеральные преобразования пород океанической коры и проблема ее начальной континентализации.— В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981.
4. Лутц Б. С. Геохимия океанического и континентального магматизма.— М.: Недра, 1980.
5. Ротман В. К. Петрохимические данные о структурных связях ложа Тихого океана и Периферического геосинклинального пояса в южной части Курильской дуги.— ДАН СССР, 1976, т. 228, № 2.
6. Ротман В. К., Марковский Б. А. Базальтовые вулканического пояса окраинно-океанического (периферического) типа и связанные с ними палеовулканические реконструкции.— Сов. геол., 1979, № 4.
7. Супруненко О. И., Марковский Б. А., Тарасов Б. М. К истории геологического развития подводной возвышенности Обручева и сопредельных районов.—

- В кн.: Структура, история развития и проблемы нефтегазоносности акваторий. Л., 1975 (Тр. ВНИГРИ, вып. 367).
8. Цеховский Ю. Г., Градусов Б. П. и др. О гидротермальном преобразовании гялобазальтов из глубоководных желобов Марианского и Японского.— В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981.
  9. Cann Y. R. Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, v. 10, N 1.
  10. Engel A. E. J., Engel C. G., Havens R. G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the Upper mantle.— Geol. Soc. of Amer. Bull., 1965, v. 76, N 7.
  11. Hart R. A. Progressive alteration of the oceanic crust.— In: Initial Reports of the DSDP. Washington, 1976, v. 34.
  12. Kay R., Hubbard N. J., Gast P. W. Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks.— Vorn. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 2.
  13. Pearce Y. A., Cann Y. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, v. 19, N 2.
  14. Rhodes Y. M. Major and trace element chemistry of basalt from Leg. 9 of the DSDP — EOS, Transactions American Geophysical Union, 1973, v. 54, N 11.

ТОИ ДВНЦ АН СССР  
Владивосток  
ВСЕГЕИ  
Ленинград

Поступила в редакцию  
10 января 1984 г.

УДК 551.24(571.6)

*Б. А. Натальин, Л. И. Попеко, С. А. Чеботов***ТЕКТНИКА ЗАПАДНО-ДЖАГДИНСКОЙ ЗОНЫ  
МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ**

В структурной эволюции Западно-Джагдинской зоны выделено семь этапов деформаций, сформировавших разновозрастные складки и разломы. Структуру зоны определяют лежачие и наклоненные к северу изоклинальные складки второго этапа деформаций и синхронные им надвиги и шарьяжи. Важное значение также имеют разломы и складки четвертого этапа, обладающие северными и северо-восточными падениями осевых поверхностей. Они свидетельствуют о перемещениях масс с севера на юг. Шарниры складок седьмо-

го этапа деформаций ориентированы в северо-восточном направлении, поперек простирания более ранних структур. Эти складки сопряжены с левосторонними сдвигами. Структурный анализ дислокаций свидетельствует о значительном перекрытии по надвигам комплексом Западно-Джагдинской зоны комплексов Ланской и Шевлинской зон, располагающихся вдоль южного обрамления Алдано-Станового блока, а возможно и верхнеюрских комплексов Зейско-Удского прогиба.

Особенности строения самой узкой и наиболее дислоцированной части Монголо-Охотской складчатой системы (Тукурингро-Джагдинского сегмента) обусловлены коллизией Буреинско-Ханкайского микроконтинента и Восточно-Сибирского континента [5]. Для определения последовательности событий этого процесса проведены исследования по разрезу, проходящему вдоль долин рек Бом и Дугда и пересекающему все основные тектонические комплексы.

Геологическое строение района по результатам среднемасштабных геологосъемочных работ охарактеризовано Г. Л. Кирилловой и М. Т. Турбиным [3]. Ими выделены Ланская и Западно-Джагдинская эвгеосинклинальные и Гагско-Сагайская миогеосинклинальная структурно-формационные зоны. В Западно-Джагдинской зоне, где проводились наши исследования, описан наиболее полный разрез геосинклинального комплекса, начинающийся предположительно силурийскими и венчающийся нижнеюрскими отложениями (рис. 1). Внедрение габбро, габбро-диоритов, диоритов и плагиогранитов пиканского комплекса датировано поздним палеозоем. Вулканогенно-осадочный комплекс характеризуется единым стилем дислокаций; угловые несогласия не наблюдались. Вместе с тем предполагаются перерывы в осадконакоплении, приходящиеся на поздний девон — средний карбон, конец ранней перми, ранний — средний триас. Не все стратиграфические подразделения охарактеризованы фау-

нистически. Возраст некоторых из них определен по положению в разрезе, исходя из представлений о том, что структуру Западно-Джагдинской зоны определяют крупные линейные складки (с юга на север): Нягдинская антиклиналь, в ядре которой обнажаются силурийские образования, и Туксинская синклиналь с нижнепермской бочагорской свитой в ядре и верхнекаменноугольными нектерской и джескогонской свитами на крыльях (см. рис. 1).

Наряду с крупными структурами Г. Л. Кирилловой и М. Т. Турбиным отмечается широкое развитие надвигов и мелких складок различных морфологических типов, среди которых выделены две генерации. Складки первой генерации преимущественно изоклинальные, запрокинутые на север, сопровождающиеся кливажом течения, второй — имеют более разнообразную морфологию и кливаж разлома, параллельный осевым поверхностям. Они тяготеют к зонам крупных разломов и это в совокупности с повышенным метаморфизмом пород положено в основу выделения Южно-Тукурингроской, Чампулинской и Тукурингро-Ланской ветвей Джагдинской зоны смятия [1—4].

Структурный анализ дислокаций позволил выявить некоторые различия в строении мезозойских и палеозойских толщ, пиканского интрузивного комплекса, определить последовательность складчатых и разрывных дислокаций и внести коррективы в существующие представления об общей структуре Западно-Джагдинской зоны.

J <sub>1</sub> ?am		1550
J <sub>1</sub> kr		3400
T <sub>3</sub> nl		1200
T <sub>3</sub> mk		1800

P <sub>1</sub> br		1650
C <sub>3</sub> nk		900
C <sub>3</sub> dz		1000
D <sub>2</sub>		1450
D <sub>1-2</sub>		1700
D <sub>1</sub>		1350
S?		1600

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

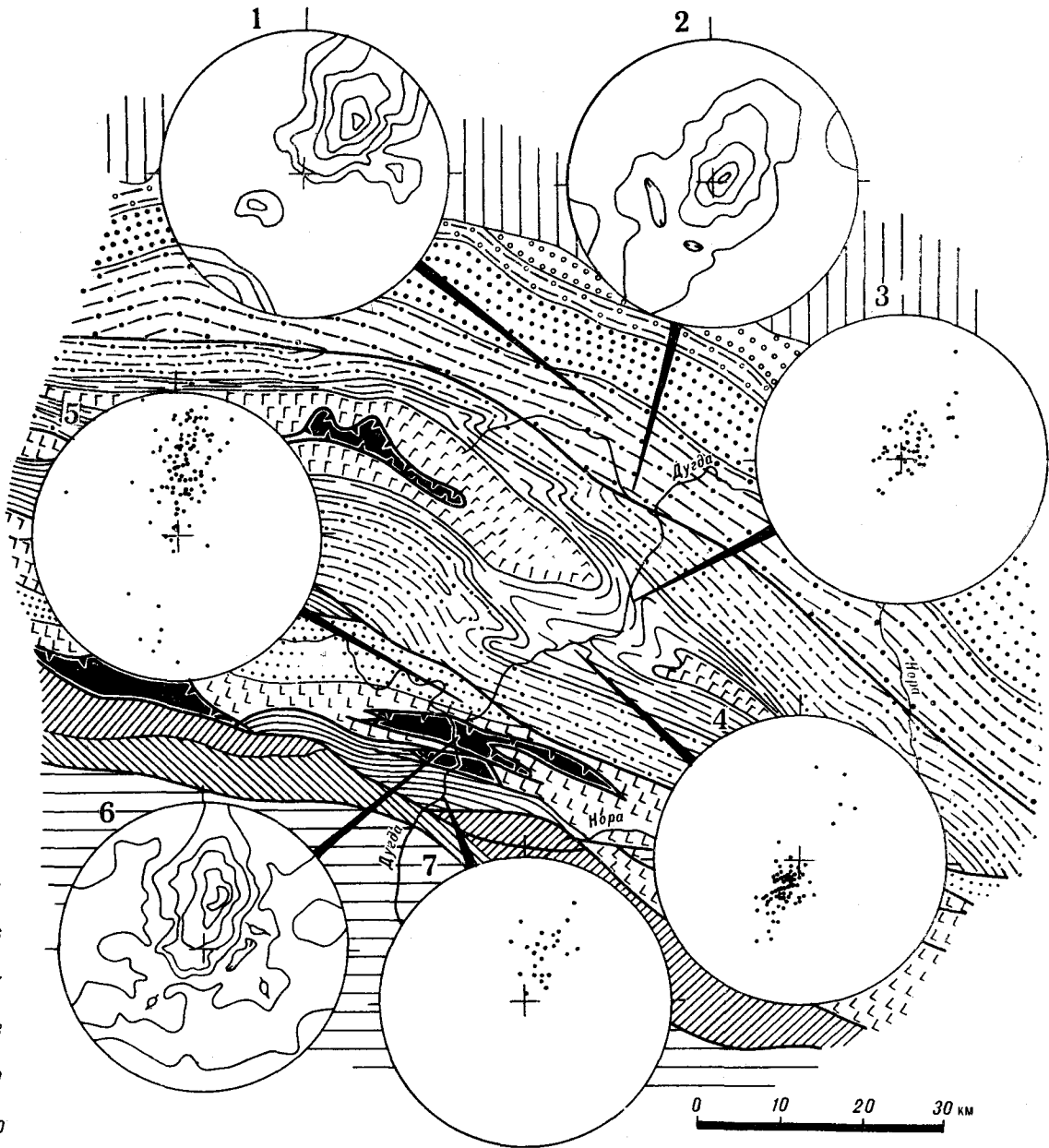


Рис. 1. Схема строения центральной части Западно-Джагдинской зоны. Геологическая основа, по Г. Л. Кирилловой и М. Т. Турбину [3], с дополнениями.

1 — Бурейский массив; 2 — Зейско-Удский прогиб; 3, 4 — комплексы Гагско-Сагайской зоны: 3 — среднедевонско-нижнекаменноугольный, 4 — верхнетриасово-среднеюрский; 5 — 15 — свиты и толщи Западно-Джагдинской зоны: 5 — нижнеюрская (?) амканская, 6 — нижнеюрская курнальская, 7 — верхнетриасовая нелская, 8 — верхнетриасовая муянканская, 9 — нижнепермская бочагорская, 10 — верхнекаменноугольная нектерская, 11 — верхнекаменноугольная джекгогонская, 12 —

среднедевонская, 13 — нижне-среднедевонская, 14 — нижнедевонская, 15 — силурийская; 16 — габброиды, габбро-амфиболиты, ультраосновные породы пиканского комплекса; 17 — разломы: а — надвиги (этапа D<sub>2</sub>), б — взбросы и недифференцированные разломы (преимущественно этапа D<sub>3</sub>); 18, 19 — сланцеватость S<sub>2</sub> на стереограммах 1—7; 18 — изолинии концентраций полюсов, 19 — полюса; 20 — фаунистически охарактеризованные свиты и толщи. Верхнепермские отложения не показаны. Стереограммы (сетка Вульфа, нижняя полусфера): 1 — 128 замеров, изолинии 0—1—3—6—13—20%, 2 — 479 замеров, изолинии 0—1—2—10—20%, 6 — 232 замера, изолинии 0—1—2—3—7—8%.

## ДИСЛОКАЦИИ МЕЗОЗОЙСКОГО КОМПЛЕКСА

Мезозойский комплекс включает верхнетриасовые муянканскую свиту граувакковых песчаников с прослоями туфопесчаников, алевролитов, глинистых сланцев, кремнистых пород, се-

диментационных брекчий и основных эффузивов и нелскую свиту алевролитов, граувакковых песчаников с подчиненными прослоями кремнистых пород, диабазов, туфов и седиментационных брекчий, нижнеюрские курнальскую свиту граувакк с редкими прослоями и пачками алевроито-пелитовых пород и амкан-

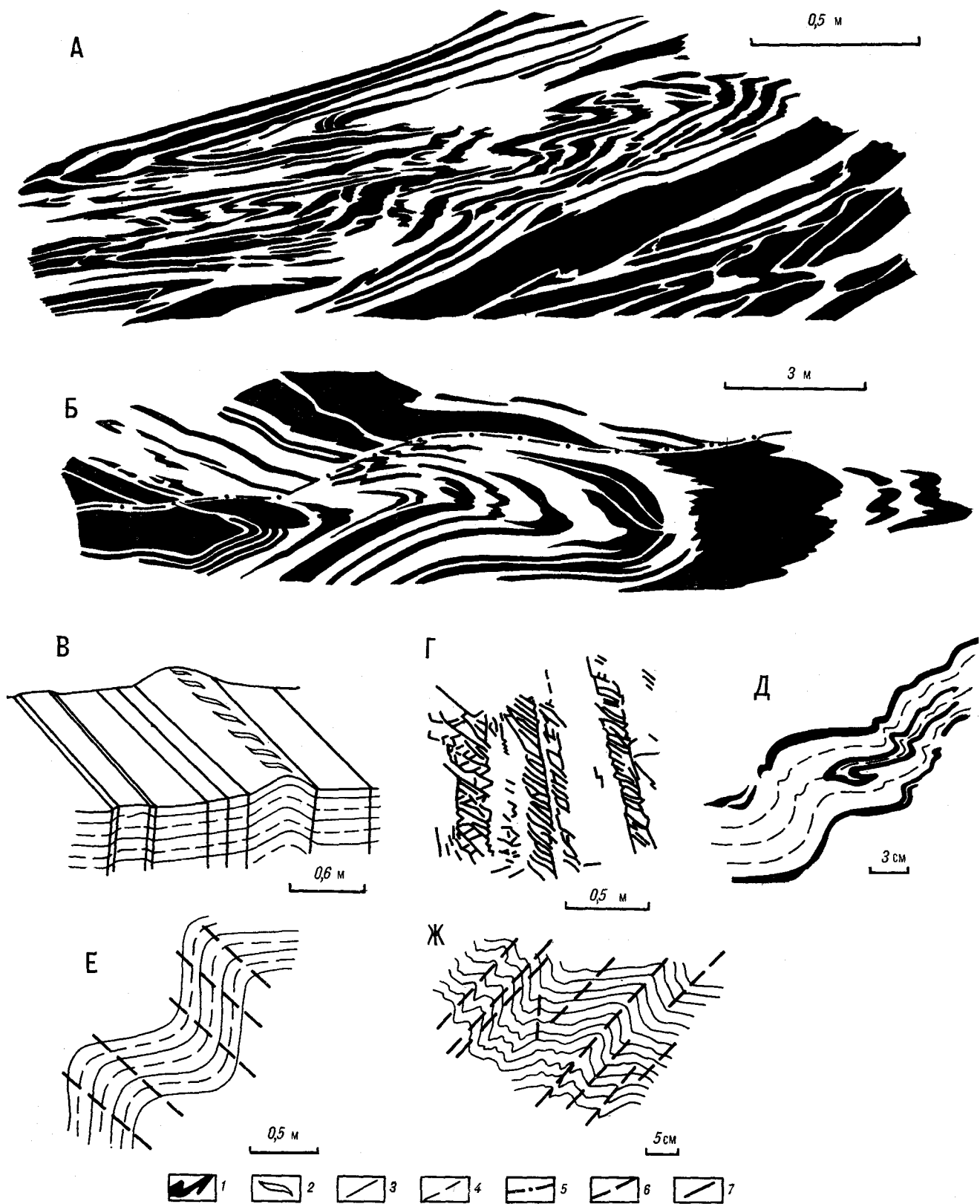


Рис. 2. Разновозрастные структурные формы. А, Б — складки  $F_2$  в мезозойском комплексе, В — складки  $F_3$ , Г — зоны сопряженных трещин  $S_7$ , Д — складка  $F_1$ , Е, Ж — складки  $F_4$  и кливаж  $S_4$ .  
 1 — песчаники (А, Б), микроварциты (Д); 2 — кварцевые жилы; 3 — слоистость; 4 — сланцеватость  $S_2$ ; 5 — разлом этапа  $D_2$ ; 6 — кливаж  $S_4$ ; 7 — кливаж  $S_7$ .

скую свиту тонкого ритмичного чередования граувакк, алевролитов и глинистых сланцев [3]. Амканская свита обладает признаками флишевой формации. Пачки сходного строения присутствуют в составе других свит, что позволяет предполагать образование мезозойских толщ за счет турбидитной седиментации с расположением проксимальных турбидитов на севере, а дистальных на юге.

Стиль складчатых и разрывных дислокаций мезозойских толщ изучался в амканской и курнальской свитах, но, учитывая данные предшествующих исследований об однородности структуры мезозойских толщ, полученные нами результаты, по-видимому, можно отнести ко всему мезозойскому комплексу.

Самыми ранними структурными формами являются изоклинальные складки (рис. 2, А, Б), которые мы обозначили как складки  $F_2$  (по схеме Г. Л. Кирилловой и М. Т. Турбина [3] это складки  $F_1$ ). Среди них различаются как симметричные, так и асимметричные. Рисунок последних, отражающий характер порождающих эти складки сдвиговых деформаций, изменчив. Мелкие асимметричные складки на разных крыльях более крупной складки имеют разный рисунок, тем не менее их нельзя рассматривать как складки волочения. Увеличение мощностей компетентных прослоев в замках, характер складкообразующих поверхностей свидетельствуют о принадлежности складок  $F_2$  к складкам ламинарного течения. Размах крыльев, наблюдаемых в обнажениях складок, варьирует от первых сантиметров до 20 м. Возможность определения практически в любом месте характера залегания по градационной слоистости позволяет выявлять складки с размахом крыльев в сотни метров. Слоистость при этом характеризуется однородным моноклинальным залеганием, и нет оснований полагать, что морфология крупных складок отлична от наблюдаемой в обнажениях морфологии мелких складок.

Складки  $F_2$  сопровождаются регионально развитой сланцеватостью  $S_2$ , параллельной осевым поверхностям. Она отчетливо проявлена как в песчаниках, так и в алевроито-пелитовых породах, и подчеркнута предпочтительной ориентировкой слюдястых и других минералов. По поверхностям  $S_2$  происходили существенные дифференциальные перемещения, которые наиболее отчетливо наблюдаются в замках складок  $F_2$ . При пересечении сланцеватости  $S_2$  и слоистости под острым углом прослой песчаников расчленяются на серию вытянутых уплощенных тел с линзовидной формой поперечного сечения. Разнонаправленные перемещения по соседним поверхностям приводят либо к значительному разъединению линз главным образом на крыльях складок, либо к их нагромождению,

что создает видимость увеличения мощностей компетентных прослоев в замках складок  $F_2$ . При больших углах пересечения слоистости и сланцеватости  $S_2$  прослой песчаников иногда разбиваются на тела параллелепипедальной формы, обуславливающие карандашную отдельность, которая способствует определению замков складок по выступкам при отсутствии обнажений. Чаще возникают более сложные формы тел; среди них наиболее характерны образованные двумя плоскостями  $S_2$  и двумя  $S$ -образно изогнутыми поверхностями слоистости.

С перемещениями по сланцеватости  $S_2$  связано формирование наиболее ранних разломов, примеры которых можно видеть на рис. 2, Б. Зоны разломов представлены милонитами, частично перекристаллизованными с образованием кварца и слюд. Ориентировка слюдястых минералов подчинена ориентировке сланцеватости  $S_2$ , и поэтому диагностика крупных зон разломов затруднена — рассланцованные милониты по облику близки рассланцованным алевроито-пелитовым породам.

Параллельно шарнирам складок  $F_2$  ориентирована линейность  $L_2$ . Наиболее отчетливо она просматривается в песчаниках и представлена здесь уплощенными и вытянутыми в результате деформации обломками пород и минералов, веретенообразными агрегатами новообразованных минералов, возникших при перекристаллизации мелких обломков и матрикса, а также минеральными телами, сформированными комбинацией перечисленных процессов. Особо следует отметить тип линейности, образованной только за счет деформации, поскольку он позволяет судить о величине последней. В приустьевой части р. Бом в амканской свите встречены горизонты внутриформационных конгломератов, сложенных главным образом обломками песчаников и алевролитов, по облику не отличимых от пород амканской свиты, реже кварца и гранит-порфиров. Конгломераты ассоциируют с алевролитами, содержащими «плавающие» гальки тех же пород и являющимися одной из характерных фаций турбидитов. Гальки в конгломератах и алевролитах имеют форму эллипсоидов с соотношением осей 1 : (2—4) : (10—15).

В алевроито-пелитовых породах помимо визуально слабо различимой линейности охарактеризованных выше типов местами наблюдалась тонкая желобчатость с поперечными размерами от долей до 1—2 мм. На крыльях складок она образована изгибами поверхностей  $S_2$  и параллельных им поверхностей слоистости. В замках желобчатость, по-видимому, также присутствует, но здесь макроскопически ее трудно отличить от структурных форм, возникших за счет пересечения сланцеватости  $S_2$



и слоистости. Во всех наблюдаемых случаях желобчатость параллельна шарнирам складок  $F_2$ , однако то, что она образована деформированными поверхностями  $S_2$ , свидетельствует о ее более молодом возрасте.

В долине р. Бом ниже устья руч. Михайловский, в приустьевых частях рек Чертова Лестница и Пила, в долине р. Дугда близ устья р. Бом сланцеватость  $S_2$  характеризуется пологими и субгоризонтальными залеганиями (см. рис. 1, стереограмма 2). Полюса сланцеватости на стереограмме рассеиваются в зоне, которую можно аппроксимировать дугой большого круга. В долинах руч. Михайловский, рек Чертова Лестница, Дугда, бассейне р. Пила сланцеватость  $S_2$  имеет более крутые залегания (см. рис. 1, стереограмма 1). Ее полюса также тяготеют к зоне, вытянутой вдоль дуги большого круга. Рассеивание полюсов сланцеватости  $S_2$  вдоль дуги большого круга лучше проявлено на сводной стереограмме для мезозойского комплекса (рис. 3, вкладка).

Линейность  $L_2$  характеризуется более выдержанной ориентировкой, которая одинакова для районов с крутым и пологим залеганием сланцеватости  $S_2$ . В целом она образует точечный максимум с координатами  $315 \angle 0$  (см. рис. 3). При общей выдержанности простирания ориентировка линейности варьирует по азимутам и углам падения. Участками углы и азимуты меняются на расстояниях в первые метры (рис. 4, В, вкладка). Зоны частого изменения ориентировки линейности  $L_2$  имеют ширину от 50 до 200 м и вытянуты в северо-восточном направлении. В других случаях азимуты падения выдержаны на расстояниях от первых сотен метров до 1—3 км. Такие участки соседствуют либо с зонами частых изменений ориентировки  $L_2$ , либо с участками, где азимуты падения меняются на  $180^\circ$ .

Геометрический анализ ориентировок сланцеватости  $S_2$  и линейности  $L_2$  свидетельствует о их повторных дислокациях. Наиболее ранними из них являются складки с северо-западными простираниями шарниров. В общей последовательности этапов деформаций мы их обозначаем как складки  $F_4$ . Складки  $F_4$  открытые и отлогие, редко закрытые. Те, что видны в обнажениях, имеют размах крыльев от 0,5 до 5 м. По последовательным изменениям залеганий  $S_2$  оконтуриваются складки с размахом крыльев в десятки и сотни метров. Общее изменение залегания сланцеватости  $S_2$  к северу от долины р. Бом от пологого до крутого можно интерпретировать как наиболее крупную складку  $F_4$  (см. рис. 1). Наблюдаемые складки  $F_4$  не сопровождаются какими-либо элементами структурного парагенезиса, их морфология соответствует складкам изгиба.

Шарниры складок погружаются к северо-за-

паду или юго-востоку под углами, обычно не превышающими  $15^\circ$ . Осевые поверхности имеют преимущественно северные падения (см. рис. 3), что позволяет предполагать образование складок  $F_4$  в условиях общего перемещения масс с севера на юг. Вместе с тем плоскости большинства разломов в мезозойских толщах имеют ориентировку  $210 \angle 70$ . Зоны разломов представлены катаклазированными и брекчированными породами, иногда насыщены кварцевыми жилами. Брежирование наложено на сланцеватость  $S_2$ . Вблизи разломов встречаются асимметричные складки с длинными южными и короткими северными крыльями, которые по ориентировке шарниров близки складкам  $F_4$ , но имеют южные падения осевых поверхностей. На удалении от разломов такие складки отсутствуют. Как будет показано ниже, эти дислокации имеют более молодой возраст, чем складки  $F_4$ .

Деформации, вызвавшие образование складок  $F_2$  и  $F_4$ , были коаксиальными, поэтому складки  $F_4$ , как правило, не влияют на ориентировку линейности  $L_2$ . Изменения ориентировки линейности связаны со складками следующей генерации, обозначенными нами как складки  $F_7$ . Эти складки отлогие, редко открытые, имеют северо-восточные и юго-западные погружения шарниров. Углы падения шарниров варьируют в большей степени, чем у складок  $F_2$  и  $F_4$  (см. рис. 3), что обусловлено наложением складок  $F_7$  на поверхности слоистости и сланцеватости  $S_2$ , имеющие разные углы падения, в том числе и крутые. Осевые поверхности складок  $F_7$  имеют северо-восточные простирания при крутых, преимущественно вертикальных углах падения (см. рис. 3).

В структурный парагенезис складок  $F_7$  входит регионально развитый грубый кливаж разлома  $S_7$ . Он представлен как ровными параллельными сколами, отстоящими друг от друга на десятки сантиметров и первые метры (см. рис. 2, В), так и субпараллельными зонами концентрации сопряженных трещин сходной частоты. Кливаж  $S_7$  либо параллелен осевым поверхностям складок, либо образует дивергентный веер. Рефракция на границах слоев разной компетентности не характерна.

Строение зон сопряженных трещин  $S_7$  изображено на рис. 2, Г. Преобладающая ориентировка зон  $S_7$  —  $125 \angle 85$ , а составляющих их сопряженных трещин —  $70 \angle 80$  и  $185 \angle 80$  (см. рис. 3). Трещины  $70 \angle 80$ , как правило, не выходят за пределы зон  $S_7$ , а трещины  $185 \angle 80$  иногда имеют соразмерную зонам протяженность, но удалены друг от друга на большие расстояния. Характер плоскостей сопряженных трещин позволяет в ряде случаев отнести их к сколам. Чаще же трещины  $185 \angle 80$  являются трещинами отрыва, что осо-

бенно характерно для случаев, когда протяженность трещин ограничивается шириной зон  $S_7$ . Трещины отрыва либо плоские, либо имеют загнутые окончания, придающие им  $S$ -образную форму (см. рис. 2, Г). Часто они заполнены жильным кварцем, который делает контрными сформированные таким образом (см. рис. 2, В) правые эшелоны. Эшелоны по простиранию переходят в левые сдвиги, наследующие ориентировку зон  $S_7$ , с амплитудами перемещения от первых сантиметров до первых метров.

Соотношения складок  $F_7$ , кливажа  $S_7$ , сопряженных трещин и сдвигов позволяют наметить такую последовательность деформаций, проявившихся после этапа деформаций  $D_4$ , сформировавшего складки  $F_4$ : на ранних стадиях образовались складки  $F_7$  и кливаж  $S_7$ . По отношению к этапу деформаций  $D_4$  поле напряжений повернулось на  $90^\circ$ , и направление главного сжатия оказалось параллельным простиранию складок  $F_2$  и  $F_4$ . По сопряженным трещинам зон  $S_7$  (см. рис. 3) реконструируется дальнейшее вращение поля напряжений. Сжатие в этих условиях реализовалось в пределах изученного участка в перемещениях по сдвигам, которые совпали с ранее созданными плоскостями  $S_7$ . Последовательность образования складок и сдвигов более или менее понятна, однако не ясно, были ли разделены эти события каким-либо временным интервалом. Пока мы их рассматриваем в рамках единого этапа деформаций  $D_7$ .

Мелкие складки  $F_7$  с размахом крыльев в первые метры и первые десятки метров тяготеют к зонам северо-восточного простирания, упомянутым при характеристике ориентировки линейности  $L_2$ . Здесь широко распространены структурные формы, возникшие за счет интерференции складок  $F_4$  и  $F_7$ . Это образованные сланцеватостью  $S_2$  купола и мулдьды с правильными и неправильными формами (см. рис. 4, А). Поскольку складки  $F_4$  не меняли ориентировку линейности  $L_2$ , по изменению азимутов погружения линейности  $L_2$  (см. рис. 4, В) легко оконтуриваются крупные складки  $F_7$ . Региональные изменения направлений погружения линейности обязаны наиболее крупным складкам  $F_7$  с размахом крыльев в первые километры.

## ДИСЛОКАЦИИ ПАЛЕЗОЙСКОГО КОМПЛЕКСА

В бассейне р. Дугды в составе палеозойского комплекса выделены [3] силурийская толща серицит-кварцевых и зеленых (эпидот-хлорит-актинолитовых, альбит-актинолит-эпидотовых) сланцев с прослоями микрокварцитов и мета-

морфизованных песчаников, нижнедевонская толща филлитов, серицит-кварцевых сланцев с прослоями песчаников, зеленых сланцев и микрокварцитов, ниже-среднедевонская толща зеленых сланцев и микрокварцитов; среднедевонская толща алевролитов и глинистых сланцев с прослоями песчаников, верхнекаменноугольная джесгогонская свита филлитов и песчаников с линзами зеленых сланцев и микрокварцитов, верхнекаменноугольная нектерская свита филлитов, зеленых сланцев и микрокварцитов, нижнепермская бочагорская свита зеленых сланцев и микрокварцитов с прослоями филлитов, кремнисто-глинистых сланцев и известняков (см. рис. 1).

Для перечисленных толщ и свит проникающими структурными формами являются сланцеватость  $S_2$  и линейность  $L_2$ , которые по вещественным и морфологическим особенностям не отличимы от тех же структурных форм мезозойских толщ. Вместе с тем складки  $F_2$ , за исключением мелких с размахом крыльев в первые сантиметры и первые десятки сантиметров, в палеозойском комплексе наблюдаются значительно реже. Это обусловлено худшей обнаженностью, отсутствием маркирующих горизонтов и, наконец, редкостью градационно-слоистых пород, способствующих оконтуриванию крупных складок. Тем не менее симметричная повторяемость и сходство строения пачек песчано-сланцевого состава и пачек зеленых сланцев и микрокварцитов, обнажающихся в береговых обрывах кривунов в приустьевой части р. Тукси, позволяют предполагать существование крупных складок  $F_2$  с размахом крыльев в сотни метров.

В единичных случаях наблюдались структурные формы более ранние, чем складки  $F_2$ . На рис. 2, Д изображен замок изоклиальной складки  $F_1$ , повторно смятый в складку  $F_2$ , сопровождающуюся сланцеватостью  $S_2$ , параллельной осевой поверхности. Отсутствие ранних интерференционных структур и ориентировка шарниров свидетельствуют о коаксиальности складок  $F_1$  и  $F_2$ . Деформации, предшествующие этапу  $D_2$ , обнаружены также в среднедевонской толще, обнажающейся южнее Дугдинского массива габброидов. Здесь широко распространены послонные и кососекающие слоистость кварцевые жилы, которые вовлечены в складки  $F_2$ .

В палеозойских толщах редко встречаются транспозиционные структуры, связанные со складками  $F_2$ , что скорее всего обусловлено большими перемещениями вещества по плоскостям  $S_2$ , в результате которых формируется конечный продукт транспозиции — вторичная тектоническая полосчатость.

В долине р. Дугда на участке между устьями рек Бом — Солокитиндя сланцеватость  $S_2$

имеет южные, преимущественно пологие, падения (см. рис. 1, стереограмму 3; рис. 3). В районе устья р. Солокитиндя на протяженных отрезках она залегает субгоризонтально. Между устьями рек Солокитган — Калдяшка характерны северные падения сланцеватости  $S_2$  (см. рис. 1, стереограмму 4), которые в приустьевой части р. Тукси вновь сменяются южными, сохраняющимися вплоть до южной границы Западно-Джагдинской зоны — Южно-Тукурингского разлома (см. рис. 1, стереограммы 4, 5, 7). Во всех перечисленных районах вариации ориентировок сланцеватости  $S_2$  закономерны, и полюса сланцеватости на стереограммах рассеиваются в зонах дуг большого круга. Как и в мезозойском комплексе, это обусловлено складками  $F_4$ .

Линейность  $L_2$  в целом сохраняет северо-западные простирания, но от участка к участку варьирует по азимутам и углам падения. Примечательно, что в конкретных обнажениях углы падения нередко достигают высоких значений (см. рис. 3) и в отличие от мезозойского комплекса иногда не зависят от складок  $F_7$ .

Складки  $F_4$  также являются проникающими структурными формами палеозойского комплекса. Углы между их крыльями меняются от 130 до 70°, составляя в среднем 80—100°. Размах крыльев варьирует от первых сантиметров до первых километров, возможно, и до 30 км. Мелкие складки  $F_4$  тяготеют к зонам, определенным [3] как зоны смятия.

Складки  $F_4$  сопровождаются кливажом  $S_4$  и линейностью  $L_4$ . Кливаж  $S_4$  представлен трещинами без каких-либо минеральных новообразований. Они параллельны осевым поверхностям и имеют различную частоту (см. рис. 2, Е, Ж). В зонах смятия расстояния между трещинами порой составляют 5—10 см. Рефракция кливажа на границах пород различного литологического состава отсутствует.

Линейность  $L_4$  легко отличима от линейности  $L_2$  и представлена желобчатостью и линиями пересечения  $S_2$  и  $S_4$ . В мезозойских толщах редко встречающаяся желобчатость во всех случаях параллельна шарнирам складок  $F_2$  и линейности  $L_2$ . В палеозойском комплексе линейность  $L_2$  сминается складками  $F_4$ , причем ориентировки  $L_2$  и  $L_4$  больше отличаются по углам падения и меньше — по азимутам. Эти различия видны на стереограммах для участков 3—5 и 7 (см. рис. 3) и свидетельствуют о незначительной некоаксиальности складок  $F_2$  и  $F_4$ .

На участках 3 и 4 кливаж  $S_4$  и осевые поверхности складок  $F_4$  имеют северные падения (см. рис. 3), указывающие на общее движение масс при образовании складок  $F_4$  в южном направлении. Об этом же свидетельствует и асимметричность складок  $F_4$ . В ряде случаев

кливаж  $S_4$  и осевые поверхности складок  $F_4$  смяты в отлогие складки, имеющие северо-западные простирания шарниров и полого (10—20°) погружающиеся к северу осевые поверхности. В маломощных зонах вязких разломов сланцеватость  $S_2$  местами смята в сжатые и изоклинальные складки с той же ориентировкой осевых поверхностей. Поскольку складки с пологими осевыми поверхностями скорее всего приразломные, а их ориентировка указывает на неизменность поля напряжений по сравнению с этапом деформаций  $D_4$ , мы не рассматриваем их как продукт самостоятельного этапа деформаций.

В приустьевой части р. Тукси (участок 5) при резком преобладании складок  $F_4$  с северными падениями осевых поверхностей некоторые складки наклонены к северу. Такие складки преобладают в среднедевонской толще, обнажающейся южнее Дугдинского массива габброидов (см. рис. 3). В приустьевой части р. Тукси наблюдались коробчатые складки, которые в принципе можно было бы рассматривать как сопряженные и, основываясь на этом, считать складки с северным и южным падением осевых поверхностей одновозрастными. Вместе с тем особенности строения Дугдинского массива габброидов позволяют предполагать более молодой возраст складок с южным падением осевых поверхностей.

В палеозойском комплексе ориентировка складок  $F_4$  с севера на юг закономерно изменяется. На участке 3 она совпадает с северо-западной ориентировкой складок  $F_4$  мезозойского комплекса, а начиная с 4-го участка, шарниры и осевые поверхности постепенно приобретают субширотное простирание (см. рис. 3). Данное обстоятельство вряд ли можно объяснить неоднородностью поля напряжений, обусловленной различием механических свойств геологических комплексов Западно-Джагдинской зоны. На рис. 1 и других обзорных геологических картах можно видеть, что мезозойские и верхнепалеозойские толщи образуют выпуклую к северу дугу, радиус кривизны которой к югу увеличивается. Изученные участки располагаются в различных местах дуги, что, по-видимому, является главной причиной закономерного изменения ориентировки складок  $F_4$ . Исходя из этого можно предполагать деформационную природу дуги, причем вряд ли штамповую, связанную с неровностью ограниченный Алдано-Станового блока или Буринского массива (простирания среднепалеозойских толщ прямолинейны!). Скорее всего, образование дуги вызвано деформациями  $D_7$ .

Линейность  $L_4$  и кливаж  $S_4$  деформированы двумя генерациями наиболее молодых складок. Складки  $F_6$  распространены, главным образом, в приустьевой части р. Тукси. Углы между

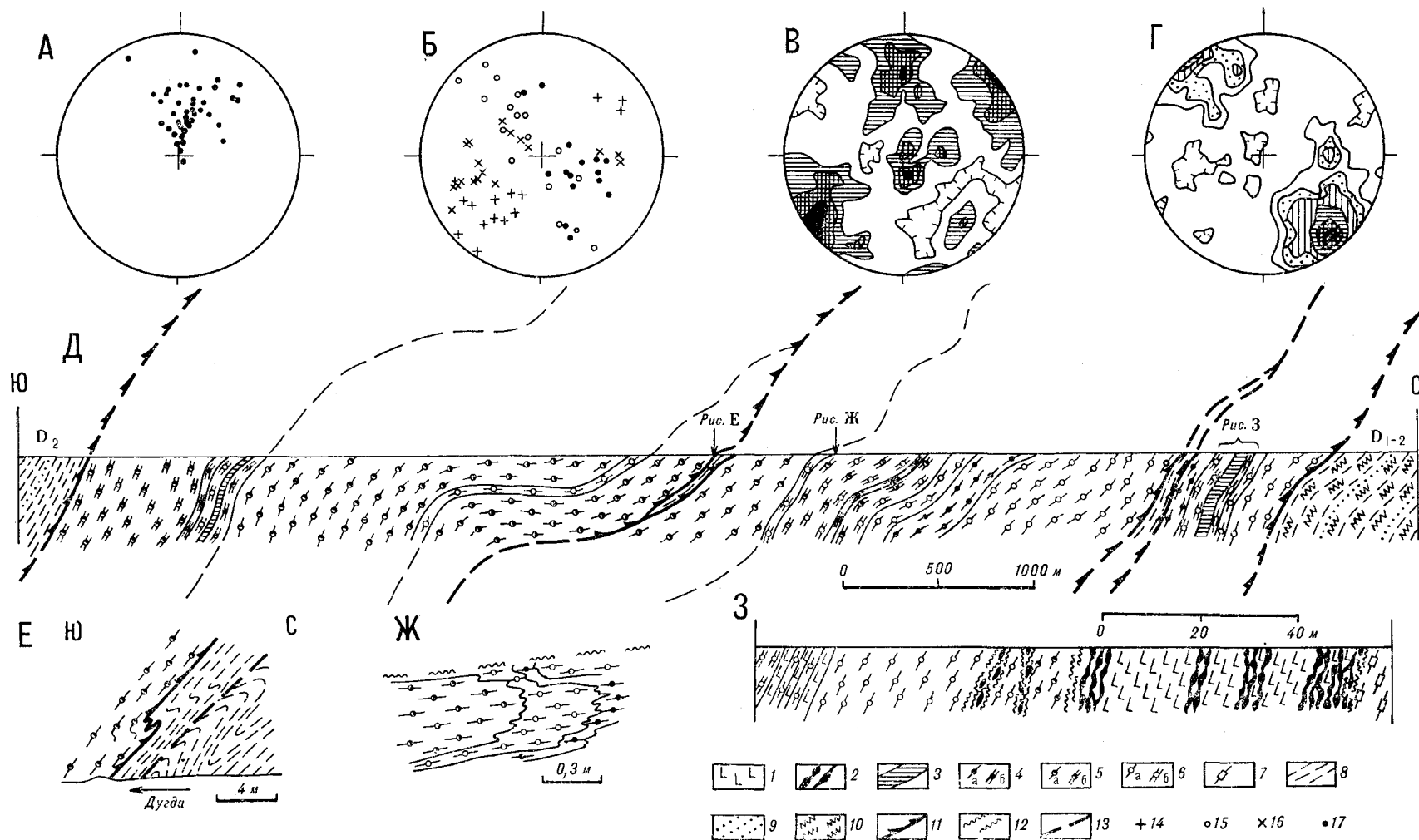


Рис. 5. Строение Дугдинского массива габброидов.

А — ориентировка зон расщепления ( $S_2$ ), Б — ориентировка складок  $F_6$  в габброидах и вулканогенно-осадочных толщах приустьевой части р. Тунси, В — полюса зеркал скольжения — 327 замеров, изолинии 0—1—2—3%, Г — ориентировка борозд скольжения — 327 замеров, изолинии 0—1—2—3—6—7—8%, Д — геологический профиль вдоль русла р. Дугды, Е — контакт габброидов с филлитами, Ж — замок складки  $F_2$ , З — соотношение ультраосновных пород с габброидами.

1 — амфиболитизированные пироксениты; 2 — серпентиниты; 3 — ультраосновные породы; 4 — меланократовые габбро-амфиболиты: а — однородные, б — тонкополосчатые; 5 — габбро-амфиболиты: а — однородные, б — тонкополосчатые; 6 — лейкократовые габбро-амфиболиты: а — однородные, б — тонкополосчатые; 7 — плагиоклазиты; 8 — филлиты; 9 — песчаники и метапесчаники; 10 — микроварциты и зеленые сланцы; 11 — разломы этапа  $D_2$ ; 12 — зоны расщепления ( $S_2$ ); 13 — разломы этапа  $D_6$ ; 14, 15 — складки  $F_6$  в габброидах: 14 — шарниры, 15 — полюса осевых поверхностей; 16, 17 — складки  $F_6$  в вулканогенно-осадочных толщах: 16 — шарниры, 17 — полюса осевых поверхностей.

крыльями варьируют от 90 до 150°, размах крыльев от первых десятков сантиметров до первых метров. Шарниры складок F<sub>6</sub> погружаются к западу под углами 30—60°, а осевые поверхности под углами 15—70° погружаются в северо-западных, редко в юго-восточных румбах (рис. 5, Б). Наблюдающаяся местами асимметричность складок указывает на их образование в условиях правосторонних сдвиговых перемещений.

Складки F<sub>7</sub> по морфологии и ориентировке сходны с соответствующими складками мезозойских толщ, хотя следует отметить их более редкую встречаемость и слабую выдержанность ориентировки шарниров и осевых поверхностей (см. рис. 3). Складки F<sub>7</sub> в палеозойском комплексе нередко сопровождаются линейностью L<sub>7</sub>, которая по морфологии близка к линейности L<sub>4</sub>, но обладает большими поперечными размерами желобков. Грубый кливаж S<sub>7</sub>, связанный со складками F<sub>7</sub>, сохраняется, хотя с севера на юг сложные зоны сопряженных трещин постепенно исчезают так же, как исчезают структурные формы левосторонних сдвиговых перемещений, завершающих деформации D<sub>7</sub> в мезозойских толщах. Сопряженные с кливажом S<sub>7</sub> трещины, тем не менее, сохраняются без существенных изменений угловых соотношений (см. рис. 3). Свойственны ли эти тенденции всей Западно-Дугдинской зоне, ответить трудно. Возможно, частые левосторонние сдвиги образуют зоны, а приурочив свои исследования к долине р. Дугды, в палеозойском комплексе мы просто вышли за пределы такой зоны.

## ДИСЛОКАЦИИ ДУГДИНСКОГО МАССИВА ГАББРОИДОВ

В долине р. Дугды в строении массива принимают участие габбро-амфиболиты, плагиоклазиты, амфиболитизированные пироксениты и серпентиниты. Массив имеет отчетливое полосчатое строение. Магматическая полосчатость разномасштабна: от 1—5 см до первых сотен метров (см. рис. 5, Д). Она подчеркнута чередованием лейко- и меланократовых габброидов, габброидов и плагиоклазитов, реже — габбро-амфиболитов, плагиоклазитов и пироксенитов. Примечательно, что лейкократовые габбро-амфиболиты и плагиоклазиты чаще всего встречаются вблизи выходов ультраосновных пород.

Участки тонкого полосчатого строения чередуются с габбро-амфиболитами, лишенными магматической полосчатости, но, исходя из общих особенностей структуры, тела однородных габбро-амфиболитов, по-видимому, также имеют пластинообразную форму. В целом по разрезу выделяются три пачки полосчатого строе-

ния мощностью от 300 до 600 м и разделяющие их две более мощные (до 1,5 км) пачки однородного строения (см. рис. 5, Д).

Подавляющая часть пород массива обладает отчетливой кристаллизационной сланцеватостью и минеральной линейностью. Первая подчеркнута хлоритом, серицитом, линзовидными агрегатами хлорита, актинолита, эпидота кварца. Кристаллы практически полностью измененного плагиоклаза также уплощены в плоскости кристаллизационной сланцеватости. Минеральная линейность представлена удлиненными агрегатами вторичных минералов и измененного плагиоклаза.

На большей части массива кристаллизационная сланцеватость параллельна магматической полосчатости, но местами сетчатая под различными углами. При таких соотношениях иногда отмечаются транспозиционные структуры, подчеркнутые растащенными по кристаллизационной сланцеватости или «сгруженными» линзами габброидов контрастного минералогического состава. Кроме того, нами наблюдались замки изоклиналильных складок магматической полосчатости, в которых кристаллизационная сланцеватость располагалась параллельно осевым поверхностям (см. рис. 5, Ж). Можно предполагать, что Дугдинский массив представляет собой пакет изоклиналильных складок, сформированных из стратифицированных интрузивных пород. На представленном разрезе (см. рис. 5, Д) не наблюдается симметричного расположения «пачек» сходного состава, и поэтому размеры наиболее крупных изоклиналильных складок не ясны.

Кристаллизационная сланцеватость и минеральная линейность имеют ту же ориентировку, что и сланцеватость S<sub>2</sub> и линейность L<sub>2</sub> во вмещающих палеозойских толщах. Это отчетливо видно как на разрезе массива в целом (см. рис. 5, Д), так и на стереограммах (см. рис. 3). Полная согласованность этих структурных форм наблюдалась на северном контакте массива и на контакте габброидов с филлитами, образующими тектонический клин в центральной части массива (см. рис. 5, Е).

Исходя из этого, мы считаем, что кристаллизационная сланцеватость и минеральная линейность синхронна сланцеватости S<sub>2</sub> и линейности L<sub>2</sub> вулканогенно-осадочных пород, а упомянутые выше изоклиналильные складки в габброидах являются складками F<sub>2</sub>.

Складкам F<sub>2</sub> синхронны разломы, ограничивающие Дугдинский массив. Как и в вулканогенно-осадочных толщах, разломы представлены маломощными зонами милонитов, перекристаллизованными в процессе метаморфизма, сопровождающего деформации этапа D<sub>2</sub>. Примечательно, что разломы строго параллельны сланцеватости вмещающих пород и габброидов

и совместно с ними деформированы в более поздние складки (см. рис. 5, Е). Эти разломы можно интерпретировать как надвиги с большими амплитудами перемещения. Во всяком случае в практически непрерывных береговых обнажениях р. Дугды нами нигде не встречены реликты контактово-измененных пород, хотя, например, метапсаммитовые структуры встречаются здесь очень часто. Малые мощности зон разломов, по-видимому, отражают высокую пластичность деформаций.

Кристаллизационная сланцеватость деформирована в складки  $F_4$ ,  $F_5$ ,  $F_6$  и  $F_7$ . Наиболее крупные складки  $F_4$  показаны на рис. 5, Д. Все они характеризуются северными падениями осевых поверхностей. Мелкие складки  $F_4$  чаще всего встречаются на участках пологого залегания кристаллизационной сланцеватости. Известна зависимость — чем больше угол между деформируемой поверхностью и направлением максимального сжатия, тем хуже условия для образования складок. Дугдинский массив — первый участок, где частота встречаемости мелких складок  $F_4$  зависит от углов падения сланцеватости  $S_2$ .

В отличие от вулканогенно-осадочных толщ в габброидах складки  $F_4$  не сопровождаются кливажом и линейностью. Лишь в редких случаях параллельно их осевым поверхностям располагаются трещины.

В Дугдинском массиве широко распространены складки, по морфологии и ориентировке шарниров сходные со складками  $F_4$ , но имеющие южные падения осевых поверхностей (см. рис. 3). Они обычно сопряжены с наклоненными к югу разломами и зонами рассланцевания (см. рис. 5, А, Е), в которых габброиды превращены в зеленые хлоритовые сланцы. Мощность зон рассланцевания меняется от 10 до 150 см. Распределены по массиву они более или менее равномерно и местами наложены на складки  $F_4$ . На основании этого можно предположить более молодой возраст складок с южными падениями осевых поверхностей (складки  $F_5$ ). Складки  $F_5$  присутствуют в палеозойском комплексе на участках 5, 7. Им, по-видимому, синхронны наклоненные к югу взбросы в мезозойском комплексе, сопровождающиеся приразломными асимметричными складками. Эти структурные формы свидетельствуют о том, что деформации этапа  $D_4$ , протекавшие в условиях общего перемещения масс с севера на юг, сменились деформациями  $D_5$ , обусловившими противоположное движение масс.

Складки  $F_6$  в Дугдинском массиве имеют юго-западные, редко северо-восточные, погружения шарниров. Полюса осевых поверхностей ложатся в зону, которую можно аппроксимировать дугой большого круга (см. рис. 5, Б), хотя это не связано с их повторной деформацией,

а скорее всего обусловлено первичной ориентировкой сминаемых поверхностей и малой степенью сжатости складок. Большая часть осевых поверхностей погружается в юго-восточных румбах. Таким образом, при сходстве морфологии и положения в общем ряду событий структурной эволюции ориентировка осевых поверхностей складок  $F_6$  в Дугдинском массиве и в приустьевой части р. Тукси различна (см. рис. 5, Б).

Реологическими свойствами габброидов можно объяснить частое присутствие борозд и зеркал скольжения. На стереограмме наиболее значимый максимум борозд имеет координаты  $140 \angle 10$ , а менее значимый —  $90 \angle 35$  (см. рис. 5, Г). Для первого из них морфология борозд свидетельствует о правосторонних сдвиговых перемещениях. Главный максимум полюсов зеркал скольжения, на которых располагаются эти борозды, указывает на преобладание смещений по плоскостям  $55 \angle 80$  (см. рис. 5, В). Этим же бороздам соответствуют максимумы полюсов зеркал скольжения, располагающиеся в центральной части стереограммы. Они отвечают плоскостям с азимутами падения  $350 \angle 0$ ,  $265 \angle 35$ ,  $220 \angle 5$  (см. рис. 5, В). Остальные полюса попадают в зону дуги большого круга, проходящую через перечисленные максимумы.

Максимум борозд с координатами  $90 \angle 35$  соответствует как правым, так и левым сдвигам, возможно, являющимся разновозрастными. Плоскости левых сдвигов имеют азимут падения  $175 \angle 70$ . Можно предполагать, что они представляют собой слабо развитую систему сколов, сопряженную с рассмотренными выше правыми сдвигами.

Максимуму полюсов зеркал скольжения  $320 \angle 75$  (см. рис. 5, В) не соответствует четко выраженный максимум борозд. Ориентировка зеркал совпадает с ориентировкой трещин, рассматриваемых как кливаж  $S_7$  (см. рис. 3). Борозды на этих зеркалах на стереограмме ложатся в широкую зону дуги большого круга северо-восточного простирания.

Правые сдвиги западного простирания, налегающие по бороздам и зеркалам скольжения, образуют, вероятно, зону рассеянного сдвига. Среднемасштабным картированием в Западно-Джагинской зоне разломы этого направления не выявлены, и поэтому оценить их влияние на структуру района затруднительно. Вместе с тем наличие таких сдвиговых перемещений может объяснить разную ориентировку осевых поверхностей складок  $F_6$  в приустьевой части р. Тукси и в Дугдинском массиве. Складки  $F_6$ , возможно, приразломные, а различная ориентировка их осевых поверхностей обусловлена расположением на разных крыльях сдвиговой зоны.

Складки  $F_7$  в габброидах имеют северо-западные и субмеридиональные простирания осевых поверхностей. Их полюса дают широкий разброс, тогда как полюса трещин  $S_7$  образуют четкий максимум (см. рис. 3). Возможно, это обусловлено слабой упорядоченностью складчатой структуры этапа  $D_7$ , так как углы между крыльями складок  $F_7$  обычно превышают  $120^\circ$ .

Как и в вулканогенно-осадочных отложениях, наиболее крупные складки  $F_7$  оконтуриваются по ориентировке линейности  $L_2$ . В связи с этим примечательна ее ориентировка вблизи линзовидного тела ультраосновных пород, расположенного в северной части Дугдинского массива. У юго-восточного окончания линзы линейность  $L_2$  имеет восток-юго-восточные падения, характерные для разреза в целом (см. рис. 3). На северо-западном окончании линейность наклонена к западу. Эти соотношения делают наиболее приемлемой интерпретацию, согласно которой ультраосновные породы приурочены к ядру складки  $F_2$ , северное крыло которой срезано разломом, а линзовидная форма выхода ультраосновных пород обусловлена повторным смятием складки  $F_2$  в  $F_7$ .

## СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

Корреляция структурных форм различных комплексов Западно-Джагдинской зоны показана в таблице. Она основана на трех признаках: 1) морфология складок, 2) парагенезис структурных форм, 3) ориентировка складок и элементов их структурного парагенезиса. Использовать эти признаки для корреляции продуктов каждого из этапов деформаций удается далеко не всегда. В ряде случаев приходится ориентироваться на отношение тех или иных структурных форм к реперным структурным формам, скоррелированным по всем перечисленным признакам. Таковыми являются складки и элементы их структурного парагенезиса, сформированные этапами деформаций  $D_2$ ,  $D_4$  и  $D_7$ .

Структурные формы этапа  $D_2$  легко определяются благодаря тому, что сланцеватость  $S_2$  и линейность  $L_2$  подчеркнуты новообразованными метаморфическими минералами. Трудно согласиться с выводом Г. Л. Кирилловой и М. Т. Турбина [3] о том, что метаморфизм в Западно-Джагдинской зоне обусловлен процессами формирования зон смятия, приуроченных к крупным разломам (Южно-Тукурингскому, Чампулинскому и Желтулинскому) и подчеркнутых складками  $F_4$  и кливажом  $S_4$ , которые по нашей схеме отвечают этапу  $D_4$ . Связь метаморфизма с этапом деформаций  $D_2$  проявлена в строгой параллельности предпочтитель-

ной ориентировки слюдистых минералов и уплощения минеральных агрегатов осевым поверхностям складок  $F_2$ , кристаллизацией в телях деформаций при образовании минеральной линейности. Катаклиз, трещиноватость, брекчирование и окварцевание, которыми подчеркнуты зоны этих разломов, наложены на уже метаморфизованные породы, а в зоне Чампулинского и Южно-Тукурингского разлома — на кливаж  $S_4$  и линейность  $L_4$ . Кроме того, складки  $F_4$ , которые Г. Л. Кириллова и М. Т. Турбин считают продуктом перемещения фронтальной части Чампулинского надвига, имеют в зоне разлома и близ нее северные падения осевых поверхностей, тогда как плоскость разлома падает на юг. Те же соотношения характерны и для Желтулинского разлома. Вместе с тем с ориентировкой их плоскостей и плоскости Нини-Сагайского разлома согласуется ориентировка осевых поверхностей складок  $F_2$ . Можно, конечно, говорить об унаследованном характере разломов и разнонаправленных перемещениях по ним, но для этого нужны прямые данные. Общее нарастание метаморфизма по изученному разрезу в южном направлении, возможно, обусловлено глубиной залегания комплексов в процессе деформаций  $D_2$ . Во всяком случае наиболее древние органические остатки обнаружены в наиболее метаморфизованных толщах. Влияла на метаморфизм и степень деформаций — в толщах, где транспозиционные структуры переходят в тектоническую полосчатость, метаморфизм выше.

Деформации в значительной степени переработали исходную структуру Западно-Джагдинской зоны. Единичные наблюдения замков складок не позволяют дать полную характеристику ранних деформаций. Исходя из представлений о принадлежности мезозойских комплексов к преддуговому прогибу, а палеозойских — к аккреционному клину активной континентальной окраины [5] либо, придав соответствующее значение ранне-среднетриасовому перерыву в осадконакоплении [3], можно предполагать отсутствие деформаций  $D_1$  в мезозойском комплексе. Вместе с тем, если исходить из этих представлений, возраст деформаций  $D_1$  можно оценить по-разному. В первом случае они могут быть молодыми вплоть до ранне-, а возможно, среднеюрских, во втором — ранне-среднетриасовыми.

Высокая степень пластичности деформаций этапа  $D_2$ , обусловившая образование вторичной тектонической полосчатости в палеозойском комплексе, делает маловероятными предположения о сколько-нибудь значительных искажениях ориентировки поля напряжений, обязанных механическим свойствам геологических комплексов. При общем падении степени пластичности, наблюдаемой по структурным фор-

Возраст	Этап деформации	Габброиды Дугдинского массива				Комп
						Палео
		Структурная				
		Складки	Кливаж, сланцеватость	Линейность	Разломы	Складки
Послебарремский	D <sub>7</sub>	F <sub>7</sub> — отлогие с крутыми шарнирами и с.-в. и меридиональным простиранием осевых поверхностей	S <sub>7</sub> — грубый кливаж разлома	Отсутствует	Левые сдвиги с.-в. простирания (редко)	F <sub>7</sub> — открытые, отлогие с крутыми шарнирами и с.-в. и меридиональным простиранием осевых поверхностей
	D <sub>6</sub>	F <sub>6</sub> — открытые с крутыми ю.-з. погружениями шарниров и с.-з. падениями осевых поверхностей	Отсутствуют	Отсутствует	Правые сдвиги с.-з. простирания	F <sub>6</sub> — открытые с крутыми западными погружениями шарниров и ю.-в. падениями осевых поверхностей (только на 5-м участке)
	D <sub>5</sub>	F <sub>5</sub> — открытые и закрытые с пологими шарнирами и южными падениями осевых поверхностей	Отсутствуют	Отсутствует	Взбросы и зоны расслаивания с южными падениями плоскостей	F <sub>5</sub> — открытые, закрытые с пологими шарнирами и южными падениями осевых поверхностей
Начало K <sub>1</sub>	D <sub>4</sub>	F <sub>4</sub> — открытые, закрытые с пологими шарнирами и северными падениями осевых поверхностей	Отсутствуют	Отсутствует	?	F <sub>4</sub> — открытые, закрытые с пологими шарнирами с.-з. и субширотного простирания и северными падениями осевых поверхностей
	D <sub>3</sub>	?	?	?	?	Переориентировка линейности L <sub>2</sub>
J <sub>2</sub> —J <sub>3</sub>	D <sub>2</sub>	F <sub>2</sub> — изоклинные, иногда лежащие с пологими шарнирами западного простирания	S <sub>2</sub> — кристаллизационная сланцеватость	L <sub>2</sub> — удлинение минералов и минеральных агрегатов	Надвиги и шарьяжи на север	F <sub>2</sub> — изоклинные с пологими шарнирами с.-з. простирания и деформированными осевыми поверхностями
	D <sub>1</sub>	?	?	?	?	F <sub>1</sub> — изоклинные
PZ—J <sub>1</sub>						

мам последующих этапов деформаций, даже различия ориентировки складок F<sub>4</sub> связаны скорее всего не с искажениями поля напряжений; а с более поздними этапами деформаций. В связи с этим коаксиальность деформаций D<sub>2</sub> и D<sub>4</sub> в мезозойском комплексе и их некоаксиальность в палеозойском свидетельствуют о деформациях структурных форм этапа D<sub>2</sub> в палеозойском комплексе, которые произошли до деформаций этапа D<sub>4</sub>. Этот этап датируется как D<sub>3</sub> (см. таблицу). Условность его выделения, основанного главным образом

на геометрическом анализе ориентировок структурных форм, очевидна. Не исключена вероятность того, что рассматриваемые геометрические соотношения обусловлены проведением наблюдений в двух крупных покровах, сложенных соответственно палеозойским и мезозойским комплексами. Образование покровов можно связать с заключительными стадиями этапа D<sub>2</sub>, предполагая при этом некоторое вращение одного из них. Если это предположение верно, то соотношения ориентировок структурных форм этапов D<sub>2</sub> и D<sub>4</sub> могут явиться



Западно-Джагдинской зоны

лекс

зойский

Мезозойский

форма

Кливаж, сланцеватость	Линейность	Разломы	Складки	Кливаж, сланцеватость	Линейность	Разломы
S <sub>7</sub> — грубый кливаж разлома	L <sub>7</sub> — грубая желобчатость	Левые сдвиги с.-в. простирания (редко)	F <sub>7</sub> — открытые, отлогие с крутыми шарнирами и с.-в. простираниями осевых поверхностей	S <sub>7</sub> — грубый кливаж разлома, зоны сопряженных трещин	Отсутствует	Частые левые сдвиги с.-в. простирания
Отсутствуют	Отсутствуют	Правые сдвиги с.-з. простирания	Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствует	Отсутствуют
Отсутствуют	Отсутствуют	Взбросы с южными падениями плоскостей	F <sub>5</sub> — открытые, закрытые, асимметричные, приразломные	Отсутствуют	Отсутствует	Взбросы с южными падениями плоскостей
S <sub>4</sub> — кливаж разлома	L <sub>4</sub> — тонкая желобчатость	Вязкие разломы (надвиги) с северными падениями плоскостей	F <sub>4</sub> — отлогие, открытые с пологими шарнирами с.-з. простирания и преимущественно с.-в. падениями осевых поверхностей	Отсутствуют	L <sub>4</sub> — тонкая желобчатость (редко)	?
		Перемещающиеся к северу покровы	?	?	?	?
S <sub>2</sub> — сланцеватость, вторичная тектоническая полосчатость	L <sub>2</sub> — минеральная линейность	Надвиги и шарьяжи на север	F <sub>2</sub> — сжатые и изоклинальные с пологими шарнирами с.-з. простирания и деформированными осевыми поверхностями	S <sub>2</sub> — сланцеватость	L <sub>2</sub> — минеральная линейность	Надвиги и шарьяжи на север
?	?	Трещины, заполненные кварцем	?	?	?	?

признаком, позволяющим оконтуривать крупные покровы.

Соотношения структурных форм этапов D<sub>5</sub> и D<sub>6</sub> с реперными структурными формами охарактеризованы в предыдущих разделах. Структурные формы этих этапов деформаций чаще всего встречаются в южной части Западно-Джагдинской зоны — участки 5—7, отчасти 4 (см. рис. 1) — и имеют приразломный характер.

Прямых данных о возрасте указанных в таблице этапов деформаций нами не получено,

и мы вынуждены ограничиться данными предшествующих исследований. Г. Л. Кириллова и М. Т. Турбин отмечают, что в рассматриваемом районе наложенными дислокациями охвачены фаунистически охарактеризованные отложения от девона до нижней и, возможно, средней юры, и на основании этого деформации этапов D<sub>2</sub> и D<sub>4</sub> они считают послесреднеюрскими.

Верхнеюрские отложения, развитые как восточнее, так и западнее рассматриваемого района, не обладают сланцеватостью и минераль-

ной линейностью и метаморфизованы в меньшей степени, чем более древние образования. Асимметричная форма Зейско-Удского прогиба с крутым южным и пологим северным крылом [3] обусловлена скорее всего различием мощностей верхнеюрских толщ. Прогиб можно рассматривать как передовой, возникший перед фронтом перемещающихся к северу масс. Это перемещение устанавливается по структурным формам этапа  $D_2$ , на основании чего этап  $D_2$  можно датировать концом средней — началом поздней юры.

Нижнемеловые формации Зейско-Удского прогиба залегают на верхнеюрских несогласно, отражая этап деформаций, продуктом которых можно рассматривать структурные формы этапа  $D_4$ , свидетельствующие о перемещении масс с севера на юг. По-видимому, этими деформациями обусловлено надвигание по Тукурингскому разлому гнейсов и кристаллических сланцев Становой складчатой системы на верхнетриасовые и среднеюрские отложения Монголо-Охотской системы [3].

В готерив-барремской перемыкинской свите, обнажающейся в береговых обрывах р. Дугды южнее Гагско-Сагайской зоны (см. рис. 1), нами наблюдались складки с полого ( $5-15^\circ$ ) погружающимися к западу шарнирами и падающими под углами  $20-50^\circ$  к югу осевыми поверхностями. Складки сопровождаются кливажом разлома, параллельным осевым поверхностям. Складки и кливаж осложняют моноклиналь, погружающуюся к северу под углами  $40-70^\circ$ . Такие соотношения свидетельствуют о более молодом возрасте складок по отношению ко времени образования моноклинали. Ориентировка и морфология складок позволяют сопоставлять их со складками  $F_2$  Западно-Джагдинской зоны. Таким образом, этап  $D_2$  можно датировать как послебарремский. Вместе с тем в перемыкинской свите присутствуют послонные падающие к северу надвиги, которые вписываются в поле напряжений этапа  $D_4$ . Соотношения послонных надвигов и складок с южными падениями осевых поверхностей, к сожалению, не установлены.

В настоящее время трудно судить о возрасте деформаций этапов  $D_6$  и  $D_7$ . Структурные формы этапа  $D_7$  установлены в перемыкинской свите. Сведения о наличии их в более молодых образованиях отсутствуют.

## ВЫВОДЫ

Структура Западно-Джагдинской зоны определяется прежде всего изоклиналими разнопорядковыми складками  $F_2$  и параллельными им осевым поверхностям разломами. Каждое выделенное стратиграфическое подразделение

(см. рис. 1) представляет собой пакет изоклиналиных складок  $F_2$ , что, конечно, необходимо учитывать при использовании имеющихся по-слояных разрезов и оценках мощностей. Примечательно, что сланцеватость  $S_2$  и, следовательно, осевые поверхности складок в результате наложенных дислокаций приобрели сравнительно простую в региональном плане структуру. Именно по залеганию сланцеватости и характерному для изоклиналиных складок параллельному ей залеганию слоистости строились представления [3] о структурном каркасе Западно-Джагдинской зоны. Структурный каркас из-за редкой встречаемости органических остатков служил основой для построения стратиграфической схемы. Залегание джескогонской и нектерской свит на крыльях Туксинской синклинали определило их позднекаменноугольный возраст, а залегание толщ серицит-кварцевых и зеленых сланцев и толщ и филлитов и серицит-кварцевых сланцев в основании наклонной к югу моноклинали определило отнесение их соответственно к силуру и нижнему девону (см. рис. 1).

Дугдинский массив габброидов также представляет собой пакет изоклиналиных складок. Ориентировка его ранних плоскостных и линейных структурных элементов параллельна ориентировке элементов вмещающих пород. На основании этого мы предполагаем, что габброиды слагают сигмоидально изогнутую пластину (см. рис. 5, Д). Сигмоиду того же типа образует сланцеватость  $S_2$  среднедевонских толщ, обнажающихся южнее массива. Примечательно, что Дугдинский массив, как и другие тела пиканского интрузивного комплекса, тесно ассоциирует с вулканогенно-кремнистыми толщами. Данное обстоятельство в совокупности с особенностями состава и строения слагающих массив пород позволяет предполагать принадлежность габброидов, ультраосновных пород и вулканогенно-кремнистых толщ к офиолитовой ассоциации со свойственной ей стратиграфической последовательностью. О залегании габброидов в основании разреза косвенно свидетельствует то, что по имеющимся сведениям [4] пиканский комплекс единственный среди прочих, который пережил многоэтапные метаморфические преобразования, в том числе высокотемпературные (появление роговой обманки, биотита, олигоклаза).

В связи с этим отметим более высокую степень метаморфизма бочагорской свиты, где широко распространены эпидот-хлорит-актинолитовые сланцы, по сравнению с нектерской и джескогонской, сложенных преимущественно филлитами. Примечательно также, что бочагорская свита слагает ядерную часть синформы  $F_4$ , а в самом ядре на самых высоких гипсометрических отметках обнажены габброиды. Таким

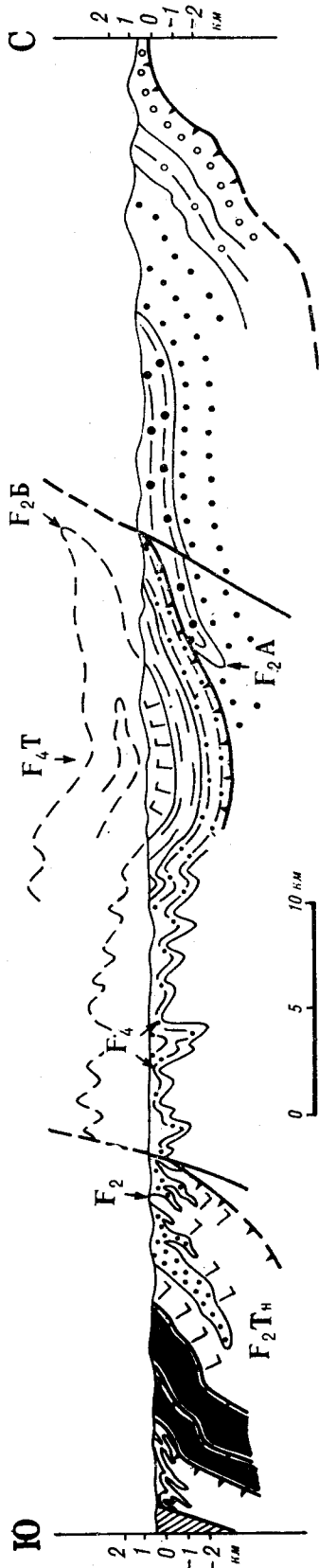


Рис. 6. Предполагаемое строение Западно-Джагдинской зоны по разрезу вдоль долины р. Дугда. А — Амканская синклинали, В — Бочагорская антиклиналь, Тн — Тунгалинская синклинали, Т — Туксинская синклинали. Усл. обозн. см. на рис. 1.

образом, и здесь отмечаются, во-первых, тесная пространственная связь габброидов с вулканогенно-кремнистыми толщами, во-вторых, структурные соотношения, позволяющие предполагать пластинообразную форму габброидов и стратифицированные соотношения их с вулканогенно-кремнистыми толщами.

В нектерской и джескогонской свитах ни нами, ни нашими предшественниками [3] не обнаружены секущие слоистость интрузивные тела, которые можно было бы рассматривать как подводящие каналы к вулканитам бочагорской свиты. Такие тела не обнаружены и в нижне- и в среднедевонской толщах, что необходимо учитывать, отстаивая представления о развитии Монголо-Охотской системы в виде узкого рифтоподобного эвгеосинклинального трога с многоэтапным проявлением подводного вулканизма.

Габброиды осевой части хр. Джагды и бочагорская свита, по-видимому, также принадлежат к офиолитовой ассоциации — более молодой, чем вышерассмотренная. Если это так, то в современной структуре она характеризуется опрокинутым залеганием.

Без детальных стратиграфических исследований составить представления о строении Западно-Джагдинской зоны затруднительно. Тем не менее на основании структурного анализа дислокаций и изложенных косвенных соображений мы предполагаем, что строение зоны определяется тремя крупными изоклинальными складками  $F_2$  — Амканской синклиналью, Бочагорской антиклиналью и Тунгалинской синклиналью (рис. 6). Амканская синклинали и Бочагорская антиклиналь представляют собой лежащие складки, сопряженные с крупными покровами. Тунгалинская синклинали с круто падающей к югу осевой поверхностью приурочена к корневой зоне покровов. Ее северное крыло срезано более молодым Чампулинским разломом. Шарнир складки погружается к восток-юго-востоку в соответствии с погружениями шарниров мелких складок  $F_2$  и линейности  $L_2$  в габброидах и вулканогенно-осадочных толщах приустьева части р. Тукси. Погружение ранней линейности к юго-востоку отмечено для пиканских габброидов и в районе Зейского ущелья [4]. Шарниры Бочагорской и Амканской складок, по нашим данным, субгоризонтальны, хотя по отсутствию этих комплексов к западу от оз. Огорон можно предполагать воздымание структур в западном направлении, что обусловило их уничтожение эрозией.

Предложенная модель позволяет считать одновозрастными вулканогенно-кремнистые толщи, отнесенные к силуру и нижнему — среднему девону, и предполагать более молодой возраст нектерской и джескогонской свит в сравнении с бочагорской. Независимо от реально-

сти существования Тунгалинской и Бочагорской складок возрастные датировки свит и толщ, основанные на стратиграфическом положении, вызывают больше сомнений. Также независимо от реальности существования крупных складок  $F_2$  можно предполагать значительное перекрытие комплексами Западно-Джагдинской зоны комплексов Ланской и Шевлинской зон, располагающихся вдоль южного обрамления Алдано-Станового блока, а возможно, и верхнеюрских комплексов Зейско-Удского прогиба. Исследования в этом направлении весьма важны, поскольку они могут дать иную структурную основу для оценки перспектив нефтегазоносности Зейско-Удского прогиба.

В этап  $D_4$  покровы и лежащие складки  $F_2$  Западно-Джагдинской зоны были смяты в более простые складки, наиболее крупной из ко-

торых можно считать Туксинскую синформу с бочагорской свитой в ядре. Мелкие складки  $F_4$  и зоны вязких разломов указывают на перемещение масс с севера на юг, т. е. надвиг Алдано-Станового блока на Монголо-Охотскую систему. Но если амплитуды перемещений в этап  $D_2$  можно оценить в 40—50 км (см. рис. 6), то в этап  $D_4$  они, по-видимому, не превышали первых километров. Такие же амплитуды смещений по разломам можно предполагать и для этапа  $D_5$ , структурные формы которого указывают на перемещение масс с юга на север. Эти деформации определили генетический тип Нини-Сагайского, Южно-Тукурингского, Чампулинского и Джелтулинского разломов, который можно определить по особенностям современной структуры.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Забродин В. Ю.* К характеристике Джагдинской зоны смятия (Дальний Восток) на отрезке между реками Дея и Норой.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, т. 48, вып. 3.
2. *Забродин В. Ю., Турбин М. Т.* Крупнейшие разломы западной части хр. Джагды (Дальний Восток).— Геотектоника, 1970, № 3.
3. *Кириллова Г. Л., Турбин М. Т.* Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области.— М.: Наука, 1979.
4. *Парфенов Л. М., Попеко В. А.* Дислокации вулканогенно-осадочных комплексов хребта Тукурингра (Зейское ущелье).— В кн.: Структурный анализ дислокаций. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1974.
5. *Парфенов Л. М., Натальин Б. А., Попеко Л. И.* Тектоника восточной части Монголо-Охотской складчатой системы и природа сопряженных с ней зон мезозойской тектоно-магматической активизации Алдано-Становой области.— Тихоокеанская геол., 1983, № 2.

ИГиГ ДВНЦ АН СССР  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
4 июня 1984 г.

УДК 551.8+552.5+561+550.382.2 : 384(571.65)

*С. С. Кальниченко, П. С. Минюк, В. Е. Нархинова, В. И. Ремизовский*

## ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И МАГНИТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОТЛОЖЕНИЙ РЫТГЫЛЬСКОЙ ТОЛЩИ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Комплексное изучение ритгильской толщи среднего — верхнего миоцена позволило выделить в ее разрезе разновозрастные горизонты, различающиеся по характеру исходного материала, гидродинамическим и палеогеографическим условиям накопления в водно-аллювиальной среде, степени эпигенетических преобра-

В пределах Рытгильской впадины, расположенной в Корьякском нагорье, В. И. Волобуевой и Л. Л. Красным [2] выделены слабо литифицированные осадки мощностью до 20 м, отнесенные к ритгильской толще и датированные второй половиной миоцена [3]. Нами проведено детальное описание более полного разреза этих отложений мощностью до 35 м, в уступе левого борта р. Ольховой, в 1 км выше ее впадения в р. Рытгилье. Оно сопровождалось отбором проб на минералогический, петромагнитный и палеомагнитный анализы.

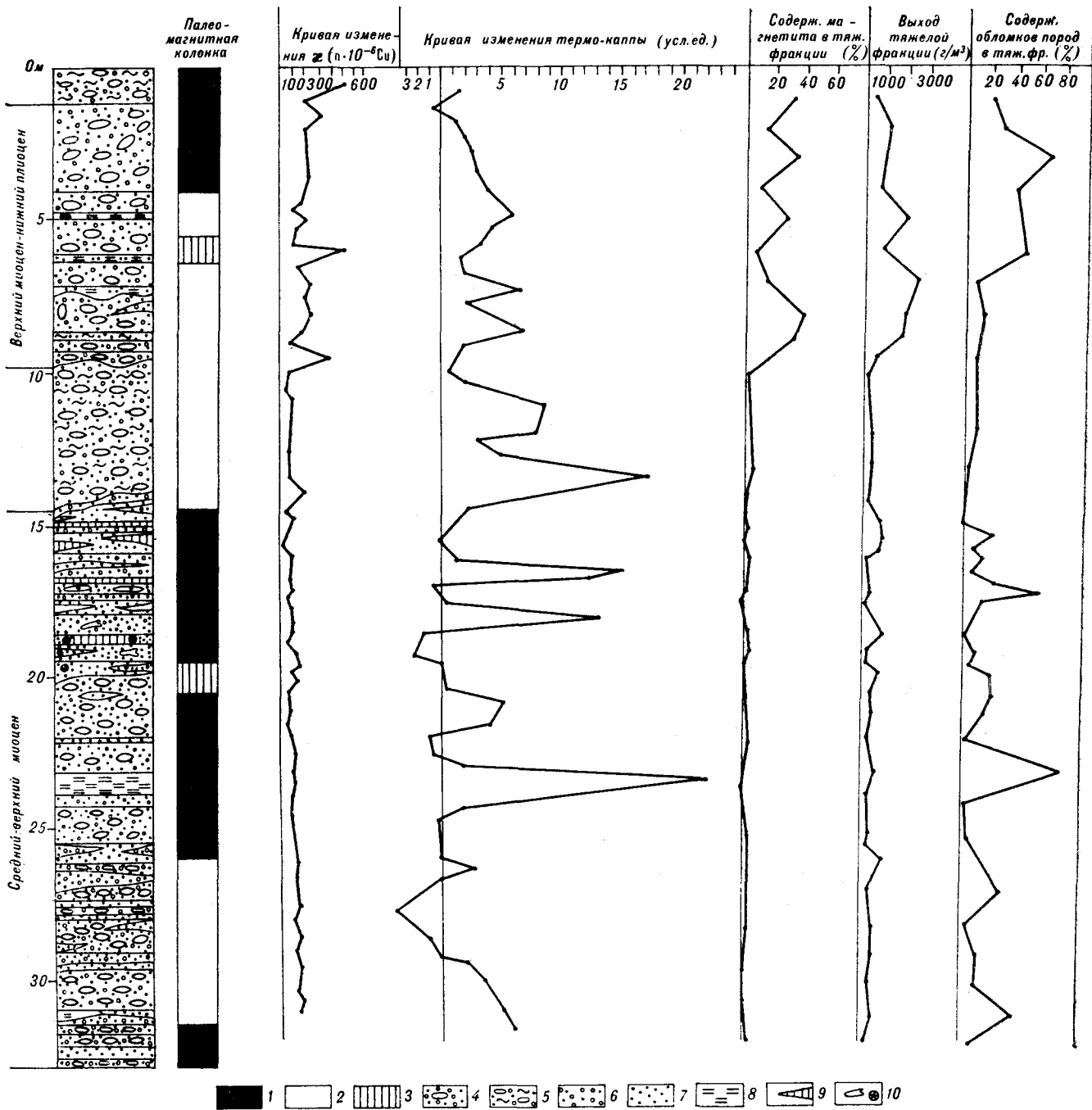
Разрез ритгильской толщи (см. рисунок) по характеру переслаивания, особенностям литологического состава осадков и их окраске расчленен нами на четыре горизонта. Нижний из них имеет мощность около 15 м и сложен зеленовато-коричневыми и зеленовато-серыми галечниками, гравийниками и песками с редкими прослоями глин (перстративный аллювий). Накопление его происходило в условиях равновесного речного потока с относительно малой транспортирующей способностью. Можно полагать, что горизонт формировался в обстановке слабо расчлененного рельефа, умеренно теплого и влажного климата. Споры-пыльцевые спектры указывают на произрастание в этот период на территории мелколиственных лесов, представленных ольшаниками, березняками с примесью дуба, граба, клена, вяза и других термофильных широколиственных видов; по склонам невысоких гор селились хвойные, в том числе таксодиевые. Травяной ярус этих лесов был представлен в основном разнообразными папоротниками.

Выше располагается горизонт мелкообломочных отложений, содержащих большое ко-

личество остатков стволов и веток деревьев, прослоев лигнитизированной древесины и гумуса. Мощность его около 4 м. Эти осадки формировались, вероятно, в неглубоких проточных озерах и сопряженных с ними болотах. Смена условий осадконакопления сопровождалась похолоданием климата, что отразилось в характере растительного покрова, приобретшего типичные особенности темнохвойной тайги. Роль доминантов здесь переходит к различным видам елей, тсуг, сосне, пихте. Видовой состав покрытосемянных и споровых сохранился практически неизменным.

Литологически нижняя граница описанного горизонта выражена весьма нечетко. Она устанавливается по заметному сокращению в верхней части подстилающих осадков количества гальки, преобладанию песчаных прослоев над гравийно-песчаными, общему увеличению мелкообломочного материала, но главным образом по появлению в отложениях органических остатков. Можно полагать, что оба эти горизонта относятся к единому циклу седиментации, включающему в себя фазы динамического равновесия водотока и последующего сокращения его водности вплоть до частичного заболачивания долины. В растительности произошла смена смешанных лесов темнохвойной тайгой, что характерно для конца среднего — начала позднего миоцена.

Третий горизонт включает в себя галечники, неравномерно окрашенные гидроокислами железа. Они с размывом ложатся на нижележащие отложения и резко отличаются от них по литологическому составу. Эти галечники относятся к констративной фации аллювия, накопление которого было обусловлено, возможно,



Изменение магнитных свойств и содержания минералов тяжелой фракции шлихов по разрезу отложений рытгыльской толщи.

1—3 — палеомагнитные зоны: 1 — положительные, 2 — отрицательные, 3 — аномальные; 4 — галечники валунистые с песчано-гравийным заполнителем; 5 — галечники глинистые; 6 — гравий с песком; 7 — песок; 8 — глина песчаная; 9 — прослой древесины, гумуса; 10 — обломки стволов и веток деревьев.

относительным опусканием основания Рытгыльской впадины и увеличением расчлененности рельефа в процессе одной из фаз орогенного этапа развития Корякского нагорья. Наблюдаются сильно выветрелые гальки, многие из которых расколоты; отмечается неравномерная окатанность обломочного материала, отсутствие

слоистости, повышенная глинистость заполнителя. Это позволяет предполагать, что отложения формировались за счет мобилизации материала кор выветривания, благоприятные условия для образования которых существовали в предмиоценовое время [1]. Обращает на себя внимание отсутствие в осадках спор и пыльцы

**Изменение минерального состава тяжелой фракции шлихов и магнитной восприимчивости  $\kappa$  отложений рытгыльской толщи**

Литологический горизонт	Интервал глубин, м	Средний выход тяжелой фракции, г/м <sup>3</sup>	Среднее содержание магнетита в тяжелой фракции, %	Среднее содержание сростков минералов в тяжелой фракции, %	Магнитная восприимчивость $\kappa$ , $\mu \cdot 10^{-6}$ СИ
Перстративный аллювий	0,6—9,5	1040	26,0	32,8	235,6
Констративный аллювий	9,5—14,5	240	2,8	10,6	97,6
Аллювиально-озерные и болотные отложения	14,5—19,0	500	1,9	20,9	101,2
Перстративный аллювий	19,0—35,0	460	2,6	19,6	137,7

растений. Вероятно, это связано с сильным ожелезнением.

Венчают разрез рытгыльской толщи аллювиальные отложения мощностью 10 м, с разрывом залегающие на подстилающих галечниках. Они представлены в нижней части перемежающимися русловыми и косовыми осадками, а в верхней главным образом русловыми галечниками, присутствие в которых валунов свидетельствует об относительно высокой динамике потока. Для галечников характерна неясная слоистость за счет переменного соотношения крупно- и мелкообломочного материала.

По данным палинологического анализа, в отложениях этого горизонта присутствуют спорово-пыльцевые спектры, в большей части сходные по своим качественным и количественным характеристикам со спектрами из нижних частей разреза рытгыльской толщи. Однако более высокое содержание пыльцы ольховника, кустарниковой березы, появление пыльцы полыни, разнотравья, спор зеленого мха указывает на изменение климата в сторону уменьшения влажности и появления открытых ландшафтов типа кустарниковых формаций и болот. Эти признаки позволяют отнести время формирования верхнего горизонта к концу позднего миоцена — раннему плиоцену.

Изучение магнитных свойств отложений рытгыльской толщи включало в себя капшметрию, расчленение разреза по методу термо-капши [4, 8] и палеомагнитные исследования.

Изучение магнитной восприимчивости отложений рытгыльской толщи позволило разделить разрез на два интервала с глубиной от поверхности обнажения 0,6—9,5 и 9,5—32 м (см. рисунок). Первый интервал, полностью совпадающий с верхним горизонтом толщи, характеризуется резкими колебаниями  $\kappa$  (от  $100 \cdot 10^{-6}$  до  $540 \cdot 10^{-6}$  СИ) при среднем значении  $236 \cdot 10^{-6}$  СИ. Для нижней части интервала, сложенного преимущественно гравийно-песчаными осадками,  $\kappa_{ср}$  равна  $192 \cdot 10^{-6}$  СИ, а для верхней (галечной) —  $251 \cdot 10^{-6}$  СИ.

Второй интервал включает в себя средние и нижние горизонты толщи. Здесь величина  $\kappa$  понижена более чем в два раза, по сравнению с вышележащими отложениями ( $117 \cdot 10^{-6}$  СИ),

а отклонения от нее по отдельным пробам незначительны.

Данные капшметрии и результаты минералогического анализа шлихов показывают, что графики изменения магнитной восприимчивости и содержания тяжелой фракции шлихов обнаруживают близкое сходство. В общем случае осадкам с повышенным значением  $\kappa$  соответствуют шлиховые пробы с более высоким содержанием тяжелой фракции (см. таблицу). Основными компонентами последней являются магнетит, хромит, эпидот и сростки минералов (мелкие обломки коренных пород). На них приходится до 90—98% количества всех зерен в тяжелой фракции. Значительно реже отмечаются ильменит, гематит, пироксен, в единичных случаях наблюдаются гранат, циркон, лейкоксен, амфибол, хлорит.

На приведенных графиках и по таблице видно, что колебания магнитной восприимчивости обусловлены изменением содержания в шлихах магнетита и сростков минералов. Выявлено, что изменение содержания других минералов в тяжелой фракции на значение  $\kappa$  не сказывается. В то же время установить какую-либо математическую зависимость величины  $\kappa$  от количества магнетита и минеральных сростков как для отдельных слоев и горизонтов, так и для всей толщи в целом, не удалось.

При изучении рытгыльской толщи методом термокапши получена кривая изменчивости состава ферромагнитной фракции в осадках. Она характеризует как локальные, так и региональные особенности осадконакопления. Первые отражают колебания состава ферромагнитной фракции (ФФ) между соседними пробами (слоями). Для расчленения разреза на более крупные литологические пачки (горизонты) на полученной кривой изменчивости состава ФФ по методу А. С. Девдариани [5] были выделены ритмы более высокого (второго) ранга, что позволило расчленить весь разрез толщи на три ритма.

Первый ритм охватывает интервал глубин 32—19 м. В его пределах отмечаются слабые изменения состава ФФ по разрезу. Наблюдается лишь один очень крупный пик в интервале 24—23 м, судить о степени локальности

резкого изменения состава ФФ в котором без корреляции с разновозрастными отложениями в других разрезах затруднительно.

Второй ритм выделен в интервале глубин 19—9,5 м. Для него характерны частые и резкие изменения состава ФФ, что, вероятно, связано с обилием органических остатков в отложениях, находящихся на стадии раннего эпигенеза [7]. Наличие в этой части разреза резкого спада на кривой изменчивости ФФ в интервале 16—14 м позволяет разделить этот ритм на два подритма в интервалах 19—14,5 и 14,5—9,5 м.

Третий ритм охватывает интервал глубин 9,5—0,6 м и отличается тенденцией к уменьшению колебаний состава ФФ.

Таким образом, проведенные исследования по методу термокапны подтверждают выделение в разрезе рытгыльской толщи четырех горизонтов.

Совместное рассмотрение кривых изменения магнитной восприимчивости и изменчивости состава ФФ дает возможность предположить, что слабая магнитная восприимчивость при отсутствии каких-либо значительных изменений ее, присущая для интервала 32—9,5 м, объясняется общим снижением магнитной восприимчивости и нивелированием ее значений при переходе железа из магнитного в парамагнитное состояние. Такой переход мог произойти либо в процессе эпигенетического преобразования осадков, либо при корообразованием. В последнем случае при мобилизации материала кор выветривания в речных долинах должны были накапливаться отложения с преобладанием парамагнитных соединений железа.

Все сказанное позволяет полагать, что сниженные значения  $\chi$  в интервале глубин 32—15 м связаны с эпигенетическими изменениями состава осадков, 15—9,5 м — с особенностями вещественного состава поступающего в долину обломочного материала.

Рыхлые отложения, залегающие в интервале 9,5—0,6 м, характеризуются значительными колебаниями магнитной восприимчивости и тенденцией к росту ее абсолютных значений вверх по разрезу горизонта при уменьшении изменчивости содержания ФФ. Колебания в этом горизонте объясняются частым чередованием слоев, значительно различающихся по литологическому составу (другими словами — изменением гидродинамического режима водотока и, следовательно, условиями осадконакопления), а сравнительная стабильность содержаний ФФ — относительно слабыми эпигенетическими преобразованиями отложений.

Исследования показали, что остаточная намагниченность отложений изменяется в пределах  $0,1—36,5 \times 10^{-3}$  А/м, но в большинстве случаев не превышает  $1 \times 10^{-3}$  А/м. Наибольшими

значениями остаточной намагниченности обладают образцы, отобранные в интервале глубин 0,6—9,5 м ( $J_{ncp} = 10,2 \times 10^{-3}$  А/м).

С целью выделения первичной намагниченности исследуемые образцы подвергались размагничиванию переменным магнитным полем. В процессе чистки у большинства из них наблюдалось плавное уменьшение величины намагниченности и неизменность ее направления, что свидетельствует о высокой магнитостабильности пород.

По стабильной части  $J_n$  построен палеомагнитный разрез, в котором выделен ряд зон различной полярности. Зоны прямой полярности выделяются в отложениях, залегающих на глубинах 0,6—4,0, 14,5—25,5 и 32—34 м, а обратнопольные зоны — на глубинах 4—14,5 и 25,5—32 м. Отдельные интервалы (6—6,5, 20 м), из которых отобранные образцы оказались намагниченными аномально, отнесены к зонам аномальной полярности.

Представляет интерес тот факт, что границы между некоторыми палеомагнитными зонами совпадают с границами литологических горизонтов. Это свидетельствует о существовании между последними перерывов в осадконакоплении. Один из таких перерывов, вероятно, имел место перед накоплением горизонта контрастного аллювия, другой — перед формированием слоя верхних русловых галечников (интервал глубин 0,6—4 м).

На данном этапе изучения рытгыльской толщи точное сопоставление зафиксированных магнитозон с мировыми или региональными шкалами не представляется возможным. Тем не менее, учитывая данные по палеомагнетизму миоценовых отложений Сахалина, Камчатки и Северной Якутии [6, 9, 10], можно предположить, что формирование этой толщи происходило позднее границы 15 и 16 геомагнитных эпох по шкале Лабреку и др. [11]. Об этом свидетельствует отсутствие в данном разрезе отложений климатического оптимума миоцена, накопление которых приурочивается к указанному рубежу и знаменует переход от нижнего к среднему миоцену.

Таким образом, комплексное изучение рытгыльской толщи позволило расчленить ее на отдельные разновозрастные горизонты, различающиеся по характеру исходного материала, гидродинамическим и палеогеографическим условиям накопления в водно-аллювиальной среде, степени эпигенетических преобразований и вещественному составу. Изучение магнитных свойств рыхлых отложений наряду с традиционными геологическими методами дает возможность получить важные дополнительные сведения об особенностях их формирования.



## ЛИТЕРАТУРА

1. Баранова Ю. П. Развитие морфоструктур северо-востока Сибири в мезозое и кайнозое.— Новосибирск: Наука, 1967.
2. Волобуева В. И., Красный Л. Л. Маастрихт-неогеновые отложения восточной части Корякского нагорья.— М.: Наука, 1979.
3. Волобуева В. И., Нархинова В. Е. О возрасте ритгильской толщи в бассейне р. Хатырки (северо-восточная часть Корякского нагорья).— В кн.: Континентальные третичные толщи северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979.
4. Ворошилов Н. А., Сочеванов Н. Н. Поиски зон оруденения по изменению магнитной восприимчивости пород и минералов при нагревании.— Разведка и охрана недр, 1966, № 6.
5. Девдариани А. С. Сигналы из глубин Земли и ее геологического прошлого. М.: Недра, 1974.
6. Жарикова Л. П., Казанцев А. С. и др. Новые сведения по стратиграфии кайнозоя восточной части Приморской низменности.— В кн.: Геология кайнозоя Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1982.
7. Малумян Л. М. О нормальном намагничивании осадочных пород продуктивной толщи Апшеронского полуострова.— В кн.: Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Ч. 2. Баку, 1973.
8. Ремизовский В. И. Расчленение осадочных толщ по изменению состава ферромагнитной фракции.— Сов. геол., 1980, № 8.
9. Ремизовский В. И. Палеомагнетизм и стратиграфия неогеновых отложений Южного Сахалина. Автореф. канд. дис.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.
10. Ремизовский Р. И. Опорный палеомагнитный разрез кавранских отложений Камчатки (средний — верхний миоцен). Автореф. канд. дис.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1977.
11. Labrecque J. L., Kent D. V., Cande S. C. Revised magnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic time.— Geology, 1977, v. 5, 6.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Магадан

Поступила в редакцию  
29 апреля 1983 г.

*В. Г. Липатов, И. Г. Цой, Н. Е. Аблесимов, В. Н. Землянухин*

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ДЕСЕРПЕНТИНИЗАЦИИ

*(на примере гипербазитов Корякского нагорья)*

Описано моделирование процессов десерпентинизации природного хризотила путем нагревания и истирания на воздухе его природных образцов. Минеральные фазы идентифицировались методами рентгеноструктурного анализа, инфракрасной спектроскопии, мессбауэровской спектроскопии, электронной микроскопии. Показано, что процесс десерпентинизации в условиях высокого парциального давления кислорода начинается уже при 400°C. При температуре 600°C и после 5,5 ч истирания достигалась максимальная степень аморфизации образцов. Отжиг образцов при темпера-

турах выше 600°C приводил к формированию кристаллических фаз форстерита и кварца. Полученные результаты позволили предположить, что стадия аморфизации является характерной при любых коренных химических преобразованиях многокомпонентных систем, а также выдвинуть критерии первичности или вторичности массивов гипербазитов по наличию в природных образцах мелкодисперсной фазы кристаллического кварца, сосуществующей с маложелезистым оливином.

Экспериментальное моделирование процессов преобразования гипербазитов имеет первостепенное значение для решения проблем, связанных с их генезисом: соотношением изоморфизма, факторами метаморфизма и т. д. Структура продуктов регрессивной серпентинизации исключительно тонкодисперсна и находится за пределами разрешающей способности оптических методов, что значительно усложняет ее изучение и требует применения специальных методов исследования [2, 4, 11, 12].

Для решения этих вопросов нами изучены в различной степени серпентинизированные дуниты одного из гипербазитовых массивов Корякского нагорья (гора Средняя). Идентификация минеральных фаз исходных природных образцов и продуктов их изменения проводилась следующими методами: рентгеноструктурный анализ (РСА), инфракрасная спектроскопия (ИКС), ядерная гамма-резонансная спектроскопия (ЯГРС), электронная микроскопия (ЭМ). Методики съемки спектров и параметры приборов приведены в [1]. Процесс десерпентинизации моделировался: а) термохимические изменения — путем отжига образцов в открытой трубчатой печи от 200 до 800°C с интервалом в 100°C в течение 4 ч; б) механохимические изменения — в вибраторе Арденна в течение 1—5 ч с последующим отжигом части проб при 800°C.

Моделирование процесса термической десерпентинизации осуществлялось на образце К1Б, состав которого представлен хризотилом ( $d =$

$= 7,27; 4,75; 4,59; 3,63; 2,37; 1,78 \text{ \AA}$ ) с примесью оливина ( $d = 3,89; 2,49; 2,46; 1,48; \text{ \AA}$ ) (рис. 1, а). Из спектра ЯГР (рис. 2, в) видно, что  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  находятся в основном в фазе хризотила [7]. Примесь ферромагнетика в образце составляет около 7,5 вес.%. Игольчатая структура образца, характерная для хризотила, представлена на электронно-микроскопическом снимке (рис. 3). При 400°C на дифрактограмме (см. рис. 1, б) исчезают пики 4,75; 2,37; 1,78 Å, что может быть связано с разрушением брусиловых слоев в структуре хризотила. Исчезают также пики 3,89, 2,46 и 1,48 Å, что свидетельствует о разрушении структуры оливина. Одновременно появляются пики 9,35 и 3,11 Å, характерные для структуры талька. По спектрам ЯГР видно (см. рис. 2, б), что при этой температуре практически все двухвалентное железо переходит в трехвалентное. Пиков  $\text{Fe}^{2+}$  в оливине не наблюдается. По данным ИКС, при 400 и 500°C (рис. 4, б, в) происходит постепенное уменьшение интенсивности полос валентных колебаний Si—O-связей, перпендикулярных слоям структуры хризотила (1045—1070  $\text{см}^{-1}$ ) и валентных колебаний [ОН]-групп (3700  $\text{см}^{-1}$ ), по сравнению с исходным образцом (см. рис. 4, а). Вырождение кремний-кислородных связей и появление полосы при 687  $\text{см}^{-1}$  свидетельствуют об образовании структуры талька [13]. Таким образом, показано, что процесс десерпентинизации в усло-

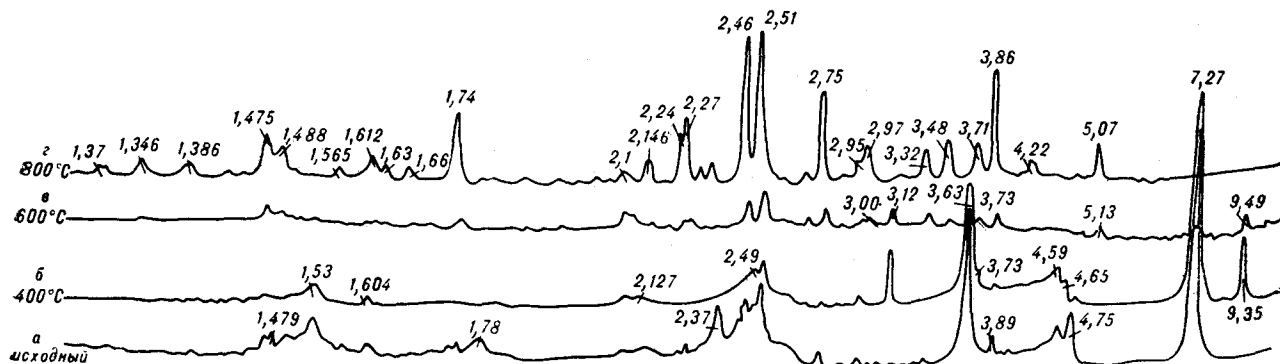


Рис. 1. Дифрактограммы продуктов нагревания. Межплоскостные расстояния даны в ангстремах.

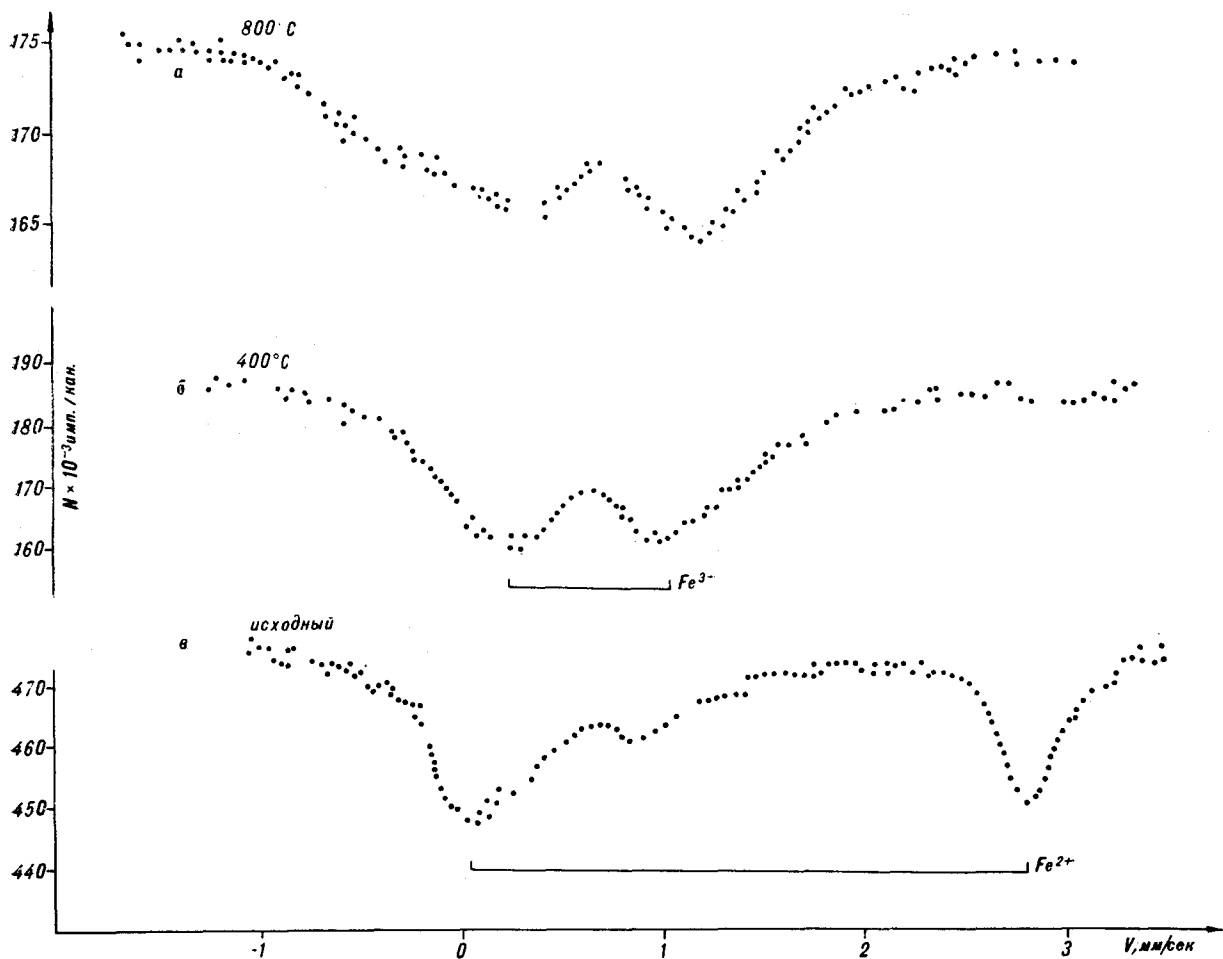


Рис. 2. Спектры ЯГР продуктов нагреваний. Изомерный сдвиг здесь и далее относительно нитропруссид натрия.

виях высокого парциального давления кислорода начинается уже при 400°C.

При 600°C дифрактограмма (см. рис. 1, в) характеризуется в целом значительным уменьшением интенсивностей пиков всех кристаллических веществ, что связано с преобладанием рентгеноаморфной фазы. Наблюдается также появление новых рефлексов ( $d = 3,86; 3,71;$

$3,48; 2,78; 2,51; 2,46; 1,47 \text{ \AA}$ ), характерных для форстерита. По данным ИКС, при этой температуре (см. рис. 4, г) исчезают полосы валентных колебаний связей Mg—O ( $545, 615 \text{ см}^{-1}$ ) и Si—O ( $1045-1070 \text{ см}^{-1}$ ). Уширение основной полосы поглощения в области  $800-1100 \text{ см}^{-1}$  связано с увеличением количества аморфной фазы в образце. Также наблюдается резкое па-

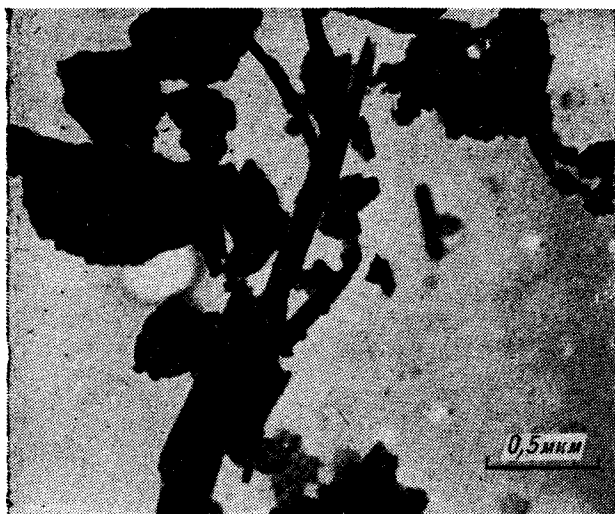


Рис. 3. Электронно-микроскопический снимок исследованного образца. Суспензия, увел. 22 000.

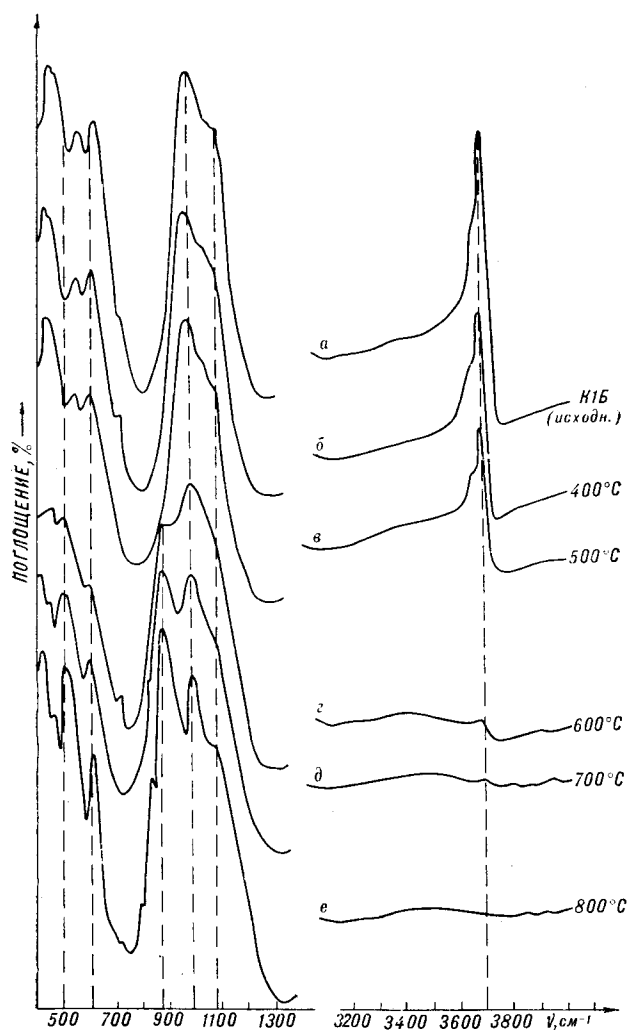


Рис. 4. Инфракрасные спектры поглощения продуктов нагревания.

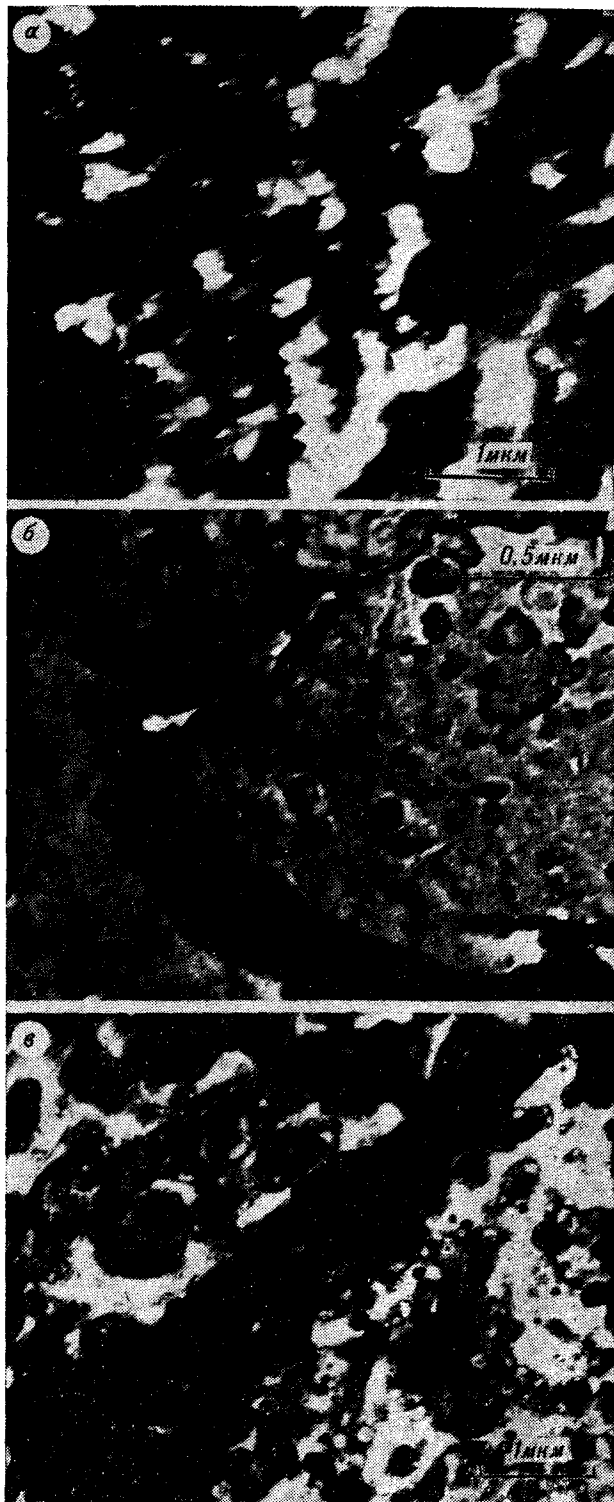


Рис. 5. Электронно-микроскопические снимки исследованного образца.

а — исходный, увел. 15 500, б — прогретый при 400°C, увел. 30 500, в — прогретый при 800°C, увел. 12 000. Угольная реплика.

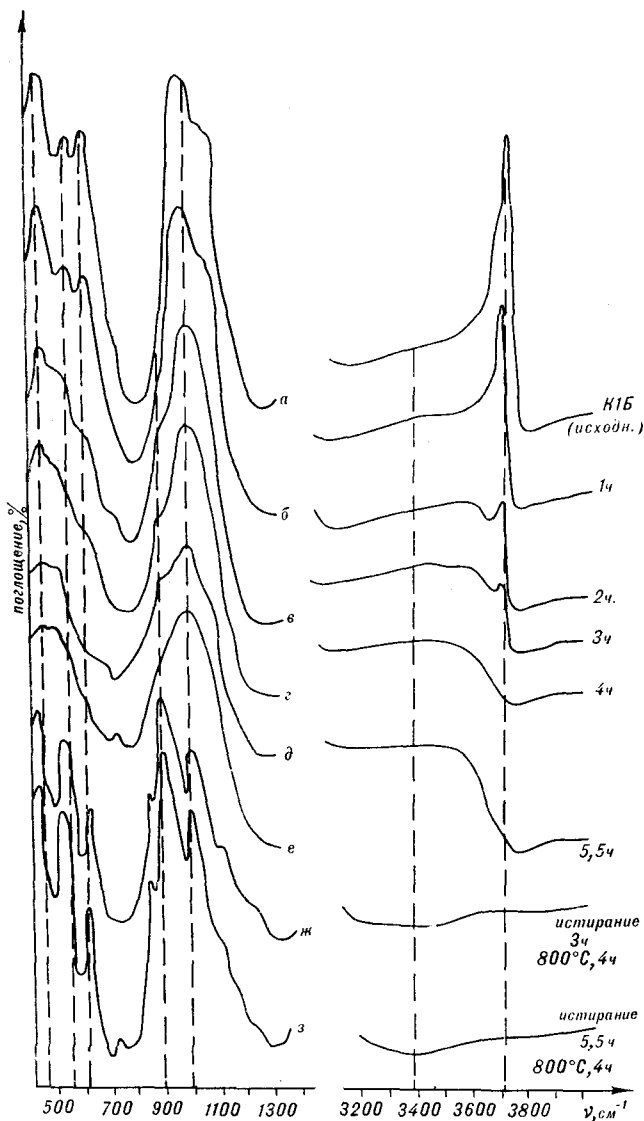


Рис. 6. Инфракрасные спектры поглощения продуктов механохимии.

дение интенсивности валентных колебаний [ОН]-групп. Появление полос поглощения при 450, 500, 874  $\text{см}^{-1}$  свидетельствует о начале формирования фазы форстерита. Полученные данные указывают на то, что при 600°C достигается максимальная аморфизация образца. К аналогичным результатам в подобных системах пришли и авторы работ [5, 6].

При 800°C на дифрактограмме (см. рис. 1, 2) усиливаются интенсивности рефлексов форстерита и появляются пики альфа-кварца ( $d = 4,22; 3,32; 2,27 \text{ \AA}$ ). Не подтверждается образование при этой температуре кристаллического энстатита [6], так как на дифрактограмме отсутствует самый интенсивный его рефлекс  $d = 3,15 \text{ \AA}$ . По данным ИКС, в интервале 700–800°C (см. рис. 4, д, е) окончательно исчезает



Рис. 7. Дифрактограммы продуктов механохимии.

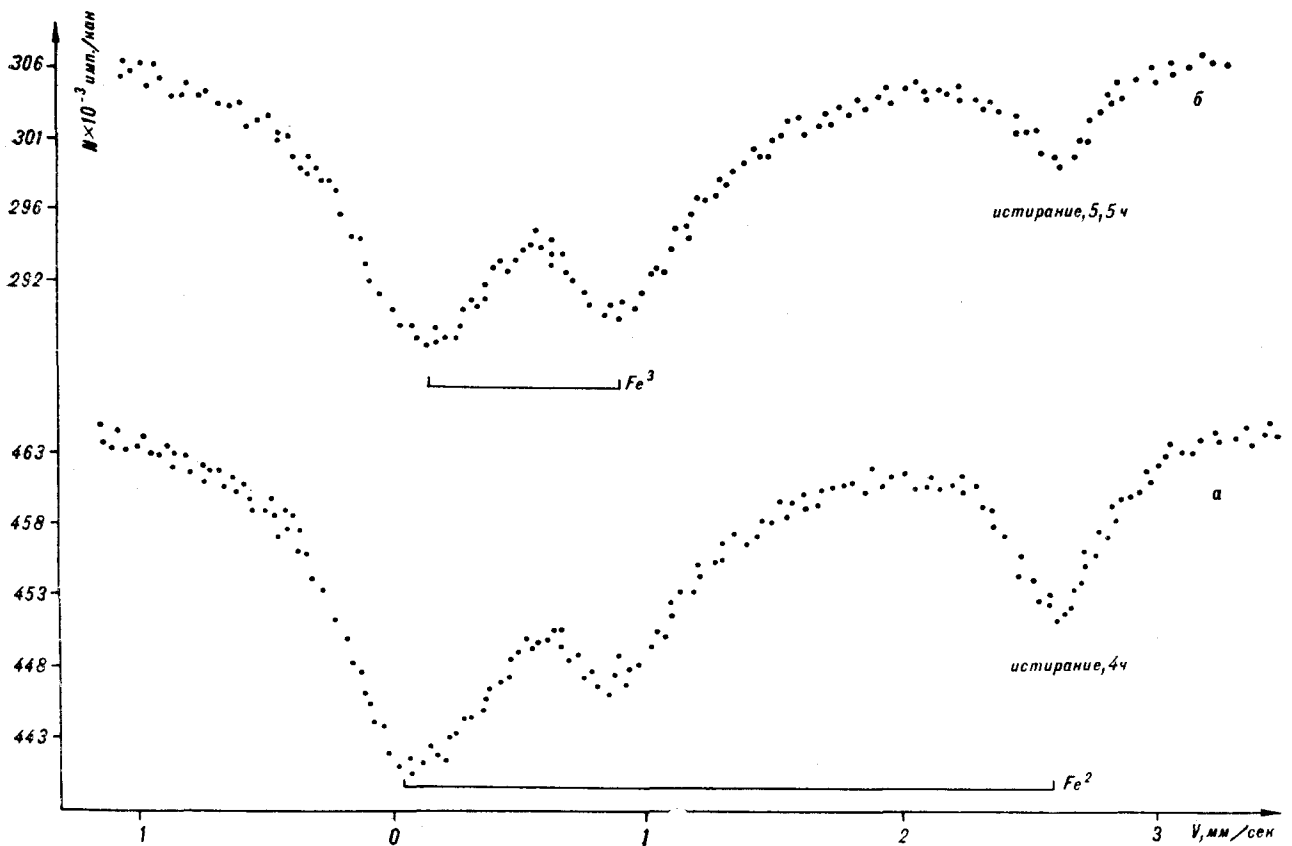


Рис. 8. Спектры ЯГР продуктов механохимии.

полоса валентных колебаний  $[\text{OH}]^-$ -групп, растет интенсивность пиков, характерных для структуры форстерита ( $874, 1000 \text{ см}^{-1}$ ), а также появляются полосы поглощения при  $1100 \text{ см}^{-1}$  и дублет при  $780\text{--}800 \text{ см}^{-1}$ , являющиеся характеристическими для альфа-кварца. Из спектра ЯГР (см. рис. 2, а) видно, что формирование фазы ферромагнетика в макроколичествах еще не происходит.  $\text{Fe}^{3+}$  локализуется в неидентифицируемых парамагнитных минералах. Процесс термической десерпентинизации иллюстрируется серией электронно-микроскопических фотографий (рис. 5). На рис. 5, а отчетливо видна игольчатая структура исходного образца, а при  $400^\circ\text{C}$  (см. рис. 5, б) в закаленном образце наблюдаются конгломераты, характеризующие начало процесса аморфизации. Отжиг образца при  $800^\circ\text{C}$  приводит к образованию мелкозернистых агрегатов (см. рис. 5, в).

Моделирование процесса механохимической десерпентинизации проводилось на том же образце К1Б и характеризуется следующими фазовыми превращениями. По данным ИКС, при дроблении образца в течение 1–3 ч (рис. 6, а–г) происходит резкое уменьшение количества структурной воды и переход ее в молекулярную форму. Одновременно на спектрах поглощения наблюдается вырождение

полос валентных колебаний связей  $\text{Si—O}$  ( $1045\text{--}1070 \text{ см}^{-1}$ ) и  $\text{Mg—O}$  ( $545\text{--}615 \text{ см}^{-1}$ ) [7]. Это характеризует разупорядочение исходной структуры. При четырехчасовом истирании образца на ИК спектре (см. рис. 6, д) существенное изменение претерпела полоса воды, что связано с переходом всей структурной воды в молекулярную. Значительное уширение основных силикатных полос характеризует переход образца в аморфное состояние. На дифрактограммах (рис. 7, а, б) пики хризотила уменьшаются по интенсивности. Двухвалентное железо (по спектрам ЯГР, рис. 8, а) частично переходит в трехвалентное. Механическое воздействие на образец К1Б в течение 5,5 ч сопровождается на ИК спектрах полным вырождением основной полосы валентных колебаний кремний-кислородных связей (см. рис. 6, е). На дифрактограмме (см. рис. 7, в) основной пик хризотила ( $d = 7,30 \text{ \AA}$ ) значительно уменьшился по интенсивности, а в области  $2\theta = 18\text{--}28^\circ$  появилось широкое гало, что свидетельствует о значительном количестве рентгеноаморфной фазы. Рефлексы, характерные для оливина ( $d = 2,51; 2,46 \text{ \AA}$ ), при дроблении сохраняются. По данным ЯГР (см. рис. 8, б), степень окисления железа увеличивается с локализацией

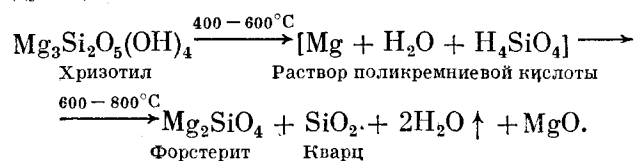


Рис. 9. Электронно-микроскопические снимки исследованного образца.

а — исходный (увел. здесь и далее 600), б — истирание 4 ч, в — истирание 5,5 ч. Растровый ЭМ, S-405A «Хитачи».

трехвалентного железа в аморфной фазе. На снимках (рис. 9, а—в), выполненных на растровом электронном микроскопе S-405A «ХИТАЧИ», видно постепенное увеличение степени дисперсности исходного образца. Образцы, обработанные в вибраторе в течение 3 и 5,5 ч, отжигались при 800°C (по 4 ч). По данным ИКС, образующаяся минеральная фаза диагностируется как оливин. Таким образом, механизм десерпентинизации при термическом и механическом воздействии на серпентинизированный дунит аналогичен. Аналогия проявляется в необходимости стадии аморфизации как промежуточного этапа в преобразовании кристаллических фаз в многокомпонентных системах.

На основании изложенных экспериментальных данных предлагается следующий механизм процесса десерпентинизации природного хризотила. Обнаруженное недавно явление низкотемпературной диффузионной подвижности молекул воды в гидратированных силикатах при сохранении высоких значений температуры дегидратации [3] позволяет предположить решающую роль водных растворов в исследованных минеральных преобразованиях. Известно, что выше 373°C и 221,2 бар вода переходит в надкритическое состояние, интенсивно взаимодействуя с кремнеземом [8, 10]. Давление на связанную воду в водосодержащих минералах создается за счет энергии кристаллической решетки и оценивается в несколько кбар [9]. Следовательно, можно предположить, что при 400°C начинается процесс растворения хризотила (реакция инициации) с образованием раствора поликремниевой кислоты, которая, в свою очередь, взаимодействуя с исходным серпентинитом, образует метастабильную тальковую структуру и воду. Вода, образующаяся в результате реакции, частично идет на реакцию инициации, частично удаляется из образца. При 600°C происходит полный переход кристаллических структур талька и хризотила в стеклообразное состояние и зарождение фазы форстерита. Выше 600°C из-за удаления воды из системы прекращается реакция инициации. Выделяется форстерит и кристаллический кварц. Сущность процесса можно выразить следующей схемой:



Освобождающиеся ионы  $\text{Mg}^{2+}$  могут связываться окислом трехвалентного железа в соединение типа шпинели в суперпарамагнитном состоянии  $\text{MgFe}_2\text{O}_4$ . Таким образом, процессы в системе изохимичны до 600°C и аллохимичны выше этой температуры.

## ВЫВОДЫ

1. Обнаружено, что стадия аморфизации является промежуточной ступенью в процессах формирования парагенезисов минералов гипербазитов как при термодимической, так и при механохимической десерпентинизации. Можно предположить, что данная стадия является характерной при любых коренных химических преобразованиях многокомпонентных (10—20 элементов) систем, каковыми и являются горные породы.

2. В конечных продуктах процессов десерпентинизации хризотила обнаружено наличие

мелкодисперсной фазы кристаллического кварца. Аналогичная фаза найдена в природных образцах дунитов Корякского нагорья (гора Средняя). Исходя из этого, можно предложить критерий первичности или вторичности массивов гипербазитов по наличию в природных образцах мелкодисперсной фазы кристаллического кварца, сосуществующей с маложелезистыми оливинами.

В заключение авторы считают своим приятным долгом поблагодарить В. А. Попеко, А. И. Коробова, В. В. Крячко за ценное обсуждение данной работы, а Л. М. Ильина и А. С. Соловьева за обеспечение бесперебойной работы использованной аппаратуры.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Аблесимов Н. Е., Дубик Ю. М. и др. Структура вулканических стекол экструзивных куполов.— Тихоокеанская геол., 1983, № 2.
2. Боголепов В. Г. К проблеме серпентинизации ультраосновных пород.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 4.
3. Габуда С. П. Связанная вода. Новосибирск: Наука, 1982.
4. Дмитриев Л. В. Серпентинизация океанических гипербазитов.— В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972.
5. Дробышев Л. А., Говорова Я. Я. О возможных путях превращения хризотил-асбеста при нагревании.— Кристаллография, 1974, т. 16, № 3.
6. Иванова В. П., Касатов Б. К. и др. Термический анализ минералов и горных пород.— Л.: Недра, 1974.
7. Малышева Т. В., Грачев В. И., Чащухин И. С. Исследование уральских серпентинитов методом мессбауэровской спектроскопии.— Геохимия, 1976, № 4.
8. Мицюк Б. М. Взаимодействие кремнезема с водой в гидротермальных условиях.— Киев: Наукова думка, 1974.
9. Попова С. В., Бенделлиани Н. А. Высокое давление.— М.: Наука, 1974.
10. Талтыкин Ю. В., Липатов В. Г., Аблесимов Н. Е. Роль надкритических газов в образовании аномалий глубинной электропроводности.— ДАН СССР, 1983, т. 272, № 4.
11. Штейнберг Д. С., Чащухин И. С. Серпентинизация ультрабазитов.— М.: Наука, 1977.
12. Mocsrops P. G. Volume increase serpentinization in Archaean quench texture ultramafic rocks near Kalgoorlie, Western Australia.— Geol. Mag., 1977, v. 114, N 1.
13. Yariv S., Heller-Kallai L. The relationship between the i. r. spectra of serpentines and their structures.— Clay and Clay Minerals, 1975, v. 23.



*А. Е. Шлезингер*

## ПЕРЕРЫВЫ И НЕСОГЛАСИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ПО ДАННЫМ СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Проведенный анализ показывает сложную и многообразную гамму перерывов и несогласий, фиксирующихся в разрезе осадочного чехла. Они связаны с различными геологическими процессами. Перерывы и несогласия обусловлены особенностями седиментации и тектоническими движениями. Последние создают перерывы и несогласия глубоководных бассейнов. Они

Перерывы и несогласия осадочного чехла имеют важное значение для расшифровки тектонических движений, палеотектонических и палеогеографических реконструкций. Они рассмотрены во многих учебниках и специальных публикациях [2—5, 9]. Существенно новую информацию по ним дают материалы сейсмостратиграфического анализа временных разрезов и глубоководное океаническое бурение. В глубоководных бассейнах перерывы в разрезе осадочного чехла, связанные с нехваткой осадков и течениями, достигают многих десятков миллионов лет [7]. Они устанавливаются по биостратиграфическим параметрам. На временных сейсмических разрезах слои выше и ниже перерывов залегают параллельно и прак-

возникают под действием кратковременных доседиментационных нисходящих вертикальных и растягивающих горизонтальных тектонических движений. В эпиконтинентальных бассейнах перерывы и угловые несогласия формируются восходящими вертикальными и сжимающими горизонтальными тектоническими движениями.

тически ими не фиксируются (рис. 1). Данные бурения доказывают, что в глубоководных бассейнах длительные перерывы в осадконакоплении могут возникать без изменения глубины его дна, т. е. не связаны с тектоническими движениями.

На дне акваторий шельфа осадконакопление происходит при нисходящих тектонических движениях. При восходящих тектонических движениях ранее сформированные слои осадочного чехла срезаются. При стабильном шельфе, не захваченном тектоническими движениями, он превращается в область транзита осадков. Изменение уровня водного слоя лишь осложняет указанные закономерности, а затем вновь

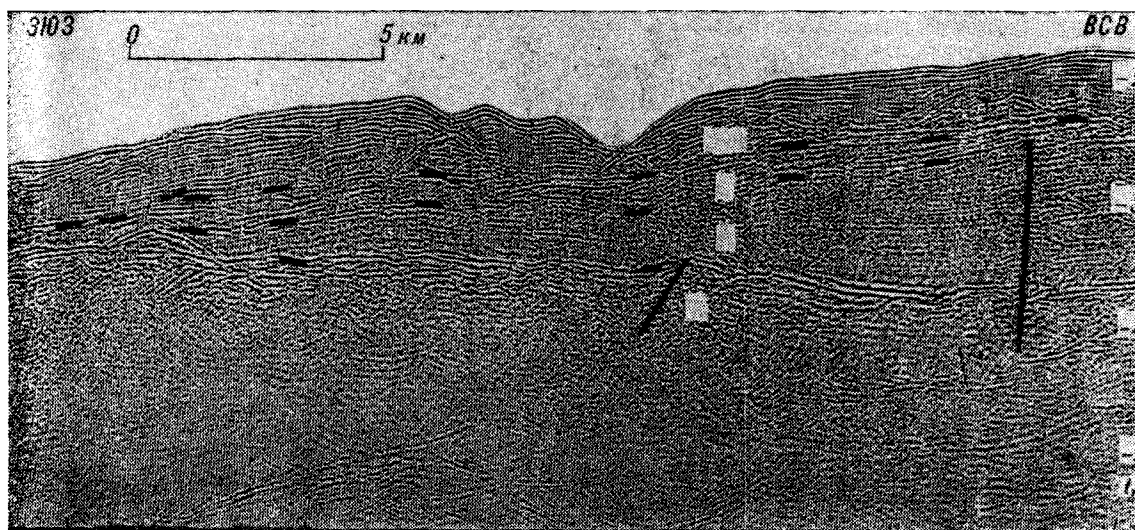


Рис. 1. Фрагмент временного разреза, показывающий параллельно залегающие слои глубоководного бассейна, разделенные перерывом.

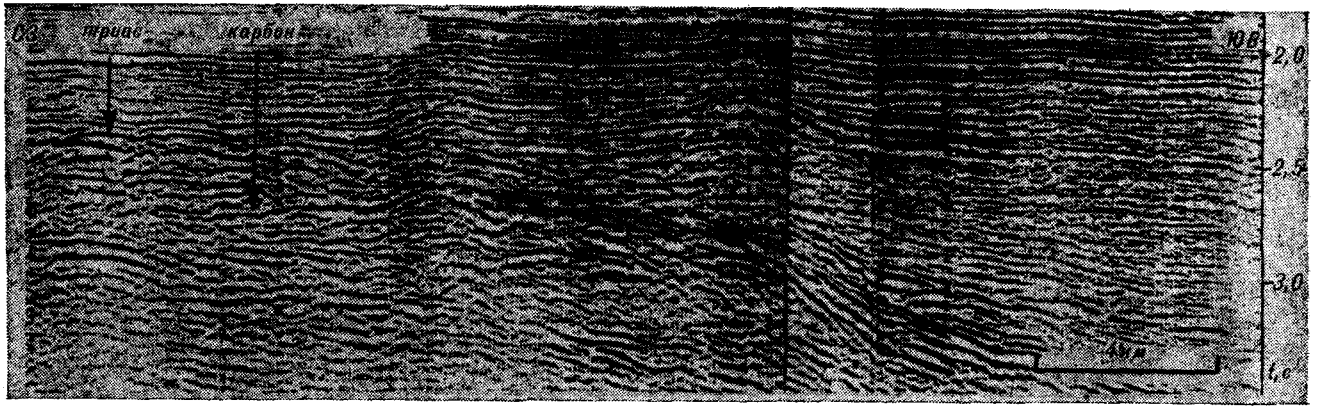


Рис. 2. Фрагмент временного разреза, показывающий параллельно залегающие слой верхнего триаса и карбона на юго-западном погружении Южно-Эмбенского поднятия (перерыв, стабильный шельф).

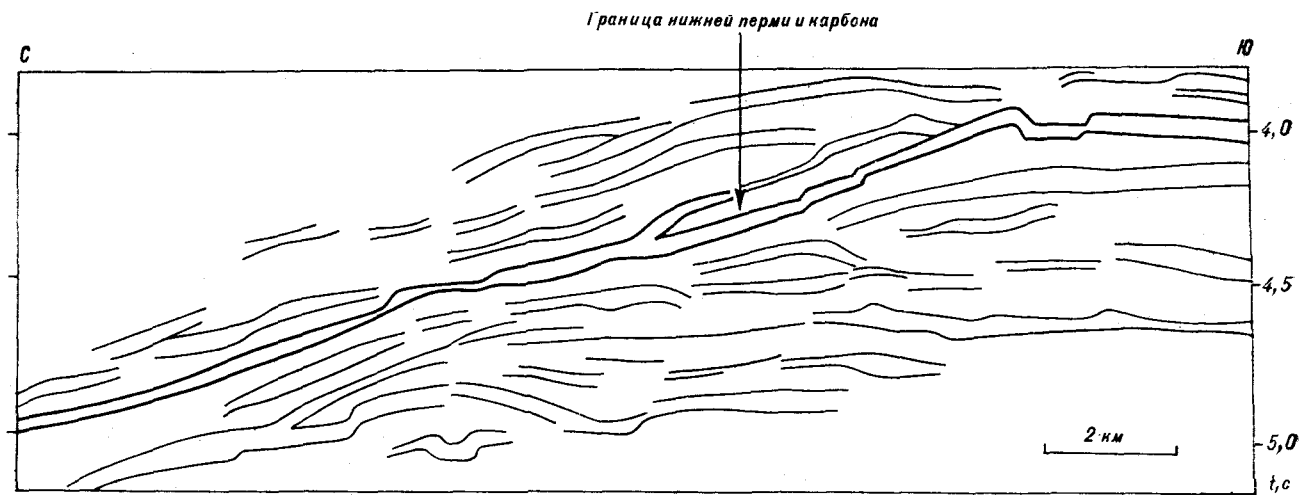


Рис. 3. Фрагмент временного разреза, показывающий условия залегания слоев на склоне рифового массива (южная периферия Прикаспийской впадины).

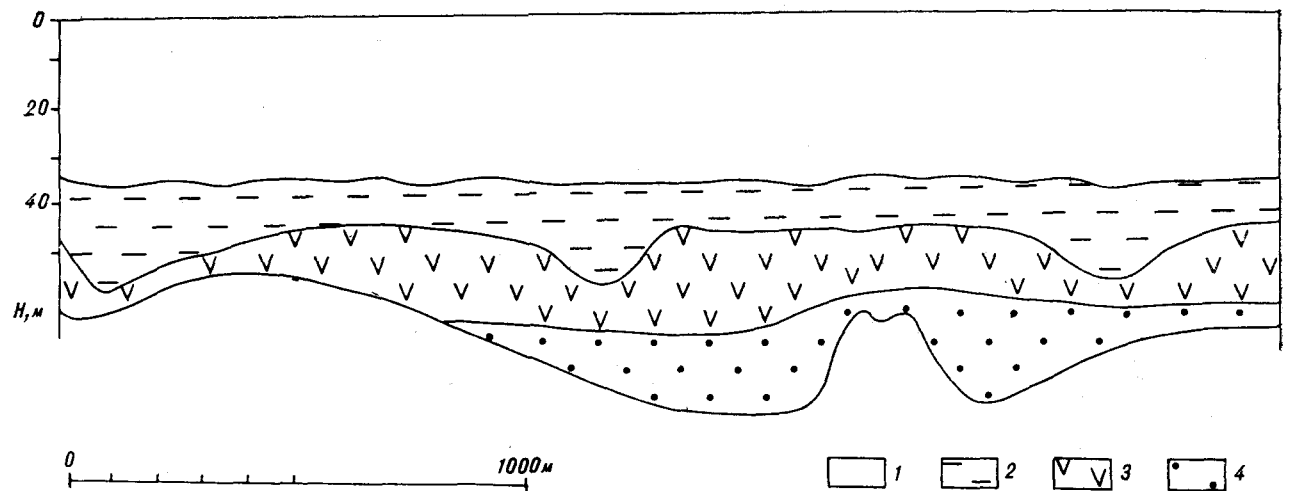
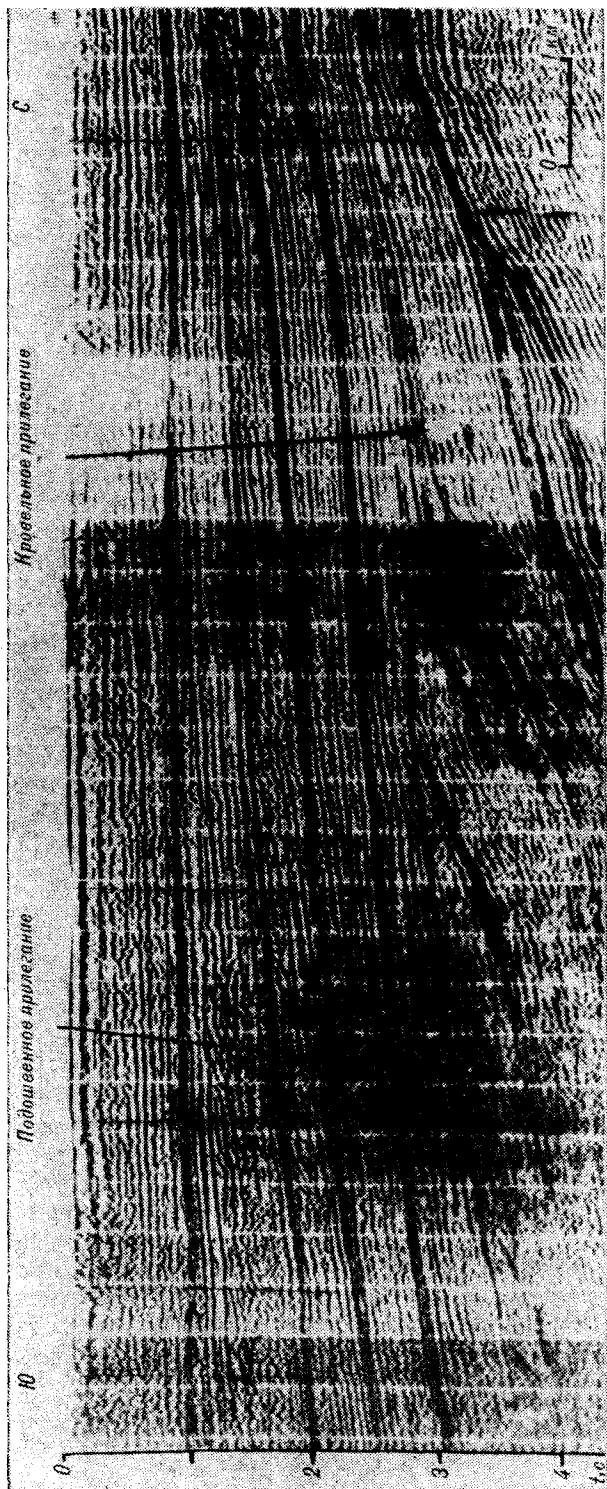


Рис. 4. Трансгрессивное залегание слоев на периферии осадочного бассейна (северо-восточный участок шельфа одного из морей Юго-Восточной Азии).

1 — водный слой; 2 — молодые морские отложения; 3 — древние морские отложения; 4 — древний аллювий.



начинает „работать“ тектонический фактор. В пределах стабильного шельфа при постоянном уровне водного слоя осадки могут длительно не отлагаться и не срезаться. Шельф будет находиться в состоянии долгого покоя. Новое тектоническое опускание или повышение уровня водного слоя приведет к накоплению более

Рис. 5. Фрагмент временного разреза, показывающий кровельное и подошвенное прилегание (северный борт Индоло-Кубанского прогиба акватории Азовского моря).

молодых слоев осадочного чехла, перекрывших после длительного перерыва подстилающие образования. Возникший перерыв в разрезе осадочного чехла бассейна не вызван тектоническими движениями, а будет, напротив, отвечать времени относительного тектонического покоя. Перерывы, связанные со стабильным шельфом, иллюстрируются на рис. 2. На многих площадях этого региона карбонатный шельф каменноугольного возраста с большим стратиграфическим перерывом перекрывается терригенными слоями артинского яруса или более молодыми образованиями (см. рис. 2).

Локальные перерывы по вертикали и латерали создаются при мелководном биогенном карбонатном осадконакоплении близ бровки шельфа. За счет повышения относительного уровня водного слоя их осаждение становится невозможным. Мелководные биогенные карбонаты сменяются или маломощными глинисто-карбонатными отложениями, или осадки практически перестают откладываться. Разрез насыщается локальными перерывами, типичным примером которых служит разрез нижнепермских подсолевых отложений, вскрытый Ветелкинской скв. 8 на северном борту Прикаспийской впадины.

Вдоль внешних крутых склонов барьерных рифов наблюдается прислоение их слоев к подошве перекрывающих отложений. В разрезе осадочного чехла фиксируются перерывы и угловые несогласия. Барьерные рифы образуют бровку шельфа и верхнюю часть континентального (островного) склона. Их слои режутся морской абразией и течениями. При последующем захоронении бассейна терригенными или эвапоритовыми осадками их подошва с перерывом и угловым несогласием перекрывает разновозрастные слои барьерного рифа. Угловые несогласия и перерывы устанавливаются

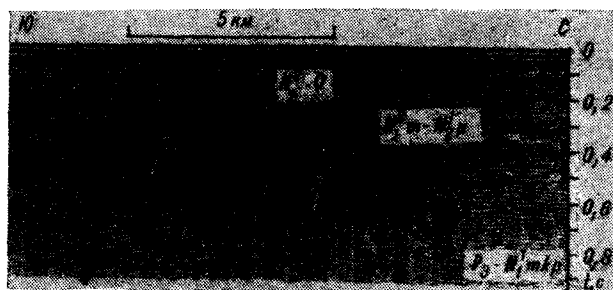
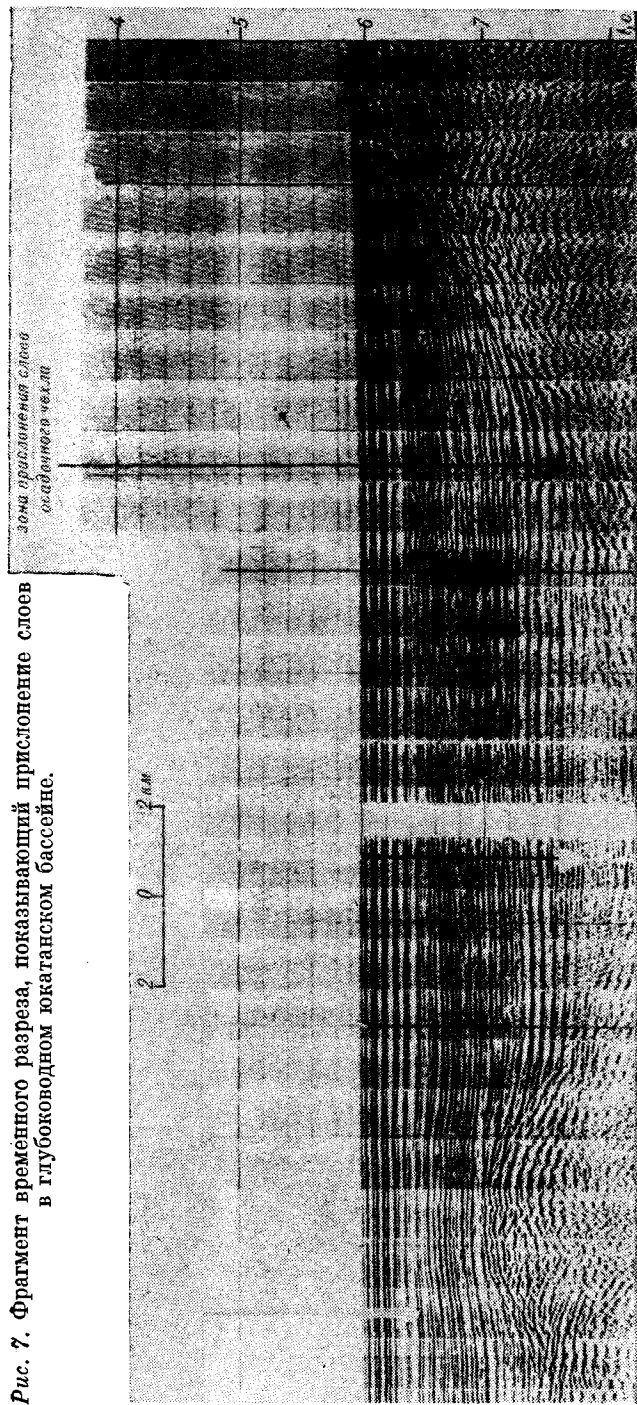


Рис. 6. Фрагмент временного разреза, показывающий эрозионный врез (северо-западный шельф Черного моря).

Рис. 7. Фрагмент временного разреза, показывающий прислонение слоев в глубоководном юкатанском бассейне.



и на поверхности карбонатных атоллов, перекрываемых терригенными или эвапоритовыми отложениями. Они возникают на заключительном этапе их формирования. Рифовые постройки прекращают свой рост, в то время как в межрифовых и зарифовых частях бассейнов накапливаются лагунные карбонатные фации. При последующем погружении и перекрытии карбонатного атолла терригенными или эвапоритовыми отложениями к их подошве приуро-

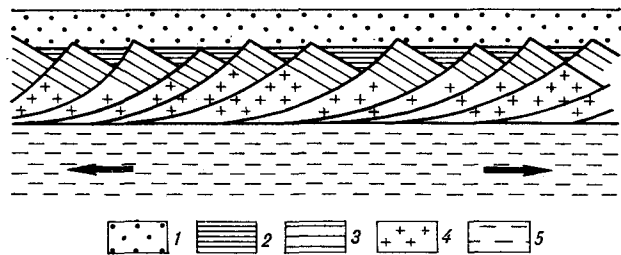


Рис. 8. Угловое несогласие растяжения, по Е. В. Артюшкову и М. А. Безру.

1 — водный слой; 2 — отложения, образовавшиеся после растяжения; 3 — отложения, образовавшиеся до растяжения; 4 — кристаллическое основание; 5 — вязкая литосфера.

чены перерыв и угловое несогласие (рис. 3).

На периферии бассейнов наблюдается прислонение базальных слоев осадочного чехла к подстилающему субстрату. При этом каждый последующий более молодой горизонт имеет большую площадь распространения. Между базальными прислоняющимися слоями и поверхностью подстилающего субстрата фиксируется перерыв и угловое несогласие. Они обусловлены относительным подъемом уровня водного слоя бассейна (трансгрессией) и затоплением участков суши, не затронутых седиментацией. На возникшем шельфе даже без тектонического прогибания при благоприятной физико-географической обстановке начинается осадконакопление. Накапливающиеся слои испытывают трансгрессивное базальное прислонение к подстилающему субстрату дна (рис. 4). Последующие восходящие тектонические движения, захватывающие часто периферии бассейнов, уничтожают трансгрессивные перерывы и несогласия. Поэтому в реальных разрезах они встречаются не так уж часто и по сейсмическим материалам изучены плохо.

Сейсмическими исследованиями в осадочном чехле многих бассейнов установлены комплексы бокового наращивания. Их составляют тела, утоняющиеся по падению и восстанию почти до полного выклинивания. При этом образуются так называемые подошвенное и кровельное прилегания слоев [8], внешне напоминающие перерывы и угловые несогласия в осадочном чехле, однако по сути своей не являющиеся несогласиями. Они возникают при переходе геологических тел лавинной седиментации в фоновые [6], мощность которых часто выходит за пределы разрешаемой способности сейсморазведки (рис. 5).

В осадочном чехле многих бассейнов встречаются слои, прислоняющиеся к подстилающим образованиям или поверхности субстрата. Прислонение обусловлено захоронением слоев готового отрицательного палеорельефа, представляющего для осадков ловушки (седиментационные ловушки). Палеорельеф создается двумя видами процессов: экзогенными и эндогенными

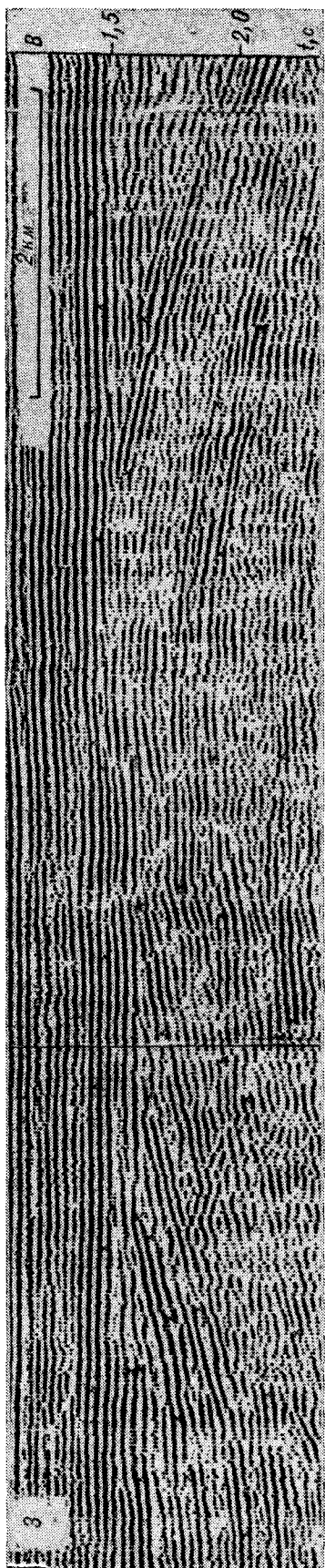


Рис. 9. Фрагмент временного разреза, показывающий угловое несогласие и срез в эпиконтинентальном бассейне (между карбоном и средней юрой Южно-Эмбенского поднятия).

ми. Первый определяется эрозийными и подводными врезами (каньонами), карстом, ледниками, метеоритными кратерами. Они приводят к созданию отрицательного палеорельефа, а в пределах осадочных бассейнов — к уничтожению за счет него слоев чехла. Последующая седиментация захороняет экзогенный палеорельеф осадками. В разрезе осадочного чехла создается перерыв и угловое несогласие. Последнее выражается срезанием подстилающих слоев и прислонением покрывающих (рис. 6). В плане экзогенные формы отрицательного палеорельефа отличаются извилистыми, изометричными неправильными очертаниями. По приведенным вертикальным и латеральным параметрам экзогенные перерывы и несогласия устанавливаются в разрезе осадочного чехла.

Эндогенные формы отрицательного палеорельефа создаются нисходящими вертикальными и растягивающими горизонтальными (раздвигом) кратковременными импульсами доседиментационных тектонических движений. Именно этими процессами созданы глубоководные бассейны Мирового океана. Они образуют гигантские седиментационные ловушки. Палеорельеф глубоководных бассейнов усложняется вулканическими надстройками. Седиментационные ловушки заполняются осадками, которые испытывают прислонение к подстилающему субстрату (рис. 7). Последний могут слагать и доглубоководные слои осадочного чехла. В разрезе возникают перерывы и несогласия, обусловленные доседиментационными нисходящими вертикальными и растягивающими горизонтальными тектоническими движениями. Несогласия, вызванные растяжением, Е. В. Артюшков и М. А. Беэр [1] предлагают называть угловым несогласием растяжения (рис. 8).

В осадочном чехле эпиконтинентальных бассейнов широко распространены угловые несогласия и связанные с ними перерывы. Они выражены более круто залегающими подстилающими слоями, срезаемыми подошвой более пологолежащих покрывающих образований. Срезы угловых несогласий и связанные с ними перерывы осадочного чехла эпиконтинентальных бассейнов создаются восходящими вертикальными и сжимающими горизонтальными тектоническими движениями. Слои поднимающегося дна бассейна срезаются волновой деятельностью и течениями. При последующем погружении данного участка шельфа и перекрытия его осадками в разрезе запечатляется поверхность углового (структурного) несогласия и связанный с ней перерыв (рис. 9). В глубоководных бассейнах восходящие вертикальные и сжимающие горизонтальные тектонические движения приводят к подъему поверхности дна и образованию положительных подводных форм

рельефа. Слои осадочного чехла в этом случае изгибаются, но не срезаются. При последующей седиментации они перекроются с прислоением более молодыми осадками.

Проведенный анализ показывает сложную и многообразную гамму перерывов и несогласий, фиксирующихся в разрезе осадочного чехла. Они связаны с различными геологическими процессами. Прежде всего следует различать перерывы и несогласия, обусловленные, с одной стороны, особенностями седиментации, а с другой — тектоническими движениями. Последние создают перерывы и угловые несогласия глубоководных бассейнов. Они возникают под действием кратковременных доседиментационных нисходящих вертикальных и растягивающих горизонтальных движений. В эпиконтинентальных бассейнах перерывы и несогласия формируются восходящими вертикальными и

сжимающими горизонтальными тектоническими движениями. Устанавливаемые по скважинам и естественным обнажениям перерывы в разрезе осадочного чехла еще не свидетельствуют об их геологической природе. Только глубокий сейсмостратиграфический анализ временных разрезов позволяет объективно расшифровать их природу. Так, перерывы без среза, часто интерпретируемые в чехле платформ как палеоподнятия, могут быть обусловлены чисто седиментационными процессами и не представляют интереса как структурные ловушки углеводородов. В этом вопросе геологам, изучающим континент, следует использовать современные достижения океанической геологии. С другой стороны, при интерпретации перерывов и угловых несогласий современных глубоководных бассейнов Мирового океана необходимо учитывать богатый опыт континентальной геологии.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Артюшков Е. В., Беэр М. А.* О роли вертикальных и горизонтальных движений в образовании прогибов на континентальной коре в складчатых поясах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 9.
2. *Башарин А. К.* Типы несогласного залегания слоев.— Геол. и геофиз., 1961, № 9.
3. *Башарин А. К.* Типы взаимоотношений слоев.— Геол. и геофиз., 1971, № 1.
4. *Богданов А. А.* Несогласия, их типы и значение их изучения.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 2.
5. *Косыгин Ю. А.* Тектоника.— М.: Недра, 1969.
6. *Лавинная седиментация в океане.*— Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского ун-та, 1982.
7. *Левитан М. А.* Перерывы в осадочном чехле Атлантического океана.— Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1980, т. 55, вып. 3.
8. *Сейсмическая стратиграфия.* Ч. 1, 2.— М.: Мир, 1982.
9. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника.— М.: Недра, 1973.

ГИН АН СССР  
Москва

Поступила в редакцию  
3 мая 1984 г.



*И. И. Шафрановский*

## ГАРМОНИЯ МИРА МИНЕРАЛОВ

Обосновывается и формулируется закон сохранения количественных отношений минералов по их симметрии, согласно которому отношения количеств минералов

Цель настоящего сообщения — привлечь внимание читателей к изумительной гармонии, царящей в мире минералов. Выявляется она статистически и формулируется в виде особого закона [4]. О нем и пойдет речь дальше. Однако для того, чтобы его понять и оценить, придется в самом кратком и общедоступном виде напомнить о принятой во всем мире классификации кристаллов по их симметрии.

Минералы — это прежде всего природные кристаллы, следовательно, упомянутая классификация всецело приложима и к ним [1].

Всем памятна кристаллические многогранники, как бы моделирующие идеальные геометрические полиэдры — кубы, тетраэдры, октаэдры, пирамиды, призмы и др. Строжайшей геометрией характеризуется и внутреннее атомное строение (структура) кристаллических образований. Академик А. Е. Ферсман образно сравнивал «решетчатые» структуры кристаллов со множеством электрических лампочек, развешанных в строгом порядке в больших залах библиотек, аудиторий, клубов [3]. «Кристаллы блещут своей симметрией!», — торжественно провозглашал гениальный русский ученый Е. С. Федоров, основоположник современной кристаллографии, автор вывода 230 пространственных групп, по которым располагаются атомы, ионы, молекулы в кристаллических структурах [2].

Симметрия конечных кристаллических тел характеризуется с помощью элементов симметрии — вспомогательных геометрических образов в виде особой точки — центра ( $C$ ), плоскостей ( $P$ ) и осей симметрии — простых и сложных ( $L_2, L_3, L_4, L_6, Li_2, Li_3$ )\*. Их характеристики читатель найдет в любом учебнике кристаллографии. Отметим только, что совокупности элементов конечной кристаллографической симметрии группируются в виде 32 классов сим-

метрии. Эти классы подчиняются семи кристаллографическим системам, а последние подразделяются на три категории (табл. 1; см. рисунок).

Все сказанное относится к основам кристаллографии. В дальнейшем тексте мы не будем возвращаться к понятиям об элементах симметрии и соответственных симметричных формул. Для простоты и наглядности ограничимся лишь числовыми характеристиками 32 классов (табл. 2), дающими понятие о величинах симметрии и их последовательности (так называемые «порядки симметрии», соответствующие максимальным числам однородных точек, связанных элементами симметрии того или иного конкретного класса). Горизонтальные строки

метрии. Эти классы подчиняются семи кристаллографическим системам, а последние подразделяются на три категории (табл. 1; см. рисунок). Все сказанное относится к основам кристаллографии. В дальнейшем тексте мы не будем возвращаться к понятиям об элементах симметрии и соответственных симметричных формул. Для простоты и наглядности ограничимся лишь числовыми характеристиками 32 классов (табл. 2), дающими понятие о величинах симметрии и их последовательности (так называемые «порядки симметрии», соответствующие максимальным числам однородных точек, связанных элементами симметрии того или иного конкретного класса). Горизонтальные строки

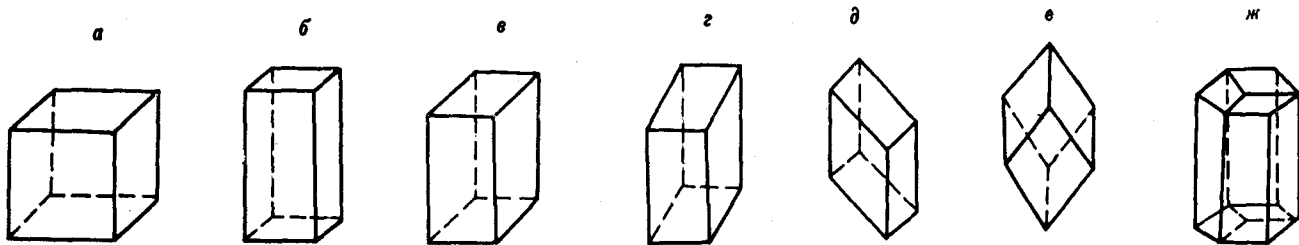
Таблица 1

### Иерархия кристаллографических категорий, систем и классов симметрии

- I. Низшая категория  
Отсутствие осей симметрии порядка выше двух
  1. Триклинная система  
Нет ни осей, ни плоскостей симметрии ( $-$ ,  $C$ )
  2. Моноклинная система  
 $L_2$  или  $P$  присутствуют в единственном числе ( $L_2, P, L_2PC$ )
  3. Ромбическая система  
Имеется несколько  $L_2$  или  $P$  ( $3L_2, L_22P, 3L_23PC$ )
- II. Средняя категория  
Всегда присутствует одна ось симметрии порядка выше двух (главная ось)
  4. Тригональная система  
Главная ось  $L_3$
  5. Тетрагональная система  
Главная ось  $L_4$  (или  $Li_4$ )
  6. Гексагональная система  
Главная ось  $L_6$  (или  $Li_6$ )
- III. Высшая категория  
Имеется несколько осей симметрии порядка выше двух
  7. Кубическая система  
Всегда присутствует  $4L_3$   
(Самый высокосимметричный класс  $3L_44L_36L_29PC$ )

\*  $L_5$  и оси симметрии порядка выше шести в кристаллах невозможны в связи с их решетчатым внутренним строением.

Примечание: Кроме того, соответственные классы разных систем группируются по следующим классовым типам: планаксиальный, центральный, планальный, аксиальный, примитивный, инверсионно-планальный, инверсионно-примитивный (см. вертикальные столбцы табл. 2, 4).



Формы и симметрии кристаллов различных сингоний.

*a* — кубическая,  $3L_44L_36L_2PC — m\bar{3}m$ , *b* — тетрагональная,  $L_44L_25PC — 4/m\bar{3}m$ , *c* — ромбическая,  $3L_23PC — m\bar{3}m$ , *г* — моноклиная,  $L_2PC — 2/m$ , *д* — триклиная,  $C — 1$ , *e* — ромбоэдрическая,  $L_33L_23PC — 3m$ , *ж* — гексагональная,  $L_66L_27PC — 6/m\bar{3}m$ .

Т а б л и ц а 2

32 класса симметрии (порядки симметрии)

Система	Тип и класс симметрии						
	I Плоскостной	II Центральный	III Плоскостной	IV Аксиальный	V Примитивный	VI Инверсионно-плоскостной	VII Инверсионно-примитивный
Триклиная + моноклиная	4	2	2	2	1		
Ромбическая	8	(4)	4	4	(2)		
Тригональная	12	6	6	6	3		
Тетрагональная	16	8	8	8	4	8	4
Гексагональная	24	12	12	12	6	12	6
Кубическая	48	24	24	24	12		

таблицы соответствуют семи системам в порядке повышения их симметрии сверху вниз (триклиная и моноклиная системы объединены в одной строке). В вертикальных столбцах находятся соответственные классы, принадлежащие разным системам. Возрастание чисел по горизонтальным строкам идет справа налево.

Обращает на себя внимание математическая строгость, стройность таблицы. В каждой горизонтальной строке (справа налево) отношение чисел соответствует  $1:2$  (3 раза):  $4$ , в каждом вертикальном (сверху вниз) —  $1:2:3:4:6:12$ \*. Хотелось сравнить эту таблицу с клавиатурой рояля, уподобив системы октавам, а классы — отдельным клавишам. Поэты бы сказали, что на этом замечательном инструменте и разыгрывает природа свои кристаллографические симфонии. Следует отметить, что описанная классификация (см. табл. 1, 2) охватывает весь мир кристаллов, как природных, так и искусственных. Мало того, она приложима ко всем планетам и звездам, на которых действуют процессы кристаллизации.

\* Табл. 2 выявляет ряд интересных закономерностей, сближающих ее с популярными «магическими квадратами». Так, умножая последовательно порядки симметрии столбца I снизу вверх (48-24-16-12-8-4) на порядки симметрии столбца V сверху вниз (1-2-3-4-6-12), неизменно получаем одно и то же число 48. Аналогичный результат находим при умножении порядков столбца II снизу вверх (24-12-8-6-4-2) на порядки столбца IV сверху вниз (2-4-6-8-12-24). Столбец III также повторяет число 48, если перемножить числа строк 1-6, 2-5, 3-4 ( $2 \times 24$ ,  $4 \times 12$ ,  $6 \times 8$ ). Сходным образом ведут себя столбцы II, IV. Перемножая крест-накрест числа столбцов VI и VII, получим:  $8 \times 6$  и  $4 \times 12$ , т. е. все то же число 48.

Обратимся теперь к природному кристаллическому миру Земли. Натуральные кристаллы многочисленных минералов формируются по отдельности или слагают горные породы земной коры. Весь дальнейший текст относится исключительно к минеральным видам нашей планеты.

В 1982 г. В. Г. Фекичевым и автором настоящей статьи [6] были опубликованы данные симметричной статистики минералов последних лет (учитывались минералы со строго определенной симметрией). Сравнение новейших материалов с соответственными сведениями, относящимися к 1966 г. (А. С. Поваренных), 1891 г. (Д. Дэна — Г. Г. Лебедев), 1860 г. (К. Ф. Науманн), выявило примечательную закономерность. Несмотря на огромные промежутки времени и интенсивный прирост исследованных и новооткрываемых минералов, процентные характеристики их количеств в пределах отдельных кристаллографических систем остаются поразительно сходными. Сказанное наглядно иллюстрирует табл. 3. Отсюда можно заключить, что каждая система стремится к своей определенной константе. Стремятся к константам также и процентные характеристики отдельных классов симметрии.

В табл. 4 показано распределение относительных количеств минералов (в %) по кристаллографическим системам (горизонтальные строки), классовым типам (вертикальные столбцы) и отдельным классам симметрии (данные 1982 г.). В основу построения табл. 4 положены последовательности уменьшения суммарных процентных характеристик по системам (вдоль вертикали сверху вниз) и по классовым типам



Таблица 3

## Распределение минералов по кристаллографическим системам

Система	1860 г.	1891 г.	1966 г.	1982 г.
Триклинная + моноклиная	193—35,4 *	236—36,5	469—36,5	746—37,9
Ромбическая	129—23,6	161—25	279—21	454—23
Кубическая	94—17	98—15	171—13	242—12,3
Тригональная	55—10	63—9,8	143—11	191—9,7
Тетрагональная	45—8,4	46—7	131—10	186—9,5
Гексагональная	30—5,5	40—6,2	103—8	148—7,5

\* На первом месте количество минералов, на втором проценты.

Таблица 4

## Относительное количественное распределение минералов по системам и классам симметрии

Сингония	Тип и класс симметрии							Σ
	I Плани- сальный	II Цент- ральный	III Планиль- ный	IV Аксиаль- ный	V Прими- тивный	VI Инверсионно- планальный	VII Инверсионно- примитивный	
Триклинная + монокли- ная	26	5,5	2,3	2,2	1,9			37,9 (30,5+7,4)
Ромбическая	17		3	2,6				22,6
Кубическая	7,6	2	2	0,3	0,5			12,4
Тригональная	5	2	1,7	0,8	0,4			9,9
Тетрагональная	5	1,6	0,1	0,4	0,1	1,6	0,2	9
Гексагональная	3,4	1,5	1	0,6	0,4	0,5	0	7,4
Σ	64,0	12,6	10,1	6,9	3,3	2,1	0,2	

симметрии (вдоль горизонтали слева направо). Подчеркнем, что все процентные характеристики, представленные в таблице, дают наглядное представление о соответствующих константах минерального мира и об их соотношениях.

Возвращаясь к сравнению системы 32 видов симметрии с клавиатурой рояля, можно сказать, что табл. 4 показывает, какие именно клавиши чаще всего используются природой при исполнении создаваемой ею минералого-кристаллографической симфонии. Достаточно беглого взгляда на таблицу, чтобы убедиться в том, что излюбленные ею клавиши расположены не как попало, а сосредоточены в первом вертикальном столбце и в первых двух горизонтальных строчках (низшая категория)\*.

Сравним теперь табл. 2 и 4. Заслуживает особого внимания то, что последовательности суммарных процентных характеристик, рас-

положенных в порядке их уменьшения (нижняя строка и правый восьмой столбец табл. 4), почти в точности соответствуют порядку понижения величин симметрии в табл. 2. Это относится прежде всего к классовым типам (вертикальные столбцы) и системам, за исключением кубической (горизонтальные строки). Более или менее следуют такому порядку и процентные характеристики классов. Кубическая система (высшая категория) в табл. 4 перешла из шестой строки табл. 2 в третью строку сверху. Тем самым она поместилась посередине между двумя верхними строками низкой категории и тремя нижними строками средней категории.

Итак, природа в общем сохранила почти нетронутой свою «клавиатуру» (см. табл. 2), перенеся целиком лишь «октаву» кубической системы в середину «клавиатуры» и тем самым существенно повысив значение кубических классов.

Таблицы 3 и 4 наглядно демонстрируют новооткрытый закон, который следует назвать «законом сохранения количественных отношений минералов по их симметрии» [5]. Формулировка его такова: «Несмотря на непрерывное возрастание во времени количеств исследованных и новооткрываемых минеральных видов, отношения их количества по кристаллографическим

\* Использованная в статье симметричная статистика минералов учитывает лишь количества отдельных минеральных видов, уравнивая тем самым широко распространенные минералы (такие, например, как кварц, полевые шпаты и др.) с редчайшими, а иногда и единичными находками. Для того чтобы оттенить это обстоятельство, следовало бы в нашем сравнении добавить к минералогической «клавиатуре» еще и «педаль», на которые как бы нажимает природа при создании важных минералов.

системам, классовым типам и самим классам симметрии стремятся к определенным константам». Кроме того, выявляется закономерная подчиненность относительного распределения минералов системе 32 классов симметрии (см. табл. 2 и 4; курсив мой.— И. Ш.). Хотелось бы подчеркнуть динамический и диалектический характер этого закона: количества известных минералов непрерывно увеличиваются с каждым годом, а между тем отношения этих количеств остаются практически постоянными.

Для большей наглядности прибегнем еще к одному сравнению. Представим себе площадь сада, разделенную на 32 квадрата (см. табл. 2). В каждом квадрате растет дерево (класс симметрии). Самые высокие деревья находятся слева и наверху. Последовательное понижение идет вправо и вниз. Самые низкие экземпляры приурочены к правому нижнему углу. Высота деревьев различна, но растут они так, что отношения их высот остаются неизменными. Возвращаясь к миру земных минералов, можно сказать, что весь он охвачен единой своеобразной сеткой из систем, типов и классов симметрии, в каждой клетке которой содержатся непрерывно растущие количества минералов при сохраняющемся постоянстве их процентных соотношений (см. табл. 4).

Возникает вопрос: относится ли этот закон только к Земле или же он имеет всемирное (космическое) значение, как и классификация кристаллов? Лучший ответ на этот вопрос дают вычисленные Н. П. Юшкиным последовательности распределения минеральных видов по кристаллографическим системам в земной коре, а также в достаточно обширных минералогических регионах [7].

Почти полное совпадение данных Н. П. Юшкина с последовательностями, показанными в табл. 3 и 4, говорит о том, что сформулированный статистический закон относится прежде всего к минералам земной коры, подавляющее большинство которых составляет основной фонд современной минералогии. Последовательности для минералов Луны, метеоритов, хондритов резко отличны от данных табл. 4\*.

\*В метеоритах и хондритах на первом месте стоит кубическая система, на Луне она занимает второе место (первое место, как и на Земле, принадлежит моноклинным минералам) [7].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Григорьев Д. П. Позиции онтогении минералов.— Зап. Всес. Минералогич. общ-ва, 1973, ч. 107, вып. 1.
2. Федоров Е. С. Курс кристаллографии. Спб, 1901.
3. Ферман А. Е. Занимательная минералогия.— Л.: Время, 1928.
4. Шафрановский И. И. Статистические закономерности и обобщающий закон в распределении минера-

лов по их симметрии.— Зап. Всес. Минералогич. общ-ва, 1983, ч. 112, вып. 2.

5. Шафрановский И. И. Уточнение понятий об основном законе симметричной статистики минералов.— Минер. журн., 1983, № 6.
6. Шафрановский И. И., Фекличев В. Г. Симметричная статистика минералов.— Минер. журн., 1982, № 6.
7. Юшкин Н. П. Топоминералогия.— М.: Наука, 1982.

Далее логичен вопрос: чем же объясняется этот закон? Следует напомнить, что табл. 4 содержит относительное симметричное распределение минералов по статистике, т. е. то, что дается фактически самой природой, тогда как последовательности порядков симметрии в табл. 2 представляют результат строго математического вывода классов кристаллографической симметрии. Сходство обеих таблиц свидетельствует о прямой зависимости статистики формирования структур минеральных видов от величин симметрии кристаллографических классов (точнее, федоровских пространственных групп), т. е. от структурных начал. Вместе с тем последовательность систем с первенствующей ролью низшей категории (во главе с моноклинной системой), по-видимому, обусловлена законом Федорова — Грота о соотношении химического состава и симметрии кристаллов. Согласно этому приближенному закону, чем сложнее состав кристаллических веществ, тем обычно ниже их симметрия (и наоборот). Подавляющее большинство минералов земной коры (полевых шпатов, слюд и др.) характеризуется сложным химическим составом, а вместе с тем и низкой симметрией.

Итак, закон статистического распределения минералов может быть отчасти истолкован как результат одновременного влияния структурной геометрии (симметрии) и химического состава минералов; более точное теоретическое объяснение — дело будущего. Сейчас его следует рассматривать как фактически установленный эмпирический закон минералогической кристаллографии.

Наконец, последний и самый важный вопрос. Что дает нам этот закон? Пока отметим лишь, что с его помощью намечается возможность прогнозировать количества изучаемых и вновь открываемых минералов в близком и далеком будущем. Думается, что в дальнейшем откроются и другие его полезные и практически важные возможности, однако главное — это его глобальное, обобщающее, философско-познавательное значение: он вносит новые данные в понятия об общей гармонии мира вообще и чудесной гармонии мира минералов в частности.

К. В. Симаков

## ГРАНИЦА ДЕВОНА И КАРБОНА И ПРОБЛЕМА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ГРАНИЦ

Рассматриваются методологические основания проблемы определения хроностратиграфических границ. Обсуждается соотношение между понятиями «естественная» и «искусственная» (конвенциональная) граница, предлагается определение понятия «хронострати-

графическая граница». Рассматривается роль конвенциональных ингредиентов на различных этапах определения и прослеживания в глобальном масштабе хроностратиграфических границ.

Анализируя дискуссии по поводу определения границы девона и карбона, нетрудно убедиться в существовании двух подходов к решению данной проблемы: одни исследователи стремятся увязать положение границы с данными об этапности развития либо отдельных групп фауны, либо всего органического мира, другие стараются сузить рамки проблемы, ограничив ее выбором палеобиологического репера и поисками стратотипа. Эти разногласия отражают, по сути дела, принципиальные различия между так называемыми «естественной» и «операциональной» стратиграфическими концепциями, основные положения которых были четко сформулированы в процессе дискуссии, прошедшей в 50—60-х гг. в связи с подготовкой ISG. Одним из немногих положительных результатов этой полемики явилось ясное понимание того, что философские и теоретические разногласия не должны влиять на стратиграфическую практику. Однако претворение его в жизнь требует прежде всего однозначного определения понятия «хроностратиграфическая граница», отсутствующего в ISG, хотя в последнем и содержится описание детально разработанной процедуры определения конкретных хроностратиграфических границ [7]. Сложилась парадоксальная ситуация, при которой мы знаем *как*, но нечетко представляем себе *что* следует определять (здесь и далее курсив мой. — К. С.). В этих условиях обращение к некоторым теоретическим аспектам проблемы хроностратиграфических границ представляется не только целесообразным, но и неизбежным. Главное внимание при этом автор постарается уделить анализу возможностей практической реализации существующей концепции хроностратиграфических границ.

Тот факт, что в ISG отсутствует определение

понятия «хроностратиграфическая граница», объясняется, вероятно, тем, что оно представляется настолько самоочевидным, что не требует специальной дефиниции. А. Эйнштейн на примере анализа понятия «одновременность» первым показал коварство таких псевдоочевидных понятий. Сталкиваясь с термином «хроностратиграфическая граница», большинство из нас невольно представляют себе образ, с одной стороны, координаты («стрелы») геологического времени с нанесенными на нее точками («золотыми гвоздями»), разделяющими смежные подразделения, а с другой — сопряженных с этими точками плоскостей, опоясывающих в виде замкнутых гиперповерхностей земной шар; у людей с богатым воображением эти поверхности ассоциируют с образом лезвия ножа, равномерно снимающего тонкие пластики кожуры с апельсина или яблока. Попытаемся проанализировать, насколько адекватно отражают концепции-образы «золотого гвоздя» и «лезвия ножа» те реальные ситуации, с которыми приходится сталкиваться при определении конкретных хроностратиграфических границ (в частности, между девоном и карбоном), и каковы необходимые и достаточные условия их реализации.

Прежде всего уточним, что понимается под стратиграфическими границами вообще и под хроностратиграфическими границами в частности. Если исходить из определения понятия «стратиграфическое подразделение» [7], то стратиграфическую границу можно определить как изменение в модальности того признака, свойства или качества горных пород, общность которых послужила основанием для обособления смежных стратонов. С точки зрения исторической геологии любая стратиграфическая граница представляет собой зафиксированный

в геологической летописи протокол некоторого события, обусловившего либо изменение в состоянии одной и той же системы, либо смену одной системы другой. Например, основанием для выделения девона и карбона в бассейне Эйвона, в Южном Уэльсе и Южной Ирландии послужила смена континентальной палеоэкосистемы (Old Red Sandstone) морской (Lower Limestone Shale). Граница тех же систем в окрестностях Авенуа проводилась по изменению состояния морской палеоэкосистемы, выразившемуся в постепенной трансформации состава ее кораллово-брахиоподовой биоты, а в Рейнских Сланцевых горах — по смене климатической фауны гониатитовой и т. д.

Согласно ISG, хроностратиграфические подразделения имеют глобальное распространение и объединяют горные породы, сформировавшиеся на всей поверхности Земли в течение одного и того же промежутка времени. Исходя из целей хроностратиграфической классификации и соотношений между хроностратиграфическими и геохронологическими подразделениями [7], можно сказать, что хроностратиграфические подразделения являются материальной (физической, субстанциональной) основой геохронологических подразделений, а хроностратиграфические границы — субстанциональным выражением границ между подразделениями геологического времени. С этой точки зрения концепции образы «золотого гвоздя» и «лезвия ножа» вполне оправданы, поскольку они соответствуют нашим обыденным представлениям о существовании общих для всей планеты моментов и мгновений времени, отсчитываемых эталонными часами типа Биг Бена или Кремлевских курантов. Проводя аналогию между подразделениями обыденного и геологического времени, необходимо иметь в виду два момента. Во-первых, Биг Бен или Кремлевские куранты отсчитывают моменты и мгновения концептуального физического времени, представляющего собой модель таких реальных непрерывных и более или менее равномерных физических процессов, как вращение Земли вокруг своей оси и вокруг Солнца или колебания одной из оболочек атома цезия. Во-вторых, возможность идентификации отдельных моментов и мгновений концептуального физического времени в любой точке земной поверхности гарантируется наличием в каждой из них часов, ход которых согласуется с ходом эталонных часов с помощью периодических процедур синхронизации.

По аналогии с концептуальным физическим временем можно сказать, что геохронологическая шкала представляет (точнее, должна представлять) собой систему подразделений концептуального стратиграфического времени, моделирующую в общем случае свойства хроностратиграфической шкалы. Поскольку фанеро-

зойская часть последней отражает этапность развития органического мира (или отдельных ортохронологических групп), постольку геохронологическую шкалу можно рассматривать в качестве модели эволюции этих групп ископаемой фауны. Образно говоря, развитие ортохронологических групп фауны выполняет функцию эталонных часов, и особенности их эволюции определяют специфику конструирования и практического использования модели концептуального стратиграфического времени (геохронологической шкалы).

Возможность выделения хроностратиграфических подразделений на палеобиологической основе обусловлена прежде всего тем, что в любой группе ископаемой фауны в течение определенных промежутков времени господствовали таксоны с различными архетипами. Смены и (или) возникновения таких таксонов представляют собой те события, которыми в геологической летописи фиксируется ход (течение) геологического времени и с протоколами которых целесообразно совмещать хроностратиграфические границы. Ведь если рассматривать длительность таких событий с точки зрения общей продолжительности существования любой группы фауны, то их можно оценить как мгновенные, подобно тому, как мгновенной является остановка маятника в апогее его качания при смене направления движения. Анализ развития различных групп фауны на рубеже девона и карбона показывает, что возникновение таксонов с новыми архетипами происходило по меньшей мере двумя путями: итеративным и сальтационным.

При итеративном способе происходила стадийная трансформация древних архетипов в молодые, сопровождавшаяся возникновением таксонов с аномальными признаками [5]. На рубеже девона и карбона таким способом возникли новые архетипы у брахиопод, конодонтов и, вероятно, у остракод. Хроностратиграфические границы, определяемые по развитию этих групп фауны, представляют собой не резкие разграничительные плоскости, а стратиграфические интервалы, в пределах которых вместе встречаются представители таксонов с древними и молодыми архетипами. Типичным примером таких «переходных» отложений являются слои Этрэн, в которых наряду с девонскими циртоспириферидами и продуктеллидами присутствуют каменноугольные спирифериды и авонииды.

При сальтационном способе таксоны с новыми архетипами возникали в результате трансформации архетипов персистентных таксонов, сохранявших свойственные им черты в течение длительного времени. Таким путем, например, на рубеже девона и карбона на базе приоцефалид возникли гониатитины. Аналогичным

способом появились каменноугольные эндотириды среди фораминифер и циатопсиды среди ругоз. У всех этих групп интервалы распространения таксонов с древними (например, Tornoceratina, Anarcestina и Clumenia у цефалопод) и молодыми (Prolecantina, Goniatitina) архетипами разделяются более или менее значительными интервалами, в которых представлены только таксоны с персистентными архетипами. Типичным примером таких стратиграфических интервалов является часть разреза сланцев Хангенберг, заключенная между находками последних климений и первых Eosanites.

Несмотря на различия в способах преобразования архетипов у различных групп фауны, очевидным является тот факт, что хроностратиграфические границы, устанавливаемые на палеобиологической основе, представлены не резкими демаркационными линиями, а некоторыми интервалами разрезов. Анализируя закономерности развития биосферы, В. А. Красилов [1] предложил называть зоны перехода между последовательными палеобиосферами стратоэкотонами. Применительно к развитию отдельных групп фауны стратиграфические интервалы, в которых происходит смена таксонов с различными архетипами, можно называть филоэкотонами, а их временные эквиваленты — хроноэкотонами. Существование страто- и филоэконов служит объективной предпосылкой для многолетних дискуссий, с одной стороны, о том, следует ли включать их в состав более молодых или более древних хроностратиграфических подразделений или же выделять в качестве самостоятельных единиц, а с другой — какие именно критерии (первое появление или широкое географическое распространение представителей таксонов с новыми архетипами, исчезновение последних представителей таксонов с древними архетипами) следует использовать при определении хроностратиграфических границ.

Анализируя эти рассуждения, остановлю особое внимание на двух моментах. Во-первых, конкурирующие предложения по обоим вопросам преследуют одну и ту же цель: схематизировать реально наблюдаемые в природе феномены, сведя их к привычному для нас по обыденному опыту представлению о границах, как резких демаркационных линиях. Иначе говоря, создавая модель концептуального стратиграфического времени (геохронологическую шкалу), мы стремимся навязать природе привычные для нас и потому удобные для практического использования образы-концепции «золотого гвоздя» и «лезвия ножа». Во-вторых, длительность и бесплодность дискуссий по обоим вопросам показывают, что ни у одной из конкурирующих точек зрения нет объективных преимуществ.

Следовательно, чтобы материализовать концепцию-образ «золотого гвоздя», мы *вынуждены* заключать конвенцию о том, какой именно критерий будет иметь универсальное значение при фиксации конкретных хроностратиграфических границ с помощью палеобиологических реперов, отражающих развитие именно ортохронологических групп. Необходимость компромисса вытекает из того факта, что в различных группах смена таксонов с различными архетипами происходила неодновременно. Иными словами, каждая ортохронологическая группа, выступающая в роли эталонных часов, отсчитывающих концептуальное стратиграфическое время, обладает собственным «шагом». Соответственно, принимая развитие различных групп в качестве основы при построении хроностратиграфической шкалы и определении хроностратиграфических границ, мы неизбежно получим различные по структуре и объему подразделений варианты шкал с несовпадающими границами. Например, если при определении границы девона и карбона ориентироваться на развитие брахиопод, то границу систем следует установить внутри струния, а принимая в качестве ортохронологической группы конодонты, логичнее было бы искать ту же границу в пределах ивориена.

Если следовать духу (но не букве!) решений II Геерленского конгресса 1935 г., исходившего при определении границы девона и карбона из анализа развития цефалопод, то в качестве девонско-каменноугольного филоэкотона следует рассматривать ту часть разреза хангенбергских сланцев, которая заключена между последними находками климений и подошвой слоев Бальвиум, в основании которых встречены первые Eosanites nodosus. Судя по имеющимся данным о совместных находках миоспор и цефалопод в Рейнских Сланцевых горах [8] и в Померании [9, 10], можно предполагать, что девонско-каменноугольному филоэкотону отвечает интервал разреза, соответствующий верхней части (?) флоризоны LE — нижней части флоризоны VI. Сохраняя в качестве ортохронологической группы для расчленения девонской и каменноугольной систем цефалопод, целесообразно принять в качестве палеобиологического репера границы этих систем появление одного из видов Acutimitoceras.

Итак, принимая рекомендуемую методику фиксации хроностратиграфических границ с помощью «золотого гвоздя», следует ясно отдавать себе отчет в том, что, во-первых, таким способом мы материализуем границу между подразделениями концептуального стратиграфического времени, во-вторых, устанавливаем формальный номенклатурный эталон хроностратиграфической границы, и, в-третьих, выбранный палеобиологический репер представ-

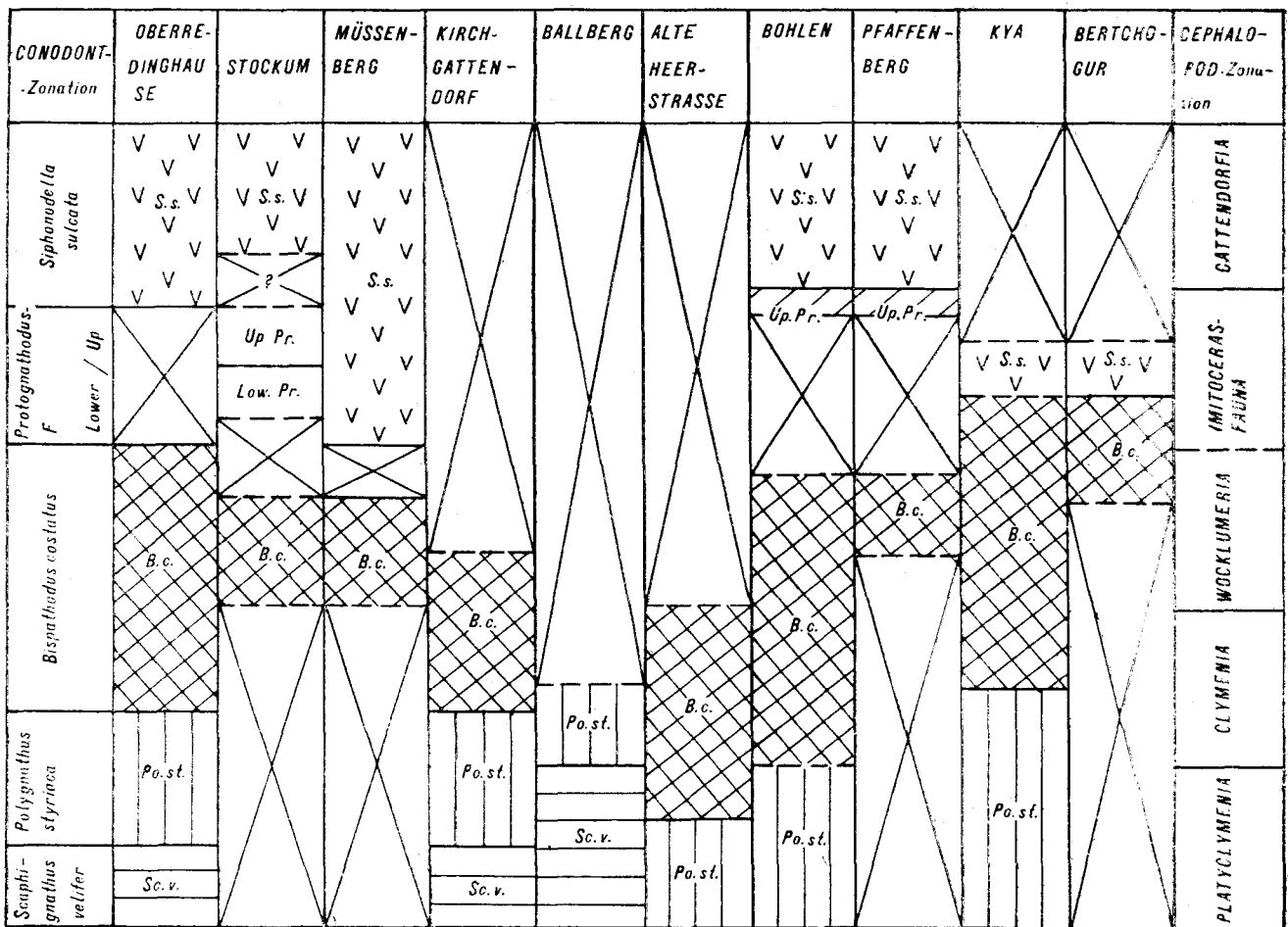


Рис. 1. Соотношение объемов конодонтовых и цефалоподовых зон в отдельных разрезах пограничных отложений девона и карбона Евразии.

ляет собой символ того филоэктона, который является «естественной» (точнее, реальной, фактической) хроностратиграфической границей. Остановлю внимание еще раз на том, что неизбежность заключения конверсий при фиксации палеобиологических реперов хроностратиграфических границ предопределена тем противоречием, которое существует между нашими традиционными представлениями о границах как о резких демаркационных линиях и экотонной природой хроностратиграфических границ.

Рассмотрим теперь условия реализации второй ипостаси хроностратиграфических границ — образа-концепции «лезвия ножа». Прежде чем обсуждать эту проблему, следует выяснить, что подразумевается под выражением «прослеживание хроностратиграфических границ». Возможны две трактовки этого выражения. Во-первых, можно подразумевать под ним прослеживание подошвы той видовой зоны, в основании которой установлен формальный палеобиологический репер границы. Во-вторых, это выражение можно понимать как выявление на всей

поверхности планеты результатов влияния на развитие органического мира того фактора, который обусловил смену и (или) появление новых архетипов в ортохронологической группе фауны.

Большинство современных исследователей при прослеживании хроностратиграфических границ опирается на точку зрения О. Шиндewolfа [11] о ведущей роли ортохронологической группы фауны не только при фиксации палеобиологического репера границы в ее стратотипе, но и при определении ее положения в любых других разрезах на всей земной поверхности. В основе этой концепции лежит постулат о независимости распространения представителей ортохронологической группы от экологических условий. Между тем, как показывает сравнение интервалов распространения представителей различных ортохронологических групп в конкретных разрезах (например, цефалопод и конодонтов — см. рис. 1), пространственно-временные ареалы любых ископаемых организмов определяются действием закона

экологического контроля. Последний можно сформулировать следующим образом: появление, длительность существования и исчезновение представителей любых таксонов ископаемых организмов в любой точке земной поверхности контролировалось необходимыми и достаточными для их жизни условиями. Практика показала, что действие этого закона распространяется не только на организмы с бентонным образом жизни, но и на планктонных и нектонных животных. Следовательно, представители ортохронологической группы за пределами стратотипа границы не имеют никаких преимуществ перед представителями любых других парахронологических групп при определении ее положения в конкретных разрезах. Кроме того, поскольку в природе отсутствуют эврибионты, прослеживая подошву видовой зоны, в основании которой установлен палеобиологический репер границы систем, невозможно получить замкнутой гиперповерхности, описывающей весь земной шар. Таким образом, представление о привилегированном положении ортохронологической группы фауны, якобы позволяющем определять положение границы систем в любой точке земной поверхности, не может обеспечить материализацию образа-концепции хроностратиграфической границы в виде «лезвия ножа». Проследив подошву зоны *Gattendorfia subinvoluta* или *Siphonodella sulcata*, мы сможем оконтурить лишь нижнюю границу пространственно-временного ареала этих видов, положение которой в каждом конкретном разрезе определяется законом экологического контроля.

Таким образом, выражение «прослеживание хроностратиграфической границы» может трактоваться лишь как идентификация результатов воздействия одного и того же фактора на различные группы ископаемых организмов. Иными словами, материализация образа-концепции «лезвия ножа» сводится к процедуре ретросинхронизации: выявлению протоколов каузально невязанных, разноместных, хронологически взаимозаменяемых палеобиологических событий [2, 3, 6]. А коль скоро это так, то возникает вопрос: протоколы каких именно событий в развитии парахронологических групп фауны можно считать одновременными друг с другом и с тем событием в эволюции ортохронологической группы, которое принято за границу систем? Вопрос можно сформулировать иначе: каковы критерии выбора парахронологических маркеров хроностратиграфических границ?

При решении этого вопроса следует учитывать дуалистическую природу понятия «одновременность», подразумевающую идентичность и свойств, и отношений рядоположенных природных феноменов [6]. Применительно к хроностратиграфическим границам одновременность,

как свойство, выражается в совпадении (т. е. приуроченности к одному стратиграфическому уровню) протоколов различных палеобиологических событий. В этом смысле можно, например, говорить об одновременности появлений молодой (поздней) протогнатодусовой фауны, первых *Archegonus* (*Phillibole*) *abruptirachis* и микрофлоры, характерной для палинозоны VI. Как идентичность отношений, одновременность проявляется во включенности протоколов событий в развитии парахронологических групп в стратиграфический интервал, отвечающий филоэконому в эволюции ортохронологической группы фауны. В этом смысле можно рассматривать объективно (или топологически) одновременными такие события, как появление древней и молодой протогнатодусовой фауны и *S. sulcata*, первых *Archegonus* (*Phillibole*) и комплексов микрофлоры, отвечающих палинозонам LN и VI, поскольку все они встречаются в интервале распространения имитодерасовой фауны (т. е. после исчезновения клемений, но до появления первых пролекантин). Таким образом, хронологически взаимозаменяемыми маркерами хроностратиграфических границ могут служить границы тех зон вспомогательных (парахронологических) шкал, которые располагаются в пределах стратиграфического интервала, соответствующего филоэконому. В тех случаях, когда внутри этого интервала находятся границы нескольких зональных подразделений одной вспомогательной шкалы (например, палинозон LE/LN/VI или конодонтовых зон *Protognathodus kockeli*/*Protognathodus kuehni*/*Siphonodella sulcata*), мы вынуждены заключить соглашение о том, подошву какой именно зоны мы будем рассматривать в качестве парахронологического маркера границы систем на той территории, в пределах которой прослеживаются все эти зоны. Таким образом, уже на стадии определения парахронологических маркеров мы вынуждены прибегать к конвенции, позволяющей выбирать среди протоколов нескольких топологически одновременных событий протоколы некоторых определенных событий, которые будем по *определению* считать метрически одновременными с формальным ортохронологическим репером границы систем.

Конвенция о парахронологических маркерах создает предпосылки для прослеживания в глобальном масштабе хроностратиграфических границ, однако ее недостаточно, чтобы сформулировать общее операциональное правило, позволяющее материализовать образ-концепцию «лезвия ножа». Связано это с тем, что вследствие неполноты геологической летописи, палеобиогеографических и главным образом экологических различий, одни и те же парахронологические маркеры в разных районах появляются в неодинаковой стратиграфической последова-

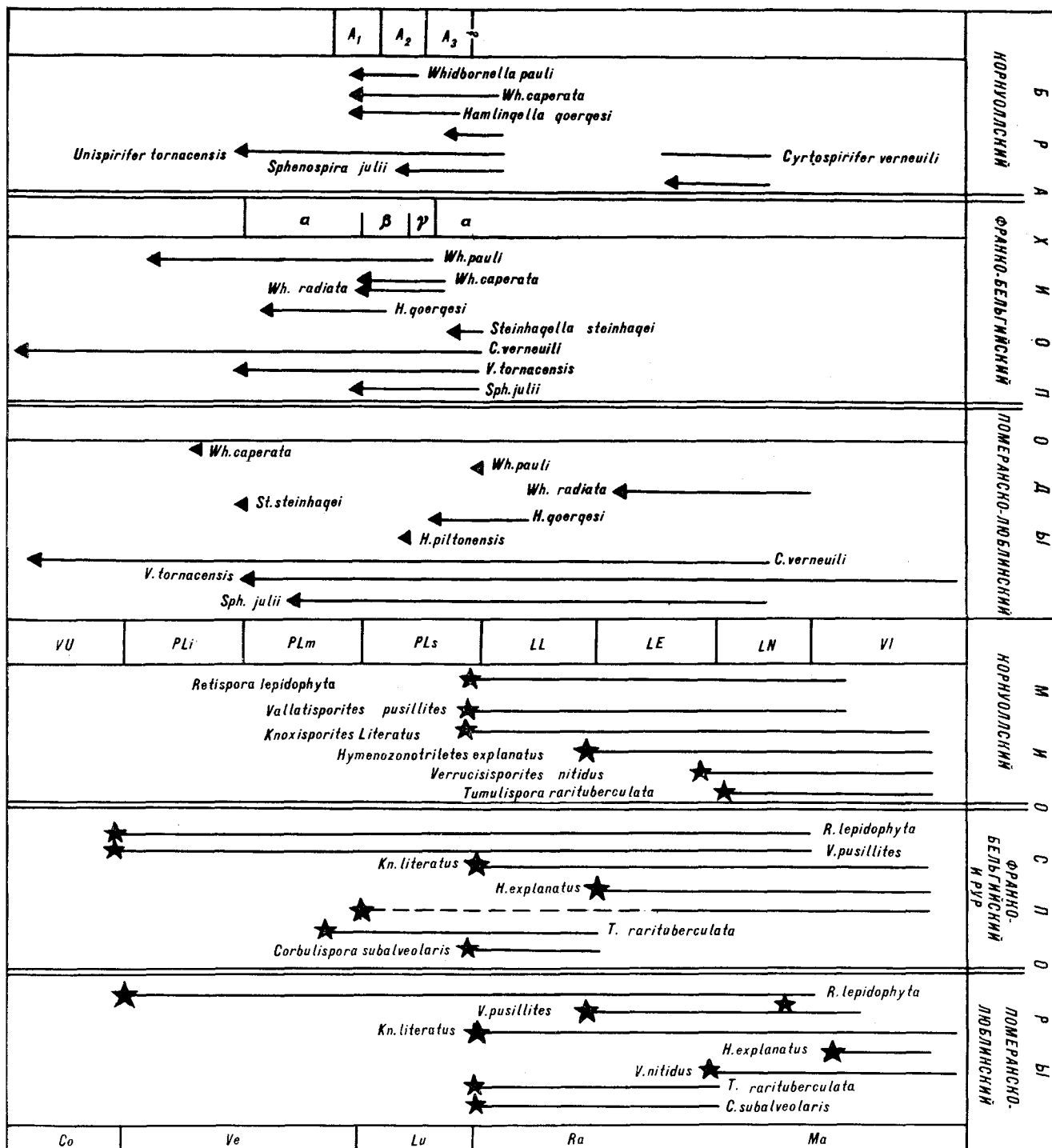


Рис. 2. Стратиграфическое распространение брахиопод и мiosпор в разрезах пограничных отложений девона и карбона Корнуоллского, Франко-Бельгийского и Померанско-Люблинского бассейнов.

тельности. Более того, в ряде районов отмечается даже различная последовательность появления видов-индексов тех зон, границы которых располагаются в стратиграфическом интервале филозокона. В качестве примера можно привести последовательность появления видов-ин-

дексов палинозон в различных районах Западной Европы (рис. 2). Вследствие этих явлений, пытаюсь проследить хроностратиграфическую границу по парахронологическим маркерам, мы сталкиваемся с некоторым пространственно-временным (стратиграфическим) объемом, в ко-



тором расположены протоколы по определению одновременных событий, связанные друг с другом отношениями неопределенности. А поскольку все парахронологические маркеры по определению метрически одновременно друг с другом и с ортохронологическим репером границы, мы не имеем никаких объективных критериев для выбора одного из них при определении положения данной хроностратиграфической границы в каждом конкретном случае. Отсюда вытекает необходимость еще одного соглашения, согласно которому за пределами стратотипического района хроностратиграфические границы совмещаются с уровнем первого появления любого из официально принятых их парахронологических маркеров [4, 5]. Только в этом случае можно обеспечить корректную с методологической точки зрения материализацию хроностратиграфической границы в виде образа-концепции «лезвия ножа».

Таким образом, несмотря на то, что хроностратиграфические границы имеют «естественную» природу, поскольку они совпадают с переломными моментами в эволюции ортохронологических групп фауны, фиксация их положе-

ния на координате геологического времени (образ-концепция «золотого гвоздя») и прослеживание в глобальном масштабе (образ-концепция «лезвия ножа») требуют заключения, по меньшей мере, трех конвенций. Объективно необходимость последних диктуется, с одной стороны, экотонной природой границ, с другой — наблюдаемыми в природе соотношениями между парахронологическими маркерами. Отличие этих конвенций от используемого в настоящее время постулата о независимости пространения представителей ортохронологических групп от экологических условий заключается в их нетривиальности: если хотим сохранить привычное для нас и удобное в практическом отношении представление о границах как о резких демаркационных плоскостях, то, чтобы не вступать в противоречие с выявленными законами развития органического мира и зафиксированными в геологической летописи фактами, мы *должны* ввести эти конвенции в теоретико-познавательный арсенал стратиграфии. Образно говоря, в данной ситуации сама природа навязывает нам эти конвенции.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Красилов В. А. Палеоэкосистемы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 4.
2. Мейен С. В. Введение в теорию стратиграфии.— М.: ВИНТИ, 1974.
3. Мейен С. В. Экосистемы и принцип взаимозаменяемости признаков.— В кн.: Экосистемы в стратиграфии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
4. Симаков К. В. К дискуссии о границе девона и карбона.— Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1975.
5. Симаков К. В. Типы зональных подразделений, опорные биогоризонты и корреляция пограничных отложений девона и карбона.— В кн.: XIV Тихоокеанский научный конгресс. Путеводитель науч. экскурсии по туру IX. Магадан: Кн. изд-во, 1979.
6. Симаков К. В. К созданию общей теории времени (реальное, концептуальное физическое и геологическое время, проблемы одновременности и ретросинхронизации).— Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1981.
7. ISG. International stratigraphic guide. A Guide to stratigraphic classification, terminology and procedure. London, New-York, 1976.
8. Paproth E., Streel M. (Ed.). Guidebook Devonian-Carboniferous transitional beds of the northern "Rheinisches Schiefergebirge".— Liege, 1982.
9. Turnau E. Microflora of the Famennian and Tournaisian deposits from boreholes of Northern Poland.— Acta geol. Pol., 1975, v. 25, N 4.
10. Turnau E. Correlations of Upper Devonian and Lower Carboniferous deposits of Western Pomerania based on miospore study.— Ann. Sco. Geol. Pol., 1979, v. 44, f. 3/4.
11. Schindewolf O. H. Die Liegendegrenze des Karbons in Lichte biostratigraphische Kritik.— C. R. Congr. Start. Carb., Heerlen, 1926. Liege, 1928.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Магадан

Поступила в редакцию  
6 декабря 1984 г.

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ.

УДК 550.834

Т. К. Злобин

ИЗУЧЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ ЛИТОСФЕРЫ  
ПО ДАННЫМ МЕТОДА ОБМЕННЫХ ВОЛН ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

(на примере Малой Курильской гряды)

По данным МОВЗ предложена методика построения нового типа сейсмических разрезов литосферы — вариационных, которые отражают степень расслоенности земной коры и верхней мантии и позволяют оценить ее количественно. Приведен пример построения вариационного разреза вдоль Малой Курильской гряды. По-

лученный разрез позволил выделить в структуре дуги как субгоризонтальные области повышенной и пониженной расслоенности среды и зоны ее высокой физической однородности, так и субвертикальные блоки различного строения.

Применение более совершенных методов исследований глубин Земли выявляет все большую степень расслоенности литосферы по вертикали и неоднородность ее по латерали. Показателен пример эволюции моделей земной коры, получаемых по данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), когда земная кора, первоначально аппроксимировавшаяся однослойной моделью, при увеличении детальности наблюдений и расширении класса регистрируемых волн представлялась двухслойной, а затем многослойной, блоково-слоистой и более сложными моделями [3]. Таким образом, с увеличением детальности и совершенствованием методики исследований модель усложнялась, а степень расслоенности разреза увеличивалась, все более приближаясь к строению реальной среды.

Расслоенность литосферы отражается на разрезах ГСЗ и других сейсмических методов в виде набора линий, отождествляемых с границами раздела между сейсмическими слоями. Однако, во-первых, в реальной среде переход от слоя к слою во многих случаях отличен от тонкой раздельной линии и представляет собой часто зону перехода различной мощности, а, во-вторых, количество выделяемых в ГСЗ границ ограничено разрешающей способностью метода, в связи с чем оно не отражает всей полноты расслоенности среды. Известно, что помимо выделяемых в ГСЗ в основном осадочно-вулканогенного, «гранитного» и «базальтового» слоев в земной коре различают литолого-стратиграфические комплексы, формации, пласты, свиты, горизонты и т. п. Мощность одних измеряется первыми тысячами метров, мощность других — несколькими десятками метров и ме-

нее. Многие из них устанавливаются в верхней части разрезов коры по данным бурения и детальных сейсмических методов общей глубинной точки (ОГТ) и вертикального сейсмического профилирования (ВСП), но лежат за пределами точности и разрешающей способности глубинных сейсмических методов исследований, основанных на регистрации преломленных волн.

В последние годы для изучения глубинной структуры литосферы в СССР все шире применяется метод обменных волн землетрясений (МОВЗ). При общепринятой методике интерпретации по данным этого метода (как и по наблюдениям ГСЗ) устанавливают границы разделов между основными слоями литосферы и строят аналогичные глубинные разрезы. Однако возможность метода, как показывают наши исследования, шире. В настоящей работе предлагается методика количественной оценки степени расслоенности литосферы на основе анализа временных разрезов МОВЗ.

На вышеназванных разрезах, как известно [4], под каждым пикетом наблюдений наносятся значения времен запаздывания обменных волн относительно продольных ( $\Delta t_{PS-P}$ ), что характеризует глубину залегания точек обмена. Анализ временных разрезов показывает, что количество обменов, фиксируемых на одних и тех же интервалах времен запаздывания и соответственно глубин залегания точек обмена, различно на разных пикетах установки станций.

Поскольку при исследованиях МОВЗ на каждой стоянке все сейсмические станции ведут регистрацию колебаний одновременно и, следовательно, за время их работы происходит

одно и то же количество землетрясений, то различие количества точек обмена на разных интервалах времен и пикетах, очевидно, обусловлено различием строения среды под ними, ее расслоенностью. Таким образом, на основе анализа количества точек обмена вдоль профиля наблюдений можно оценить степень расслоенности разреза.

Предварительную оценку расслоенности среды, выявление границ (или зон перехода) между слоями можно осуществить путем построения для каждого пикета вариационных кривых. Они представляют собой зависимость количества обменов « $n$ » от времен их запаздывания  $\Delta t_{ps-p}$ . Максимумы вариационных кривых связывают обычно в МОВЗ с наличием в разрезе сейсмических границ раздела. Коррелируя эти максимумы вдоль профиля, можно, таким образом, выявить в разрезе основные сейсмические разделы.

Однако, как показывает рассмотрение любого временного разреза МОВЗ, размещение точек обмена далеко не ограничивается группированием их в узких зонах, связываемых с границами разделов слоев. Точки обмена встречаются повсеместно на всем поле разреза, что указывает на наличие расслоенности и неоднородностей и внутри основных слоев. В связи с этим представляется, что внутреннее строение литосферы значительно сложнее, чем оно изображается на многих стандартных сейсмических разрезах в виде нескольких однородных слоев, разделенных жесткими сейсмическими границами.

Для количественного изучения расслоенности всей толщи литосферы предлагается составление вариационных разрезов. Методика их построения заключается в подсчете количества точек обмена в последовательно взятых интервалах суммирования на каждом пикете, вынесении полученной величины « $n$ » на единую плоскость разреза, по горизонтали которого отложено расстояние между пикетами, а по вертикали — время запаздывания  $\Delta t_{ps-p}$ , а затем — проведение по полученному полю значений « $n$ » изолиний.

Для выбора наиболее оптимального способа суммирования были опробованы как различные величины интервалов (от 0,2 до 1,0 с), так и различные виды суммирования (со скользящим средним из 3 и 5 интервалов, с суммированием на базе 0,5 с с последующим сдвигом интервала суммирования на 0,25 и др.). Суммирование со скользящим средним и его различные модификации показали, что преобразованные вариационные кривые хорошо коррелируются по разрезу, в ряде случаев подчеркивают характерные максимумы концентрации точек обмена, однако имеют место случаи искажения наблюдаемой картины, исчезновение некоторых промежуточных экстремумов, наблюдающихся

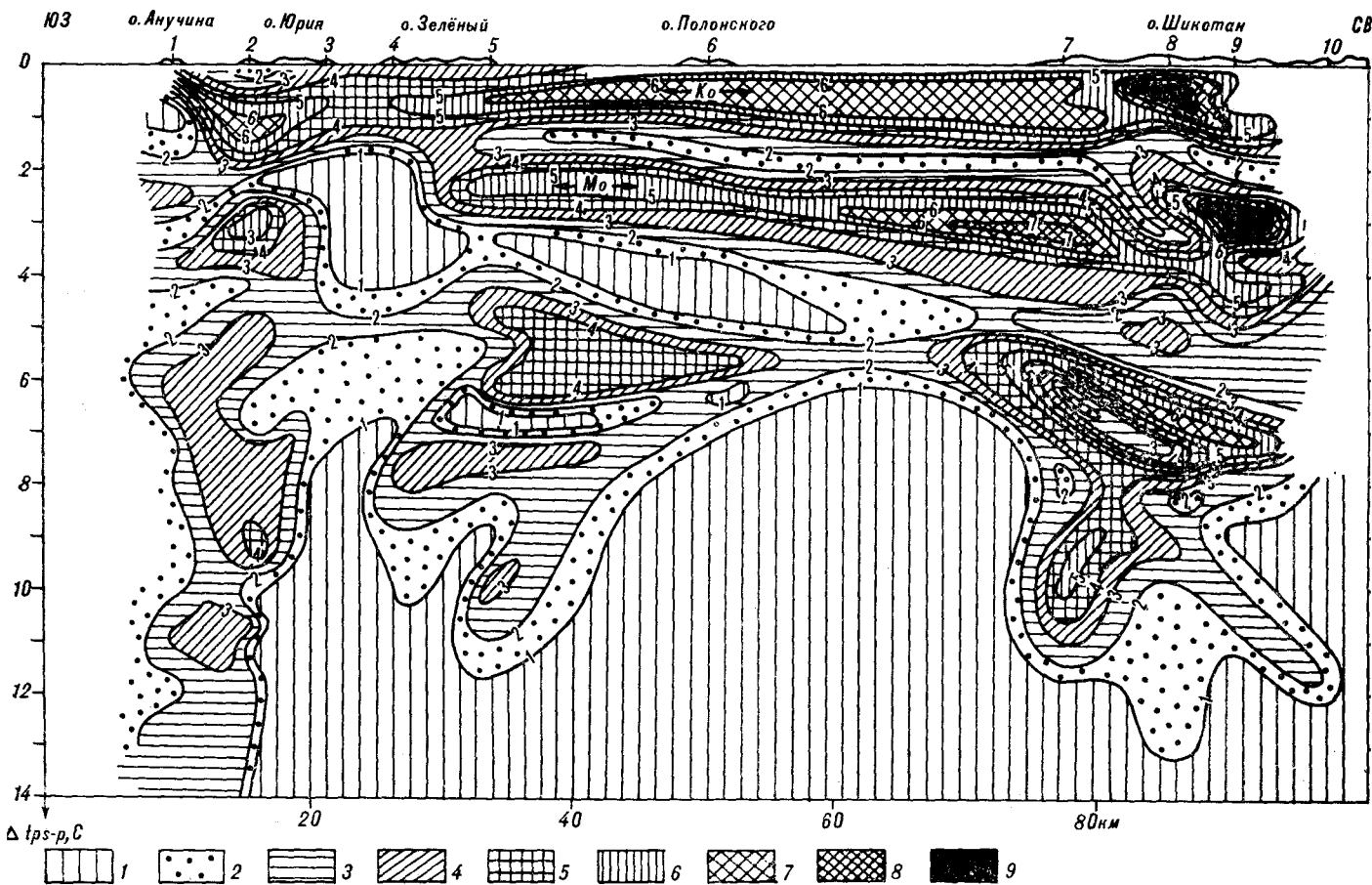
на первоначальной вариационной кривой. В связи с этим наилучшим признано суммирование точек обмена непосредственно в последовательно взятых интервалах. Наиболее оптимальными были интервалы 0,25 и 0,5 с.

При интервале суммирования 0,25 с разрез расчленяется более детально. В этом случае оси областей повышенной концентрации точек обмена практически отвечают границам обмена (зонам перехода между слоями). Однако при сокращении общего количества обменов с глубиной или использовании разрезов с их малым количеством, вследствие попадания в интервал суммирования единичных точек обмена (в основном в нижней части разреза), может получиться разрозненная картина, что усложнит или сделает невозможным выявление характерных черт строения разреза. Оценить структуру литосферы в целом позволяет вариационный разрез, построенный при суммировании точек обмена на базе 0,5 с\*.

Кроме выбора названных параметров построения вариационных разрезов оценено влияние различий установки станций наблюдений на разных пикетах на картину распределения количества обменов в разрезе. Для этого на некоторых произвольно выбранных пикетах наблюдений было уменьшено общее количество выделенных обменов на всех интервалах суммирования, т. е. как бы ухудшены условия установки станций и приема колебаний. Последующие построения экспериментальных разрезов с использованием этих точек показали, что, несмотря на внесенные в них изменения, все принципиальные особенности вариационного разреза (положение основных областей повышенной и пониженной концентрации точек обмена, осей и центров аномальных зон) сохранили свое положение в разрезе. Таким образом, можно сделать вывод, что выявленные на вариационных разрезах неоднородности связаны с особенностями внутреннего строения литосферы.

Исходя из физической сути различия степени насыщенности временных разрезов точками обмена, можно заключить, что по вариационным разрезам можно оценить степень расслоенности среды и установить ряд особенностей структуры литосферы. Отметим, что попытка оценить различие строения среды путем анализа расслоенности ее ранее предпринималась [2]. На разрезе МОВЗ вдоль о. Кунашир выделены области отсутствия обменов. Они были отождествлены с областями повышенной однород-

\* Необходимо, однако, иметь в виду, что области повышенной концентрации точек обмена при такой базе суммирования могут включать несколько не разделенных между собой сейсмических слоев, и поэтому внутри одной такой области может быть несколько границ обмена.



Вариационный разрез литосферы Малой Курильской гряды.

1—9 — области с количеством точек обмена в интервалах суммирования: 1 и менее (1), 1—2 (2), 2—3 (3), 3—4 (4), 4—5 (5), 5—6 (6), 6—7 (7), 7—8 (8), 8 и более (9).

ности среды и на основе ряда признаков связывались с глубинными и промежуточными магматическими очагами вулканов. В этом случае рассматривалось лишь наличие или отсутствие обменов. Количественная оценка величины расслоенности не производилась.

Предложенная в настоящей статье методика построения разрезов позволяет оценить степень расслоенности среды количественно. Особенности структуры литосферы в этом случае отражает морфология областей различной степени расслоенности среды. В качестве примера приводится вариационный разрез, построенный с суммированием обменов на базе 0,5 с вдоль Малой Курильской гряды (см. рисунок).

На представленном разрезе выделены как субгоризонтальные зоны расслоенности земной коры и верхней мантии, так и субвертикальные блоки различного строения. По латерали разреза наиболее сильно расслоенными и протяженными являются две линейно-вытянутые области, выделенные на временах 0,5—1,0 и 3—4 с, что соответствует глубинам их залегания 2—5 и 20—35 км. Кроме них устанавлива-

ется несколько областей меньшей протяженности, имеющих разную степень расслоенности. В целом глубинный разрез Малой Курильской гряды по степени расслоенности расчленяется на четыре блока.

Первый, юго-западный блок, включает о. Анучина и южную часть о. Юрий (ПК 1,2). Он характеризуется повышенной расслоенностью на всю изученную мощность разреза, т. е. до глубин ~150 км. На временах более 4 с субгоризонтальная ориентация областей повышенной расслоенности сменяется на субвертикальную.

В пределах второго блока, отвечающего северо-восточной части о. Юрий и юго-западной половине о. Зеленого, в нижней части коры под субгоризонтальной зоной высокой расслоенности на глубинах от 12 до 35 км (1,7—4,2 с) выделяется тело повышенной однородности. Форма его изометричная, размеры ~15 км в поперечнике.

С глубин 65 км (6,8 с) и ниже выявляется более крупная область такой же повышенной однородности. Она вытянута по вертикали, и

на глубинах 65—95 км (7—10,5 с) ширина зоны увеличивается с 5 до 15 км. На глубинах более 110—120 км (11—12 с) эта область соединяется с полем однородных пород верхней мантии, выполняющих основание разреза.

Третий блок наиболее протяженный — ~45 км. Он простирается от северо-восточной половины о. Зеленого до юго-западной окраины о. Шикотан. Структура литосферы здесь характеризуется четко выраженной субгоризонтальной расслоенностью до глубин ~75 км. Оси областей повышенной расслоенности наклонены к северо-востоку. С глубиной наклон их увеличивается. Аналогичное залегание имеет и расположенная на глубинах 36—55 км (3,2—5 с) линзообразная зона повышенной однородности. Протяженность ее ~25 км, а максимальная мощность в центральной части (под о. Полонским и южнее его) составляет ~10 км. Ниже этой зоны выделяется линейно-вытянутая область средней расслоенности, которая расширяется к юго-западу и выклинивается к северо-востоку. Самая нижняя в этом блоке линейная зона расслоенности устанавливается на глубинах ~70 км. Падение ее пологое, юго-западное, т. е. противоположное всем вышележащим.

Четвертый блок отвечает северо-восточной части профиля и в рельефе соответствует о. Шикотан. Он имеет наиболее сложное строение. Здесь выделяются области как субгоризонтальной, так и субвертикальной расслоенности. Блок отличается не только значительной расслоенностью почти на всю изученную мощность разреза (до глубин 120 км), но и сложной формой выявляемых тел. В верхней части разреза на глубинах ~5 км (0,5—1 с) установленная зона повышенной расслоенности раздваивается к северо-востоку и замыкается к юго-западу. Наиболее сложное строение в этом блоке имеет средняя часть коры. Выделенная на ПК 7 и 9 на глубинах ~15 км (1,8—2,2 с) зона повышенной однородности прерывается в районе ПК 8. При этом юго-западная часть ее, судя по данному разрезу, круто погружается до глубин ~20—25 км. В низах коры и верхней мантии выделяются как зоны повышенной расслоенности, погружающиеся к северо-востоку с 55 до 70 км, так и круто па-

дающие на юго-запад субвертикальные зоны на глубинах 75—110 км.

Характерной чертой полученного вариационного разреза является положение верхней кромки поля наименее расслоенных и соответственно наиболее однородных пород верхней мантии, лежащих в основании разреза. Эта условная граница показывает, что глубина расслоенности литосферы по разрезу различна. Она увеличивается до 100 км и более под о. Анучина, северо-восточной частью о. Зеленого и о. Шикотан и уменьшается до глубин ~60 км в центральной части профиля и в районе о. Юрия.

Сейсмическая расслоенность, выявленная по вариационным разрезам, является, очевидно, следствием реальной расслоенности литосферы. В связи с этим представляется, что на основании анализа вариационных разрезов можно попытаться сделать некоторые выводы относительно геологической природы неоднородностей, выявленных в коре и мантии островной дуги. Так, расслоение на большую глубину флашгов дуги и меньшая глубина залегания кромки относительно однородных пород верхней мантии в центральной ее части говорят о различной структуре вещества в этих блоках. Выявленные области повышенной однородности в средней части коры между островами Юрия и Зеленого, возможно, обусловлены, как показали проведенные нами исследования [1, 2], наличием более пластичных пород, связанных с проявившимися здесь ранее процессами магмообразования.

В целом можно заключить, что выявленная субгоризонтальная расслоенность верхней части разреза земной коры, наличие в литосфере областей повышенной однородности, отчетливо устанавливаемая глыбово-блоковая раздробленность ее указывают на существенные геологические особенности строения Малой Курильской дуги, проявившиеся на значительную глубину.

Таким образом, представляется, что предложенная методика изучения степени расслоенности земной коры и верхней мантии по данным МОВЗ может дать дополнительную информацию о внутренней глубинной структуре литосферы и выявить ряд ее принципиальных особенностей.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Злобин Т. К., Федорченко В. И. Глубинная структура вулкана Головинина по данным изучения обменных волн от землетрясений. — Вулканология и сейсмология, 1982, № 4.
2. Злобин Т. К., Федорченко В. И., Попов А. А. Неоднородности в земной коре и верхней мантии в юг-

ной части о. Кунашир (Курильские острова) по данным МОВЗ. — ДАН СССР, 1980, т. 252, № 6.

3. Павленкова Н. И. Волновые поля и модель земной коры. — Киев: Наукова думка, 1973.

4. Померанцева И. В., Мозженко А. П. Сейсмические исследования с аппаратурой «Земля». — М.: Недра, 1977.

Е. В. Михайлик, О. В. Чудаев, Н. Н. Баринов, А. И. Обжиров

## ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В хр. ТОНГА

Проведено минералого-геохимическое изучение железо-марганцевых рудных корок хр. Тонга. Показана

Железо-марганцевые образования океанов в последнее время привлекают пристальное внимание исследователей в связи с разнообразием генетических типов этих отложений и возможностью их промышленного освоения.

Авторами изучены железо-марганцевые рудные корки, обнаруженные в северной части хр. Тонга. Исходный материал получен во время выполнения научной программы 16-го рейса НИС «Каллисто» в 1982 г. В указанном регионе железо-марганцевая минерализация изучена в пределах полигона *Е* (см. рисунок).

На станции 22 подняты слабо литифицированные туфы и известняки, насыщенные железо-марганцевым веществом в виде линз, гнезд, прослоев и корок толщиной 0,5—2 см. Туфы по составу основные, сложены литокластитами базальтов и сцементированы тонкодисперсным смектитизированным стеклом.

На станциях 63 и 66 железо-марганцевая минерализация развита в виде корок и натеков на слабо литифицированных витрокластических туфах и туфобрекчиях. Толщина рудных корок достигает 4 см. Состав туфов варьирует от средних до кислых разностей.

Вещественный состав железо-марганцевых образований изучался в лабораториях ДВГИ ДВНЦ АН СССР. Минеральный состав рудных корок определялся на рентгеновском дифрактометре «Дрон-2,0» и электронном микроскопе «BS-540» О. В. Чудаевым и Н. Н. Бариновым. Fe, Mn, Zn, Cu, Ni и Co определялись атомно-абсорбционным методом Л. А. Авдвинной и Л. А. Вржосек, а Mo — химическим путем Л. С. Левчук.

На полигоне *Е* железо-марганцевые образования представлены главным образом бернесситом. Четкость рефлексов бернессита на рентгенограммах (7,2, 3,6 Å и т. д.) и их малая полуширина могут свидетельствовать об его хорошей окристаллизованности. На станции 22 наряду с бернесситом присутствует незначительная примесь 10 Å-минерала. Указанный рефлекс может принадлежать по крайней мере четырем минералам: манганиту или бузериту, тодорокиту, асболану и смешанно-слоистому минералу асболан-бузериту [4]. По рентгеновским данным не всегда удается разделить эти минералы. Нагревание образца в течение 2 ч

гидротермальная природа железо-марганцевой минерализации данного региона.

при 105°C приводит к исчезновению 10 Å-рефлекса. Следовательно, данная фаза по своим свойствам ближе к 10 Å-манганиту.

Среди железистых минералов рудных корок на станции 63 по данным электронной микроскопии с использованием микро-дифракции электронов обнаружен феррокситит ( $\delta'$ -FeOОН). На электронограммах феррокситит имеет рефлексы в области 2,55, 2,23, 1,50 и 1,28 Å.

Химический состав железо-марганцевых образований представлен в таблице. Здесь же приведены данные по составу железо-марганцевых рудных корок различных генетических типов. Из результатов химического анализа следует, что железо-марганцевые корки по-

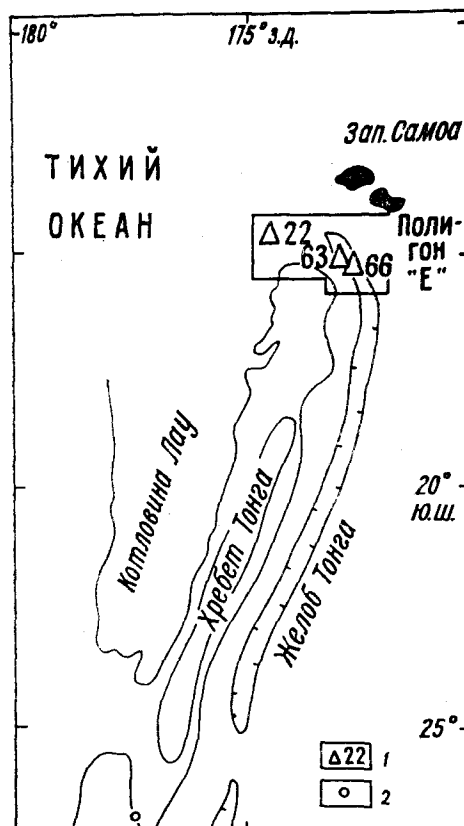


Схема расположения изученного района.

1 — станции драгирования, на которых встречены железо-марганцевые рудные корки (16-й рейс «Каллисто»), 2 — станции, изученные Д. Кроном и др. [6].

лигона *E* в первую очередь характеризуются высоким содержанием Mn и низким — Fe. Отношение Mn/Fe изменяется от 141,2 до 8,81. Концентрация Mo на станции 66 выше, чем на станции 22.

Переходя к генезису изученных железо-марганцевых корок, необходимо отметить следующее. В настоящее время наиболее часто встречаются два типа железо-марганцевых корок — гидрогенные и гидротермальные. Различия в генезисе рудных корок отражаются в их вещественном составе. Гидрогенные корки характеризуются невысокой величиной Mn/Fe (как правило, меньше 2) и относительно повышенными концентрациями малых элементов по сравнению с гидротермальными образованиями (см. таблицу). Кристаллическая фаза гидрогенных корок представлена  $\delta$ -MnO<sub>2</sub> (вернадитом). В некоторых случаях вещество корок аморфно [2, 3]. В то же время гидротермальные железо-марганцевые корки характеризуются высокой величиной Mn/Fe и низкой концентрацией малых элементов. Минеральная фаза в таких корках представлена тодороцитом и (или) бернесситом [5, 6]. Исходя из этого, можно заключить, что железо-марганцевые образования полигона *E* имеют скорее всего гидротермальную природу. Это подтверждается комплексом данных. Поднятые драгами магматические породы полигона *E* в той или иной степени подвергнуты гидротермальному метаморфизму. В гипербазитах широко развиты серпентин (антигорит и лизардит), брусит, тальк, смектит, доломит. В габброидах обнаружены пренит, хлорит, корренсит, актинолит, доломит. В эффузивных породах вторичные минералы представлены хлоритом, триоктаэдрическим смектитом и кальцитом.

Результаты гидрохимического опробования на расстоянии 1 м от дна в районе станций 63 и 66 показали высокие значения pH = 8,05 (обычно для таких глубин 7,7—7,8), CO<sub>2</sub> = 0,061 мл/л (при фоне 0,02—0,03 мл/л), P = 3,30 мкг-ат/л и низкое содержание O<sub>2</sub> = 2,6 мл/л. Эти результаты также свидетельствуют о низкотемпературной гидротермальной деятельности в данном районе.

Сложно оценить температуру образования

Химический состав железо-марганцевых корок хр. Тонга в сравнении с различными генетическими типами марганцевых образований в Тихом океане

№ образца	Fe	Mn	Zn	Cu	Ni	Co	Mo	Mn/Fe
22/5	0,27	38,12	100	100	500	—	80	141,2
22/5	0,56	37,35	800	—	—	—	He	66,7
63/4	0,63	36,13	100	70	—	50	»	57,3
63/4	2,94	25,91	400	—	—	—	»	8,81
66/14	2,10	38,81	500	—	—	—	590	18,5
66/21	2,24	34,20	80	130	—	—	760	15,3
66/21	2,31	38,00	400	400	—	—	He	16,4
							опр.	
Гидротермальные Fe-Mn-образования хр. Кермадек [6]	0,24	52	490	100	320	3	»	216,6
Fe-Mn-образования Галапагосских гидротермальных холмов [5]	0,26	50	380	100	470	5	198	192,3
Гидрогенные образования в среднем по Тихому океану [6]	12	20	680	3920	6340	3350	440	1,67

Примечание. Mn и Fe в %, Zn, Cu, Ni, Co и Mo в г/т (р. р. м.), черк — не обнаружено.

изученных железо-марганцевых корок. Согласно данным А. В. Зотова [1], современное образование бернессита на вулкане Менделеева происходит при 25—27°C. Определение изотопного состава карбонатов в магматических породах полигона *E* позволяет заключить, что формирование карбонатов происходило при 65°C. В связи с этим, вероятно, для рудных корок полигона *E* температура образования вряд ли превышала 50°C.

Следует отметить, что Д. Кронен с соавт. [6] в пределах северного замыкания хр. Кермадек (см. рисунок) недавно обнаружил гидротермальные проявления железо-марганцевой минерализации, которые по минеральному и химическому составу близки таковым полигона *E* (см. таблицу).

Таким образом, проведенные исследования показали, что в пределах северной части хр. Тонга существуют низкотемпературные гидротермальные проявления железо-марганцевой минерализации, близкие по вещественному составу подобным образованиям других частей Тихого океана. Наличие гидротермальных железо-марганцевых корок в хребтах Кермадек [6] и Тонга позволяет считать, что в пределах этого региона гидротермальная железо-марганцевая минерализация широко распространена.

1. Зотов А. В. Современное образование некоторых марганцевых минералов на вулкане Менделеева на о. Кунашир.— Зап. ВМО, 1968, ч. 97, вып. 3.
2. Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982.
3. Чудаев О. В., Скорнякова Н. С. и др. Минеральный состав железо-марганцевых конкреций центральной части Тихого океана.— ДАН СССР, 1983, т. 269, № 6.
4. Чухров Ф. В., Горшков А. И. и др. Смешанослойные

- минералы асболабузерит и асболаны в океанических железо-марганцевых конкрециях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 5.
5. Corliss I. B., Lule M. et al. The chemistry of hydrothermal mounds near the Galapagos rift.— Earth Planet. Sci. Letters, 1978, v. 40, N 1.
6. Cronan D. S., Glasby G. P. et al. A submarine hydrothermal manganese deposits from the South—West Pacific island arc.— Nature, 1982, v. 298, N 5873.

ДВИ ДВНЦ АН СССР,  
Владивосток

Поступила в редакцию  
2 апреля 1984 г.

УДК 56.016(571.6)

Г. И. Бурый

## ТРИАСОВЫЕ КОНОДОНТЫ В КРЕМНИСТЫХ ТОЛЩАХ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Установлено, что в кремнистых толщах, развитых на значительной площади Сихотэ-Алиня, содержатся многочисленные хорошей сохранности средне- и верхнетриасовые конодонты. Приводятся первые результаты их систематического изучения. Относительное количество конодонтов (коэффициент  $j$ ) в кремнях на по-

рядок больше, чем в рифогенных известняках. Конодонты в кремнистых породах и в известняках имеют общие виды. Получены первые данные о триасовом возрасте некоторой части отложений горбушинской свиты, ранее считавшейся юрской.

В связи с крупномасштабным картированием терригенно-кремнистых толщ верхнего палеозоя — нижнего мезозоя Сихотэ-Алиня в практике биостратиграфических исследований заметно возросла роль конодонтов.

Конодонты, как известно, встречаются во всех типах нормально-морских пород — в алевролитах, песчаниках, глинистых и битуминозных сланцах, кремнях, известняках в возрастном диапазоне от кембрия по триас включительно. Первые исследователи изучали конодонтов в глауконитовых и глинистых сланцах, а также в кремнях, используя различные способы их извлечения — промывку, кипячение и т. п. [7, 11], а если породы были слишком плотными, рассматривали конодонтов непосредственно на плоскостях слоистости [10, 13, 14]. Начиная с 40-х гг. нашего столетия во многих странах мира, в первую очередь в Западной Европе и Северной Америке [8, 12], а с 60-х гг. в нашей стране — в Ленинградской области, Прибалтике, Сибири, на Урале, в Донбассе, Белоруссии [3, 5, 6], конодонты изучаются преимущественно из известняков и пород с существенно карбонатным цементом. Это объясняется широким внедрением уксусно-кислотной методики децементации карбонатных пород, которая наиболее проста и доступна для исследователей и позволяет получать наиболее сохраннный палеонтологический материал.

Первые исследованные на Дальнем Востоке триасовые конодонты также извлекались из

известняков. Так, автором этой статьи детально изучены нижнетриасовые конодонты Южного Приморья, верхнетриасовые — рифогенных образований Дальнегорского района, установлены верхнетриасовые конодонты в линзах известняков Бикинского прогиба и в джаурской свите Хабаровского края; в известняках Омолонского массива Магаданской области встречены среднетриасовые конодонты. Однако при стратиграфических исследованиях выявились ограничения метода уксусно-кислотной децементации, особенно при характеристике разрезов, сложенных бескарбонатными или слабокарбонатными породами. Кроме того, у геологов часто появляются сомнения в одновозрастности известняков с вмещающими их терригенными и кремнистыми отложениями. На очереди дня стала задача изучения конодонтов из вмещающих известняки пород. Первые триасовые конодонты из кремнистых толщ Сихотэ-Алиня были исследованы автором в 1976—1979 гг. в шлифах из коллекций геологов ПГО Приморгеология. Из кремней бывшей себучарской свиты, развитых в бассейне р. Холминки, определены среднетриасовые *Prioniodina spengleri* (Huckriede), *Hindeodella suevica* (Tatge); на правом берегу р. Журавлевки в верхнем горизонте кремней стратотипического разреза маляновской свиты встречены *Paragondolella* sp., *Prioniodina pronoides* Budurov, *Hindeodella triassica* Müller, *H. aequiramosa* Kozur, Mostler также среднетриасового возраста (сборы



Л. М. Олейник). В Бикинском прогибе на правобережье р. Лесной в кремнях найдены нижнетриасовые *Neospathodus cf. homeri* Sweet, *Neospathodus zharaiкови* Buryi, *Hindeodella* sp. (сборы А. С. Гонохова). Позднее появилось сообщение о триасовых конодонтах, выделенных попутно с радиоляриями из кремней, развитых в междуречье Журавлевки — Павловки [4].

В настоящей статье излагаются первые результаты систематического изучения триасовых конодонтов в кремнистых породах Дальнегорского, Кавалеровского, Ольгинского районов Приморского края и джаурской свиты Хабаровского края. На первом этапе исследования особое внимание обращалось на сохранность конодонтов, степень измененности окраски, формы, а также на литологическую характеристику пород, заключающих эти ископаемые микроостатки с целью выявления переотложенных в более молодых породах конодонтов. Конодонты извлекались из кремней методом растворения плавиковой кислотой [9]. Пробы весом 200—250 г дробились на кусочки размером 1—2 см и растворялись 10—15 мин в концентрированной плавиковой кислоте. Осадок тщательно промывался до полного удаления кислоты из микротрещин на поверхности конодонтов. При пятикратном повторении этого процесса у 46 проб растворилось до 40% первичного веса, а вес дезинтегрированного осадка составил в среднем 2—5%, или 5—10 г, т. е. суммарно переходит в раствор и дезинтегрируется до 42—45% исходного веса пробы, или около 100 г. Установлено, что в 100 г породы продуктивных проб содержится, как правило, 20—35 конодонтов, в единичных случаях 1—2. Относительное количество конодонтов в 1 кг породы (коэффициент  $j$ ) колеблется от 10 до 200—350; для рифогенных известняков Дальнегорского района  $j$  имеет значение от 0,8 до 42,0, т. е. в кремнистых породах он на порядок выше, чем в известняках.

В Дальнегорском районе конодонты обнаружены на г. Сахарной, в ручьях Тигровом и Больничном и в опорном разрезе горбушинской свиты на р. Рудной. На г. Сахарной в прослое кремнистой брекчии, залегающей ниже второго массива известняков, на 190-м метре магистральной канавы № 1001 опорного разреза тетюхинской свиты [1] встречены *Epigondolella abneptis* (Huckriede), *Metapolygnathus vialovi* Buryi, *Misikella hernsteini* (Mostler), *M. posthernsteini* Kozur, Mock, *Hindeodella andrusovi* Kozur, *Neoplectospathodus muelleri* Kozur, Mostler. Конодонты светлые, хорошей сохранности, без признаков окатанности и истирания (рис. 1, 2). *Epigondolella abneptis* (Huckriede), *Metapolygnathus vialovi* Buryi характерны для верхнекарнийских — нижненорийских извест-

няков Австрии, Северной Америки, Японии, Индии, Приморского края. *Misikella hernsteini* (Mostler) и *M. posthernsteini* Kozur, Mock известны из верхнего нория и нижнего рэта Австрии, Чехословакии и Польши. Судя по конодонтам, кремнистые обломки, слагающие брекчию, принадлежали разновозрастным отложениям (поздний карний — ранний норий, поздний норий, ранний рэт), а кремнистая брекчия образовалась в поздне триасовое (поздний рэт) или послетриасовое время.

Интересны находки хорошей сохранности среднетриасовых *Neogondolella haslahensis* (Tatge), *Paragondolella cf. exselsa* (Mosher) в опорном разрезе горбушинской свиты по р. Рудной, в 2 км выше устья р. Горбуши (сборы В. П. Парнякова).

В массиве кремней, обнажающихся в правом борту руч. Скалистого на расстоянии 100 м от слияния его с руч. Тигровым, также относящихся к горбушинской свите, обнаружены *Neogondolella constricta* (Mosher, Clark), *Cypriodolella muelleri* (Tatge), *Diplodolella* sp., *Ozarkodina* sp. Кремни представляют собой халцедон-кварцевую породу без обломочного материала с тонкозернистой глинистой примесью и незначительными включениями аутигенного пирита. Структура ее абиоморфная, гранобластовая, без градационной слоистости. В мелкозернистую основную массу (с размером зерен от 0,001 до 0,01 мм) включены округлые реликты (теневые формы) радиолярий размером от 0,05 до 0,3 мм. Радиолярии сильно изменены при диагенезе, выполнены халцедоном (петрографическое описание Ю. Г. Волохина). Такой нормальный без признаков брекчирования или градационной слоистости петрографический состав кремней полностью согласуется с хорошей сохранностью конодонтов, а именно — с неизменной первичной формой, светлой окраской, отсутствием исверленности и окатанности. Наблюдаемая микротрещиноватость является результатом действия плавиковой кислоты в процессе растворения (рис. 3, а, б). Все это свидетельствует об одновременном образовании кремнистой породы и о захоронении конодонтов. Присутствие среди последних *Neogondolella constricta* (Mosher, Clark) позволяет датировать возраст вмещающих пород средним триасом.

В кремнях горбушинской свиты по руч. Больничному (правому притоку р. Рудной) находки триасовых конодонтов более многочисленны. В береговых обнажениях среднего его течения встречены хорошей сохранности *Misikella posthernsteini* (рис. 4), аналогичные конодонтам из кремнистой брекчии г. Сахарной, а также *Epigondolella postera* (Kozur, Mostler) из ниже-средненорийских отложений Австрии и Чехословакии. Ниже по течению в обломках



1



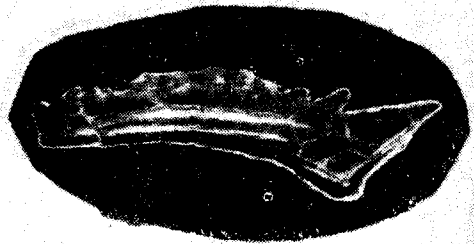
2



5



3a



6a



3b



6b



4



6c



7

кремней из конгломератобрекчии, залегающей в основании крупного массива известняков Партизанского месторождения, присутствует богатый комплекс среднетриасовых конодонтов, представленный *Neogondolella cornuta* Budurov, *Stefanov*, *Paragondolella cf. excelsa* Mosher, *P. cf. bifurcata* Budurov, *Stefanov*, *Ozarkodina tortilis* (Tatge), *Prioniodina pronoides* Budurov, *P. petraeviridis* (Huckriede), *Enantiognathus zieglerei* (Diebel), *Neohindeodella triassica* (Müller) (рис. 5, 6, а, б, в, 7). Стратиграфически выше в нижней части этого массива в прослое зеленовато-серых кремней обнаружены более молодые (нижнекарнийские) *Mosherella newpascensis* (Mosher), *Neospathodus sp.*, *Gladigondolella tethydis* (Huckriede), *Enantiognathus zieglerei* (Diebel), *Ozarkodina saginata* Huckriede.

В Кавалеровском районе на левобережье руч. Балаганного многочисленны отличной сохранности *Epigondolella abneptis* (Huckriede) встречены как в кремнях, так и в тонкопереслаивающихся с ними известняках.

В кремнях, обнажающихся на водоразделе руч. Димирского и пади Кастафуновой в окрестностях дер. Новониколаевки Ольгинского района, присутствуют многочисленные очень мелкие среднетриасовые *Neogondolella mombergensis* (Tatge) и др. Получены первые триасовые конодонты из кремнистых пород, развитых в опорном разрезе джаурской свиты по р. Джаур Хабаровского края. Они представлены удовлетворительной сохранности *Neogondolella mombergensis* (Tatge), *Neospathodus sp.*, *Paragondolella sp. ind.*, *Enantiognathus zieglerei* (Diebel), *Prioniodina muelleri* (Tatge), характерными для среднего триаса Западной Евро-

пы и Северной Америки (сборы Ю. Г. Волохина).

Из вышеприведенных данных видно, что в кремнистых толщах, развитых на значительной площади Сихотэ-Алиня (от его южной до центральной части), содержатся хорошей сохранности более обильные, чем в рифогенных известняках, средне- и верхнетриасовые конодонты. Наличие в известняках и в кремнистых породах разновозрастных конодонтов является одним из достоинств этой группы ископаемых остатков и позволяет коррелировать между собой разнофациальные толщи.

О важности изученных конодонтов для уточнения стратиграфии и геологии региона говорят следующие факты. Находки триасовых конодонтов в кремнистых породах горбушинской свиты, ранее относившихся к юре, вызывают необходимость пересмотреть возрастной диапазон этой свиты, а также геологическую структуру центральной части Дальнегорского рудного поля между Верхним рудником и Партизанским месторождением. В настоящее время она представляется в виде крупной синклинальной складки с запрокинутым юго-восточным крылом. Конодонты, встречающиеся в кремнистом прослое из алевролитовой толщи окрестностей дер. Новониколаевки, палеонтологически подтверждают правильность выделения здесь по геологическим данным среднетриасовых отложений [2].

Таким образом, обнаружение триасовых конодонтов в кремнистых толщах заметно расширяет возможности детального расчленения и корреляции разнофациальных отложений Сихотэ-Алиня.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бурый И. В., Жарникова Н. К. Возраст карбонатных толщ тетюхинской свиты Дальнегорского района (Приморье).— Сов. геол., 1981, № 3.
2. Бурый И. В., Жарникова Н. К., Полуботко И. В. Карнийские отложения Ольгинского района Приморья.— В кн.: Новые данные по детальной био-стратиграфии фанерозоя Дальнего Востока. Владивосток, 1984.
3. Вийра В. Распространение конодонтов в нижнеордовикских отложениях разреза Сухкрумяги (г. Тал-

лин).— Изв. АН ЭстССР. Сер. физ.-мат. и техн. наук, 1966, т. 15, № 1.

4. Мазарович А. О. О тектонике южной части Сихотэ-Алиня.— Геотектоника, 1981, № 5.
5. Москаленко Т. А. Конодонты кривошудского яруса (средний ордовик) Сибирской платформы. М.: Наука, 1970.
6. Сергеева С. П. Конодонты из нижнего ордовика Ленинградской области.— Палеонтол. журнал, 1963, № 2.

1 — *Metapolygnathus vialovi* Buryi, экз. № 2Б-6, вид сверху, скан, увел. 380, кремнистая брекчия г. Сахарной, 2 — *Neoplectospathodus muelleri* Kozur, Mostler, экз. № 2Б-7, вид сбоку, скан, увел. 330, там же, 3 — *neogondolella constricta* (Mosher, Clark), экз. № 2Б-1, вид снизу, скан, а — увел. 350, б — увел. 900. Действие плавиковой кислотой на поверхность конодонта, кремни руч. Скалистого, 4 — *Misikella posthernsteini* (Mostler), экз. № 2Б-5, вид сбоку, скан, увел. 460, кремни среднего течения руч. Больничного, 5 — ком-

плекс конодонтов из обломков кремней конгломератобрекчии, залегающей в основании массива известняков Партизанского месторождения, увел. 15, световой микроскоп, 6 — *Neogondolella cornuta* Budurov, Stefanov, а — экз. № 2Б-2, скан, увел. 350, вид сбоку. Кремни конгломератобрекчии в основании массива известняков Партизанского месторождения. Экз. № 2Б-3, вид снизу, скан, б — увел. 320, в — увел. 750, там же, 7 — *Ozarkodina tortilis* (Tatge), экз. № 2Б-4, вид сбоку, скан, увел. 230, там же.

7. *Branson E. B., Mehl M. G.* Conodont studies no. 1. Conodonts from the Bainbridge (Silurian) of Missouri.— Missouri Univ. Studies, 1933, v. 8, N 1.
8. *Graves R. W., Ellison S. P.* Ordovician conodonts of the Marathon Basin, Texas.— Univ. Missouri School Mines Metallurgy Bull., Tech. ser., 1941, v. 14, N 2.
9. *Hayashi S.* Extraction of conodonts by HF method: Fossil study Club Bull., 1969, N 2.
10. *Hinde C. J.* On conodonts from the Chazy and Cincinnati group of Cambro—Silurian and from the Hamilton and Genesee shale divisions of the Devo-

nian in Canada.— Quart. J. Geol. Soc. Lond., 1879, v. 35.

11. *Pander Ch.* Monographie der fossilen Fische des silurischen Systems der russisch—baltischen Gouvernements.— Königl. Acad. Wiss., 1856.
12. *Rhodes F. H. T.* The conodont fauna of the Keisley Limestone.— Quart. J. Geol. Soc., 1955, v. 111, pt. 2, N 442.
13. *Schmidt H.* Conodonten-Funde im ursprünglichen Zusammenhang.— Paläontol. Z., 1934, Bd 16, N 1/2.
14. *Scott H. W.* The zoological relationships of conodonts.— J. Paleontol., v. 8.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР,  
Владивосток

Поступила в редакцию  
2 апреля 1984 г.

УДК 550.81

О. С. Корнев

## ДРАГА ДЛЯ ГЛУБОКОВОДНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для глубоководного геологического драгирования применена цилиндрическая драга с несложными приспособлениями для ее ориентации в воде и наиболее быстрого погружения при укладке на грунт, что повышает эффективность работ. Предлагается также при-

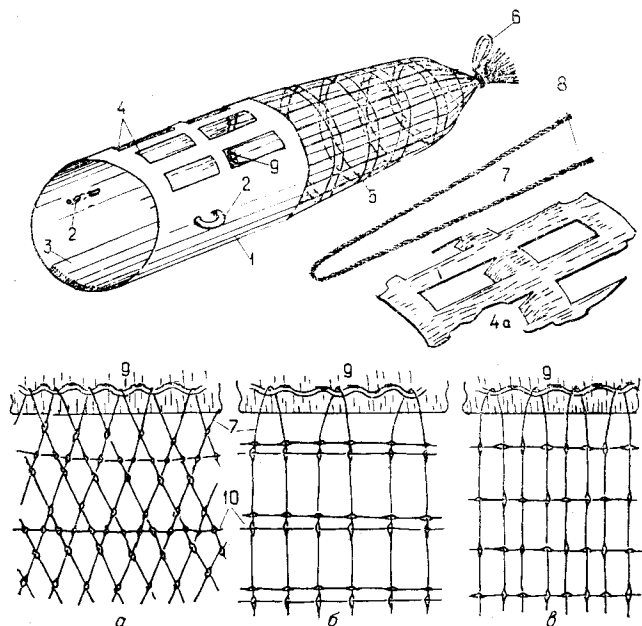
Геологическое драгирование в настоящее время является самым простым в техническом исполнении, наиболее экономичным и достаточно эффективным методом геологического исследования морского дна. С помощью драгирования исследователь может получить информацию о составе и возрасте пород, слагающих морское дно, и иметь представление о взаимоотношениях различных комплексов пород.

Процесс драгирования, если не считать поиска точки драгирования и выхода на нее, состоит из трех операций: спуск драги, собственно драгирование и подъем драги. В зависимости от глубины моря соотношение этих составляющих различно, и совершенно очевидно, что затраты времени на спуско-подъемные операции имеют прямую зависимость от глубины: если на малых глубинах они измеряются десятками минут — часом, то при глубоководных работах — это многие часы, и драгирование в целом может занять целый световой день [1]. Однако часто бывает, что глубоководные станции получаются нерезультативными, т. е. драга возвращается пустой или приносит не тот материал, на который рассчитывали. Одна из причин этому — несовершенная конструкция снаряжения и особенно драги. Наиболее распространенная драга — цилиндрическая [1—3], которая, как правило, выполняется из стандартных стальных труб разного диаметра, имеющих

меньше грузозащитной сетки с простым способом изготовления, обеспечивающей практически полную сохранность драгированного материала. Усовершенствованная таким образом драга успешно используется в экспедициях ИМГиГ ДВНЦ АН СССР.

относительно тонкую стенку, и представляет собой сравнительно легкую конструкцию. Например, драга из трубы диаметром 1 м, длиной 1,5 м и толщиной стенки 5 мм при полной оснастке весит всего около 200 кг, в то же время полная поверхность драги составляет 9 м<sup>2</sup>. Такое сооружение даже на самом малом ходу судна обретает большую подъемную силу, а при укладке драги на дно, которая выполняется на вытянутом тросе, при глубоководных исследованиях расходуется значительное время, при этом часто за счет дрейфа судна (а возможно, и сноса драги) происходит смещение станции от намеченной точки, и драгирование становится безрезультатным. Такое смещение особенно сказывается при глубоководном драгировании отдельных гор. Кроме того, возможна ситуация, когда на крупнообломочном грунте легкая конструкция драги не захватывает каменный материал, «отыгрываясь» на крупных обломках.

В Институте морской геологии и геофизики для глубоководного драгирования применена драга, также сделанная из стандартных труб, но с некоторой модернизацией, позволившей значительно снизить время укладки драги на дно и улучшить захват грунта. Для этой цели в стенке драги были прорезаны продольные окна, сосредоточенные с одной стороны буксирных рымов (см. рисунок); с противоположной



Конструкция самоориентирующейся драги для глубоководного драгирования.

1 — корпус; 2 — рым; 3 — противовес (утяжелитель); 4 — продольные окна; 4, а — окна с заглубителями; 5 — грузозащитный мешок; 6 — петля (скоба) для разгрузки грунта; 7 — продольная прядь, 8 — марки; 9 — фрагменты сеток разного типа, закрепленных на драге: а — ромбическая, б — прямоугольная с двойными кольцевыми прядями, в — с ячейками малого размера; 10 — кольцевые пряди.

стороны на внутреннюю стенку драги наварен утяжелитель (противовес) из любого железного или стального набора, за счет которого вес драги названного размера может быть увеличен до 300 кг и более. Благодаря противовесу и прорезям, подъемная сила драги резко снижается. При вытравливании троса на ходу судна драга держится ближе ко дну, и при укладке она достигает дна в 2—3 раза быстрее, чем обычная. Кроме этого, модернизация драги сделала ее самоориентирующейся, т. е. при спуске она всегда ориентируется в одной плоскости — прорезями вверх, а при большем дебалансе ориентировка сохраняется и в момент драгирования, что хорошо фиксируется потерями корпуса о грунт, меньше «отыгрывается» от крупных обломков породы и лучше захватывает каменный материал.

Помимо этого, самоориентирующаяся драга расширяет возможность дальнейшего ее усовершенствования за счет оснастки датчиками информации о глубине погружения и забора грунта.

При глубоководном драгировании самоориентирующейся драгой был также применен заглубитель, выполненный в продольных окнах верхней части драги (см. рисунок, 4, а) в виде пластин, отогнутых внутрь корпуса. Испытания показали высокую эффективность работы заглубителей, за счет их применения время ук-

ладки драги на дно можно свести до минимума, однако для использования этого эффекта необходимо иметь очень хорошую постановку навигационного обеспечения драгирования.

Другой проблемой при глубоководном драгировании является сохранение грунта, захваченного со дна. Для этой цели, как правило, к задней части драги приторачивается мешок из многослойной капроновой дели; значительно реже делается металлическая сеть. В первом случае увеличивается вероятность утраты захваченного драгой материала за счет разрыва капронового мешка о каменное дно, а следовательно, растут потери судового времени. В качестве металлического мешка используется случайный материал, часто не удовлетворяющий условиям драгирования. Нами предлагается сравнительно простой способ изготовления трех типов грузозащитных мешков из тонкого стального троса (см. рисунок, 5, 9, а, б, в). Составляющими для плетения мешка являются продольные и кольцевые пряди (отдельные отрезки троса), из которых путем пробивки и сцепления друг с другом по различной системе образуется цилиндрический сетевой мешок с кошачьим дном. Способы плетения сеток показаны на рисунке. Сетка с ромбической ячейкой (см. рисунок, 9, а) имеет то преимущество, что меньше цепляется за грунт, но при зацепах частично деформируется и наиболее сложна в изготовлении. Сетка с прямоугольной ячейкой и двойными кольцевыми прядями наиболее прочная из предлагаемых типов и может быть использована в самых сложных условиях драгирования — скалистое дно, глыбовые развалы и т. п. Сетка с прямоугольной одинарной ячейкой подвержена незначительным деформациям, однако при небольших размерах ячеек деформации сведутся к минимуму, а мешок из такой сетки можно использовать без внутреннего капронового вкладыша.

На рисунке, 9 показано, что продольные пряди крепятся непосредственно к крепежным петлям на драге, т. е. в этом случае плетение мешка проводится прямо на драге. Однако это удобно делать в случае малого диаметра драги (30—40 см); при больших размерах ее мешок удобнее плести отдельно, а затем приторачивать его к конструкции. Плетение выполняется на толстой доске, которая концами кладется на две точки опоры; длина доски не короче двух длин предполагаемого мешка; на 1/3 длины доски делается сквозное отверстие. Плетение начинается с набора продольных прядей, количество которых зависит от величины ячеек и диаметра драги, затем пряди вблизи места сгиба связываются путем их пробивки и протаскивания друг через друга, как в сетке ромбического типа, или связывания кольцевыми

пряжками, как в сетке с прямоугольной ячейкой. В последующем через одинаковые интервалы по кругу проводится аналогичная операция плетения продольных и кольцевых прядей. Для того чтобы выдержать размеры ячеек, необходимо пользоваться шаблоном с размерами сторон нужного сечения. К хвостовой части грузозащитного мешка крепится петля из стального троса или такелажная скоба для возможности освобождения драги от грунта при помощи какого-либо судового спускоподъемного механизма (стрела, кран и т. п.). Изготовление сетки целесообразно проводить вдвоем. По опыту экспедиционных работ затраты времени на изготовление грузозащитного мешка из стального троса, включая подготовку прядей, для драги метрового диаметра в среднем составляют два дня.

Известны драги других конструкций. Американские геологи, например, применяют драгу с корпусом прямоугольной конструкции, сваренным из стальных плит (125 мм), и грузозащитным мешком из однодюймовой цепи [4].

По устному сообщению сотрудников Гавайского геофизического института Мэлколма Прингла и Филиппа Милхолланда (23-й рейс

НИС «Пегас», 1982 г.), применяемая ими драга такого типа оснащена свинцовым грузом весом около 1 т, который крепится к основному тросу на отдельном поводке в нескольких десятках метрах перед драгой. Вес такой конструкции хорошо отражается на натяжении троса, и ее укладка может быть зафиксирована на динамометре лебедки, т. е. появляется возможность произвести укладку драги непосредственно в точке дрейфа судна.

Возможности усовершенствования механической части конструкции применяемых драг ограничены; необходимо использовать другие технические средства для повышения эффективности глубоководного драгирования. Основная трудность в глубоководном драгировании, не считая навигационной стороны дела, заключается, по нашему мнению, в необходимости оперативной информации о моменте касания драги дна и наличии в ней материала. Эти сведения могут быть получены с помощью акустических датчиков разных вариантов, которые, как говорилось выше, могут быть удобно смонтированы в предлагаемой самоориентирующейся драге.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев Б. И., Лысенко А. В. Опыт геологического драгирования в Курило-Камчатском желобе.— В кн.: Комплексное применение геологических методов исследования морского дна. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1978.
2. Корнев О. С., Детков М. А. Результаты опытно-мето-

дических работ по геологической съемке шельфа.— Л.: Изд-во Географ. об-ва СССР, 1974.

3. Филиппов Л. А., Крауш Н. А. и др. Большая цилиндрическая драга.— Океанология, 1971, т. 11, вып. 1.
4. Menard H. W. Pleistocene and Recent sediment form the floor of northeastern Pacific Ocean.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1953, v. 64, N 11.

ИМГиГ ДВНЦ АН СССР  
Новоалександровск

Поступила в редакцию  
19 мая 1983 г.

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24

Ю. А. Косыгин

## О МЕТОДОЛОГИЧЕСКИХ ВОПРОСАХ ТЕКТОНИКИ

Статья является ответом автора на рецензию А. Д. Щеглова на второе издание книги «Тектоника»\*. Детально разобраны и развиты понятия Большого и Малого геологических континуумов как пространственно-временных объектов геологических исследований. Обсуждаются проблемы, связанные с выделением и изучением гипергенной оболочки Земли, показаны отличия и преимущества этого понятия от

носительно понятия «земная кора», являющегося существенно сейсмологическим, а не горнопородным. Автором вскрыты и прокомментированы «изъяны» в современном «геологическом мировоззрении», сформированные в связи с несоответствием между геофизической сущностью понятия «земная кора» и искусственно вкладываемым в него геологическим смыслом.

## 1. О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОНТИНУУМАХ

В архаичном, т. е. изначальном природном, сознании пространство и время представлялись как нечто единое; достаточно сказать, что расстояние измерялось по времени, а для обозначения расстояния в пространстве и интервалов времени использовалась одна терминология. Да и сейчас мы часто говорим — «далекое прошлое» и «далекая страна», «ближайшее будущее» и «ближайший город». Может быть, это — пережитки, но они нам и сейчас удобны и, возможно, подсознательно отражают наши природные представления об единстве пространства и времени. Однако для познания необходимы абстракция и анализ. Пытливый человеческий разум привел к разделению пространства и времени. Пространство и время стали абстракциями, необходимыми для познания единства мира. Метрика времени была создана на основе пространственных представлений. Циклические процессы, протекающие в пространстве (качание маятника, обращение небесных светил), были приняты за меру времени. Получилась линейная шкала времени — очень необходимая, но сугубо схематичная абстракция-модель, далеко не отражающая всей сложности «течения» времени. Однако открытия XX в. — определение скорости света и теория относительности — привели снова к необходимости совокупного рассмотрения пространства и времени в их неразрывном единстве. Так родилось физическое понятие «пространственно-временного континуума». Поскольку физика для естественных наук является не «другой» наукой, а родной наукой, разрабатываемые ею законы приложимы ко всем областям естествознания. Поэтому можно перенести понятие физического континуума (кстати, не противоречащего понятию математического континуума, как не пустого связного множества) на другие естественные науки. Это уже и делается. Так, континуумом растительности называют непрерывность растительного покрова, проявляющаяся в постепенном переходе от одного растительного сообщества к другому при их соседстве (пространственный континуум) и при смене одного сообщества другим во времени (временной континуум).

Вполне правомерно введение понятия континуума и в другие естественные науки, в частности в геоло-

гию. Под континуумом следует понимать не только «идеализированную» модель, но и соответствующий ей конкретный объект, рассматриваемый не поверхностно, а как бы с проникновением в глубину событий, определивших начало, конец и историю его формирования, пространственные и временные изменения, а также эволюцию. При принятом сейчас подходе к геологическим объектам (телам или их системам) изучаются их размеры, форма, состав и структура, а затем осуществляется привязка объекта к принятой геологической шкале времени (геохронологической шкале), причем часто геоизохроны, секущие тело, а иногда и ограничивающие его, проводятся произвольно. В природе такие геоизохроны вообще не существуют. Каждому геологическому континууму свойственно свое время, определяемое особенностями данного континуума. Такое «собственное» время может быть привязано к шкале времени более обширного (в пространственном и временном отношениях) «вмещающего» континуума и таким путем к единой геохронологической шкале Земли, играющей координирующую роль. Шкала «собственного» времени континуума значительно сильнее шкалы, вносимой извне. Понятие геологического континуума можно прилагать к слоям (пластам), магматическим, соляным, рифовым и другим массивам, залежам полезных ископаемых (рудным, нефтяным, газовым и др.), геологическим формациям, рядам формаций, геосинклинальным системам и т. д.

Самым крупным всеобъемлющим геологическим континуумом является планета Земля с ее составом, строением и развитием. Такой континуум единственный и поэтому может быть обозначен с большой буквы, как Большой геологический континуум. В отношении Малого геологического континуума мы введем значительную поправку по сравнению с [4]. Малый геологический континуум представляется как произвольное геологическое тело, начальный временной рубеж которого определяется доступностью для исследования истории (времени, генезиса) непосредственными наблюдениями или с применением принципа актуализма. Этот рубеж можно считать примером соответствующим максимальным радиометрическим возрастам коренных горных пород. Нижнюю пространственную границу Малого геологического континуума следует связать с максимальными глубинами бурения (12 км) и максимальными глубинами относительно уровня моря глубоководных океанических впадин

\* Ю. А. Косыгин. Тектоника. — М.: Недра, 1983.

(11,02 км). Таким образом, Малый геологический континуум доступен для непосредственных наблюдений или регроспективных построений, основанных на распространенной аналогии, а главным инструментом в изучении Большого геологического континуума являются гипотезы, включающие изучение геофизических полей и деформаций Земли (твердые приливы, собственные колебания). Малый геологический континуум в отличие от Большого и заключенных в нем меньших континуумов, связанных с конкретными геологическими телами и их развитием, является произвольным, поскольку нижние возрастные и пространственные пределы его подвижны и зависят от степени изученности. А так как изученность поверхности планеты неравномерна, то нижние возрастные и пространственные пределы Малого континуума различны в разных частях Земли. Так, например, в океанах его нижний возрастной предел значительно моложе, чем на континентах.

## 2. О ГИПЕРГЕННОЙ ОБОЛОЧКЕ

А. Д. Щеглов совершенно правильно отмечает трудность выделения гипергенной оболочки в связи с тем, что пока еще не создана достоверная методика диагностики первичной природы метаморфических комплексов. Это замечание касается прежде всего нижней границы гипергенной оболочки. При выработке надежных критериев в определении первичной или вторичной природы метаморфических толщ, возможно, и удастся в наблюдаемых на поверхности Земли или в скважинах геологических образованиях «нащупать» нижнюю границу гипергенной оболочки. Тогда, хотя бы для тех участков, где эта граница будет установлена, появится возможность рассматривать ее не как произвольную, а как границу более высокого ранга, связанную с распределением свойств вещества (резкостная или условная граница первого типа). Такая возможность намечается, но она пока не обозначилась. Подобная ситуация просматривается и в океане, где ведутся поиски подлинно мантийных пород и нижней границы «земной коры» в горнопородном смысле, т. е. гипергенной оболочки в нашем понимании.

Установление нижней границы гипергенной оболочки и перевод ее из категории произвольных в одну из категорий «вещественных» тел имеет большое практическое и теоретическое значение, так как позволило бы применять при изучении ее химических, минералогических и горнопородных характеристик количественные расчеты, выяснять региональные (латеральные) и вертикальные количественные закономерности их распространения, а также осуществлять жесткую историческую и пространственную привязку представлений о геологических процессах, некогда протекавших на поверхности Земли.

Выделение гипергенной оболочки как горнопородного тела вызвано появлением целого ряда геологических двусмысленностей, связанных с понятием «земная кора». Понятие это представлялось совершенно ясным в XIX в., когда господствовало представление об остывающей и сжимающейся Земле, на поверхности которой образовывалась твердая корочка или земная кора. Согласно контрактной гипотезе («счастливейшему завоеванию научной мысли», по А. П. Карпинскому), кора при охлаждении и сжатии Земли в целом также сжималась с образованием складчатости; в наиболее крупных складчатых системах, а местами вне их, к поверхности Земли из ее раскаленных и расплавленных недр прорывалась магма. Сейчас это представление стало архаичным. С тех пор как сейсмологи установили по прохождению поперечных волн, что Земля является твердой до границ ядра, старое

понятие земной коры как затвердевшей корочки на поверхности расплавленного тела полностью потеряло под собой почву. Однако привычный термин «земная кора» настолько органично вошел в геологический язык, что не мог быть попросту отброшен. Он остался, но был связан с совершенно новым понятием. Под земной корой стали понимать внешнюю оболочку Земли, расположенную выше поверхности Мохоровичича (М), т. е. тело сейсмологической (но не горнопородной!) специализации. Быстрому принятию термина в его новом значении немало способствовало примерное совпадение глубин до поверхности Мохоровичича с толщиной земной коры в старом понимании, толщиной, определяющей по глубинам очагов регистрировавшихся тогда землетрясений — индексов твердого состояния среды. Обе величины измерялись десятками километров. Несмотря на то что термин приобрел совершенно новое значение, сейсмологической земной коре неправомочно продолжали приписывать определенные горнопородные свойства.

Поскольку глубина до поверхности М хорошо определяется сейсморазведкой, земная кора в новом понимании приобретает совершенно определенный объем, что представляет удобство для количественного определения в этом объеме содержания различных химических компонентов и их распределения. Подсчетам не может существенно мешать то, что, во-первых, поверхность М, во всяком случае местами, не представляет единый резкий раздел, а включает серию разделов, образующих зону, обладающую некоторой мощностью (переход от границ первого рода к границам второго рода), во-вторых, поверхность М имеет «дыры», соответствующие участкам распространения так называемой коромантийной смеси.

В 20-х гг. XX в. сейсмологами была намечена поверхность Конрада, ниже которой скорости прохождения упругих волн оказались близкими к скоростям прохождения их в базальтах, а выше — к «гранитным» скоростям. С небывалой легкостью введенные таким образом термины «базальтовый слой» и «гранитный слой» вошли в сознание многих геологов в их буквальном горнопородном значении. Запоздалое предупреждение В. Гутенберга о том, что геофизики под названием «базальтовый» и «гранитный» в данном случае понимают только скоростные характеристики, появилось в воздухе. Сейсмологические «базальтовый» и «гранитный» слои, неправомочно принимавшиеся за чистую геологическую монету, стали широко использоваться в самых разнообразных геологических построениях: в разработке представлений о развитии структуры Земли, глубинном строении, петрографических и геохимических особенностях глубинных толщ, а соответственно и о глубинных процессах и т. д. Таким образом, смешение признаков пространств (сейсмологического и горнопородного) нанесло огромный вред развитию геологической науки на протяжении последних десятилетий. В данном случае слова оказались сильнее фактов и даже сильнее разума. Такое бывало издавна, да и в недавнее время в полудиках африканских племенах. В связи с этим приведу слова известного советского ученого-африканиста В. Б. Иорданского: «Слово было наделено огромной самостоятельной магической силой, и у народов, не знавших письменности, что порождало чуть ли не культ слова... оно было живым, вещным, являлось частью, может быть самой важной, того, о чем говорило. А поэтому все, о чем шла речь в слове, представлялось обществу существующим, реальным» [2, с. 205]. Если в этой цитате заменить слова «не знавших письменности» словами «не знавших языка сейсмических записей», то все станет на свое место. Геология до сих пор не в состоянии выбраться из той трясины, в которую ее слова «гранитный», «базальтовый» затащили (становление гранитного слоя как итог геосинклинального процесса; представление об «архейской коре» при пол-



ной невозможности установления положения поверхности М в архее; «офиолитовое» истолкование поверхности М и т. д.). Сложившаяся ситуация заставила попытаться дать новое обозначение для внешней оболочки Земли, но уже с позиций горнопородной специализации. К этой внешней оболочке приписываются все геологические тела, сформировавшиеся на поверхности планеты, включая тела, которые проникли в определенную таким образом внешнюю оболочку снизу, и являются поэтому по возрасту более молодыми, чем та часть внешней оболочки, в которую они проникли.

К 1967 г., когда писалась «Тектоника» в первом издании [3], несоответствие сейсмических разделов геологическим границам было очевидно (курсив здесь и далее — Ю. К.) из сопоставления тектоники раннего докембрия с положением сейсмических разделов на Балтийском и Украинском щитах. Сейчас это уже доказано Кольской скважиной. Тогда и пришлось выделить в указанном выше смысле внешнюю оболочку Земли под названием *осадочной оболочки*. Этому названию, по существу достаточно точному, трудно было противостать *силе слова*, отождествлявшего ее с осадочными породами и только с ними. Тем более что указанный термин ранее применялся В. А. Варсанюфьевой [4] в смысле оболочки осадочных, главным образом морских и обломочных, биогенных, а также терригенных пород, что отвечало *страгисфере* Э. Зюсса. Поэтому оказалось удобнее использовать термин «гипергенная оболочка» в том же смысле.

*Гипергенная оболочка* — это внешняя оболочка земного шара, в пределах которой по тем или иным признакам можно распознать слои, ранее сформировавшиеся на поверхности Земли, а также проникшие в нее снизу в виде расплавов или растворов тела-включения. Гипергенная оболочка состоит из пород различного происхождения, т. е. осадочных, изверженных и метаморфических. В гипергенной оболочке за-

печатлены определенные геологические события в их исторической последовательности.

При таком понимании, естественно, в гипергенную оболочку входят и магматические образования, и срединные массивы, и рифы, и «другие структуры», неразъясненные подробнее в рецензии А. Д. Щеглова.

Противопоставляя сейсмологическое понятие земной коры и геологическое (горнопородное) понятие гипергенной оболочки, мы не исключаем того, что в некоторых участках и условиях сейсмические границы могут находиться в физически обусловленном соответствии с геологическими (речь идет именно о соответствии, а не *совпадении*, которое может быть совершенно случайным). Пока такие соответствия наблюдались, в частности, в слабо метаморфизованных комплексах нефтегазоносных бассейнов и совершенно не прослеживались в метаморфизованных толщах, т. е. практически везде на больших глубинах. Не исключено, что местами поверхность М может приобретать геологический смысл, однако к геологическим истолкованиям этой поверхности, а равно и других сейсмологических разделов и толщ, в том числе литосферы, литосферных плит и астеносферы, надо подходить с большой осторожностью и учитывать неизбежную гипотетичность выводов, пока они не подтверждены глубоким (сверхглубоким) бурением.

В заключение мне хочется выразить признательность А. Д. Щеглову за его конструктивную критику второго издания книги «Тектоника» [5]. Настоящая заметка является попыткой ответа на его замечания относительно континуумов и гипергенной оболочки. Остальные замечания рецензента, а именно о соотношении тектонической теории с практикой, классификациях глубинных разломов, кольцевых структурах, магматических формациях, структурных элементах континентальных частей гипергенной оболочки и вулканических поясах, автор постарается учесть в дальнейших своих работах.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Варсанюфьева В. А. Происхождение и строение Земли.— М.: Госгеоиздат, 1945.
2. Иорданский В. Б. Хаос и гармония.— М.: Наука, 1982.
3. Косыгин Ю. А. Тектоника.— М.: Недра, 1969.

4. Косыгин Ю. А. Тектоника.— М.: Недра, 1983.
5. Щеглов А. Д. О новой книге Ю. А. Косыгина.— Тихоокеанская геол., 1985, № 1.

ИТИГ ДВНЦ АН СССР  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
23 августа 1984 г.

УДК 551.242.22

М. Н. Шапиро

### ДОКАЗАНО ЛИ СУЩЕСТВОВАНИЕ НА КАМЧАТКЕ КАЙНОЗОЙСКИХ ОКЕАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР? \*

Защищаемая Б. В. Ежовым концепция может считаться обоснованной только в том случае, если будет доказана океаническая природа кайнозойских формаций восточных структурных зон Камчатки: восточных полуостровов, Восточно-Камчатского прогиба, Восточно-Камчатского антиклинория и Центрально-Камчат-

ской депрессии. Вместе с тем в кайнозое Восточной Камчатки нет формаций, которые могли бы рассматриваться как океанические. Существующий фактический материал коренным образом противоречит той схеме развития региона, которая предложена Б. В. Ежовым.

Книгу Б. В. Ежова [6] условно можно разделить на две части: глава вторая посвящена морфоструктурам

Камчатки, остальные главы содержат анализ закономерностей мезо-кайнозойского тектонического развития этого региона, которые автор распространяет и на Курильскую дугу. Именно им мы уделим основное внимание.

\* Рецензия на книгу Б. В. Ежова «Геоморфоструктурное развитие Курило-Камчатской секции Тихоокеанского подвижного пояса». Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983.

Конечно, небольшой объем текста не позволяет Б. В. Ежову осветить все стороны тектонического раз-

вития столь обширного и сложного региона, каким является Камчатка. Это, безусловно, не сводка и не справочное пособие, которое может служить целям дальнейших исследований. Ценность этой книги должна, видимо, заключаться в другом — либо в новых идеях относительно истории и динамики развития рассматриваемого региона, либо в новом фактическом материале. Именно с этих позиций мы и должны оценивать рассматриваемые главы.

Нужно сказать сразу: новых фактов эти главы практически не содержат. Не рассматриваются также известные схемы тектонического развития региона, многие из которых даже не упоминаются. Видимо, критический анализ существующих концепций не входил в задачу автора. Следовательно, главными элементами в книге должны быть новые идеи и их обоснование.

Основную тенденцию развития северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса Б. В. Ежов, как и многие другие исследователи, видит в переработке литосферы Тихого океана, происходящей в системах дуга — желоб и приводящий к росту континента. В качестве эталона островодужной системы рассматривается современная Курило-Камчатская островная дуга, сопряженная с тыловым прогибом в Охотском море и с глубоководным желобом и краевым валом со стороны океана. Автор полагает и пытается доказать, что в эоцене и олигоцен-миоцене на Камчатке существовали аналогичные ансамбли структур, расположенные северо-западнее современного. В конце эоцена и в конце плиоцена предполагается скачкообразное смещение всех элементов системы на юго-восток таким образом, что краевой океанический вал становится внешней вулканической дугой, а прежняя внешняя дуга — внутренней, вулканической. Аналогичным образом глубоководный желоб становится междууговым прогибом, а междууговой прогиб — тыловым.

В основе этой концепции лежит бесспорный факт существования на Камчатке минимум трех поясов кайнозойского субаэрального вулканизма: эоценового на северо-западном побережье, олигоцен-голоценового в Срединном хребте и ныне активного плиоцен-четвертичного вдоль юго-восточного побережья и северной части Центрально-Камчатской депрессии. Однако на границе эоцена и олигоцена центры вулканизма смещаются не только на юго-восток, в Срединный хребет, но и на северо-восток, в центральную часть Корякского нагорья. В плиоцене произошло не перемещение вулканического пояса, а образование нового, Восточно-Камчатского, в то время как старый, Центрально-Камчатский, продолжал интенсивно развиваться параллельно с ним в течение плиоцена и квартера. На Южной Камчатке ось вулканической зоны сместилась в плиоцене не к востоку, а к западу. Поэтому даже миграция кайнозойских вулканических поясов не подчиняется простой схеме Б. В. Ежова. Что же касается иных структурных элементов древних систем дуга — желоб, то существование их на Камчатке далеко не очевидно. Однако Б. В. Ежов берет за показателю, что в течение почти всего кайнозоя на Камчатке существовали не только островные дуги и междууговые прогибы, но и такие океанические по своей природе структуры, как глубоководные желоба и краевые валы. Совершенно ясно, что защищаемая автором концепция может считаться обоснованной только в том случае, если будет доказана океаническая природа кайнозойских формаций наиболее восточных структурных зон Камчатки: восточных полуостровов, Восточно-Камчатского прогиба, Восточно-Камчатского антиклинория и Центрально-Камчатской депрессии (курсив здесь и далее мой. — М. Ш.). Как ни парадоксально, доказательств этого положения в книге вообще нет, хотя строение кайнозойских образований Восточной Камчатки известно достаточно хорошо.

В частности, на восточных полуостровах, которые,

по Б. В. Ежову, до плиоцена оставались океанической структурой (в олигоцене и миоцене — краевым валом), эоценовые свиты (козловская и баклановская) сложены базальтами и продуктами их перемыва мощностью до нескольких тысяч метров [5, 10]. Среди туфогенно-осадочных пород много крупногалечных и валунных конгломератов, а среди ископаемой фауны много типичных литоральных форм [5]. Эоценовые базальты обоих полуостровов резко отличаются по составу от океанических и близки к толеитам островных дуг [15, 17]. Олигоценовые и миоценовые отложения наиболее характерны для северо-западных склонов Кроноцкого полуострова, где были подробно изучены А. С. Арсановым [2, 3], который показал, что они крапаются в мощности, разделяются сериями несогласий и выклиниваются к юго-востоку, где в это время располагалась выровненная, но устойчивая суша. Олигоцен представлен здесь крайне мелководными, а в основании даже континентальными угленосными фациями.

В Восточно-Камчатском прогибе (по Б. В. Ежову, олигоцен-миоценовом глубоководном желобе) в районе Усть-Камчатка в основании разреза олигоцен-миоценовых отложений залегают толща конгломератов и песчаников с обильной листовой флорой [13]. Общая мощность этой толщи свыше 900 м. На побережье Камчатского залива в миоценовых отложениях часто встречаются конгломераты, содержащие обломки кислых эффузивов и гранитов, принесенные с востока [18]. В Кроноцком районе, в осевой зоне прогиба песчаный, а местами и песчано-гравийный состав имеет туфдровская свита, согласно подстилающая олигоценовую чажминскую [19]. Эти комплексы не являются глубоководными. Кремнисто-глинистые и флишиодные толщи чажминской свиты и олигоцен-миоценовой тюшевской серии в осевой части прогиба явно более глубоководны, но и это отнюдь не осадки океанических глубин, так как часто содержат раковины сублиторальных моллюсков [3, 13].

В Восточно-Камчатском антиклинории, который, по Б. В. Ежову, в эоцене был краевым валом, заведомо эоценовые комплексы известны только на севере. На о. Карагинском эта свита мыса Тонс — мощная вулканогенно-осадочная толща, содержащая горизонты туфовых и лавовых брекчий как базальтов, так и липаритов [11, 14]. Ничего общего с осадками краевых валов, структур, в принципе авулканических, эта свита не имеет. Мощный вулканогенно-осадочный разрез палеогена развит на п-ове Озерном [12]. Южнее, на северном погружении хр. Кумроч, разрез нижнего палеогена меняется, и здесь развиты терригенные относительно мелководные комплексы, в составе которых Б. И. Сляднев, В. А. Селиверстов и М. Е. Бояринова выделяют разделенные несогласием густовскую и правокротонскую свиты суммарной мощностью свыше 1500 м.

В Центрально-Камчатском прогибе, который, по мнению Б. В. Ежова, в эоцене был глубоководным желобом, отложения этого возраста развиты достаточно широко. На севере это классический разрез эоцена Ильпинского полуострова, насыщенный сублиторальными моллюсками [8], на юге — терригенный нижний палеоген с сублиторальным комплексом бентосных фораминифер [4]. Мелководные осадки эоцена широко распространены и на западном борту прогиба, в предгорьях Срединного хребта.

Таким образом, в кайнозой Восточной Камчатки нет формаций, которые могли бы рассматриваться как океанические, и существующий фактический материал коренным образом противоречит схеме развития региона, предложенной Б. В. Ежовым, в связи с чем нет смысла рассматривать основанные на этой схеме геодинамические построения. Важнее, вероятно, проанализировать источники ошибок автора. Поскольку новым фактическим материалом он не располагает,

ошибки эти связаны прежде всего с использованием материала уже известного и в значительной мере опубликованного.

Список литературы, приложенный к монографии, отнюдь не мал — свыше 300 названий. Правда, лишь 60 из них содержат материал, имеющий отношение к проблеме существования океанических структур в пределах современной Камчатки. Но и это вполне солидная цифра. Дело, однако, не в количестве: обращает на себя внимание то, что в этот список попали далеко не все работы, в которых данный круг вопросов специально рассматривался. При обсуждении природы фундамента геосинклиналей Камчатки нет ссылок на работы А. Ф. Марченко, И. А. Сидчука, Л. Л. Германа, В. И. Шульдинера, А. И. Ханчука, С. В. Высоцкого. При обсуждении состава и природы меловых и кайнозойских комплексов не упоминается ряд работ А. С. Арсанова, А. М. Садреева, А. Г. Цикунова, В. А. Селиверстова, В. И. Гречина, С. А. Хубуна и других исследователей. Большинство из этих работ содержит материал и выводы, противоречащие концепции Б. В. Ежова, и отсутствие их в списке не выглядит случайностью.

Не менее важно, как использована литература, ссылки на которую имеются. Например, важная сводка А. Е. Шанцера [16] упоминается, указывается лестных эпитетов, но нет разбора содержащихся в ней материалов и выводов, которые коренным образом противоречат представлениям Б. В. Ежова. Монография М. Н. Шапиро [17], целиком посвященная обсуждаемому вопросу, упоминается один раз по частному поводу, к тому же ссылка на нее не верна. Чаше же всего Б. В. Ежов ссылается на других авторов, рассматривая не существо дела, а вопросы, нейтральные по отношению к своим главным тезисам. Но даже и в этих случаях его ссылки не всегда точны и понятны.

Вместе с тем в книге часто приводятся сведения, на источник которых автор не ссылается, что в первую очередь относится к данным по стратиграфии Восточной Камчатки, причем значительная часть приведенных без ссылки сведений явно не верна. Такого рода ошибки также говорят о неполном использовании имеющегося литературного материала.

Однако прежде всего важен общий подход к литературным данным. Ссылаясь более чем на 300 работ, Б. В. Ежов не приводит в своей книге ни одной карты конкретного участка, ни одного конкретного гео-

логического профиля, ни одной конкретной стратиграфической колонки, ни одного химического анализа по Камчатке. Только один (!) раз указывается мощность конкретной толщи. И это не от недостатка места — нашлось же оно для профилей через Чилийский и Антилский желоба, так же как и для разреза офиолитов Бей-оф-Айлендс. Дело в другом — книга в целом не направлена на анализ фактического материала, содержащегося в литературе.

Поэтому, подводя итог, следует прийти к еще одному парадоксальному выводу: рассматриваемые главы книги Б. В. Ежова, целиком основанные на литературных данных, большую часть этих данных не учитывают, и именно в этом источник тех крупных ошибок, которые допущены автором.

Чем же можно оправдать публикацию этой книги, если высказанные в ней идеи защищаются без должного профессионализма? Может быть, оригинальностью самих идей, пусть сомнительных, но новых, побуждающих к спору, поискам нестандартных решений? К сожалению, и это не так. Защищаемая Б. В. Ежовым принципиальная схема позднемезозойского и кайнозойского развития северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса как последовательного смещения систем дуга — желоб от континента к океану для Корякско-Камчатского региона впервые была предложена Г. П. Авдейко и подробно изложена им в статьях [1, 20]. На одну из этих статей Б. В. Ежов ссылается по частным вопросам, но нигде не показывает ее роли в создании самой концепции. Нет в работе Б. В. Ежова и ссылок на А. А. Розенкранца и В. В. Ковалева [9], которые первыми высказали идею связи Центрально-Камчатского вулканического пояса с палеосейсмофокальной зоной. Нет ссылок и на работу В. А. Леглера [7], который пытался объяснить чередования вулканических зон с позиций тектоники плит. Ошибки этих авторов (на мой взгляд несомненные) искупались новизной их идей. У Б. В. Ежова такого оправдания нет.

Я не специалист в области морфоструктурных исследований и не могу исключить того, что неосвоенная в рецензии вторая глава книги Б. В. Ежова представляет определенную ценность. Но у меня нет сомнений в том, что остальные главы не только не несут полезной информации, но и создают совершенно ложное впечатление о тектоническом развитии Курило-Камчатского региона.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г. П. Палеотектонические условия образования вулканогенно-кремнистых формаций и их место в развитии островных дуг. — В кн.: Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск: Наука, 1974.
2. Арсанов А. С. Палеогеография Восточной Камчатки в миоцене. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. 78, № 3.
3. Арсанов А. С. Опыт естественного стратиграфического расчленения разреза олигоцен-миоценовых отложений Кроноцкого района Восточной Камчатки. — В кн.: Проблемы стратиграфии и исторической геологии. М.: Изд-во МГУ, 1978.
4. Берсон Г. Л., Смирнов В. Н. и др. Новые данные о строении осадочного чехла Козыревского прогиба. — В кн.: Кайнозой Дальнего Востока СССР. Л.: ВНИГРИ, 1981.
5. Борзунова Г. П., Селиверстов В. А. и др. Палеоген полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 11.
6. Ежов В. В. Геоморфоструктурное развитие Курило-Камчатской секции Тихоокеанского подвижного пояса. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983.
7. Леглер В. А. Развитие Камчатки в кайнозое с точки зрения теории тектоники литосферных плит. — В кн.: Тектоника литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамика плит). Москва: ИОАН, 1977.
8. Пронина И. Г. Биостратиграфия палеогена Ильпинского полуострова по моллюскам (Восточная Камчатка). — В кн.: Кайнозой Дальнего Востока СССР. Л.: ВНИГРИ, 1981.
9. Розенкранц А. А., Ковалева В. В. Древняя зона Беньофа Камчатского полуострова и ее роль в формировании Срединного вулканического пояса. — В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976.
10. Садреев А. М., Долмагов Б. К. Новые данные об объеме и возрасте эффузивно-пирокластических и туфогенно-осадочных образований Кроноцкого полуострова. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 7.
11. Серова М. Я., Борзунова Г. П., Шапиро М. Н. Палеоген южной части острова Карагинского (Восточная Камчатка). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 11.

12. Хотин М. Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского Мыса.— М.: Наука, 1976.
13. Храмов Н. А., Салин Ю. С. Некоторые вопросы стратиграфии Восточной Камчатки.— В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М.: Наука, 1966.
14. Храмов Н. А., Флоренский И. В., Салин Ю. С. К методике картирования геосинклинальных вулканогенно-осадочных формаций.— В кн.: Методика картирования вулканических формаций. М.: Наука, 1969.
15. Хубуня С. А. Формационная принадлежность базальтов Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) по геохимическим признакам.— Вулканология и сейсмология, 1981, № 2.

16. Шанцер А. Е. Этапы развития палеорельефа.— В кн.: Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974.
17. Шапиро М. Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки.— М.: Наука, 1976.
18. Шапиро М. Н. Надвиг Гречишкина на побережье Камчатского залива.— Геотектоника, 1980, № 3.
19. Шапиро М. Н., Селиверстов В. А. Морфология и возраст складчатых структур Восточной Камчатки на широте Кроноцкого полуострова.— Геотектоника, 1975, № 4.
20. Avdeiko G. P. Evolution of geosynclines on Kamchatka — Pacif. Geol., 1971, N 3.

ИФЗ АН СССР  
Москва

Поступила в редакцию  
27 апреля 1984 г.

Г. М. Власов, М. Н. Шапиро в рецензии на книгу Б. В. Ежова справедливо отмечает плохую аргументированность высказываемых в книге положений о тектоническом развитии Камчатки. Трехкратное перемещение зоны Заварицкого — Беньофа в пределах Камчатки и прилегающих акваторий действительно не согласуется с имеющимся фактическим материалом. Заслуживает замечаний и стилистическая небрежность, нечеткость формулировок, проявляющиеся в тексте книги. Недопустимо отсутствие в списке использованной литературы фамилий исследователей, впервые высказавших идею о перемещении на Камчатке сейсмофокальной зоны, которую неудачно пытался развить Б. В. Ежов.

Однако М. Н. Шапиро, не ограничиваясь критикой воззрений Б. В. Ежова, делает категорический вывод о несомненной ошибочности, по его мнению, высказанных и другими авторами взглядов о возможности перемещения сейсмофокальной зоны на Камчатке. При этом, кажется, он допускает серьезные опшибки в трактовке геологических разрезов Восточной Камчатки и в понимании характера отложений океанических желобов.

Меня М. Н. Шапиро в числе «предшественников» Б. В. Ежова не упоминает, но идея об «одноактном» перемещении камчатской сейсмофокальной зоны мною высказывалась, обосновывалась и защищалась в течение уже двух десятилетий, и представления о тектоническом развитии Камчатки, весьма далекие от таковых Б. В. Ежова, публиковались в т. 31 «Геологии СССР» (1964 г.), в материалах конференции «Вулканические пояса Камчатки» (1979 г.), в редакционном дополнении к статье С. Е. Апрелькова, Б. В. Ежова и М. М. Лебедева в сборнике «Древние сейсмофокальные зоны» (1981 г.) и в других изданиях. В материалах конференции мною отмечалось, что при разработке Б. В. Ежовым и др. представлений о трехкратном отступании в сторону океана зоны Заварицкого — Беньофа недоучитывались следующие обстоятельства: 1) поступательно-возвратный (а не просто поступательный) характер продвижения геосинклинального фронта, 2) каждому перемещению сейсмофокальной зоны обычно соответствует не один, а три вулканических пояса (внешнего прогиба, внутренней вулканической дуги и краевой); особенности каждого из этих типов вулканических поясов недостаточно учитывались, 3) палеозоны Заварицкого — Беньофа выделялись без необходимого учета их особенностей, в большинстве случаев вдоль современных впадин и прогибов; между тем внешние прогибы у выходов зон часто испытывают инверсию и превращаются в геоморфологи-

чески выраженные поднятия.

Каковы мои представления о последовательности развития и типах вулканических поясов Камчатки? Чем доказывается защищаемое одноразовое перемещение в сторону океана сейсмофокальной зоны?

Вулканические пояса Камчатки вместе с расположенными между ними прогибами составляют общий комплекс позднемеловых — неогеновых геосинклинальных структур, включающий внешнюю дугу (Восточно-Камчатский хребет), междуговой прогиб (Центрально-Камчатская депрессия), внутреннюю вулканическую дугу (Центрально-Камчатская вулканическая зона), тыловой прогиб (Западно-Камчатская низменность), эмбрион краевого вулканического пояса (Восточно-Камчатская вулканическая зона). Этот комплекс формировался с позднего мела в связи с развитием глубинного разлома (палеозоны Заварицкого — Беньофа), выход которого находился в Восточно-Камчатском хребте. На крайнем востоке полуострова в связи с скачкообразным перемещением в конце плиоцена палеозоны (ее современное положение у Курило-Камчатского желоба) проявились некоторые структурные элементы, связанные уже с новым тектономагматическим циклом. Позднеплиоценовое время образования современного океанического желоба, отмечаящего выход новой палеозоны, подтверждено исследованиями Б. И. Васильева.

Западно-камчатский вулканический пояс рассматривается мною (первый вариант) как периферическая часть (ветвь) Охотско-Чукотского краевого вулканического пояса или (второй вариант) как палеогеновая вулканическая зона, связанная с позднемеловым — палеогеновым глубинным разломом, выраженным офиолитами Ирунейского, Медвежьего и других линейных хребтов Западной Камчатки.

Характер пород в геологических разрезах Восточно-Камчатского хребта вполне соответствует обычным отложениям океанических желобов (турбидиты, флишиды, кремнистые сланцы, базитовые и ультрабазитовые тела и др.). Как известно, океанические желоба заполняются преимущественно не океаническими, пелагическими осадками (как, по-видимому, считает М. Н. Шапиро), а относительно грубообломочными осадками, сносимыми с приостроводужных склонов.

С океанической стороны позднемеловой — неогеновой океанической желоб Камчатки ограничивался базальтовым океаническим валом, также прекрасно представленным в разрезах Восточных полуостровов.

По простиранию в юго-западном направлении зона Восточно-Камчатского хребта связывается через подводный хребет Витязя с Малой Курильской дугой, яв-

ляющейся типичным примером внешней дуги, возникшей на месте палеожелоба, с флишоидами, кремнистыми осадками и общим мафическим характером магматических пород.

Таким образом, вряд ли правильно, что М. Н. Шапиро отрицательное (но справедливое) отношение к книге Б. В. Ежова распространил и на идею о пере-

мещении сейсмофокальной зоны. Одноразовое перемещение камчатской зоны кажется достаточно обоснованным, и возможность подобных перемещений подкрепляется многочисленными примерами Японии, Восточной Австралии, Индонезии и других притихоокеанских регионов.

УДК 550.831 : 551.24

*В. Ю. Косыгин, В. И. Исаяев*

## О ПОСТРОЕНИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ПЛОТНОСТНЫХ МОДЕЛЕЙ \*

Рассмотрены вопросы приведения модельного поля к нормальному уровню. Обоснована правомочность способа выделения регионального фона, основанного

на анализе гравитационного эффекта от априорного разреза в крайней точке профиля.

До последнего времени при построении региональных плотностных моделей для приведения модельного поля к так называемому нормальному уровню применялось три способа.

В первом в качестве репера используется гравитационный эффект нормального разреза земной коры и однородной верхней мантии. Обоснование и изложение технологии расчетов приводится японскими геофизиками Сегавой и Томодой [20]. При исследованиях верхней мантии в зоне перехода океанический желоб — окраинное море они за нормальный расчетный уровень принимают прямой эффект плотностной колонки океанического ложа. Колонка включает стратифицированный разрез земной коры и соответствующий интервал однородной верхней мантии. Такая колонка принимается за «норму» по отношению к гетерогенной земной коре и аномальной верхней мантии в системе окраинное море — дуга — желоб. Близкие идеи развиваются в Институте геофизики АН УССР [2], а также в статьях О. М. Русакова, посвященных моделированию глубинных плотностных неоднородностей океанического дна [13 и др.].

Во втором способе в качестве функции приведения рекомендуются значения силы тяжести планетарной плотностной модели Земли, полученной К. М. Картевельшвили путем модификации сферически-симметричной плотностной модели Дзивовского в эллипсоидальную [6]. Здесь основой является плотностная колонка вплоть до центра Земли. Причем распределение плотностей в колонке основывается на данных сейсмологии и соответствует нормальному полю Земли (по Гельмерту). Однако колонка, принятая за «норму», построена путем глобального осреднения так, что земная кора фактически не стратифицируется.

Третий способ синтезирует предыдущие, причем объединяет достоинства каждого из них. Здесь модель приведения основана на плотностных колонках докембрийского кратона и глубоководной котловины; колонки, в свою очередь, привязаны к стандартной модели Дзивовского, отвечающей за реальное распределение плотностей в мантии вплоть до центра Земли. Работа эта проведена В. Г. Козленко [7] с использованием способа вариации плотностей [15].

Все три способа предполагают интерпретацию аномалий силы тяжести методом подбора в единой системе, однако они, очевидно, не есть «истина в последней инстанции». Об этом говорят сами исследователи. Так, Сегавой и Томода подчеркивают, что их результаты являются плотностные модели настолько правильными, насколько правильна принятая норма в плотностной колонке океанической котловины. Здесь допуска-

ется возможность принятия иной стратификации земной коры и иной плотности верхней мантии. В. Б. Бурьянов с соавторами подчеркивают ограниченность первого способа нормирования только до подошвы земной коры [3]. По К. М. Картевельшвили, расхождение поля силы тяжести плотностной модели Земли от нормального поля реальной Земли (по Гельмерту) достигает для континентальной плотностной колонки 20 мГл, а для океанической плотностной колонки 356 мГл, причем 300 мГл — это систематическое расхождение. Очевидно, что здесь не исчерпаны возможности согласования модельного поля и нормального поля, по Гельмерту, а следовательно, и дальнейшего уточнения параметров плотностной модели К. М. Картевельшвили. С. С. Красовский [12] указывает на возможность большой погрешности в определении параметров нормированной плотностной колонки и на необходимость весьма осторожного отношения к «стандартным» моделям, основанным на трех- и многозвенных вариациях плотностей. Он справедливо указывает на значительные технологические трудности использования «стандартных» плотностных моделей среды, возникающие (особенно) в переходных зонах от континента к океану. На это же обращает внимание М. А. Алексидзе [1].

Несмотря на существующие возражения, реализация способа приведения модельного поля, по В. Г. Козленко, основанная на параметризованных по геофизическим данным и согласованных с гравитационным полем (решением прямой задачи) плотностных колонках, представляется наиболее очевидной и целостной. Поэтому рекомендация В. И. Старостенко использовать для приведения модельного поля нормальные распределения плотности, построенные В. Г. Козленко, обоснована. Однако, учитывая приводимые ниже доводы, мы считаем возможным сохранить свою точку зрения: «региональный фон выделять формально», т. е. объективно, с учетом физической природы объекта. Разумеется, наша методика обладает определенными недостатками и поэтому не противопоставляется другим методическим приемам. Однако она обладает и определенными преимуществами (вернее, новыми элементами в постановке задачи), которые дадут дополнительную информацию о плотностном строении земной коры и верхней мантии. Наши доводы сводятся к следующему:

1. В. Г. Козленко и Э. Л. Шен обращают внимание, что при работе со сложными плотностными моделями проявляются два вида неоднозначности: принцип эквивалентности в классическом понимании и неоднозначность, связанная с конструированием интерпретационных схем [8]. Второй вид неоднозначности определяется неконтролируемостью модели и произвольным выбором уровня отнесения расчетных аномалий [7].

\* По поводу статьи В. И. Старостенко «О построении региональных плотностных моделей». — Тихоокеанская геол., 1985, № 1.

По мнению В. Г. Козленко, ни одна из строящихся ныне гравитационных моделей, по существу, не сопровождается оценкой достоверности. Однако с этим утверждением нельзя согласиться. В настоящее время вопрос о получении контролируемого решения успешно разрабатывается А. Н. Тихоновым [19], В. Н. Страховым [17]\* и В. И. Старостенко [14 и др.]. Надежность интерпретационных расчетов оценивается с помощью квазиреального эксперимента, имитационного моделирования, вычислительных экспериментов на модельных примерах. По мнению В. Н. Страхова, результаты, получаемые на модельных примерах (имитационных моделях), в целом подтверждаются [18]. Мы воспользовались идеей имитационного моделирования [4]; все наши реальные гравитационные модели соответствующим образом проверены с помощью имитационного моделирования, и для каждого результирующего плотностного разреза получена оценка достоверности.

Решение обратной задачи гравиметрии в принятой нами постановке позволяет неоднозначность, связанную с выбором уровня расчетных аномалий, отнести к первому виду неоднозначности — принципу эквивалентности в классическом понимании, — аналогичной неоднозначности восстановления по полю распределения масс в замкнутой гравитационной модели. Действительно, региональный фон, параметризованный алгебраическим полиномом, включен наряду с плотностным распределением в вектор параметров, подлежащих определению (уточнению) путем решения обратной задачи. Теоретическое обоснование такого подхода и конструктивные рекомендации по реализации этой идеи даны в монографии В. И. Старостенко [14]. Мы же на десятках вариантов модельных примеров при отладке машинного алгоритма убедились в возможности устойчивого определения и автоматического учета параметров регионального фона [5]. Здесь же было видно на десятках моделей, имитирующих реальную среду и поле пересечения Курило-Камчатской переходной зоны, что параметры регионального фона определяются устойчиво [10]. Наконец, для акватории Тихого океана на моделях трех геотраверсов тысячекилометрового протяжения и глубиной исследования 250–300 км мы убедились в том же самом [9, 11].

Именно таким образом (имитационное моделирование и определение фона путем решения обратной задачи) авторы этих строк пытаются избежать неоднозначности интерпретации, связываемой В. Г. Козленко с конструированием интерпретационных схем.

2. Напомним, что параметризация регионального фона выполняется линейным полиномом

$$P = B\varnothing + B1 \cdot X,$$

где  $X$  — координата расчетной точки (гравиметрической станции) на профиле,  $B\varnothing$ ,  $B1$  — коэффициенты полинома.  $B\varnothing$  — тот параметр, который связывается с расчетным уровнем модельного поля. Однако  $B\varnothing$  не есть собственно расчетный уровень. Предварительная оценка расчетного уровня поля определяется прямым гравитационным эффектом от полной массы априорного плотностного разреза, который строится на основе всех имеющихся геолого-геофизических данных (МОВ, КМПВ, РСЗ, сейсмология, геотермия, геоэлектрика, петрология, петрофизика и др.). Таким образом, наши априорные модели не в меньшей мере отвечают принципу оптимальности, чем перечисленные выше модели приведения; очевидно, что они включают соот-

ветствующие объемы осредненных «стандартных» моделей.  $B\varnothing$ , в свою очередь, является тем общим «довеском» (с соответствующим знаком), который обусловлен, например, погрешностями определения сейсмических скоростей в разрезе и пересчетом скорости в плотность, который не находит объяснения в плотностном распределении моделируемых масс и который поддежит определению и автоматическому учету в процессе решения обратной задачи. В этом и заключается физико-геологическое толкование  $B\varnothing$ .

Теоретическое обоснование единственности решения обратной задачи в принятом нами классе параметризованных моделей сделано В. А. Страховым [16]; теория устойчивых методов, принятых для решения задачи, обоснована и предложена В. И. Старостенко [14]. Мы, в свою очередь, вычислительными экспериментами показали верность и практическую применимость теоретических предпосылок [5].

3. Если нам удастся в рамках принятой методики определенным образом решать вопросы, находящие свое разрешение в способе, предложенном В. Г. Козленко, то, очевидно, и наши модели естественным образом «вкладываются» в глобальную плотностную модель Земли, и все результаты интерпретации всегда сопоставимы между собой, т. е. нет проблемы их «сбивки».

В этом смысле очень удобным оказывается используемый прием работы с абсолютными плотностями, так как плотностные разрезы сопоставляются и геологически интерпретируются без промежуточных пересчетов. Кроме того, отказ от приема работы в избыточных плотностях значительно упрощает параметризацию плотностных разрезов.

Разумеется, что «сбивка» должна осуществляться по плотностным параметрам среды с учетом оценок достоверности решения в каждой региональной модели, для каждого плотностного параметра (аппроксимирующего элемента). Не следует ожидать стыковки моделей по параметру  $B\varnothing$ , так как последний является функцией общей моделируемой массы и линейных масштабов каждой конкретной модели. Эти модели к тому же могут отличаться точностью исходной параметризации.

4. Возвращаясь к модели геотраверса Японии — возвышенность Шатского — Императорские горы, дополнительно сообщаем следующее. Имитационное моделирование показало, что  $B\varnothing$  определяется устойчиво. Поле имитационной модели было искажено систематической составляющей в 200 мГл. Исходные приближения от «ответа» отклонялись до 100 мГл. Хотя при различных начальных приближениях  $B\varnothing$  отклонения решений от «ответа» достигали 20 мГл, на распределение плотностей это практически ( $\pm 0,01 - 0,02$  г/см<sup>3</sup>) не влияло.

Что же касается  $B1$ , то этот параметр всегда определялся устойчиво, в том числе и на модели обсуждаемого геотраверса. Если допустить латеральную гетерогенность нижемоделируемых масс, которая естественно находит отражение в интерпретируемом поле, то лучше ее грубо учитывать с помощью  $B1$ , чем вообще не учитывать. Кроме того,  $B1$  играет определенную роль компенсатора ошибок, вносимых грубостью «краевого наращивания».

5. М. А. Алексидзе отмечает важность получения новых данных, вырабатываемых в процессе создания региональных моделей, как рекомендаций для изменения планетарной модели. К. М. Картвелишвили, в свою очередь, подчеркивает, что к наиболее универсальным методам построения оптимальных моделей, позволяющих с помощью дополнительных критериев построить наиболее предпочтительную модель, отвечающую совокупности всех геолого-геофизических данных, относится метод решения обратной задачи геофизики, которая практически реализуется методом наименьших квадратов. Используемый нами метод мо-

\* О методике и основных результатах имитационного плотностного моделирования структур земной коры и верхней мантии сообщалось на специальном семинаре в Институте геофизики АН УССР 15 июня 1983 г. (руководитель семинара В. И. Старостенко).

делирования — сопряженных градиентов — есть обобщение метода наименьших квадратов, предложенное к практической реализации В. И. Старостенко. Можно надеяться на получение с помощью этого метода новых данных, способствующих выявлению слабых сторон планетарной плотностной модели и повышению ее надежности.

6. Модель приведения и в целом системный подход В. Г. Козленко, несомненно, одно из интересных и перспективных направлений в интерпретации данных гравиметрии. В этой связи, следуя рекомендации В. И. Старостенко, интерпретация очередного нашего геотраверса Япония — возвышенность Шатского — Гавайи будет выполнена с использованием и без использования модели приведения В. Г. Козленко.

При интерпретации геотраверса использованы элементы многовариантного анализа. Это, прежде всего, проведение имитационного моделирования — расчетов на теоретической модели, — которое позволило убедиться, что задача решается устойчиво, а также оценить вероятную ошибку решения. Следующим элементом анализа является выполнение расчетов без априорного предположения о плотностной «астеносфере». В этом случае результирующая модель существенных изменений не претерпела, в том числе слой, отождествляемый с «астеносферой», по-прежнему выделяется по решению обратной задачи, только менее контрастно.

Важным средством многовариантного анализа являются расчеты при различной степени параметризации плотностного разреза, например, при различном числе аппроксимирующих элементов. Его нам реализовать не удалось. «Клеточное» разбиение выполнено только в одном варианте. «Клеток» (аппроксимирующих элементов, параметров) должно быть не больше числа наблюдений. С другой стороны, по условию задачи с помощью «клеток» плотностной разрез должен быть адекватно расчленен под структуру поля. Располагая известным числом наблюдений и ограниченными условиями задачи, мы выполнили аппроксимацию плотностного разреза 44 блоками. Ощутимо увеличить

число блоков не позволяет количество наблюдений, заметно уменьшить — морфология поля.

Рецензент справедливо замечает, что в результате решения обратной задачи гравиметрии вдоль геотраверса получены значительные контрасты плотностей между астеносферным слоем и прилегающими к нему областями мантии, тогда как, по современным представлениям, величина их существенно меньше и находится в пределах 0,01—0,1 г/см<sup>3</sup>. Этот результат связан с тем, что первоначально априорная модель верхней мантии была взята нами, согласуясь с положениями гипотезы тектоники плит, где тяжелая литосфера (3,35 г/см<sup>3</sup>) «плавает» на более легкой астеносфере (3,25 г/см<sup>3</sup>). Однако такая модель, как справедливо отмечает Е. В. Артюшков, является гравитационно неустойчивой, а следовательно, физически малореальной. Действительно, последние исследования японских сейсмологов (эксперимент Лонгшот-6), проведенные вдоль субширотного профиля от Японии до Императорских гор, показали, что астеносферный слой по скоростям сейсмических волн под Северо-Западной плитой Тихого океана не выделяется вообще.

С целью учета этих фактов в рецензируемой статье решена обратная задача для априорной модели верхней мантии, где астеносферный слой по плотности отвечает вышележащей литосфере (т. е. как таковой по плотностям не выделяется вообще), и получены следующие результаты: 1. вдоль всего геотраверса повсеместно выделяется астеносферный слой без каких-либо априорных предположений о его наличии; 2. форма плотностной структуры мантии сохраняется такой же, как и для решения при плитовой априорной модели; 3. степень плотностного контраста между астеносферой и вмещающей ее мантией резко уменьшилась и составила в среднем 0,03—0,2 г/см<sup>3</sup>.

Таким образом, видно, что при использовании второй априорной модели получены данные, более согласованные с представлениями петрологов, а сама априорная модель представляется реальнее физически, нежели плитовая модель.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Алексидзе М. А. Алгоритм региональной интерпретации гравиметрических данных.— В кн.: Геологическое истолкование потенциальных полей. Киев: Наукова думка, 1983.
2. Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В. и др. Комплексное геофизическое изучение тектоносферы континентов.— Киев: Наукова думка, 1983.
3. Бурьянов В. Б., Козленко В. Г. и др. Методика и результаты интерпретации гравитационного поля основных структур Мирового океана.— В кн.: Геологическое истолкование потенциальных полей. Киев: Наукова думка, 1983.
4. Исаев В. И. Принципиальная схема комплексной интерпретации гравиметрических съемок на примере профиля Средние Лангары — Мухто (Северный Сахалин).— Тихоокеанская геол., 1983, № 1.
5. Исаев В. И., Хростовская Н. В. О реализации на ЕС ЭВМ метода математического программирования для решения обратной задачи гравиметрии в линейной постановке.— В кн.: Разведочная геофизика: теория и методика. Киев: Наукова думка, 1984.
6. Каргвелишвили К. М. Планетарная плотностная модель и нормальное гравитационное поле Земли.— М.: Наука, 1983.
7. Козленко В. Г. Применение системного подхода к интерпретации данных гравиметрии.— В кн.: Геологическое истолкование потенциальных полей. Киев: Наукова думка, 1983.
8. Козленко В. Г., Шен Э. Л. К построению и детализации глобальной плотностной модели.— В кн.: Геологическое истолкование потенциальных полей. Киев: Наукова думка, 1983.
9. Косыгин В. Ю., Исаев В. И. Оптимальная плотностная структура верхней мантии вдоль геотраверса Япония — возвышенность Шатского — Императорские горы.— Тихоокеанская геол., 1983, № 5.
10. Красный М. Л., Косыгин В. Ю., Исаев В. И. Плотностная характеристика акустического фундамента Курило-Камчатского региона.— Тихоокеанская геол., 1984, № 5.
11. Красный М. Л., Косыгин В. Ю., Исаев В. И. Оптимальная плотностная модель земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса Камчатка — Тихий океан.— Тихоокеанская геол., 1985, № 1.
12. Красовский С. С., Куприенко П. Я., Литвиненко П. Е. Об эквивалентности плотностных моделей глубинных структур.— В кн.: Геологическое истол-



- кование потенциальных полей. Киев: Наукова думка, 1983.
13. *Русаков О. М.* О выявлении глубинных плотностных неоднородностей северной части Индийского океана.— В кн.: Теория и методика интерпретации гравимагнитных полей. Киев: Наукова думка, 1981.
  14. *Старостенко В. И.* Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии.— Киев: Наукова думка, 1978.
  15. *Старостенко В. И., Шен Э. Л.* Способ вариации плотностей при построении системы гравитационных моделей.— В кн.: Теория и методика интерпретации гравимагнитных полей. Киев: Наукова думка, 1981.
  16. *Страхов В. Н.* О единственности решения плоской обратной задачи потенциала для распределения масс с кусочно-постоянной и кусочно-переменной плотностью.— ДАН УССР. Сер. Б, 1976, № 3.
  17. *Страхов В. Н.* Перспективы развития теории и практики интерпретации гравитационных и магнитных аномалий.— Тез. докл. к совещанию «Геологическая интерпретация гравитационных и магнитных полей Востока СССР и Тихого океана». (Хабаровск, 29 марта — 2 апреля 1983 г.). Ч. 1. Принципы глубинных построений по гравитационным и магнитным данным. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1983.
  18. *Страхов В. Н.* Важная веха.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1984, № 1.
  19. *Тихонов А. Н.* О математических методах автоматизации обработки наблюдений.— В кн.: Проблемы вычислительной математики. М.: Изд-во МГУ, 1980.
  20. *Segawa J., Tomoda Y.* Gravity measurements near Japan and study of the upper mantle beneath the oceanic trench-marginal sea transitional zones.— Geophys. Mon. 19. Washington, 1976.

*ПГО Сахалингеология  
Южно-Сахалинск*

*Поступила в редакцию  
10 сентября 1984 г.*

УДК 553.078

*А. Д. ЩЕГЛОВ*

## КАПИТАЛЬНЫЙ ТРУД «МЕТАЛЛОГЕНИЯ КАЗАХСТАНА» И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ГЕОЛОГИИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Рассматривается одиннадцатитомное произведение казахстанских геологов «Металлогения Казахстана». Подчеркивается его значение для геологии Дальнего Востока в связи с возможностью проведения геологических и металлогенических аналогий между притихоокеанскими регионами страны и Казахстаном. Показаны возможные пути таких сопоставлений. Отмечается важность труда для понимания некоторых общих

процессов проявления эндогенных месторождений в земной коре. Указывается, что геологами Казахстана и, прежде всего, коллективом Института геологических наук АН КазССР завершено крупное обобщающее исследование, представляющее интерес для широкого круга специалистов в области металлогении и геологии рудных районов.

Цель настоящей рецензии — привлечь внимание геологов дальневосточных регионов к многотомному труду, посвященному металлогении Казахстана, осветить особенности этого труда, которые представляют интерес для специалистов, изучающих геологию и металлогению Дальнего Востока.

В результате большой многолетней работы коллективом геологов научных и производственных организаций АН и Министерства геологии Казахской ССР закончено монографическое исследование типов и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых Казахстана — интереснейшей палеозойской рудной провинции нашей страны.

Монография «Металлогения Казахстана» состоит из одиннадцати томов, первый из которых вышел в 1977 г., а последний в 1983 г. в изд-ве «Наука» Казахской ССР (г. Алма-Ата). В монографии содержится обширный фактический материал по рудным месторождениям Казахстана, освещены вопросы региональной металлогении этого региона с прогнозной оценкой потенциальных перспектив на эндогенное оруденение. Общий объем монографии — 220 печ. л. — указывает

не только на значительность затраченных на нее усилий, но и позволяет предполагать (и это действительно так) об огромной информации по рудным месторождениям, которая содержится в многотомной работе. Рецензируемая серия книг «Металлогения Казахстана» выпущена под эгидой Института геологических наук АН КазССР и представляет собой продолжение прогнозно-металлогенических работ, начатых известным геологом страны академиком АН СССР К. И. Сатпаевым.

Рассмотрим подробнее структуру труда и его отдельных томов. Первый том посвящен характеристике типов структурно-формационных комплексов и тектоническому районированию палеозойд Казахстана. Это, по существу, та тектоническая основа, те главные представления о геологическом развитии региона, которые в последующих томах широко используются для аргументации тектонического положения месторождений различных формаций. Остальные девять томов содержат характеристику минеральных месторождений. Во втором томе дана характеристика агрохимическим рудам; этот том так и называется «Агрохимические руды», хотя в нем рассматриваются не только фосфа-



тоносные, но и фтороносные (в основном флюоритоносные) и баритовые формации, а также формации комплексного алюминиевого сырья, дается характеристика микроэлементов, освещаются их сырьевая база и вопросы использования в качестве микроудобрений. Последующие тома идут под общим названием «Рудные формации», но каждый из них посвящен определенной группе рудных месторождений (хрома, титана, ванадия, силикатного никеля и кобальта, бокситов; свинца и цинка; меди; редких металлов, железа и марганца, благородных металлов). Особые тома представляют характеристики элементов-спутников в рудах и атлас текстур и структур руд. Завершает работу обобщающий том «Металлогенические комплексы и закономерности их проявления», в котором рассматривается круг вопросов о металлогенической эволюции территории Казахстана, обсуждаются теоретические проблемы современной металлогении. По существу, первый и последний тома рассматриваемого цикла книг — это самостоятельные исследования, конечно, тесно связанные с томами, характеризующими рудные формации Казахстана. Главной ценностью последних является огромный фактический материал по характеристике рудных месторождений различных формаций и типов. Описание месторождений сопровождается многочисленными картами, разрезами и схемами, не только дополняющими текст, но и несущими самостоятельную большую информацию. По существу, эти тома являются справочником по рудным месторождениям Казахстана, ознакомление с которыми полезно каждому геологу-руднику, интересующемуся рудными месторождениями и металлогенией казахстанской рудной провинции.

Томы, посвященные рудным месторождениям, имеют неодинаковую структуру. С одной стороны, это обусловлено характером и разнотипностью самих месторождений, с другой, к сожалению, не очень четким построением самих томов и, очевидно, отсутствием единого плана монографии в первые годы ее создания. Так, недостаточно ясно, почему серия книг, посвященных металлогении Казахстана, открывается характеристикой агрохимических руд; здесь же рассматривается роль микроэлементов, хотя элементам-спутникам посвящен особый том. Следовало бы в первом томе, открывающем описание месторождений, остановить внимание на содержании понятия «рудная формация». Это сделано очень кратко при описании месторождений руд хрома, титана, ванадия и др. и наиболее обстоятельно — при характеристике рудных формаций свинца и цинка; там же приводится сводная таблица эндогенных рудных формаций Казахстана. В целом предложенная авторами классификация эндогенных рудных формаций не вызывает возражений, однако, по-видимому, правильной и интересней для читателя было бы отражение в таблице тектонических (тектономагматических) условий проявления рудных формаций. Представляется, что имеется возможность упрощения классификации за счет более четкого определения (понимания), а следовательно, и выделения мегарядов и рядов формаций. Правда, следует отметить как положительное, что творческая мысль авторов труда не остановилась на месте во время многолетней работы, о чем свидетельствуют определенные изменения и дополнения в таблицах эндогенных рудных формаций, которые приводятся в последующих томах (например, по месторождениям редких металлов, меди и др.). Можно согласиться или не соглашаться с предложенными классификациями месторождений по рудным формациям, но совершенно очевидно, что систематизация огромного фактического материала на рудно-формационной основе в главном правильно обобщает материал, позволяет яснее понять особенности проявления рудных месторождений в различных геологических структурах Казахстана и увидеть их специфические генетические признаки.

Отдельный том посвящен текстурам и структурам руд. В нем приведены фотографии и даны описания главных типов текстур и структур руд различных типов месторождений. Описания приводятся по рудам металлов. Особенно интересны текстуры и структуры руд на полиметаллических месторождениях, однозначно свидетельствующие, что некоторые из них образовались в приповерхностных условиях (колломорфные руды) или в водной среде (полосчатые, первичноосистые руды). Интересны текстуры руд из золоторудных месторождений, свидетельствующие об условиях их формирования на небольших глубинах. Эти руды по своему внешнему облику очень близки рудам золото-серебряных месторождений окраинно-континентальных поясов Востока Азии. Атлас текстур и структур руд, безусловно, дополняет общую характеристику рудных месторождений Казахстана и позволяет на примере „тонких“ особенностей некоторых рудных образований непредвзято судить о их генезисе. Однако рецензент полагает, что для некоторых групп месторождений: осадочно-вулканогенных полиметаллических, приповерхностных золоторудных — набор структур и текстур руд мог бы быть более интересным и информативным. К сожалению, отсутствуют текстуры и структуры руд вольфрамовых месторождений, которыми достаточно богат Казахстан.

Содержащиеся в работе характеристики рудных формаций, несомненно, интересны для дальневосточных геологов, так как в них содержится большой фактический материал, позволяющий проводить аналогии между месторождениями двух удаленных друг от друга металлогенических провинций: Дальнего Востока и Казахстана. Но, прежде всего, важное значение рецензируемой работы для дальневосточных исследователей определяется тремя следующими обстоятельствами.

1. Как показало X Всесоюзное металлогеническое совещание (Алма-Ата, 1983 г.), посвященное проблеме металлогении Урало-Монгольского складчатого пояса, Казахстан и некоторые районы Дальнего Востока (входящие в состав этого пояса) имеют много общих черт в геологическом и металлогеническом развитии. Складчатые структуры Казахстана и Приамурья являются как бы крайними звеньями единого складчатого мегапояса, протягивающегося на тысячи километров в широтном направлении из районов Казахстана через Монголию и Забайкалье до Охотского моря. Другая важная черта сходства этих удаленных регионов — наличие срединных массивов в структурах Казахстана и Дальнего Востока, анализ строения которых позволяет увидеть некоторые общие черты их развития, а следовательно, и металлогенических особенностей.

2. Восточная Азия (и в частности Дальний Восток) с ее зонами перехода от континента к океану и знаменитыми триадами структур: глубоководные желоба — островные дуги (островодужные вулканические пояса) — внутренние моря — является обширным полигоном проявления молодых и современных геологических процессов, на основе изучения которых возникли новые представления о характере развития океанической и континентальной земной коры, их взаимоотношениях, этапах развития и сущности геосинклинальных процессов, формирующих континентальную кору. Известно, что далеко не всеми исследователями разделяются эти представления; вокруг них продолжается оживленная дискуссия. Однако многие факты и отдельные элементы новых теоретических представлений находят подтверждение при рассмотрении не только современных, но и более древних зон перехода от континента к океану. Последнее хорошо показано в первом томе монографии «Металлогения Казахстана». Это очень важное обстоятельство, позволяющее проводить тектонические аналогии (а на их основе металлогенические построения) и совершенствовать прогноз раз-

мещения эндогенных месторождений в пространстве и во времени с учетом сходства геологических структур.

3. Наконец, возможность использования дальневосточными геологами общих металлогенических и прогнозных построений, изложенных в завершающем цикле книги «Металлогения Казахстана» одиннадцатом томе — «Металлогенические комплексы и закономерности их проявления».

Рассмотрим более подробно отмеченные выше вопросы. Для дальневосточных геологов представляет значительный интерес первый том — «Металлогения Казахстана», где рассматривается тектоническое районирование региона и характеризуются типы структурно-формационных комплексов. Это связано с тем, что анализ тектонического развития Казахстана авторы проводят с позиций представлений о развитии коры континентального типа как сложном процессе эволюции палеозойских геосинклиналей, в котором выделяется три стадии: океаническая, переходная и континентальная. Каждая из этих стадий фиксируется определенными рядами геологических формаций, свойственных и определенным структурным элементам геосинклиналей. Такой подход к выделению разнотипных структур позволил авторам выделить палеозойские первичные и вторичные островные дуги, структуры типа окраинных морей, рифтовые зоны, наложенные структуры типа магматических швов и впадин, а также структуры типа магматических поясов и поднятий. В работе рассмотрены вопросы районирования палеозойд по глубинному строению коры, обсуждаются общие проблемы эволюции земной коры в связи с вопросами тектонического районирования. Даже одно перечисление тектонических структур показывает, насколько они близки к структурам дальневосточных регионов. Автор рецензии специально не занимается таким сравнительным анализом, так как каждый исследователь, интересующийся этим вопросом, вправе сам увидеть индивидуальные черты сходства и различий при анализе однотипных тектонических элементов. Важно другое: работа казахстанских геологов дает их дальневосточным коллегам большой фактический материал по палеозойским структурам и их формационному содержанию для его сопоставления с аналогичными структурами на Востоке страны. Особенно здесь интересны возможные аналогии по островным дугам и континентальным вулканическим поясам. При этом в данном случае не является принципиально важным, с каких идейных позиций подходит к анализу своей территории авторы первого тома (а они являются умеренными мобилистами, признающими тезис о том, что геосинклинальный процесс — процесс преобразования океанической коры в континентальную). Важно, прежде всего, то обстоятельство, что на основании «своего аппарата» тектонического анализа авторы первого тома приходят к установлению на территории Казахстана комплекса палеоструктур, аналогичных известным в зоне перехода Азиатского континента к Тихому океану, и на этой основе пытаются провести металлогенический анализ своей территории. В то же время нельзя не отметить, что при чтении первого тома невольно возникает мнение, что реальный фактический материал слишком четко «разложен по тектоническим полочкам», что геология и особенности эволюции тектонических структур Казахстана значительно сложнее, чем они представляются авторам тома, которые в своих построениях исходят из шести главных следствий, изложенных во введении к первому тому (с. 7—8). Так, например, при освещении вопросов тектонического районирования казахстанских палеозойд не получили должного освещения вопросы выделения областей проявления процессов тектономагматической активизации, с которыми связаны важные месторождения эндогенных руд. По-видимому, большее внимание следовало бы уделить ха-

рактеристике вулканических поясов разных типов как самостоятельных структур, являющихся очень четкими показателями (индикаторами) различных тектонических режимов.

В первом томе приводится районирование палеозойских структур Казахстана по глубинному строению земной коры, а также многочисленные схемы тектонического районирования по разным признакам; на общей схеме показаны зоны первичных и вторичных островных дуг, окраинных морей и остаточных океанических котловин, а также другие структуры. Эта схема, по мнению рецензента, интересна для дальневосточных геологов, так как отражает современные представления об особенностях тектонического строения Казахстана и характере размещения некоторых палеозойских структур, сходных с дальневосточными.

Завершающий, одиннадцатый, том серии «Металлогения Казахстана» посвящен характеристике металлогенических комплексов и закономерностям их проявления. В этом томе освещаются общие принципы металлогенического анализа и выделения рудных формаций, которых придерживаются авторы, а также вновь рассматриваются модели тектономагматического развития казахстанских палеозойд, причем в отличие от первого автора одиннадцатого тома уже отходит от жесткой мобилистской концепции развития континентальных структур и справедливо отмечают: «...модель эволюции земной коры казахстанских палеозойд, основывающаяся на гипотезе „тектоники плит“, в своем чистом виде несостоятельна уже потому, что для объяснения пространственных и хронологических закономерностей состава и строения геосинклинальных тектонических тел и их соотношений недостаточно одного механизма спрединга и поддвига океанической литосферы под континент.» (с. 47). Следует отметить, что между изданием первого и последнего томов «Металлогения Казахстана» прошло шесть лет и изменение точек зрения авторов вполне допустимо и оправданно.

Под металлогеническим комплексом (формацией) авторы понимают естественную (генетическую или парагенетическую) ассоциацию геологической и рудной формаций, при этом подчеркивается, что металлогенические комплексы могут группироваться в металлогенические ряды разных типов (точнее, очевидно, разных рангов. — А. Ц.). Характеристика металлогенических комплексов и их мегарядов выполнена по принципу наиболее устойчивых ассоциаций элементов рудных месторождений с учетом географического положения рудных объектов. Например, выделяется железо-марганцево-фосфорно-ванадиево-бариево-свинцово-цинковый мегаряд (металлогенических комплексов), а в его пределах атасуйская ассоциация каражалского железо-марганцево-бариево-свинцово-цинкового и жайремского бариево-свинцово-цинкового комплексов. Очевидно, более правильным было бы выделение металлогенических комплексов, прежде всего, с учетом особенностей их тектономагматической обстановки проявления и отражением этих особенностей в названии металлогенических комплексов и их рядов или, во всяком случае, в главных графах таблиц. О таком подходе пишут и сами авторы (с. 11—12), однако не придерживаются этого принципа в полной мере. В особом разделе тома рассматриваются закономерности проявления металлогенических комплексов, дается металлогеническое районирование Казахстана с подразделением металлогенических зон на три группы — ортогеосинклинальные, медиогеосинклинальные и парагеосинклинальные с докембрийским сиалическим доколом. Схемы, поясняющие текст, не очень наглядны. К парагеосинклинальным зонам на допалеозойской континентальной коре, например, относятся активизированные срединные массивы и прибалхашские вулканические пояса. Такое объединение столь разнотипных структур в одну группу (с. 163), пожалуй, неправомерно. Подобные структуры имеют развитие на

Дальнем Востоке, и рецензент полагает, что никто из дальневосточных геологов, даже учитывая некоторое сходство субстрата этих структур, не объединил бы их в одну группу.

Как подчеркивалось выше, целью настоящей рецензии является не детальный разбор главных положений монографии, а представление дальневосточному читателю большого труда казахстанских геологов, имеющего важное значение для сопоставления и проведения аналогий между западным и восточным секторами Урало-Монгольского складчатого пояса, между притихоокеанскими регионами нашей страны и Казахстаном, которые имеют, несмотря на значительную удаленность друг от друга и, казалось бы, разнотипность структур, ряд сходных особенностей тектонического и металлогенического развития.

Совершенно очевидно, что несмотря на неравноценность отдельных томов и их разделов, отсутствие в некоторых случаях должной взаимосвязи между ними, геологами Казахстана выполнен большой и ценный труд, который имеет не только региональное значение, но и представляет большой интерес для геологов всей страны, в том числе и Дальнего Востока. Большой

фактический материал и сделанные на его основе интересные и важные выводы, безусловно, должны привлечь внимание широкого круга специалистов в области региональной геологии и металлогении и рудных месторождений. Заслуга авторов многолетнего произведения по металлогении Казахстана несомненна, но в особенности следует подчеркнуть роль и вклад в создание этого труда членов редакционной коллегии в составе А. А. Абдулина, Ш. Г. Есенова, В. Г. Ли, Г. Ф. Ляпичева, Л. А. Мирошниченко, С. Е. Чакабаева и, конечно, ее главного редактора А. К. Каюпова.

Рецензируемая работа еще раз показывает, что действительно крупное геологическое исследование не знает региональных (территориальных) границ, оно имеет значение для геологов всей страны.

В заключение необходимо подчеркнуть, что одиннадцатитомный труд «Металлогения Казахстана» отражает крупные успехи геологов региона в познании истории его развития, выявлении закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых. В этом важном деле геологи Дальнего Востока желают своим казахстанским коллегам новых успехов.

*ДВГИ ДВНЦ АН СССР  
Владивосток*

*Поступила в редакцию  
28 августа 1984 г.*

## ХРОНИКА

## СОВЕЩАНИЕ «ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ»

Совещание «Термобарогеохимия эндогенных процессов» (14—15 сентября 1984 г., г. Благовещенск) было организовано Научным советом по рудообразованию АН СССР, Амурским отделением ВМО и Амурским комплексным научно-исследовательским институтом ДВНЦ АН СССР. Несмотря на небольшой промежуток времени после окончания работы 27-й сессии МГК, мобилизовавшей основные научные силы страны, представительность совещания была достаточно широкой. Присутствовало около 400 ученых из Москвы, Киева, Львова, Алма-Аты, Новосибирска, Улан-Удэ, Хабаровска, Якутска, Владивостока, Магадана и других городов.

Совещание открыл заместитель председателя ДВНЦ АН СССР академик Ю. А. Косыгин. Во вступительном слове он отметил, что термобарогеохимия является новым перспективным направлением в исследовании вещества, глубинного строения и эволюции Земли. К настоящему времени методы изучения включений и интерпретации полученных по ним данных получили в СССР интенсивное развитие и широкое применение в геологической практике. Это отражено в ряде фундаментальных работ последних лет и в первую очередь в монографии Н. П. Ермакова и Ю. А. Долгова «Термобарогеохимия», опубликованной в 1979 г. В то же время наука о включениях в минералах имеет еще недостаточно разработанную теоретическую базу, в частности, это относится к проблеме образования и эволюции включений в различных геологических процессах (метаморфизм, магматизм, осадочные и гидротермальные процессы). Разработка ее необходима для решения общих задач, касающихся эволюции литосферы на разных стадиях развития (догеосинклинальная, геосинклинальная, платформенная), а также вопросов глубинного состава и строения Земли. В последнем случае могут быть намечены пути корреляции данных по термобарогеохимии глубинных пород и геофизики. Первые обнадеживающие опыты в этом

направлении проведены в г. Хабаровске (ИТИГ ДВНЦ). Методы изучения включений могут послужить одной из исходных посылок для создания общей теории флюидных систем, описывающей поведение наиболее подвижных компонентов в различных геологических процессах.

Основное количество (60%) представленных докладов было посвящено термобарогеохимическим аспектам процессов рудообразования, связи рудогенеза с магматизмом. Изучались как  $T$ - $P$ -параметры формирования месторождений, так и состав и эволюция рудообразующих растворов. Около 25% докладов имели методический характер и касались в основном методик исследования состава включений. Речь шла преимущественно о «разрушающих» методах, связанных с извлечением газов и растворов из включений с последующим их анализом. К сожалению, мало внимания было уделено «неразрушающим» методам анализа флюида непосредственно внутри включения. В нескольких сообщениях обсуждались вопросы информативности различных типов включений. Остальные доклады (около 15%) были посвящены общим вопросам. В них рассматривались проблемы флюидного режима,  $T$ - $P$ -условий образования различных геологических объектов и некоторые вопросы корректности интерпретации термобарогеохимических данных. Научные заседания завершились просмотром фильма Ф. П. Мельникова «О флюидных включениях в минералах». Участники совещания были ознакомлены с лабораторной базой АмурКНИИ.

В принятом решении отражены основные успехи термобарогеохимии в СССР за последние годы, намечены пути ее дальнейшего развития. Опубликован сборник тезисов докладов (Термобарогеохимия эндогенных процессов. Тезисы докладов.— Благовещенск, 1984.— 190 с.).

Н. В. Бердников

Цена 1 р. 80 к.

---

*(Адрес подписчика)*

Индекс 70985

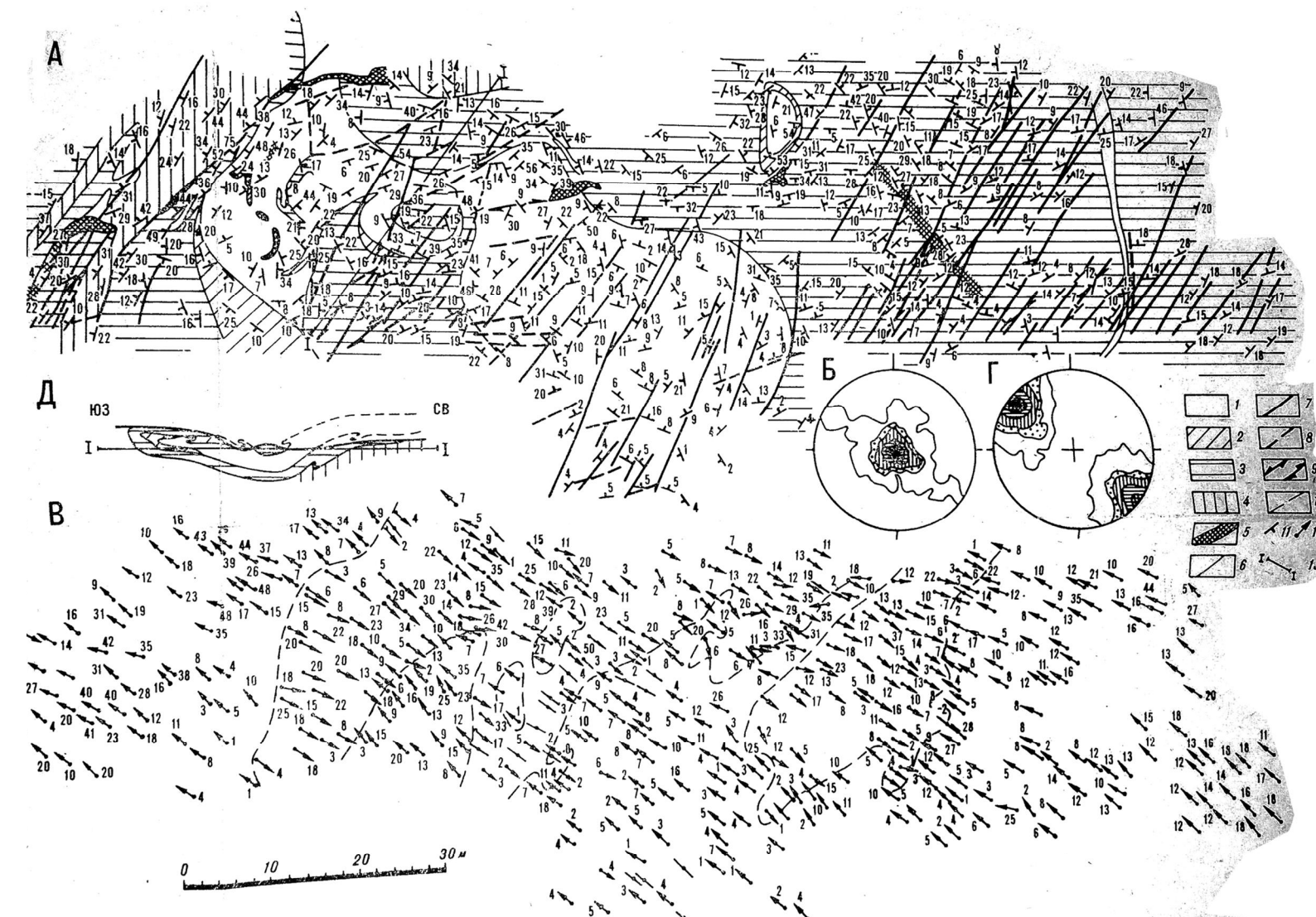


Рис. 4. Структурная схема, иллюстрирующая интерференцию складок  $F_4$  и  $F_7$  (присутствия часть р. Бом, амканская свита).  
 А — литологический состав, ориентировка сланцеватости  $S_2$ ; Б — стереограмма ориентировки сланцеватости  $S_2$  — 550 замеров, изолинии 0—1—4—10—20%; В — ориентировка линейности  $L_2$  — 535 замеров, изолинии 0—1—3—10—20—25%; Г — геологический профиль.

1 — конгломераты; 2 — алевролиты с «плавающей» гальной песчаников; 3 — массивные песчанники; 4 — градационно-слоистые песчанники и алевро-пелитовые породы; 5 — кварцевые чашки; 6 — литологические границы; 7 — глины; 8 — прочие трещины; 9 — сдвиги; 10 — контуры участков с однородными направлениями погружений линейности  $L_2$ ; 11 — сланцеватость  $S_2$ ; 12 — линейность  $L_2$ ; 13 — положение геологического профиля на рис. А.

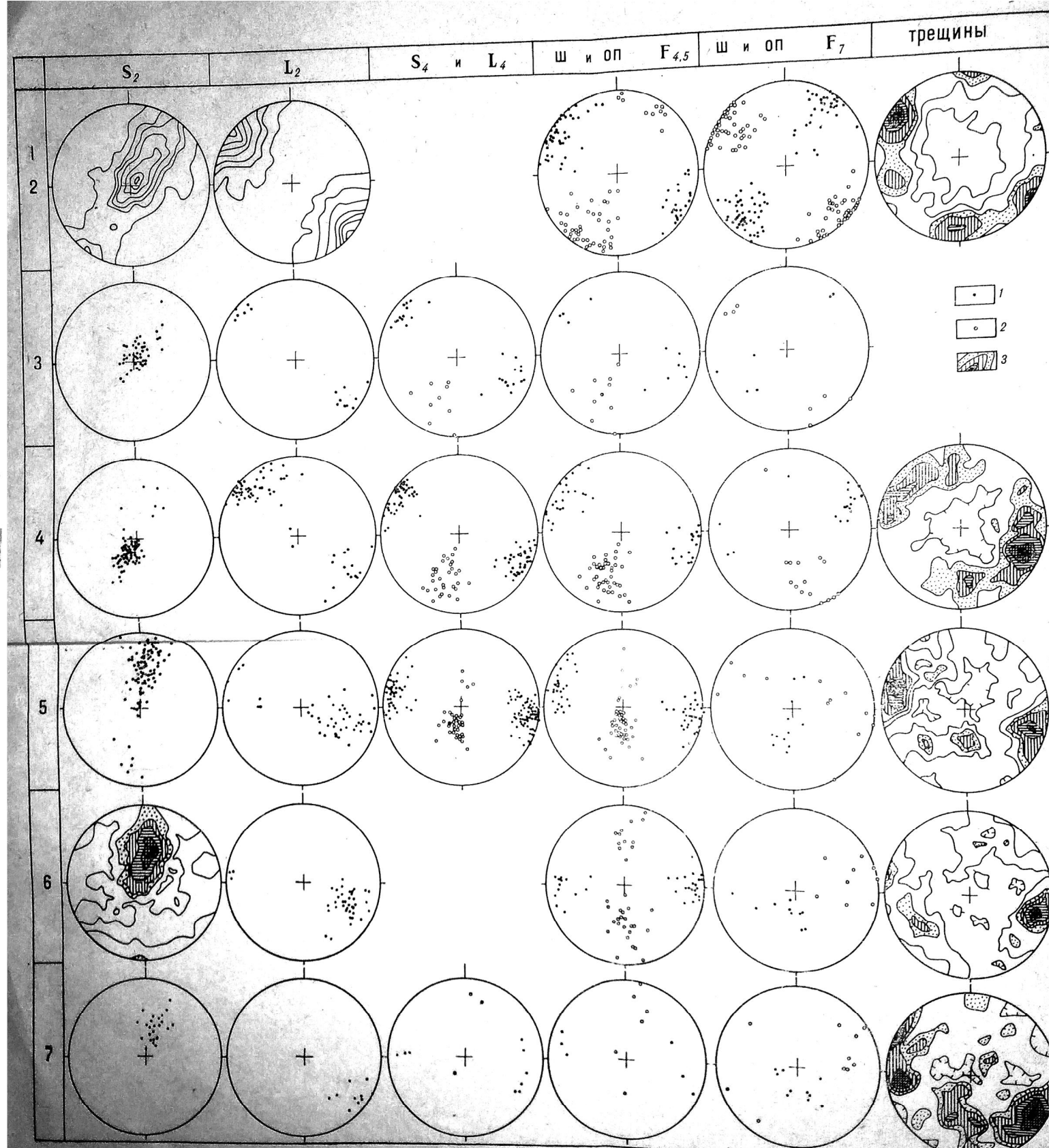


Рис. 5. Ориентировка разновозрастных структурных форм. Цифры в левой колонке соответствуют номерам участка рис. 1.  
 1 — полюса сланцеватости  $S_2$ , линейности  $L_2$  и  $L_4$ , шарниры складок  $F_4$ ,  $F_5$  и  $F_7$ ; 2 — полюса впадины  $S_2$  и осевых поверхностей складок  $F_4$ ,  $F_5$  и  $F_7$ ; 3 — изолинии концентрации линейности  $L_2$ , полюса сланцеватости  $S_2$  и трещины. Стереограммы: сланцеватости  $S_2$  участков 1, 2 — 607 замеров, изолинии 0—1—2—5—10—20—30% (участок 6, см. рис. 1), линейности 1120 замеров, изолинии 0—1—5—15—25—40—50%, трещины участков: 1, 2 — 238 замеров, изолинии 0—1—2—3—5—6—7%; 4 — 257 замеров, изолинии 0—1—2—3—6—9—5—3—3, 5—4%; 7 — 167 замеров, изолинии 0—1—1, 5—3—5—7%.



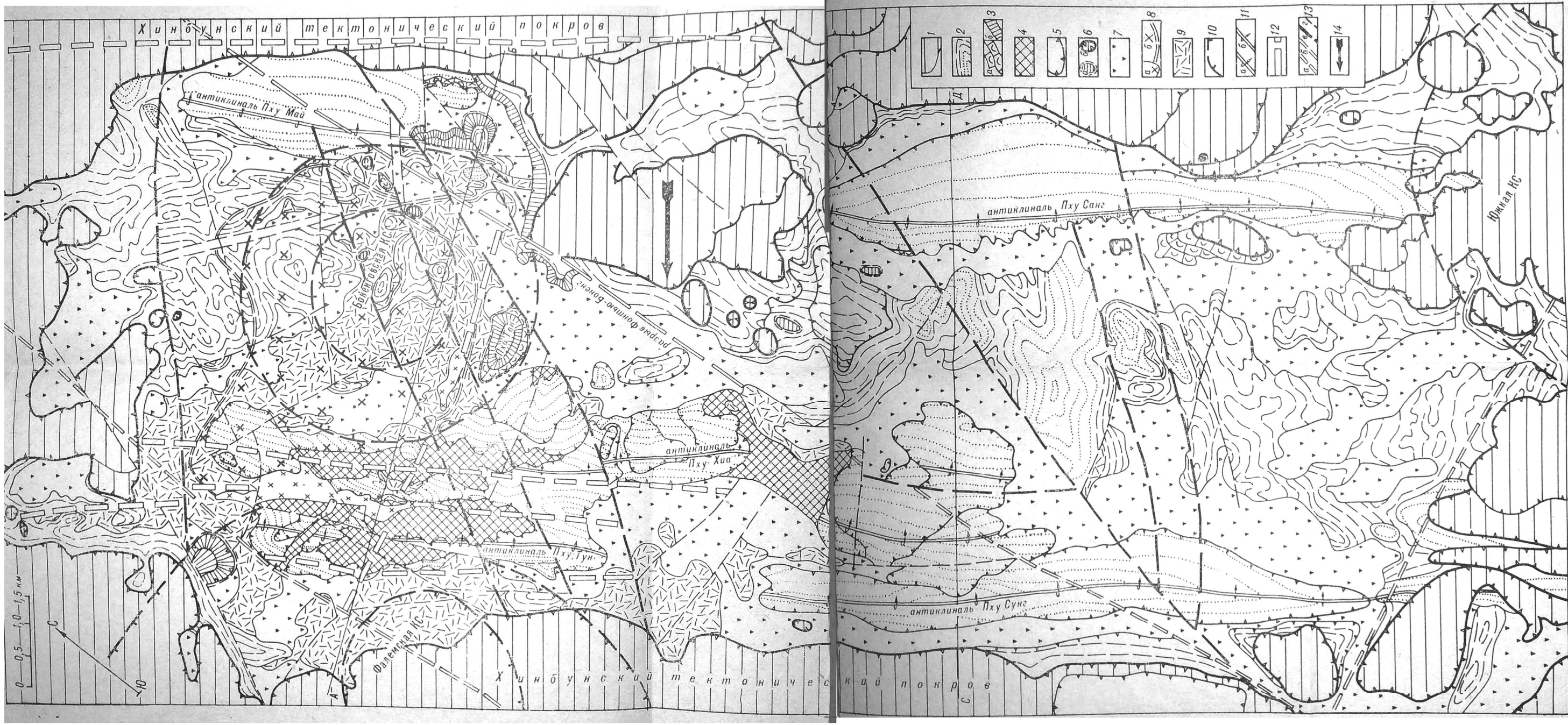


Рис. 4. Тектоническая схема оловрудного района.

1 — аллохтон и его нижняя граница «урало-пермские» известняки Ляоско-Вьстнамской складчатой зоны; 2 — паравогхтон, осадочные формации платформенного чехла Индочинийского массива; 3 — известняки среднего и верхнего девона (а) и нижнего карбона (б); 4 — авгохтон — герцины Индочинийского массива; 5 — границы отдельных покровных линз и чешуй; 6 — клинья известняков паравогхтона (а), аллохтона (б); 7 — брекчии-милонитовые образования; 8 — гипабиссальные интрузии гранит-гранодиоритовой формации, обнаженные (а) и предполагаемые на глубине (б); 9 — субвулканические интрузии андезит-трахриодитовой формации; 10 — кольцевые структуры (НС); 11 — оси опрокинутых (а) и асимметричных (б) антиклинальных складок сырья и направление падения осевых плоскостей; 12 — диагональные разрывы авгохтона; 13 — ортогональные разрывы сводные установленные (а) и предполагаемые (б), опечатание (в) и прочие (г); 14 — направление относительного дви-