

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОТЕКТОНИКА

1

НАУКА·1991

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В ЯНВАРЕ 1965 ГОДА

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

МОСКВА · «НАУКА»

№ 1, 1991

Редакционная коллегия

Главный редактор **Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ**

Зам. главного редактора **А. А. МОССАКОВСКИЙ**

Ответственный секретарь **В. С. БУРТМАН**

**М. Е. АРТЕМЬЕВ, Ч. Б. БОРУКАЕВ, А. Л. КНИППЕР, В. И. КОВАЛЕНКО,
Н. В. КОРОНОВСКИЙ, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ; В. Д. НАЛИВКИН, А. С. ПЕРФИЛЬЕВ,
А. В. ЧЕКУНОВ, В. Н. ШОЛПО, А. Л. ЯНШИН**

Журнал «Геотектоника» публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магнетизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информации о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов.

Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями «Союзпечати» (№ 70228 в каталоге). Цена годовой подписки — 12 руб. 60 коп.

Зав. редакцией *М. Н. Шуплецова*

Научные редакторы *Н. Б. Заборовская, С. Г. Самыгин*

Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт АН СССР

Телефон 230-81-77

telex: 411848 GIN SU

телетайп: 114092 ТЕТИС

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В ЯНВАРЕ 1965 ГОДА

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

МОСКВА «НАУКА»

№ 1, 1991

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Милановский Е. Е. Рифтогенез и его роль в тектоническом строении Земли и ее мезокайнозойской геодинамике	3
Копп М. Л. Структурные рисунки, связанные с продольными перемещениями внутри складчатых поясов (на примере Средиземноморско-Гималайского пояса)	21
Чекунов А. В., Калюжная Л. Т., Пашкевич И. К., Рябчун Л. И. Глубинное строение, модель развития и нефтегазоносность Днепровско-Донецкого палеорифта	37
Баженов М. Л., Буртман В. С., Цыганова И. В. К реконструкции мезозойского Тетиса на Кавказе	48
Кропоткин П. Н. Шарьяжь Мармарошской зоны Восточных Карпат	59
Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Самойлов В. С. Тектоническое положение позднекайнозойского вулканизма Центральной Азии	69
Натальин Б. А., Борукаев Ч. Б. Мезозойские сутуры на юге Дальнего Востока СССР	84
Рихтер А. В. О строении метаморфических комплексов Ганальского хребта (Камчатка)	98
Пилипенко А. И., Сивуха Н. М. Геологическое строение и геодинамика Западно-Австралийской котловины	109

Хроника

Юрий Александрович Косыгин (к 80-летию со дня рождения)	124
Андрей Львович Книппер (к 60-летию со дня рождения)	126

CONTENTS

Milanovsky Ye. Ye. Riftogenesis and its role in the tectonic structure of the Earth and its Mesozoic — Cenozoic geodynamics	3
Kopp M. L. Structural patterns associated with longitudinal shifts within fold belts illustrated by the Mediterranean-Himalayan belt	21
Chekunov A. V., Kalyuzhnaya L. T., Pashkevich I. K., Ryabchun L. I. Deep structure, evolution model and oil-gas potential of the Dnepr-Donets paleorift	37
Bazhenov M. L., Burtman V. S., Tsyganova I. V. On the reconstruction of the Mesozoic Tethys in the Caucasus	48
Kropotkin P. N. Nappes of the Marmarosh zone in the East Carpathians	59
Yarmolyuk V. V., Kovalenko V. I., Samoylov V. S. Tectonic setting of the late Cenozoic volcanism in Central Asia	69
Natalyin B. A., Borukaev Ch. B. Mesozoic sutures in the southern part of the USSR Far East	84
Rikhter A. V. The structure of metamorphic complexes in the Ganal range (Kamchatka)	98
Pilipenko A. I., Sivukha N. M. Geological structure and geodynamics of the West Australian depression	109
Chronicle	
Yuriy Aleksandrovich Kosygin (on his 80-th birthday)	124
Andrey Lvovich Knipper (on his 60-th birthday)	126

УДК 551. 243

© 1991 г.

МИЛАНОВСКИЙ Е. Е.**РИФТОГЕНЕЗ И ЕГО РОЛЬ В ТЕКТОНИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ
ЗЕМЛИ И ЕЕ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОЙ ГЕОДИНАМИКЕ**

Излагаются представления о важнейших чертах общего тектонического плана литосферы Земли в позднем мезозое и кайнозое и роли рифтовых структур в этом плане, о глобальной кинематике тектонических движений и возможных глубинных процессах, их определяющих.

I

В этом сообщении кратко излагаются представления о некоторых важнейших чертах общего тектонического плана литосферы Земли в позднем мезозое и кайнозое и роли рифтовых структур в этом плане, о глобальной кинематике тектонических движений и возможных глубинных процессах, их определяющих. Часть развиваемых ниже представлений разрабатывалась автором совместно с А. М. Никишиным и изложена в недавно опубликованной статье [8].

Исключительно важную роль в новейшей глобальной архитектуре литосферы, как известно, играет мировая система внутриокеанических рифтовых хребтов, а также межконтинентальных и внутриконтинентальных рифтовых зон, представляющих их слепые окончания или боковые ответвления. Как видно из рис. 1 и 2, главными элементами этой системы являются субширотные рифтовые пояса Южного океана, почти непрерывным кольцом окружающие Антарктический континент, и четыре субмеридиональных рифтовых пояса, которые отходят от этого кольца в северном направлении. Три из этих поясов: Срединно-Атлантический, Западно-Индоеокеанский и Восточно-Тихоокеанский — хорошо известны, четвертый, Западно-Тихоокеанский, как единый тектонический элемент впервые выделен нами в уже упомянутой работе. Примечательно, что все четыре главных субмеридиональных рифтовых пояса отстоят один от другого по долготе приблизительно на 90° и что все они близ экватора испытывают резкое смещение к западу примерно на 30° , после чего продолжают следовать к северу и постепенно вырождаются и затухают на разных широтах Северного полушария: ранее других Западно-Индоеокеанский пояс, затем Западно- и Восточно-Тихоокеанские и, наконец, вблизи северного полюса Земли — самый протяженный Срединно-Атлантический пояс. Эти поразительные геометрические закономерности в глобальном плане современной мировой рифтовой системы не могут быть случайными. Поэтому трудно допустить, что и в прошлом, например в палеогене или позднем мелу, главные рифтовые пояса могли располагаться на поверхности Земли хаотически. В отношении Срединно-Атлантического, Западно-Индоеокеанского и, по-видимому, Западно-Тихоокеанского рифтовых поясов можно утверждать, что их взаиморасположение на лике Земли принципиально не изменилось, по крайней мере, с позднемеловой эпохи. Поэтому можно предполагать, что и четвертый рифтовый пояс — Восточно-Тихоокеанский — на протяжении этого времени сохранял более или менее стабильное положение по отношению к другим главным рифтовым поясам океанов, а не «блуждал» в тихоокеанском пространстве подобно ряду других зон спрединга, как это рисуется в геодинамических моделях, построенных в соответствии с концепцией тектоники плит.

Новейшие данные сейсмоотографии показывают, что главные рифтовые

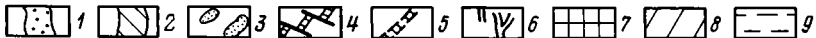
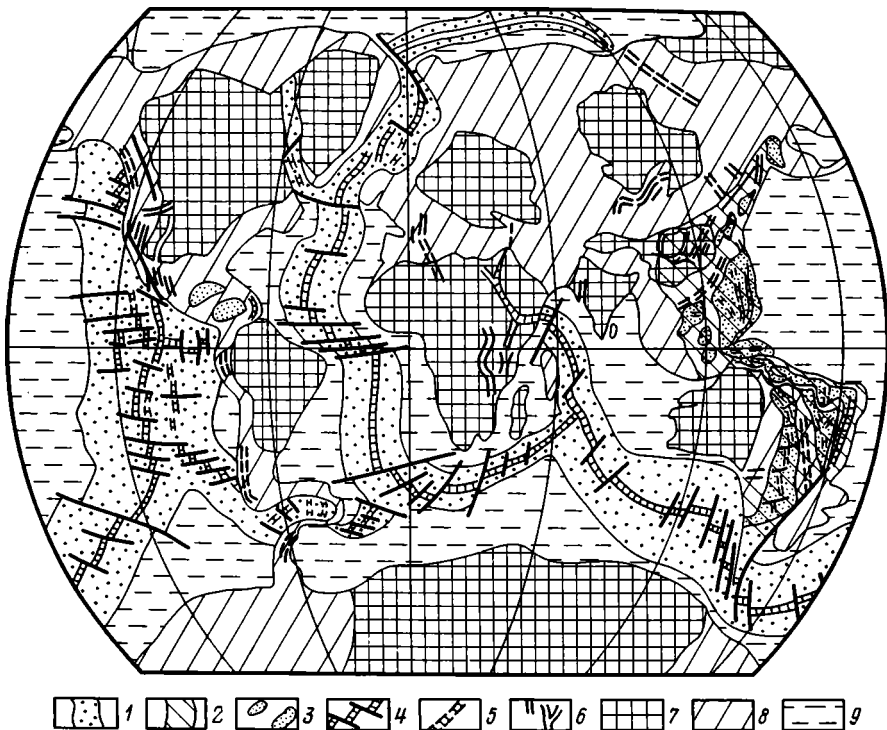


Рис. 1. Мировая система рифтовых поясов Земли (по Е. Е. Милановскому и А. М. Никишину) 1, 2 — рифтовые пояса: 1 — кайнозойские внутриокеанические, 2 — Западно-Тихоокеанский континентально-океанический, развивавшийся с позднего мела до современности; 3 — впадины окраинных морей с позднемезозойской или кайнозойской корой океанического и субокеанического типа или с деформированной континентальной корой в пределах Западно-Тихоокеанского рифтового пояса и некоторых других регионов; 4 — активные оси спрединга во внутриокеанических и межконтинентальных рифтовых зонах; 5 — то же, отмершие; 6 — кайнозойские континентальные рифты; 7 — древние платформы; 8 — подвижные пояса и метаплатформенные области без расчленения; 9 — океанические области с базальтовым ложем мезозойского (местами раннепалеогенового) возраста, местами с реликтами континентальной коры

пояса Земли имеют очень глубокое заложение [1, 24]. Как видно из рис. 3, на глубинах около 150 км большинству главных звеньев мировой системы внутриокеанических рифтовых поясов соответствуют зоны пониженных скоростей сейсмических волн и, очевидно, относительного разогрева и разуплотнения мантийного материала, причем эти аномалии в упругих, термических и плотностных свойствах вещества в основном сохраняются в пределах почти всей верхней мантии до глубины 350—500 км; ниже, в основном на глубинах 500—700 км происходят существенные изменения глобального плана сейсмических, термических и плотностных аномалий вещества мантии. Можно предполагать, что в мезозое в Южном полушарии Земли начался процесс раздробления и общего расширения литосферы, приведший в итоге к распаду суперконтинента Гондвана на ряд отодвигавшихся один от другого блоков, между которыми возникли зоны рифтинга, а затем и спрединга, превратившиеся в итоге в широкие области с корой океанического типа. При этом, по крайней мере в самой южной части Земли, близ Антарктиды, процесс раздвижения литосферных блоков не компенсировался явлениями их сближения (коллизии), и потому он может быть объяснен лишь с позиций допущения некоторого общего расширения либо всей Земли, либо только ее Южного полушария в мезозое и кайнозое и признания постепенного смещения в ходе спрединга осей субширотных рифтовых хребтов, окружающих Антарктиду, к северу.

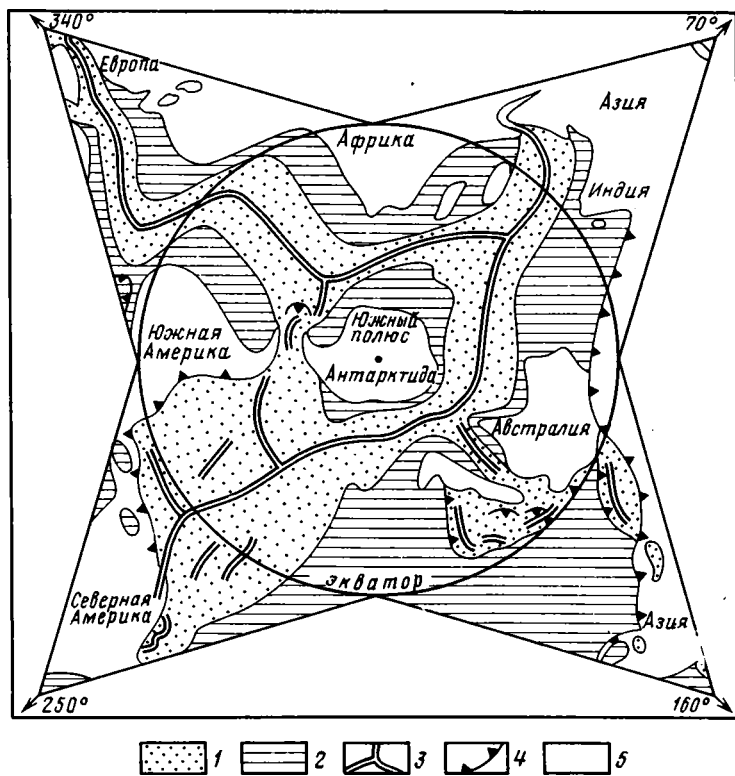


Рис. 2. Схема строения мировой рифтовой системы в проекции, центром которой является южный полюс Земли (по Е. Е. Милановскому и А. М. Никишину)
 1 — рифтовые пояса океанов с базальтовым ложем кайнозойского возраста; 2 — области океанов с базальтовым ложем мезозойского возраста; 3 — активные и отчасти отмершие кайнозойские оси спрединга; 4 — некоторые зоны конвергенции (глубоководные желоба и сейсмофокальные зоны); 5 — области с континентальной корой

Аналогичные относительные смещения, постепенно убывающие к северу, должны были испытывать и оси отходящих от Циркумантарктического рифтового пояса к северу субмеридиональных рифтовых поясов (хотя угловые расстояния между ними, вероятно, существенно не изменялись). Так, например, в ходе спрединга должны были отодвигаться одна от другой оси южной части Срединно-Атлантического, Западно-Индоокеанского и южной части Западно-Тихоокеанского рифтовых поясов, разделенных соответственно древними континентальными глыбами Африки и Австралии.

В дальнейшем процессы рифтообразования и спрединга постепенно распространялись на Северное полушарие, однако здесь они пока не достигли такого масштаба, как в южном. Тем не менее мы наблюдаем в Северном полушарии не только явные признаки разрастания по простиранию (проградации) главных субмеридиональных рифтовых поясов в северном направлении (например, в зонах Аденского залива и Красного моря в Индоокеанском поясе и в Северной Атлантике и Арктическом океане в Атлантическом поясе), но и появление в кайнозое новых внутриконтинентальных рифтовых систем в Северной Америке, Европе и Азии (Кордильерская, Рейнская, Байкальская, Момская, Северо-Китайская), часть которых пока еще непосредственно не связана с мировой рифтовой системой.

Хотя главные рифтовые пояса океанов и образуют единую геометрически закономерную глобальную систему, они существенно различаются по структуре и кинематике движений в них. Эти различия в значительной мере обуслов-

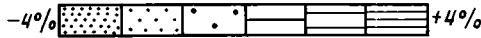
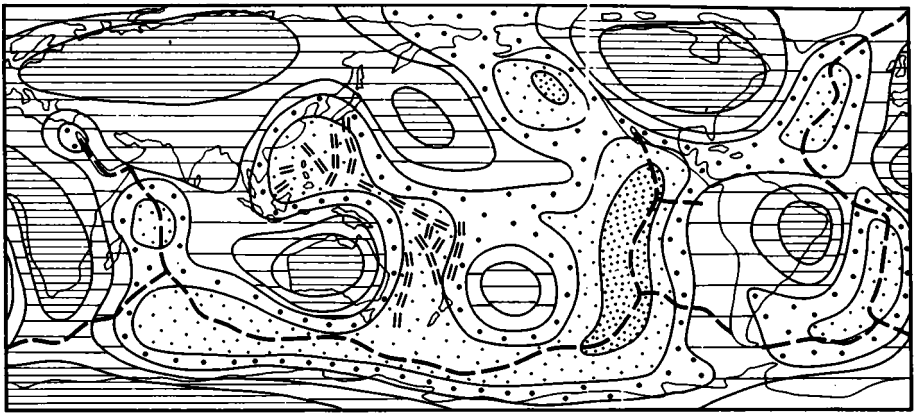


Рис. 3. Вариации скоростей распространения сейсмических волн и плотностей в верхней мантии на глубине около 150 км по данным сейсмографии (по Дж. Вудхаузу и А. Дзевонскому [24]) Внизу — шкала аномалий скоростей поперечных волн на глубине 150 км в процентах. Прерывистыми жирными линиями на карте показаны оси внутриокеанических рифтовых поясов, двойными линиями — оси спрединга (активные и отмершие) в Западно-Тихоокеанском рифтовом поясе

лены различиями в тектоническом характере тех областей, на которые наложались деформации растяжения. Среди областей, которые подверглись в мезозое и кайнозое рифтогенезу и спредингу, в грубой схеме можно различать древние континентальные области (прежде всего это суперконтинент Гондвана и в меньшей мере Лавразия), океанические области (древнее, домезозойское (?), ложе Тихого океана) и подвижные (геосинклинальные) пояса, характеризующиеся сложным сочетанием зон с корой континентального, океанического и переходных между ними типов (к ним принадлежит западная часть Циркумтихоокеанского подвижного пояса, простирающаяся вдоль восточных окраин Азии и Австралии).

В областях, где мезо-кайнозойский рифтогенез, а позднее спрединг привели к раздроблению, а затем и полному разобщению древних континентальных блоков, эти процессы имели сосредоточенный, концентрированный характер и в итоге в каждой из них возникла относительно устойчивая в пространстве единая зона спрединга, постепенно расширявшаяся и разраставшаяся (прогрессирующая) по простираению к северу. К этому «концентрированному» типу относятся рифтовые пояса Атлантического, западной части Индийского и, в меньшем масштабе, Арктического океана.

В восточной части Тихого океана, где рифтогенезу в позднем мезозое и кайнозое подверглась не континентальная, а океаническая, вероятно, домезозойская, литосфера (поскольку почти всеми исследователями принимается древность ложа Тихого океана), спрединг носил менее концентрированный, более рассеянный характер (рис. 4). Это выражалось в гораздо большей ширине зоны, охваченной растяжением на протяжении одной более или менее длительной эпохи, в одновременном или почти одновременном существовании в ее пределах нескольких более или менее параллельных осей спрединга и их периодическом «перескакивании» (jumping) с одного места на другое. Подобный рассеянный и блуждающий характер спрединга, очевидно, причинно связан с наличием маломощной океанической коры и литосферы и высоким положением кровли горячей астеносферы в широкой зоне океана.

Наконец, в Западно-Тихоокеанском рифтовом поясе, где процессы горизонтального растяжения и новообразования океанической коры наложился в позднем мелу и кайнозое на западную часть Циркумтихоокеанского подвижного

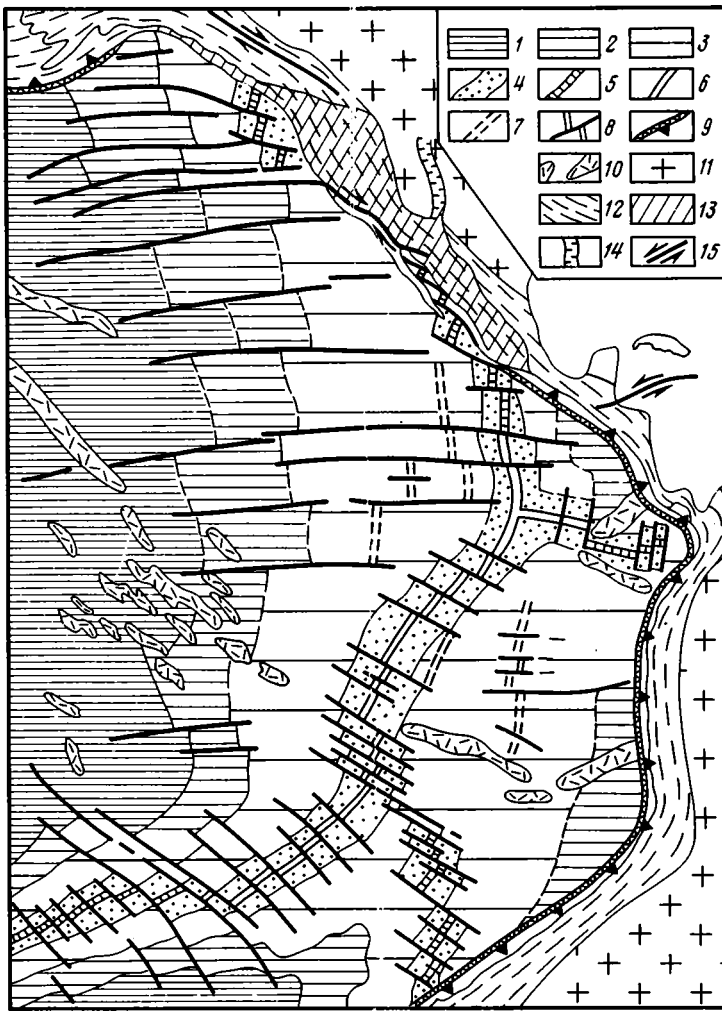


Рис. 4. Схема строения Восточно-Тихоокеанского рифтового пояса (по Тектонической карте мира под ред. В. Е. Хаина, 1984, Плитотектонической карте Тихоокеанского бассейна [21] и др.)
 1—10 — область Тихого океана: 1 — участки ложа Тихого океана со вторым слоем океанской коры мелового возраста (древнее 65 млн. лет); 2, 3 — фланги Восточно-Тихоокеанского рифтового пояса, со вторым слоем океанской коры: 2 — палеоцен-эоценового возраста (65—25 млн. лет), 3 — олигоцен-миоценового возраста (25—5 млн. лет); 4 — внутренние части спрединговых хребтов со вторым слоем океанской коры плиоцен-четвертичного возраста (5—0 млн. лет); 5—7 — осевые зоны: 5 — активных внутриокеанических спрединговых хребтов с рифтовой долиной, 6 — без нее; 7 — отмерших внутриокеанических рифтовых хребтов; 8 — крупные трансформные разломы в океанской коре; 9 — глубоководные желоба с приуроченными к ним верхними частями падающих под континенты сейсмофокальных зон; 10 — асейсмичные вулканические хребты кайнозойского возраста на дне океанов; 11—15 — континенты: 11 — древние платформы Северной и Южной Америки, 12 — эпигеосинклинальные складчатые области и современные геосинклинальные области восточной части Циркумтихоокеанского подвижного пояса (Кордильерская и Андская), 13 — Кордильерская область олигоцен-четвертичного континентального эпиорогенного рифтогенеза, наложенная на одноименную мезозойскую складчатую область, 14 — позднекайнозойская континентальная рифтовая зона Рио-Гранде, наложенная на западную окраину Северо-Американской платформы, 15 — крупнейшие позднекайнозойские сдвиговые зоны

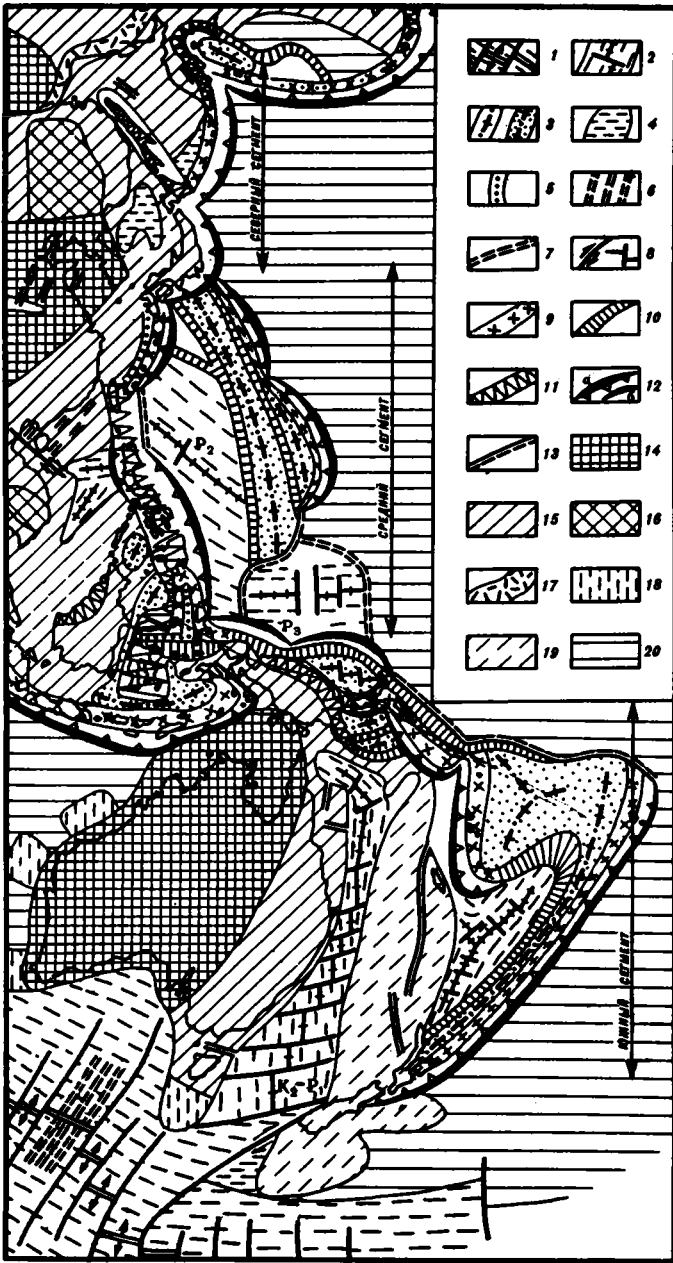


Рис. 5. Схема тектонического районирования Западно-Тихоокеанского рифтового пояса и смежных областей (по Е. Е. Милановскому и А. М. Никишину)

пояса, на значительной части своей площади еще не завершившую геосинклинальное развитие, кора которой характеризовалась широкой гаммой переходов от океанического типа до континентального, мы наблюдаем сложное, мозаичное сочетание участков с проявлениями рассеянного и концентрированного спрединга (преимущественно в южной и средних частях этого рифтового пояса) или рифтинга (преобладающего в северной, менее «зрелой» части пояса), а также наличие в пределах этого пояса зон сжатия, не свойственных большинству других рифтовых поясов (рис. 5). Следует подчеркнуть, однако, что общий масштаб проявлений сжатия в подобных зонах в кайнозойе значительно уступал общему масштабу расширения в соответствующих сегментах этого рифтового пояса за то же время.

Помимо Западно-Тихоокеанского рифтового пояса в пределах Тихоокеанского геосинклинального кольца в позднем мезозое и кайнозойе существовали две других меньших размеров рифтовых области аналогичного типа — Карибская и Южно-Антильская, в которых масштаб проявлений горизонтального растяжения и новообразования коры океанического типа также существенно превосходил масштаб проявлений сжатия.

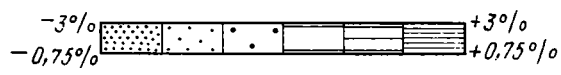
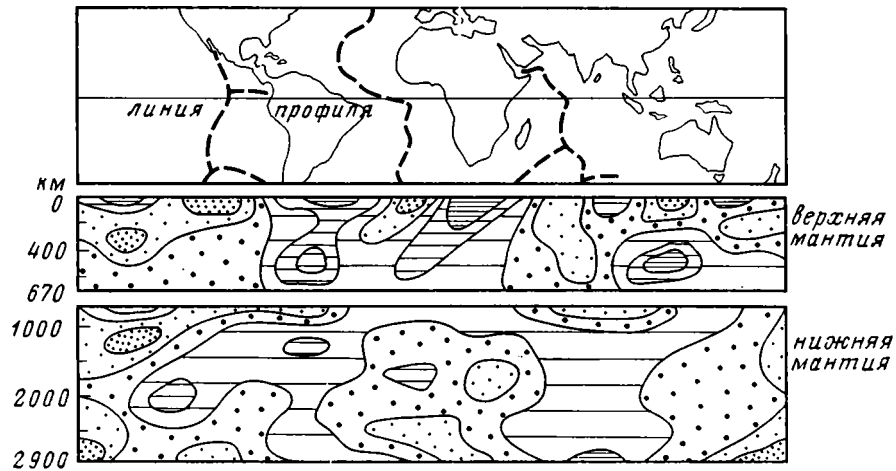
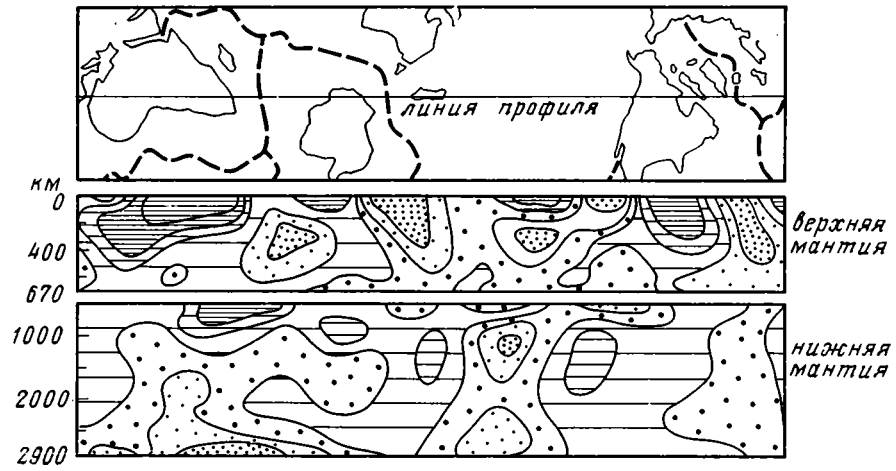
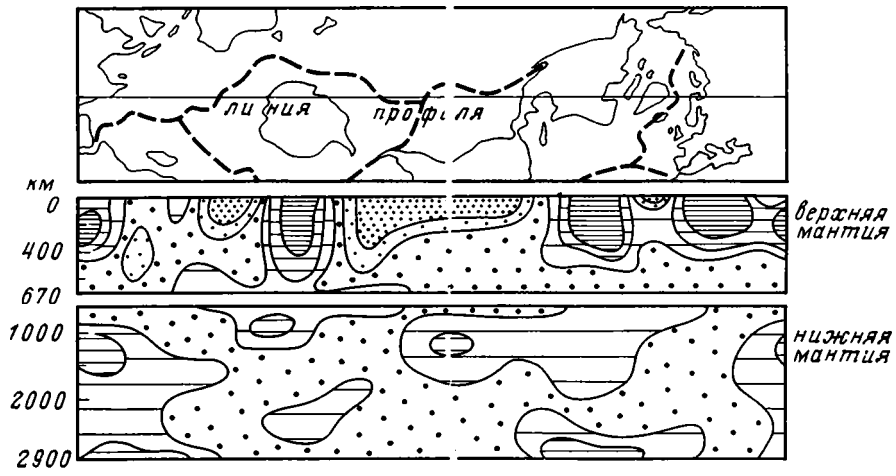
II

Накопившиеся за последние годы геолого-геофизические данные свидетельствуют в пользу крупномасштабных относительных перемещений обширных блоков литосферы, с которыми связаны деформации в верхних горизонтах земной коры. Вместе с тем они позволяют поставить под сомнение некоторые догматические положения гипотезы тектоники литосферных плит, которая, возникнув 20 лет назад, продолжает оставаться ведущей тектонической концепцией, по крайней мере среди американских и западноевропейских ученых¹. К числу фундаментальных положений «классической» модели тектоники плит, вызывающих серьезные сомнения, о которых следует упомянуть в связи с темой данного сообщения, в частности, относятся следующие.

1. Представление о скольжении относительно маломощных (несколько десятков километров под океанами, около 100 км под континентами) литосферных плит по астеносферному слою, имеющему непрерывное глобальное распространение. Данные сейсмических (в том числе сейсмотомографических), геотермических и других исследований показали, что под значительной частью площади континентов, в частности, под древними платформами и, в особенности, под их щитами, типичная астеносфера на предполагавшихся в модели тектоники плит глубинах отсутствует, а литосфера распространяется до глубин

¹ По мнению В. Е. Хаина [18], первоначальные строгие постулаты этой концепции приобретают все большую гибкость, значительно усложняются, и она постепенно включает в себя элементы других, более ранних гипотез, в частности пульсационной, контракционной и ротационной.

← 1 — внутриокеанические рифтовые пояса с активными осевыми зонами; 2 — отмершие зоны автономного спрединга с океанической корой и их возраст; 3 — зоны задугового и междугового спрединга с океанической корой; 4 — зона задугового рассеянного спрединга с корой субокеанического типа; 5 — зоны задугового рифтинга с сильно утоненной континентальной корой; 6 — кайнозойские континентальные рифтовые зоны; 7 — щелевые грабены на коре океанического типа; 8 — трансформные разломы и сдвиги; 9, 10 — островные магматические дуги; 9 — активные, 10 — отмершие; 11 — кайнозойские складчатые зоны; 12 — активно развивающиеся глубоководные желоба, сопряженные с сейсмофокальными зонами, и направление падения последних; 13 — желоба, утратившие свою активность; 14 — древние платформы; 15 — палеозойские и мезозойские складчатые области и зоны в пределах подвижных поясов; 16 — крупнейшие срединные массивы в них; 17 — некоторые мезозойские вулканические пояса; 18, 19 — микроконтиненты — обломки; 18 — древних платформ, 19 — фанерозойских складчатых зон; 20 — ложе океанов и отшнурованных от них окраинных морей с корой океанического типа, возникшее или обновленное в мезозое



более 200—300, а может быть, и до 500—700 км. Согласно данным сейсмографии [15, 24], ниже, на глубинах от 400 до 700 км, под разными континентами относительно повышенные (для данных глубин) скорости сейсмических волн, характерные для блоков континентальной литосферы, довольно резко сменяются относительно пониженными, что может быть связано с относительно повышенными температурами и пластичностью вещества и его относительно пониженной плотностью под этими областями (рис. 6).

Следовательно, если континенты и участвовали в относительных горизонтальных перемещениях, то, вероятно, лишь в виде очень мощных (до нескольких сотен километров) блоков. Об этом же свидетельствует весь огромный опыт изучения геологии континентов и, в частности, древних щитов как обширных (до одной или нескольких тысяч километров в поперечнике) областей устойчивого воздымания на протяжении 1,5—2 млрд. лет. Если бы континенты, включая щиты древних платформ, скользили в виде тонких (порядка 100 км) литосферных плит по астеносферному слою (как это предполагается в «классической» модели глобальной тектоники), то причину, вызывающую устойчивое воздымание щита в течение исключительно длительного времени, пришлось бы искать в пределах этой несоизмеримо тонкой по сравнению с поперечником щита «плиты», что кажется невероятным. Гораздо естественнее допустить, что «мотор», вызывающий длительное воздымание щита, лежит на глубинах не менее нескольких сотен километров.

Новейшие данные сейсмотомографии, полученные для Северо-Американского континента [17], показывают что Северо-Американская платформа, и в особенности Канадский щит, характеризуется в целом аномально повышенными скоростями распространения продольных волн (и, по-видимому, соответственно повышенной плотностью и пониженным тепловым потоком) вплоть до глубин около 300—400 км, и под некоторыми участками Канадского щита даже до 500—600 км. Как уже говорилось, столь же глубокие «корни», но, напротив, «горячие», с относительно пониженными скоростями упругих волн и плотностью вещества имеют главные рифтовые пояса Земли в пределах океанов.

2. Представление о постоянном равенстве (в глобальном масштабе) суммарной величины приращения площади земной коры в зонах растяжения (в основном в результате новообразования коры океанского типа в зонах спрединга) и ее уменьшения в зонах конвергенции (в основном, а в первоначальной формулировке плитотектонической концепции — почти целиком в результате поглощения древней коры в зонах субдукции). Подобное равенство теоретически возможно лишь при неизменности общей площади поверхности Земли, поэтому одним из отправных положений концепции тектоники плит является постулат о неизменности размеров Земли на протяжении геологической истории [3]. Однако это исходное допущение отнюдь нельзя считать доказанным, и, напротив, накапливается все больше данных, позволяющих допускать некоторые изменения размеров Земли (среднего радиуса, поверхности и объема), а возможно, и формы (геоида) в ходе ее развития, носивших либо однонаправленный (гипотезы расширения и сжатия Земли), либо более сложный, изменчивый во времени характер (гипотезы периодических пульсаций Земли, в том числе происходивших на фоне ее некоторого общего расширения или сжатия). В частности, периодические пульсационные изменения объема Земли и соответственно цикличность в общепланетарных проявлениях ее эндогенной

Рис. 6. Сейсмотомографические разрезы верхней и нижней мантии Земли (по Дж. Вудхаузу и А. Дзевонскому [24])

Над каждым разрезом даны карты, на которых показаны направления разрезов мантии. Прерывистые линии — оси внутриокеанических рифтовых поясов. Под разрезами — шкала аномалий скоростей распространения поперечных (вверху) и продольных (внизу) сейсмических волн в процентах на соответствующих глубинах верхней мантии. В нижней мантии по сравнению с верхней мантией величины аномалий уменьшаются

активности предполагает один из ведущих сторонников плитотектонической концепции в СССР В. Е. Хаин [18]. Очевидно, однако, что допущение изменений поверхности Земли во времени неизбежно нарушает глобальное равенство эффектов одновременно происходящих экспансионных и коллизионных процессов, лежащее в основе изящной геометрической картины перемещений литосферных плит на сфере. Эмпирически установленная неравномерность во времени в проявлениях как растяжения (спрединга, рифтинга), так и сокращения коры (разных форм проявления коллизии ее блоков) само по себе не получило естественного объяснения в рамках концепции тектоники плит, но могло бы хотя бы не войти с ней в противоречие лишь в том случае, если бы фазы усиления коллизионных и экспансионных процессов на Земле совпадали бы во времени. В действительности, однако, анализ фактических данных показывает, что фазы усиления коллизионных процессов («фазы складчатости») и фазы активизации спрединга и рифтинга в глобальном масштабе не совпадают, а чередуются между собой [6, 7, 22], что является одним из важных аргументов в пользу пульсационной концепции. Этот вопрос более обстоятельно рассматривался в других работах автора [6, 7 и др.].

3. Представление о реальности явления субдукции и его огромной значимости как процесса, полностью или в основном компенсирующего эффект спрединга и рифтинга в рифтовых зонах Земли. Как известно, это предположение возникло не на основе анализа геологических фактов, а скорее как остроумная теоретическая конструкция, позволяющая связать идеи о спрединге и горизонтальных перемещениях литосферных блоков и постулат о неизменности размеров Земли в геологическом прошлом в единую, подкупающую своей простотой и логической стройностью концепцию тектоники плит. Заметим, однако, что далеко не везде на лике Земли можно обнаружить гипотетические зоны субдукции, которые могли бы компенсировать проявления горизонтального расширения и новообразования океанической коры в сопряженных с ними несомненных зонах спрединга. Примером может служить хотя бы активно расширяющийся рифтовый пояс, окружающий со всех сторон Антарктиду; к югу от него зоны субдукции совершенно отсутствуют, а к северу могут предполагаться лишь на отдельных участках. Другим примером является Срединно-Атлантический рифтовый пояс; к востоку (между ним и Западно-Индо-океанским рифтовым поясом) зоны субдукции также отсутствуют, а к западу от него они хотя и предполагаются (вдоль западного края Южной и Центральной Америки), но возникновение и развитие этих зон субдукции, согласно концепции тектоники плит, связывается со спредингом не в Срединно-Атлантическом, а в Восточно-Тихоокеанском рифтовом поясе. В настоящее время даже большинство сторонников концепции тектоники плит отказывается от абсолютизации гипотетического механизма субдукции как процесса, компенсирующего эффект спрединга и рифтинга в глобальном масштабе, и признает, что эта компенсация на Земле неизменного радиуса, наряду с зонами субдукции, осуществлялась также в зонах складчато-покровных деформаций (и соответственно скучивания и утолщения коры) в подвижных поясах на границах литосферных плит (в зонах активных окраин), а также в зонах аналогичных, но менее мощных внутриплитных деформаций.

Сторонники же концепции расширения Земли в том или ином масштабе либо полностью отрицают реальность процесса субдукции, называя его мифом, как, например, С. У. Кэри [14], либо же, допуская его возможность, считают, что субдукция вместе с другими более достоверными процессами горизонтального сокращения земной коры лишь отчасти компенсировала раздвижение в зонах спрединга и соответственно общее расширение коры Земли в течение мезозоя и кайнозоя (Х. Оуэн [20] и др.).

Несмотря на многочисленные сейсмические эксперименты, глубоководное бурение и другие исследования, специально поставленные для доказательства существования явления субдукции, представление о ней как реальном процессе,

происходящем в сейсмофокальных зонах, не получило пока однозначного достоверного подтверждения. Следует заметить, что в отличие от современных сторонников гипотезы тектоники плит один из основоположников учения о сейсмофокальных зонах («зонах Заварицкого — Беньофа») — А. Н. Заварицкий [2] рассматривал их не как зоны поддвига океанской литосферы под литосферу континентальной окраины, а скорее как зоны надвига последней на плиту Тихого океана, т. е. как зоны обдукции², а другой, Х. Беньоф [13], предположил в свое время сдвиговый (правосдвиговый) характер смещений в этих зонах.

Реальность крупномасштабных явлений обдукции для блоков литосферы океанического типа была установлена в ряде районов, в частности в зонах широкого развития офиолитовых комплексов, таких, как Оман, Новая Гвинея и пр. Что же касается ситуации в сейсмофокальных зонах, где в лежащем (подвинутом) крыле присутствует блок океанической коры, а в висячем (надвинутом) — блок с корой континентального или переходного типа, то структурный анализ позволяет установить лишь кинематический характер относительных взаимоперемещений литосферных блоков в подобных районах, но не их причину, т. е. не дает возможности выяснить, горизонтальное перемещение какой литосферной плиты — поддвигаемой или надвигаемой — играло основную роль активного движущего фактора при их взаимодействии в данной сейсмофокальной зоне. Последнее может быть установлено лишь с учетом общей геодинамической обстановки в соответствующем регионе Земли. Поэтому отнюдь нельзя исключать того, что в пределах многих современных сейсмофокальных зон, расположенных, в частности, по периферии Тихого океана, в действительности может осуществляться не субдукция океанской литосферы, а, напротив, обдукция надвигаемых на нее блоков литосферы обрамляющих ложе Тихого океана регионов с корой континентального или переходного типов. На западной периферии Тихого океана процесс обдукции может быть связан с существованием в Западно-Тихоокеанском рифтовом поясе мантийных диапиров, подъемом в них глубинного материала и асимметричным расширением их верхних частей в сторону ложа Тихого океана с надвиганием на литосферу последнего. Примечательно, что наклон некоторых из хорошо изученных сейсмофокальных зон этого региона, например Курило-Камчатской, начиная с глубин около 300 км увеличивается [9]. На восточной же периферии Тихого океана, на его границе с континентом Южной Америки можно предполагать надвигание последнего как литосферной плиты мощностью до 500—600 км по сейсмофокальной зоне на океанскую литосферу. В этой связи подчеркнем, что практически именно до таких глубин погружаются падающие под западный край Южно-Американского континентального блока сейсмофокальные зоны и что последние, в отличие от западной периферии Тихого океана, имеют тенденцию не становиться круче, а напротив, выполаживаться с глубиной (рис. 7).

4. Представление о наличии морфологически выраженной рифтовой долины в осевой части внутриокеанического рифтового пояса как показателе относительно малой скорости спрединга и, напротив об ее отсутствии как свидетельстве большой скорости этого процесса (см., например [10]). В соответствии с этим представлением сторонники гипотезы тектоники плит считают, что наибольшими в масштабе всей Земли скоростями (до 8—10 и даже 15 см/год) и общим масштабом спрединга в кайнозое отличается Восточно-Тихоокеанский рифтовый пояс [11, 21 и др.], в котором рифтовая долина не выражена и, напротив, прослеживается морфологически выраженное осевое поднятие, а общая ширина области, в которой проявился позднекайнозойский рифтогенез, очень велика по сравнению с другими рифтовыми поясами океанов. Но рифтовая долина отсутствует (и также «заменена» осевым линейным поднятием) и в самой северной части Атлантического рифтового пояса — в подводном хребте Рейкьянес, где скорость спрединга все исследователи считают не-

² Так же трактовали эти зоны Г. Штилле [12] и П. Н. Кропоткин [5].

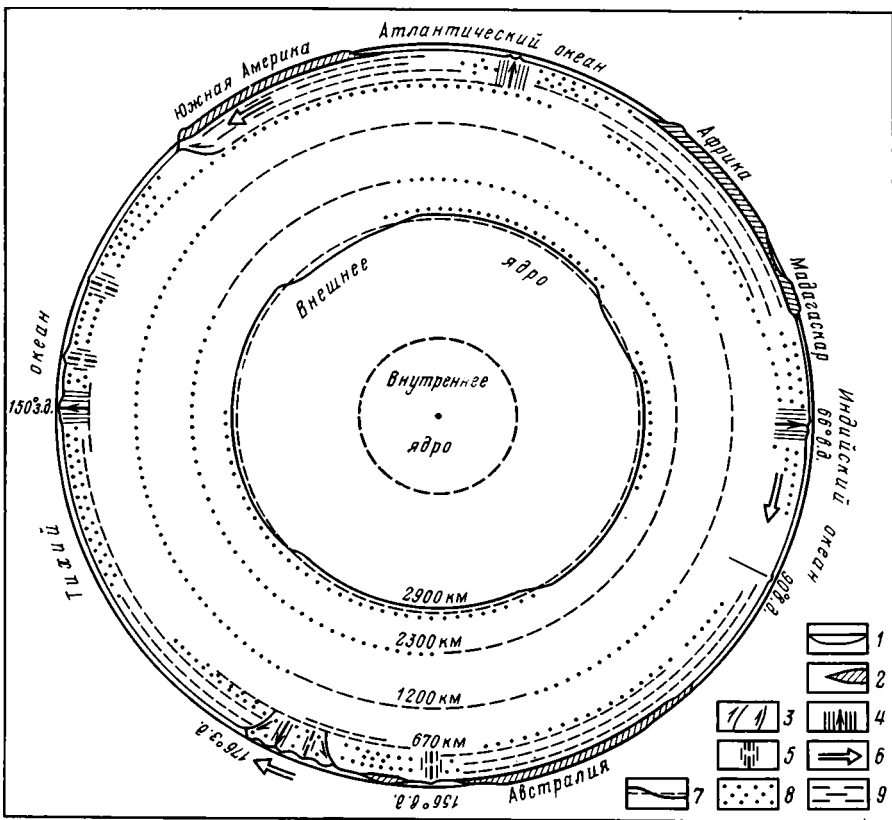


Рис. 7. Схематический разрез внутренних геосфер Земли вдоль 20° ю. ш. с использованием сейсмологических данных А. Морелли, А. Дзевонского, Дж. Вудхауза [19]
 1 — впадины океанов (глубина по сравнению с масштабом разреза преувеличена); 2 — континентальная земная кора; 3 — сейсмофокальные зоны в верхней мантии и предполагаемые направления активных перемещений по ним; 4 — оси внутриокеанических рифтовых поясов (активные зоны спрединга и подъема разогретого мантийного материала); 5 — то же, отмершие; 6 — предполагаемые относительные горизонтальные перемещения крупных блоков коры и верхней мантии («литосферных плит»); 7 — реальная граница ядра и мантии (сплошная линия), величина ее отклонений от среднего уровня этой границы, показанного прерывистой линией, сильно преувеличена по сравнению с масштабом разреза; 8, 9 — области аномально пониженных (для соответствующих глубин) (8) и повышенных (9) скоростей распространения сейсмических волн в верхней мантии, в верхах нижней мантии, на глубинах 1200, 2300 и 2900 км (в основании нижней мантии)

значительной по сравнению с более южными сегментами данного пояса; это вынуждены, скрепя сердце, признавать и сторонники концепции тектоники плит, считающие, однако, данный факт «исключением». Мне представляется, что наличие или отсутствие рифтовой долины во внутриокеанических рифтовых поясах должно свидетельствовать не об относительной скорости спрединга как таковой, а скорее — об интенсивности магмовыделения в соответствующем сегменте рифтового пояса (большей в районах отсутствия рифтовой долины) или о различных соотношениях между скоростью магмовыделения и скоростью спрединга, которые отнюдь не обязательно должны иметь прямой характер³, иначе говоря, в рифтовых поясах океанов могут существовать зоны с относительно большой скоростью спрединга и относительно малой интенсивностью базальтовых излияний и наоборот.

³ О высокой интенсивности вулканического процесса в зоне хр. Рейкьянес позволяет судить его непосредственная связь с районом Исландии, где эта интенсивность исключительно велика и, вероятно, достигает максимальной величины в масштабе всей Земли.

Большая ширина Восточно-Тихоокеанского рифтового пояса, по мнению автора, может быть связана не с огромной скоростью и суммарным результатом кайнозойского спрединга в нем, а скорее — с его рассеянным характером, т. е. с наличием внутри этого пояса нескольких (по крайней мере до трех почти в любом его сечении) взаимопараллельных и отчасти диагональных и почти поперечных одна к другой зон спрединга, «работавших» попеременно, а возможно, почти одновременно, которые в целом как бы «блуждали» по широкой поверхности этого пояса (см. рис. 4). Идентификация линейных магнитных аномалий в пределах этого пояса вызывает серьезные затруднения, и потому представления о возрасте базальтового «фундамента» (кровли второго слоя) для многих его участков ненадежны. Против предполагаемого большого горизонтального расширения литосферы в Восточно-Тихоокеанском рифтовом поясе говорит и тот факт, что в его северной части, где он почти целиком скрывается под Северо-Американской литосферной плитой, будучи, согласно плитотектонической концепции, субдуцированным под нее, общая амплитуда горизонтального расширения корыза неоген — антропоген, судя по анализу структуры Кордильерской рифтовой системы, не превышает 100 или первых сотен километров, а средняя скорость расширения не достигает 1 см/год, т. е. уступает таковой в Срединно-Атлантическом рифтовом поясе. Кроме того, предположения об огромных масштабах и скоростях спрединга в Восточно-Тихоокеанском рифтовом поясе противоречит тот факт, что этот пояс довольно быстро вырождается по простиранию в северном направлении и затухает уже между 50 и 60° с. ш., тогда как Срединно-Атлантический рифтовый пояс продолжается еще на несколько тысяч километров далее к северу, проникая в пределы Арктического океана и пересекая его.

Сказанное позволяет высказать предположение, что Срединно-Атлантический рифтовый пояс, отличающийся от Восточно-Тихоокеанского большей протяженностью и сосредоточенным характером спрединга, ось которого в течение весьма длительного времени устойчиво сохраняла медианное положение относительно флангов рифтового пояса, не только не уступал в скорости и масштабе спрединга Восточно-Тихоокеанскому поясу, но, напротив, превосходил его.

5. Одним из частных, но весьма важных для темы данной статьи положений концепции тектоники плит является представление о происходящем в кайнозойе поддвигании под литосферные плиты Северной и отчасти Южной Америки сначала океанической плиты Фараллон, составлявшей восточный фланг Восточно-Тихоокеанского рифтового пояса, а затем (в олигоцене — миоцене) — субдукции под Северо-Американскую литосферную плиту северной части осевой зоны последнего (см., например, [4]). Это предположение кажется мне по меньшей мере крайне сомнительным. Непонятно, каким образом внутриокеанический рифтовый пояс, причем считающийся наиболее быстро расширяющимся и энергетически наиболее мощным, способным в ходе разрастания отодвигать от себя на многие тысячи километров огромную Тихоокеанскую литосферную плиту,двигающуюся в западном направлении со скоростью до 8—10 см/год, может в то же время сам пододвигаться и «нырять» своей осевой спрединговой зоной и даже частью своего западного фланга под вытянутый под острым углом к его простиранию край Северо-Американского континентального блока? Как известно, согласно концепции тектоники плит субдукция порождается спредингом в осевом рифтовом поясе и компенсирует расширение литосферы в нем. Что же заставляло саму зону спрединга в северной части Восточно-Тихоокеанского рифтового пояса сначала сближаться с западным краем Северо-Американской литосферной плиты, а затем и скрыться под ее западным флангом, т. е. под мезозойским сооружением Кордильер? С позиций структурного анализа и просто здравого смысла гораздо естественнее допустить, что не северное окончание Восточно-Тихоокеанского рифтового пояса было субдуцировано под Северо-Американский литосферный блок, а наоборот,

сам этот блок был косо надвинут (обдущирован) на северный участок рифтового пояса⁴. Если это так, то что в этом случае могло служить причиной надвигания (обдукции) мощных литосферных блоков Северной, а также Южной Америки на ложе Тихого океана, в том числе на северную часть Восточно-Тихоокеанского рифтового пояса?

Можно предположить, что эти процессы были обусловлены длительным, происходившим с середины мезозоя до современности почти непрерывным спредингом в Срединно-Атлантическом рифтовом поясе, по своей интенсивности превосходившим спрединг в северной части Восточно-Тихоокеанского рифтового пояса и подавлявшим эффект расширения в последнем. Такому предположению, казалось бы, противоречит широко распространенное мнение о значительно большей скорости и суммарном масштабе спрединга в Восточно-Тихоокеанском рифтовом поясе по сравнению с Атлантическим. Однако выше уже говорилось о недостаточной обоснованности этого мнения и о том, что скорее всего дело обстоит наоборот. Мы предполагаем, что в связи с мощным и длительным спредингом в Срединно-Атлантическом поясе его западный фланг вместе с зоной пассивных окраин в западной части Атлантики, а также примыкающими к ней с запада очень мощными континентальными литосферными блоками Северной и Южной Америки относительно смещались к западу, а западные края этих континентальных блоков в свою очередь постепенно надвигались на различные зоны ложа восточной части Тихого океана (см. рис. 7).

Хотя структура Срединно-Атлантического рифтового пояса в плане кажется квазисимметричной, расширение в этом поясе, особенно в его северной части, по-видимому, в основном происходило в западном направлении. Подобно Антарктиде мощная литосферная глыба Африки почти со всех сторон, кроме северной, окружена спрединговыми поясами. Наиболее активно расширявшиеся из них обрамляют Африканскую глыбу с запада и востока.

Внутри Африканской литосферной глыбы существуют континентальные мезозойские и кайнозойские рифтовые зоны и длительно сохранявшие свое положение субизометричные «горячие пятна» — мантийные диапиры (Ахаггар, Тибести, Камерун и др.). Какие-либо зоны сжатия, которые могли хотя бы частично компенсировать расширение в обрамляющих Африканскую глыбу океанических рифтовых поясах, внутри нее (как и в пределах Антарктической литосферной глыбы) отсутствуют. Такая ситуация позволяет предполагать, что Африканская литосферная глыба была в течение позднего мезозоя и кайнозоя малоподвижной и, вероятно, испытывала лишь некоторое смещение к северу или северо-востоку, сторону Средиземноморского подвижного пояса, а осевые зоны соседних с ней внутриокеанических рифтовых поясов в ходе спрединга в них постепенно отодвигались от Африканской глыбы: осевая зона Западно-Индийского океанского пояса смещалась в общем северо-северо-восточном направлении, а осевая зона Срединно-Атлантического — еще более интенсивно смещалась к западу.

Поскольку мощные литосферные глыбы Южной и Северной Америки сочленяются с ложем Атлантического океана через зоны пассивных окраин, эти глыбы в ходе его «раскрытия» должны были относительно отодвигаться от Африки к западу на расстояние, примерно равное суммарной амплитуде мезокайнозойского рифтинга и спрединга в соответствующих поперечных сегментах или широтных сечениях Атлантики.

Если не считать, подобно С. У. Кэри [14] и некоторым другим сторонникам гипотезы весьма значительного увеличения поверхности и объема нашей планеты, что раздвигание ложа всех океанов в мезокайнозое приблизительно эквивалентно общему увеличению поверхности Земли вследствие ее расшире-

⁴ Позднее примерно вдоль фронта этого глубинного надвига возникла зона диагонального сдвига Сан-Андреас, который, несмотря на большую протяженность, по-видимому, не достигает нижних горизонтов коры.

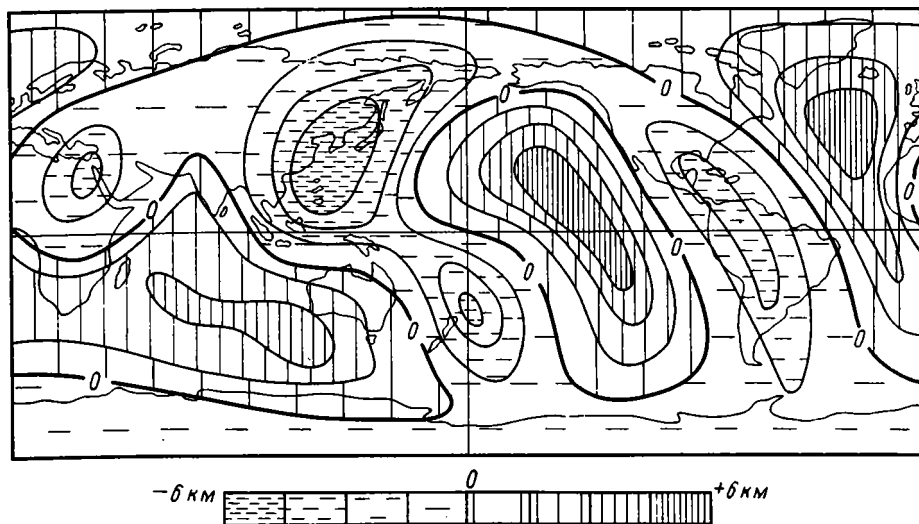


Рис. 8. Рельеф поверхности раздела мантии и ядра Земли по данным сейсмотомографии (по А. Морелли, А. Дзевонскому [19])
Внизу — шкала отклонений реального положения этой поверхности (выступов и депрессий) от ее среднего уровня

ния, и, напротив, предполагать, что оно должно было частично компенсироваться различными явлениями коллизии литосферных блоков, в частности сжатием и смятием некоторых их зон и надвиганием одного блока на другой, то мы должны допустить, что расширение ложа Атлантического океана в процессе мезо-кайнозойского рифтинга и спрединга и вызванное им отодвигание литосферных глыб Южной и Северной Америки сопровождалось общим сжатием и «скупчиванием» вещества литосферы их западных зон (Андско-Кордильерского подвижного пояса) и надвиганием (обдукцией) этих глыб на восточную часть ложа Тихого океана. Как говорилось выше, надвигание этих мощных литосферных глыб, по предположению автора, происходило, а на западной окраине Южной и Центральной Америки продолжает происходить по сейсмофокальным зонам, которые уходят под континент Южной Америки, постепенно выполаживаясь с глубиной, до 500—650 км (см. рис. 7).

То обстоятельство, что расширение ложа Атлантического океана, по-видимому, происходит в основном в западном направлении и в эту же сторону смещаются ось Срединно-Атлантического рифтового хребта и литосферные глыбы Южной и Северной Америки (с вдвое большей скоростью, чем ось этого хребта), возможно, причинно связано с вращением Земли и проскальзыванием Американских литосферных пластин (мощностью до 500—600 км), обладающих несколько меньшей угловой скоростью вращения по сравнению с их субстратом и как бы дрейфующих относительно последнего к западу. С этим предположением согласуются изменения в расположении сейсмических и термических аномалий в мантии под континентами на глубинах 500—600 км. Вместе с тем такая гигантская неоднородность Земли, как область Тихого океана (за исключением ее западной окраины), согласно новейшим данным сейсмотомографических исследований [19], судя по свойственным ей относительно пониженным скоростям прохождения сейсмических волн, прослеживается без существенных смещений на площади до гораздо больших глубин, через всю верхнюю и нижнюю мантию вплоть до поверхности ядра, в рельефе которой ей соответствует обширный выступ — до 6 км относительно среднего уровня поверхности ядра и до 10—12 км относительно крупнейших понижений этой поверхности (рис. 8). Интересно отметить также, что и другим океаническим впади-

нам, Атлантической и Индоокеанской, в рельефе поверхности ядра отвечают столь же отчетливые выступы, а большинству континентов (кроме небольшой Австралии), а также Западно-Тихоокеанскому поясу — его главные понижения⁵. Таким образом, рельеф поверхности ядра подобно поверхности Мохо в очень грубых чертах как бы зеркально отражает рельеф земной поверхности. Эти поразительные корреляции между поверхностными и сверхглубокими структурами земного шара, которые непросто совместить с ортодоксальной плитотектонической концепцией, еще ждут интерпретации, однако уже сейчас становится очевидной глобальная взаимосвязь крупнейших структур на разных уровнях литосферы, мантии и даже ядра Земли и формирующих их глубинных процессов.

III

Попытаемся в предварительной форме высказать предположения о возможном глубинном механизме крупнейших тектонических движений литосферы Земли в мезозое и кайнозое, которые вытекают из изложенных выше представлений и соображений о ведущей роли рифтогенеза, порождаемого процессами в самих глубоких недрах планеты. Предлагаемая концепция является мобилистской (умеренно мобилистской), но в отличие от концепции тектоники плит она не связана с догмами о неизменности размеров Земли на протяжении ее геологической истории и об обязательной полной (или почти полной) компенсации спрединга и рифтинга в рифтовых поясах и зонах одновременной с ними субдукцией в зонах конвергенции литосферных плит в глобальном масштабе. Она допускает разнообразие форм проявления коллизии литосферных блоков (обдукция, общее скупивание и, может быть, субдукция на более локальных участках и в ограниченном масштабе) и признает вероятность горизонтальных перемещений континентальных блоков в виде гораздо более мощных (толщиной до 500—600 км) пластин, чем маломощные литосферные плиты, фигурирующие в модели тектоники плит⁶. Согласно предлагаемой гипотезе, ведущим глубинным тектоническим процессом на Земле в мезо-кайнозое является рифтогенез, и в частности его наиболее зрелая и крупномасштабная форма — спрединг, осуществлявшийся в зонах подъема и распространения в стороны глубинного мантийного материала в условиях начавшегося (или возобновившегося) в мезозое и продолжавшегося до современности некоторого общего расширения Земли. Это расширение, по-видимому, связанное с распространявшимися из глубоких недр Земли несколькими мощными импульсами тепловыделения, неравномерно проявлялось на ее поверхности; оно началось раньше и достигло наибольшего масштаба в Южном (Гондванском) полушарии Земли но позднее распространилось и на ее Северное полушарие, приведя в итоге к новообразованию Индийского, Атлантического, а затем и Арктического океанов с их внутриокеаническими рифтовыми поясами, к обновлению и тектономагматической переработке ложа более древнего Тихого океана, а также к формированию межконтинентальных и многочисленных внутриконтинентальных рифто-

⁵ Впервые предположение о существовании подобных неровностей в рельефе поверхности внешнего ядра около 30 лет назад высказал по результатам изучения отражений сейсмических волн от этой поверхности А. Фогель [23].

⁶ Это не исключает возможности горизонтальных перемещений значительно более тонких литосферных пластин в зонах широкого развития типичной, хорошо выраженной астеносферы с кровлей на глубинах в несколько десятков — сотню километров, в частности в пределах океанов и некоторых термически активных участков континентов. С позиций предположения о существовании в мантии Земли двух «ярусов» конвекции можно было бы допустить, что, если в термически активных областях Земли, в частности в океанах, конвекция осуществляется на обоих «ярусах», т. е. в верхней и нижней мантии, то в пределах более холодных областей континентов с мощной (до нескольких сотен километров) литосферой конвекция происходит лишь на нижнем из этих «ярусов», и соответственно, главные горизонтальные перемещения относительно кровли нижней мантии испытывают мощные блоки или плиты коры и верхней мантии.

вых зон и их систем. Главные внутриокеанические рифтовые пояса Земли, постепенно сформировавшиеся в зонах наиболее интенсивного растяжения и раздвигания в пределах суперконтинента Гондвана, а также Северо-Атлантического складчатого пояса, Западно-Тихоокеанского подвижного пояса и восточной и юго-восточной частей ложа Тихого океана, несмотря на некоторые перестройки, в основном сохраняли на протяжении позднего мезозоя и кайнозоя закономерное расположение относительно оси вращения Земли, ее южного полюса (как «эпицентра» области наибольшего расширения литосферы), относительно экватора, близ которого происходит смещение к западу всех долготных рифтовых поясов в Северном полушарии по сравнению с их положением в Южном полушарии, а также относительно друг друга, хотя линейные расстояния между ними постепенно несколько увеличивались в связи с расширением Земли, особенно в Южном полушарии, где оно было относительно более значительным. Границащие с впадинами Атлантического и Индийского океанов по зонам «пассивных окраин» континентальные литосферные блоки в виде мощных пластин, включающих кору и всю верхнюю мантию (или значительную ее часть), относительно отодвигались от осей разрастающихся рифтовых поясов, а некоторые из этих блоков (в частности, Южно- и Северо-Американский) надвигались по наклонным сейсмофокальным зонам на окраины Тихого океана, либо временами кое-где подвигались под них или под Средиземноморский подвижный пояс. При этом в Южном полушарии, где расширение Земли было наибольшим, эти континентальные блоки, как правило, отдалялись один от другого, тогда как в Северном полушарии, где масштаб общего расширения снижался и оно постепенно сходило на нет, в ряде районов, в частности в Средиземноморско-Гималайском подвижном поясе, в результате перемещения к северу континентальных блоков Африки, Аравии, Индии и др. имела место их коллизия с Евразийским литосферным континентальным блоком, по-видимому, почти не смещавшимся относительно субстрата, и происходили сложные и разнообразные деформации сжатия в литосфере подвижного пояса, местами распространявшиеся и далеко за его границы (Тянь-Шань и пр.). В северо-восточной части Тихого океана до середины кайнозоя происходило надвигание Северо-Американского континентального блока к западу на северное окончание Восточно-Тихоокеанского рифтового пояса, вызванное тем, что расположенный к востоку от Северо-Американского блока Срединно-Атлантический рифтовый пояс, испытывал более интенсивное расширение (главным образом к западу), чем Восточно-Тихоокеанский. Масштаб мезо-кайнозойского расширения во вторичных океанах был значительно меньшим, чем это предполагается в плитотектонических моделях, поскольку спрединг происходил лишь в их внутренних зонах, тогда как в широких окраинных зонах и на участках сужения вторичных океанов, в частности на окраинах и в северной части Атлантического и западной части Индийского океана, в основном имели место раздробление, растяжение и неравномерное утоньшение подвергшейся деструкции и переработке континентальной коры и сохранялись многочисленные слабо переработанные ее блоки («микроконтиненты»). Соответственно существенно меньшими, чем в этих моделях, были и амплитуды горизонтального перемещения обрамляющих расширяющиеся вторичные океаны мощных литосферных глыб континентов, а также амплитуды их надвигания (и частично поддвигания) на (под) активные окраины океанов и окраину Средиземноморского подвижного пояса.

Особая роль в позднемезозойско-кайнозойской тектонике Земли принадлежит Западно-Тихоокеанскому рифтовому поясу, наложенному на одноименный древний подвижный пояс; его тектоническое развитие в позднем мелу и кайнозое представляло своеобразное взаимосочетание геосинклинального и рифтового процессов при ведущей роли последнего. В этом поясе имели место рифтинг континентальной коры, а также спрединг и новообразование коры океанического и субокеанического типа, хотя и в несколько меньшем масштабе, чем в других главных рифтовых поясах, но, в отличие от них горизон-

тальное расширение происходило резко асимметрично, в целом в восточном направлении, приводя к последовательному образованию новых рифтовых и спрединговых зон в его восточной части (например, в Филиппинском море) и обдукции его восточного фланга на Тихоокеанскую плиту по ряду сейсмофокальных зон.

Список литературы

1. *Андерсон Д. Л., Дзевонский А. М.* Сейсмическая томография // В мире науки. 1984. № 12. С. 16—25.
2. *Заварицкий А. Н.* Некоторые факты, которые следует учитывать при тектонических построениях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 2.
3. *Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
4. *Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А., Седов А. П.* Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 100 млн. лет // Геотектоника. 1984. № 3. С. 3—16.
5. *Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 369 с.
6. *Милановский Е. Е.* Расширяющаяся и пульсирующая Земля // Природа. 1982. № 8. С. 46—59.
7. *Милановский Е. Е.* Пульсационная гипотеза геотектоники, ее становление и значение для понимания закономерностей развития Земли // Научное наследие М. А. Усова и его развитие: очерки по истории геологических знаний. Новосибирск: Наука, 1984. Вып. 23. С. 107—142.
8. *Милановский Е. Е., Никишин А. М.* Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. № 4. С. 3—16.
9. *Тараканов Р. З.* О возможной роли сейсмофокальных зон в формировании и развитии структур островной дуги // Строение сейсмофокальных зон / Отв ред. Ю. М. Пушаровский. М.: Наука, 1987. С. 11—29.
10. *Ушаков С. А., Галушкин Ю. И.* Литосфера Земли. Ч. I. Кинематика плит и океаническая литосфера // Итоги науки и техники. Сер. физика Земли. М.: ВИНТИ. Т. 3. С. 272.
11. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Океаны. Синтез. М.: Недра. 1985. 292 с.
12. *Штилле Г.* Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи // Земная кора / Под ред. А. Полдэварта. М.: ИЛ., 1957. С. 187—208.
13. *Benioff H.* Circum-Pacific tectonics // The mechanics of faulting (a Symposium) // Ottawa: Publ. Domin. Observ. 1957. V. 20. № 2.
14. *Carey S. W.* Theories of the Earth and the Universe. Stanford: California Univ. Press, 1988. 414 p.
15. *Dziewonski A. M.* Mapping the lower mantle: determination of later heterogeneity in P. velocity up to degree and order 6 // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. P. 5929—5952.
16. *Dziewonski A. M., Woodhouse J. H.* Global images of the Earth's interior // Science. 1987. V. 236. P. 37—48.
17. *Grand S. P.* Tomographic inversion shear velocity beneath the North American plate // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. № B13. P. 14065—14090.
18. *Khain V. E.* On the present state and further development of plate tectonics // 28-th Int. Geol. Congr. Abstracts. Wash. USA, 1989. V. 2. P. 181—182.
19. *Morelli A., Dziewonski A. M.* Topography of the core-mantle boundary and lateral inhomogeneity of the liquid core // Nature. 1987. № 325. P. 678—683.
20. *Owen H. G.* Continental displacement and expansion of the Earth during the Mesozoic and Cenozoic // Philos. Trans. Roy. Soc. London. 1976. V. 281. № 1303. P. 223—291.
21. Plate tectonic map of the Circum-Pacific region. Pacific basin Sheet / General coordinators W. O. Addicott, P. W. Richards / Amer. Assoc. Petrol. Geol. Tulsa; Oklahoma, 1984.
22. *Schwan W.* Geodynamic peaks in alpinotype orogenies and changes in ocean-floor spreading during late Jurassic — Late Tertiary time // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1980. V. 64. № 3. P. 359—373.
23. *Vogel A.* Über Unregelmäßigkeiten der äußeren Begrenzung des Erdkerns auf Grund von am Erdkern reflektierten Erdbebenwellen // Gerlands Beiträge zur Geophysik. 1960. V. 69. № 3. S. 150—174.
24. *Woodhouse J. H., Dziewonski A. M.* Mapping the upper mantle: three dimensional modelling of Earth structure by inversion of seismic wave forms // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. P. 5953—5986.

Геологический факультет
МГУ им М. В. Ломоносова,
Москва, 117234

Поступила в редакцию
16.VII.1990

КОПП М. Л.

СТРУКТУРНЫЕ РИСУНКИ, СВЯЗАННЫЕ С ПРОДОЛЬНЫМИ ПЕРЕМЕЩЕНИЯМИ ВНУТРИ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ (НА ПРИМЕРЕ СРЕДИЗЕМНОМОРСКО-ГИМАЛАЙСКОГО ПОЯСА)

На основе изучения характерных парагенезов структур и условий их образования выделены типы структурных рисунков, связанные с продольными перемещениями в складчатых поясах. В местах увеличения горизонтального давления и выжимания материала по латерали в сторону геодинамических убежищ определяющим элементом структурных рисунков являются антитетические сдвиги, в процессе деформации поворачивающиеся в сторону оси растяжения. Когда деформируемый объем расчленяется субпараллельными сдвигами одного знака на узкие блоки, последние, не теряя своей жесткости, вращаются в горизонтальной плоскости наподобие стопки книг (Копетдаг, Тянь-Шань). Если синхронно развиваются разноименные сдвиги обеих сопряженных систем, обязательно происходит пластическая деформация. При этом возникают характерные дугообразные и линзовидные (в плане) образования типа мегабудинажа в горизонтальной плоскости (Большой Кавказ, Тянь-Шань). В местах сгущивания выжатого материала продольное перемещение компенсируется формированием поперечных структур сжатия (периклинали Кавказа и Копетдага, Таджикская депрессия). Выделенные структурные рисунки встречаются (при сходных условиях деформации) в разных регионах Средиземноморско-Гималайского пояса и могут считаться типовыми. Их диагностика не встречает затруднений, что позволяет рассчитывать на широкое использование выделенных структурных парагенезов для анализа геокинематики других складчатых поясов.

ВВЕДЕНИЕ

Факт наличия продольных к простиранню складчатого пояса перемещений, связанных с перетеканием деформируемого материала к местам меньшего сжатия — «геодинамическим убежищам» [4], был доказан только в относительно недавнее время [1, 4—6, 10, 17, 21, 24, 29]. Однако теперь он признается большинством геологов, занимающихся вопросами коллизийной тектоники, и это, в свою очередь, вызывает необходимость систематизации соответствующих структурно-геологических индикаторов. Особая роль здесь принадлежит уже давно разрабатываемому в СССР (начиная с работ группы сотрудников Геологического института АН СССР под руководством А. В. Пейве) методу анализа структурных рисунков [2, 8, 9, 13, 14, 16, 17].

А. В. Лукьянов, в публикациях которого данный метод получил наиболее подробное обоснование [8, 9], определяет структурный рисунок как «устойчивое, упорядоченное в пространстве сочетание разновозрастных парагенезисов структур». Это определение позволяет применять разные подходы и решать широкий спектр задач [2, 4, 8, 9, 14, 16].

ТИПЫ СТРУКТУРНЫХ РИСУНКОВ

Два кинематических вида сдвигов. Еще Г. Клоос обратил внимание на то, что встречаются две разновидности попутных наклона слоя сбросов: увеличивающие и уменьшающие угол падения. Они были названы этим исследователем соответственно синтетическими и антитетическими [23]. С тех пор данные термины широко используются для обозначения разрывов с противоположным характером поворота крыльев: в первом случае поворот является попутным смещению, но при этом уменьшает амплитуду самого разрыва, а во втором, наоборот, увеличивает амплитуду (рис. 1). Подобное понимание смысла данных терминов позволило многим авторам применять их не только к сбросам, но также к взбросам и надвигам. Так, разворот к вертикальному положению систем

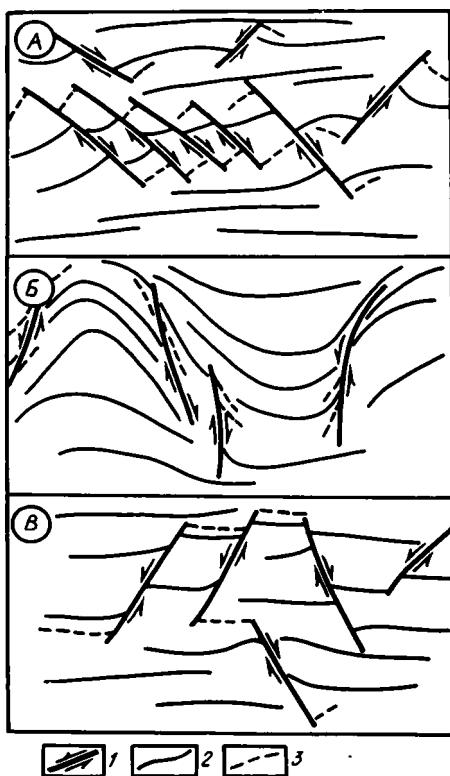


Рис. 1. Два кинематических вида сдвиговых деформаций, отличающихся по направлению перемещения масс относительно ориентировки складчатого пояса

А — продольное удлинение (антитетические повороты по диагональным сдвигам), Б — поперечное выдвигание (синтетические повороты по диагональным сдвигам), В — комбинация поперечного выдвигания и продольного удлинения (отсутствие поворота). 1 — сдвиги, 2 — оси досдвиговых складок субвертикальных тектонических элементов, 3 — линии простираения присдвиговых структур сжатия

надвиговых чешуй в процессе скупивания обычно считается антитетическим, а подгибание к горизонтالي лежащего крыла шарьяжа — синтетическим [12, 18, 20 и мн. др.].

Очевидно, нет никаких причин не применять подобную терминологию и для сдвигов (рис. 1), только смещаемые элементы в данном случае — это не слои, а осевые плоскости складок и другие элементы субвертикальных структур. Это уже было сделано Р. Уилкоксом и его соавторами [30], только в несколько ином контексте: синтетические и антитетические сдвиги сопоставляются соответственно с R - и R_1 -сколами зон простого сдвига [25, 30]. В первом приближении это соответствует общепринятому пониманию, так как среди прочих признаков эти два типа сколов отличаются и направлением вращения крыльев. Вместе с тем реальные сдвиги далеко не всегда являются элементами строения более крупных зон скашивания (простого сдвига), и поэтому первоначальное, клоосовское, понимание смысла данных терминов, характеризующее только направление поворота крыльев разрывов, представляется нам более конкретным и всеобъемлющим.

Если анализировать деформацию более или менее крупного объема, включающего сразу целую группу сдвигов, то легко можно видеть, что для обоих рассмотренных случаев она существенно различается. Синтетические сдвиги стремятся расширить складчатую зону путем ее изгиба (см. рис. 1, Б), а антитетические — удлинить ее по простираению (см. рис. 1, А). Соответствующие виды деформации складчатой зоны мы именуем для краткости «поперечным выдвиганием» и «продольным удлинением».

Следовательно, определение типа сдвиговых поворотов дает чрезвычайно важную информацию для расшифровки внутренней кинематики складчатых поясов (зон). Однако сделать это можно далеко не всегда, так как в реальной геологической обстановке, во-первых, повороты по сдвигам могут вообще отсут-

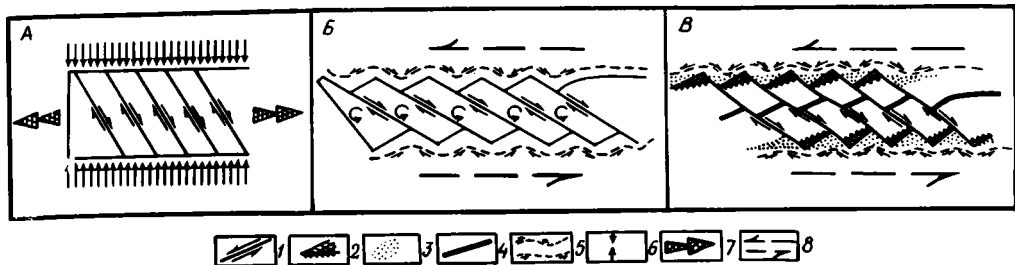


Рис. 2. Структурный рисунок, возникающий при согласованном однонаправленном повороте систем ломтевых блоков (при преимущественном проявлении одной системы сдвигов) — принципиальная схема (вариант «стопки книг»)

А — до деформации, Б — после деформации, В — типовой структурный рисунок. 1 — сдвиги, 2 — надвиги и другие структуры сжатия (ширина соответствует относительной величине горизонтального сокращения); 3 — области локального уменьшения сжатия или даже растяжения; 4 — сдвигаемый элемент, первично продольного простирания; 5 — воображаемые материальные линии, отражающие пилообразную конфигурацию первично прямых линий после деформации (стрелки соответствуют направлениям локальных перемещений, связанных с возникновением выступов и зияний); 6 — направление горизонтального сжатия деформируемого объема; 7 — направление горизонтального тектонического выжимания масс, 8 — направление сопутствующего деформации простого сдвига в горизонтальной плоскости

ствовать (происходит как бы сложение двух разнонаправленных поворотов — рис. 1, В), а во-вторых, способны возникать связанные с горизонтальным смещением присдвиговые складки. Они накладываются на смещаемые структуры и искажают их ориентировку. Относительно второго случая можно, однако, опираясь на известный принцип совместности деформаций, постулировать, что в зоне сдвига в первую очередь будут возникать системы присдвиговых складок, совместимые с направлением поворота крыльев. Так, при антитетическом вращении приоритетное развитие получат складки, ориентированные поперек сдвигов и обычно приурочивающиеся к их окончаниям [2, 4, 13], а при синтетическом — те группы присдвиговых структур сжатия, которые простираются слегка косо или субпараллельно по отношению к линии сместителя.

Общая характеристика структур продольного удлинения. Продольное удлинение складчатой зоны проявляется в наиболее сжатых ее участках, как правило, располагающихся перед лобовой частью блоков-штампов. В механическом отношении это деформация чистого сдвига, при которой происходит разворот материальных линий, ориентированных по диагонали к направлению сжатия, в сторону оси максимального растяжения. Линии же, параллельные главным осям напряжений, не поворачиваются. Поэтому тип структурного рисунка в существенной мере зависит от способа деформирования материала: если последний разрушается посредством скальвания, сопровождающегося формированием диагональных сдвигов, возникают характерные антитетические повороты структурных элементов и другие признаки вращения. Если же удлинение происходит за счет возникновения поперечных раздвигов или путем транспортировки вдоль плоскостей, параллельных оси растяжения («продольное расплющивание» В. С. Милеева [10]), явные признаки поворота будут отсутствовать. Поскольку в случае скальвания, сопровождающегося вращением блоков, образуются наиболее эффектные структурные рисунки, он и будет рассмотрен в настоящей работе.

Поворот при деформации разрывов и ограничиваемых ими блоков в сторону оси растяжения — факт, уже достаточно широко известный. Это явление моделировалось в лаборатории [3, 27]. На вращение собственно сдвигов впервые обратил внимание Э. Клоос [22]. Затем это явление было обстоятельно изучено Р. Фройндом [25, 28] на примере ряда регионов мира. Появились и соответствующие палеомагнитные данные [19, 21, 28].

Характерный признак всех видов структурных рисунков, возникающих при подобном вращении блоков, — это антитетические повороты структур (рис. 2—

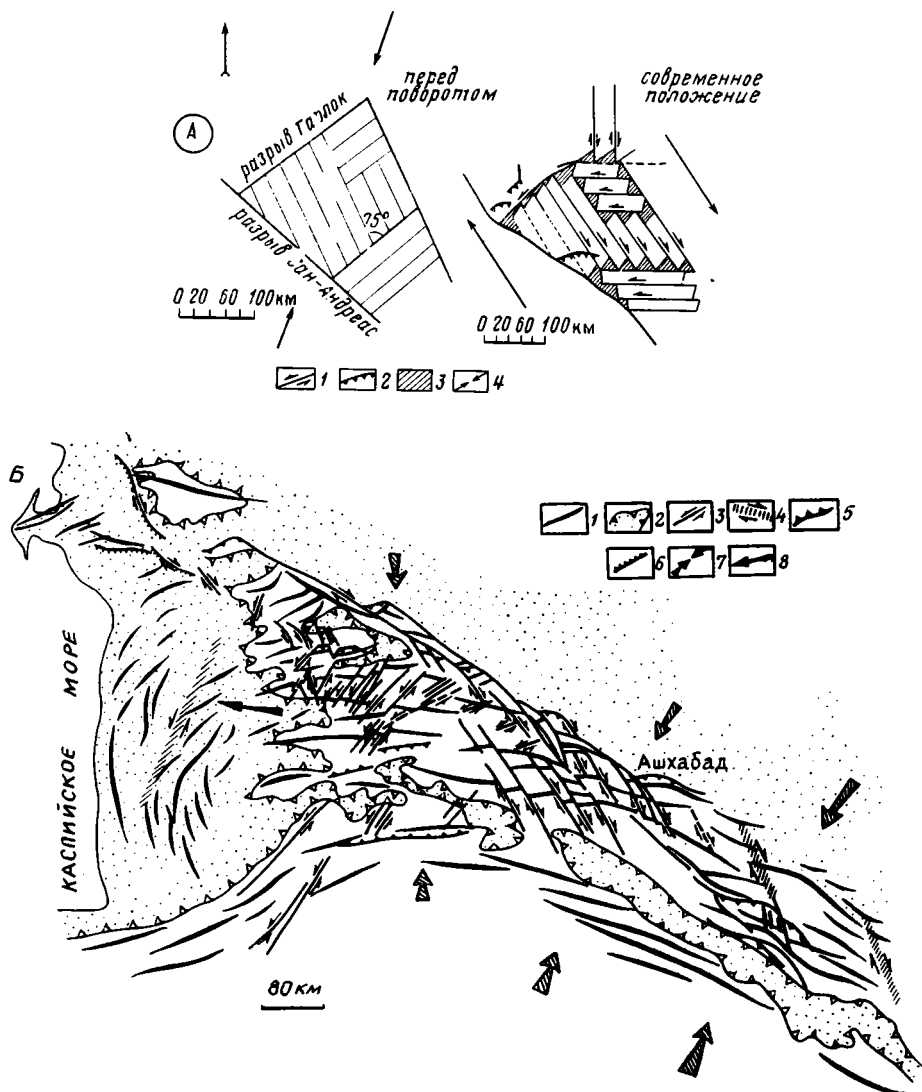


Рис. 3. Примеры структур продольного удлинения, возникающих за счет согласованного однонаправленного поворота систем ломтевидных блоков

А — блок Мохава в Калифорнии [15]: 1 — сдвиги, 2 — надвиги, 3 — зияния между повернувшимися блоками. Б — Копетдаг: 1 — оси складок, 2 — орогенные впадины, 3 — сдвиги; 4 — широкие сдвиговые зоны пластического типа, 5 — надвиги и взбросы, 6 — сбросы, 7 — направление горизонтального сжатия, 8 — направление горизонтального выжимания масс

4). Кроме того, амплитуда сопряженных со сдвигами структур сжатия убывает при удалении от разрывов; если же возникают структуры растяжения, то они, напротив, раскрываются к сдвигам. Следует заметить также, что при повороте вытянутых в плане блоков должен возникать эффект эксцентриситета (см. пунктирную линию на рис. 2, Б, В). Он может способствовать формированию небольших сдвигов обратного знака. Более подробно значение этого эффекта будет рассмотрено несколько позже, в связи с проблемой пространства для вращающихся блоков.

Вращение блоков при наличии одной системы сдвигов. В рассматривавшемся Э. Клоосом и Р. Фройндом [22, 25] варианте возникает система сдвигов одного знака. Это позволяет блокам вращаться согласованно, наподобие стопки книг, не теряя при этом своей внутренней жесткости. Существует уже целый ряд при-

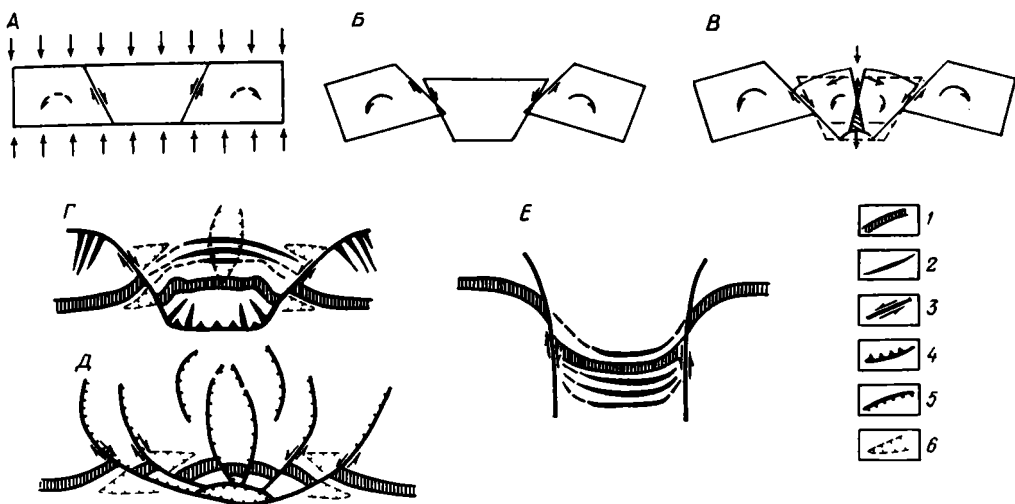


Рис. 4. Структурные рисунки, возникающие при разнонаправленных поворотах блоков (при наличии двух сопряженных систем сдвигов)

А — В — принципиальная схема: А — до деформации, Б, В — после деформации (Б — без пластической деформации блоков, В — с пластической деформацией блоков); Г, Д — структурные рисунки, формирующиеся в обстановке: Г — транспрессии, Д — транстензии; Е — структурный рисунок ороклина, возникающего при поперечном выдвигании участка складчатой зоны (для сравнения). 1 — сдвигаемый элемент, первично продольного простирания; 2 — содвиговые складки; 3 — сдвиги; 4 — взбросы и надвиги; 5 — сбросы и раздвиги; 6 — локальные клинораздвиги в тылу смещаемых крыльев

меров деформации подобного типа. Для хорошо изученного района Калифорнии (рис. 3, А) вращение сдвигов и ограничиваемых ими блоков в результате субмеридионального сжатия предполагалось еще Э. Клоосом [22] — главным образом по сильному увеличению (по сравнению с теоретическим углом скалывания) угла между сопряженными левыми и правыми сдвигами. Палеомагнитные исследования подтвердили факт существования поворотов, которые для левых сдвигов достигали $35\text{--}40^\circ$ [21]. Р. Фройндом и его коллегами вращение блоков доказано для зон крупных сдвигов: Альпийского в Новой Зеландии, Сейстанского в Восточном Иране и Левантийского [25, 28].

Весьма вероятно проявление подобного вида деформации и для Копетдагского мегантиклинория, о чем уже имеются соответствующие высказывания в литературе, в том числе и основанные на некоторых палеомагнитных данных [7, раздел И. В. Ананьина; 19]. В нашу задачу входит, однако, рассмотрение лишь структурно-геологического аспекта вопроса.

Копетдагская складчатая система сминалась в неогене — начиная с раннего миоцена, но особенно сильно в позднем миоцене — плиоцене, за счет сжатия шельфовых и склоновых осадков юга Туранской плиты. В результате сформировался пучок крупных линейных складок (рис. 3, Б) северо-западного простирания, в большей мере сжатый на востоке, а к западу раскрывающийся и выполаживающийся. Восточная граница Копетдага существенно более резкая, она находится на простирании крупной правосдвиговой зоны к востоку от Лутского блока. Все это можно связывать с предполагаемым вращением деформируемых масс против часовой стрелки [15]. На западе, в области сочленения с Эльбурсом, складки Южного Копетдага заворачивают к юго-западу, образуя выпуклую к северу дугу.

Копетдаг рассечен на узкие ломтевидные блоки частой системой сдвигов: на востоке — правых, на западе — левых. Подобное симметричное расположение сдвигов разного знака на флангах Копетдагской дуги прежде всего рождает предположение об ее изгибе в плане в результате поперечного выдвигания. Дан-

ная точка зрения высказывалась многими исследователями начиная с В. Н. Огнева. Однако ситуация здесь не так проста, как это кажется с первого взгляда. Прежде всего разноименные сдвиги несколько отличаются по возрасту: правые, заложившись в конце миоцена, резко активизировались в позднем плиоцене — квартере, а левые плиоценом запечатаны, но зато возникли, возможно, уже в раннем миоцене (данные Л. Д. Ятченко). Правда, в течение какого-то срока (рубеж миоцена — плиоцена) обе системы сдвигов могли сосуществовать. Далее, левые сдвиги, хоть и находятся на простирании более заметного западного изгиба Копетдагской дуги, имеют на порядок меньшую амплитуду по сравнению с правыми (1—2 и 7—10 км соответственно). Наконец, обе системы сдвигов отличаются и способом компенсации: если правые на севере сопряжены с надвигами, то левые переходят в сбросы или оперяются мелкими сдвигами. Если бы структурная дуга изгибалась в результате поступательного перемещения к северо-востоку, обе системы фланговых сдвигов на севере заканчивались бы структурами сжатия.

Все эти факты приводят к предположению, что наблюдаемая ситуация не может быть объяснена без допущения определенной роли деформации продольного удлинения с поворотами блоков вокруг вертикальной оси. Существует и ряд других аргументов в пользу подобной точки зрения: 1) увеличенный угол между левыми и правыми сдвигами в месте их сопряжения. Как известно, теоретически двойной угол скалывания должен составлять 90° . Однако из-за наличия внутреннего трения в породах он на самом деле гораздо меньше (порядка $60\text{--}70^\circ$) [3, 18, 25, 27]. Здесь же, как хорошо видно на карте (рис. 3, Б), двойной угол скалывания достигает 90° и более. Соответственно уменьшается угол между направлением сдвигов и структур сжатия; 2) антитетические повороты осей складок, особенно хорошо заметные к юго-западу от Ашхабада, где складки принимают широтное — северо-восточное простирание; 3) амплитуда надвигов максимальна в точке сочленения с правыми сдвигами, а по удалении от нее постепенно затухает; 4) важное соображение общего порядка: если Копетдагская дуга возникла только в результате поступательного перемещения к северу, в ее фронтальной части присутствовали бы грандиозные надвиги с амплитудой в несколько десятков километров. Однако ничего подобного здесь нет и, как показано В. Н. Крымсом и Л. М. Расцветаевым [13], во фронте Копетдага резко преобладают сдвиговые перемещения. С другой стороны, аномальное сжатие присутствует к западу от Копетдага, но оно имеет широтную ориентировку и скорее связано с его продольным удлинением, нежели поперечным выдвиганием [4, 5].

На основании комплекса рассмотренных данных можно сделать следующие геокинематические выводы. В плиоцене — квартере в результате перемещения к северу и поворота против часовой стрелки Копетдаг был сильно пережат на востоке и стал поэтому растекаться к запад — северо-западу. Основным механизмом продольного удлинения явился поворот против часовой стрелки узких блоков, ограниченных правыми сдвигами. Изгиб западного фланга Копетдагской структурной дуги логично связывать именно с этим механизмом, а не с поступательным перемещением к северу. Это не исключает, конечно, того, что ранее (в миоцене — начале плиоцена) изгиб мог наращиваться за счет перемещения по левым сдвигам, с возможным поворотом по часовой стрелке.

Одним из факторов, благоприятствующих приоритетному развитию только одной из двух систем сопряженных сдвигов, является осложненность сжатия компонентой простого сдвига в горизонтальной плоскости (рис. 2, 3). В связи с этим отмечалось, что группы (домены) ¹ вращающихся сдвигов принадлежат к

¹ В структурной геологии — область проявления более или менее однородной деформации. Термин часто применяется для обозначения групп разрывов одного кинематического типа и знака смещения. Близкие по значению термины «блок» и «зона» не могут его заменить. Блок монолитен, а внутри домена все деформируется; зона же имеет узкую линейную конфигурацию, тогда как домен обладает произвольной формой.

зонам влияния более крупных сдвигов противоположного знака [21, 25, 28, 30]. Так, в приведенных выше примерах левые сдвиги блока Мохаве, которые повернулись особенно сильно, принадлежат к зоне грандиозного правого сдвига Сан-Андреас, обеспечивавшего скашивание в широкой полосе. Вращение по часовой стрелке левых сдвигов в данном случае совместимо с вращением всей территории в целом. Домен малоамплитудных левых сдвигов Западного Копетдага надстраивает группу центральнокопетдагских правых сдвигов.

Таким образом, гипотеза Э. Клооса — Р. Фройнда хорошо объясняет как группировку одноименных сдвигов в виде обособленных доменов, так и некоторые особенности их взаимного расположения. Однако, как отмечает и сам Р. Фройнд [25], она неприменима для того случая, когда в деформируемом объеме одновременно возникает не одна, а две равнозначения системы сопряженных сдвигов — так как разделяемые ими блоки уже не могут оставаться жесткими и претерпевают внутреннюю деформацию. Рассмотрим подробнее данную ситуацию.

Вращение блоков при наличии двух сопряженных систем сдвигов равнозначения. Прямоугольный брус (рис. 4, *A—B*), символизирующий субвертикальный тектонический элемент, в процессе сжатия разделяется на три блока сопряженными сдвигами разного знака. При повороте между крайними блоками высвобождается некоторое пространство, куда как бы проседает центральный клин, изгибаясь при этом. В результате образуются линзовидные или миндалевидные формы (рис. 4, *Г, Д*), которые последовательно удлиняются и утоняются в процессе деформации. На выпуклой стороне линзы, перекрывающей прежнюю границу блока, имеет место дополнительное сжатие, и здесь может возникнуть структурная дуга, а на вогнутой, наоборот, проявляются аномальные растягивающие напряжения и может сформироваться впадина, способная заполняться осадками (см. рис. 4, *В—Д*). Меняются напряжения и вдоль изгибающегося клина: в нижней («южной») его части развивается наложенное продольное сжатие, а вверху (на «севере») — концентрируется продольное растяжение.

Конкретный облик возникающего при этом структурного рисунка в существенной мере зависит от особенностей поля деформаций. Как известно, собственно сдвиговая деформация («чистый сдвиг») встречается локально. Гораздо чаще вдоль средней оси эллипсоида деформаций присутствует некоторое дополнительное укорочение (сдвиго-надвиговый парагенезис структур) или удлинение (сдвиго-раздвиговый парагенезис). Соответствующие деформационные обстановки известны в литературе под названиями «транспрессия» и «транстензия» [26]. При транспрессии (рис. 4, *Г*), находящийся между сдвигами клиновидный блок зажат между соседними блоками. Проталкиваясь через них, он оказывает давление на стенки, отгибая их попутно движению. Здесь, таким образом, может уменьшиться размер антитетического поворота крыльев сдвига либо даже возникнуть синтетический поворот. В наибольшей мере это характерно для острия клина, где недостаток пространства возрастает. В области возникновения антитетических поворотов формирующаяся благодаря им структурная дуга из-за недостатка пространства осложнена «ушами» по краям. Если же клин находится в обстановке транстензии (рис. 4, *Д*), повороты везде носят ярко выраженный антитетический характер, и структурная дуга между сдвигами имеет плавную конфигурацию. В этих условиях, вероятно, в наибольшей мере сможет проявиться растяжение в тылу дуги. На рис. 4, *Е* для сравнения показана структурная дуга, ограниченная сопряженными синтетическими сдвигами, т. е. характерная для обстановки поперечного выдвигания. Как видно, она имеет совершенно другой облик.

Структурные рисунки такого типа присутствуют в областях наибольшего пережима и сучивания коры. Возникающий здесь отток деформируемого материала в стороны способствует возникновению симметричных систем разноименных сдвигов.

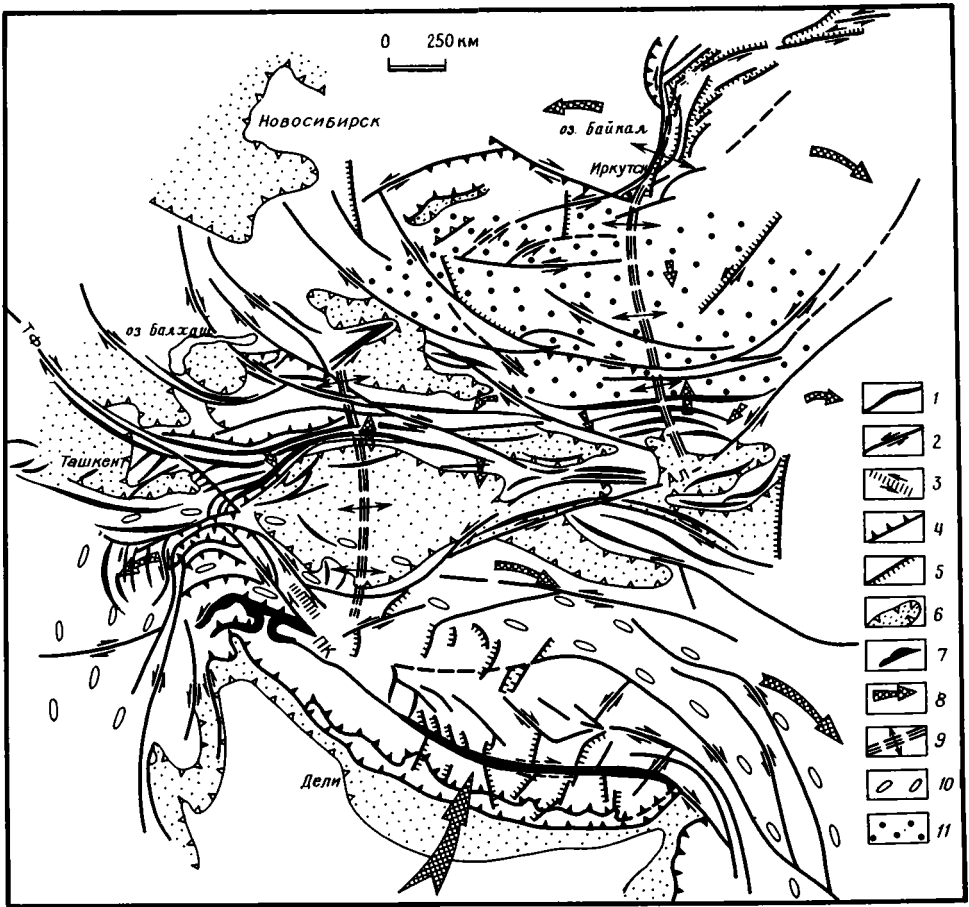


Рис. 5. Структурная схема Центральной Азии. Северная часть этого региона удлинена по простиранию в результате разнонаправленных поворотов блоков
 1 — линии простирания складок; 2 — сдвиги, 3 — широкие сдвиговые зоны пластического типа, 4 — взбросы и надвиги, 5 — сбросы, 6 — орогенные впадины, 7 — офиолиты, 8 — направления перемещения масс, 9 — оси растекания; области, находящиеся в обстановке: 10 — транспрессии, 11 — транстензии. Сдвиги: ТФ — Талассо-Ферганский, ПК — Памиро-Каракорумский, Ал — Алтынтагский

Наглядный пример подобного рода демонстрирует новейшая структура региона Центральной Азии (рис. 5), которая, как это ныне признано многими учеными, возникла в результате внедрения жесткого Индостанского штампа в остальную Евразию. В результате работ целого ряда исследователей (В. С. Буртман, А. В. Лукьянов, В. И. Макаров, П. Молнар, В. Н. Огнев, А. В. Пейве, С. В. Руженцев, А. И. Суворов, П. Таппонье, В. Г. Трифонов, С. И. Шерман и мн. др.) здесь обнаружены многочисленные крупные сдвиги с амплитудами до десятков и даже сотен километров. Новейшие подвижки по этим разрывам происходили в разное время, однако все они были активны в позднемiocен-четвертичное время. Чрезвычайно важно подчеркнуть, что по разрывам, развивавшимся в неогене и устанавливаемым по смещению структур, фациальных зон и по особенностям структурного рисунка, смещения того же знака происходили и в позднечетвертичное время (данные А. В. Лукьянова, В. И. Макарова, В. Г. Трифоновой, П. Молнара и П. Таппонье). Это свидетельствует, во-первых, о постоянстве в целом позднекайнозойского поля напряжений, а, во-вторых, о том, что с генетической точки зрения можно анализировать всю совокупную картину новейших разрывных нарушений.

Левые и правые сдвиги пространственно разобщены: правые северо-западного простираения располагаются на западе региона, грубо говоря, на северном продолжении левосдвиговой трансформной зоны западного фланга Индостана, а левые надстраивают такую же правостороннюю зону на восточном фланге последнего. Таким образом, здесь в первом приближении проявляется уже упоминавшаяся выше закономерность, согласно которой группы одноименных сдвигов концентрируются в широких зонах скашивания противоположного знака. Уже одно это обстоятельство в данном случае может косвенно свидетельствовать о наличии антитетического вращения сдвиговых разрывов Центральной Азии.

Ось симметрии («ось растекания»), разделяющая домены разноименных сдвигов, приурочена к месту наибольшего внедрения Индостанского штампа. Точнее, здесь можно наметить две более частные оси, одна из которых проходит между Таласо-Ферганским и Алтынтагским сдвигами, а другая — к югу от оз. Байкал. Угол встречи симметричных разноименных сдвигов, ограничивающих клиновидные блоки, составляет до 110° . Это заметно (на $30\text{—}40^\circ$) превышает экспериментальное значение ($65\text{—}70^\circ$) двойного угла скалывания и свидетельствует о развороте разрывов в сторону оси максимального растяжения. На структурной схеме видны антитетические повороты структурных линий, выраженные в подчеркивании поперечных к сдвигам направлений структур сжатия. Наконец, хорошо проявляется пластическая деформация (в плане) клиновидных блоков, ярким выражением которой является выпуклая к северу Тянь-Шанская дуга с Таримской впадиной в тылу. Подобный изгиб клиньев скорее всего возник в результате раздвижения и поворота в стороны соседних блоков.

Таким образом, совокупность приведенных данных свидетельствует о наличии продольного (субширотного) удлинения региона Центральной Азии в обе стороны — к западу и востоку. Это согласуется с выводами П. Молнара и П. Таппонье [29] о внедрении Индостана в Евразию, полученными на основании сходства плановой конфигурации сдвигов с траекториями максимальных касательных напряжений.

По существу сходный структурный рисунок наблюдается и в районе Кавказского синтаксиса (рис. 6), расположенного перед местом максимального внедрения Аравийской плиты в складчатый пояс. Здесь, главным образом в последние годы [6, 11, 13], обнаружен ряд протяженных сдвиговых зон глубинного заложения, которые хоть и замаскированы покровно-складчатыми деформациями, вместе с тем обнаруживаются по кулисности складок, наличию горизонтальных флексур, структур «конского хвоста» и др. Эти зоны простираются обычно под небольшим ($20\text{—}30^\circ$) углом к генеральному структурному плану и местами принимают даже почти продольную ориентировку; поперек них часто развиваются складки и надвиги. Эти факты свидетельствуют о транспрессивном варианте сдвиговой деформации (о чем говорит, кстати, и парагенезис сдвигов со структурами сжатия), либо о развороте разрывов в процессе раздавливания и последующем наложении на них структур сжатия, либо о том и другом одновременно. По типу проявления сдвиговой деформации (в данном случае, со сжатием) Большой Кавказ существенно отличается от региона Центральной Азии (к северу от Гималаев и Тибета), где сдвиговое поле напряжений выражено в непосредственном виде либо взаимодействует со сбросовым полем.

Сдвиги Большого Кавказа формировались в позднем миоцене — квартере приблизительно одновременно (хотя и с некоторым запаздыванием) со складчатостью ограничиваемых ими зон и блоков. Так, левые сдвиги западного ограничения Дагестанского клина имеют предакчагыльский возраст, а параллельные им сдвиги Кобыстана и Куринской впадины деформируют верхнеплиоценовые, а местами и четвертичные отложения.

В центральной части Большого Кавказа намечается ось растекания, выраженная сменой правых сдвигов левыми. Те и другие расходятся в разные сторо-

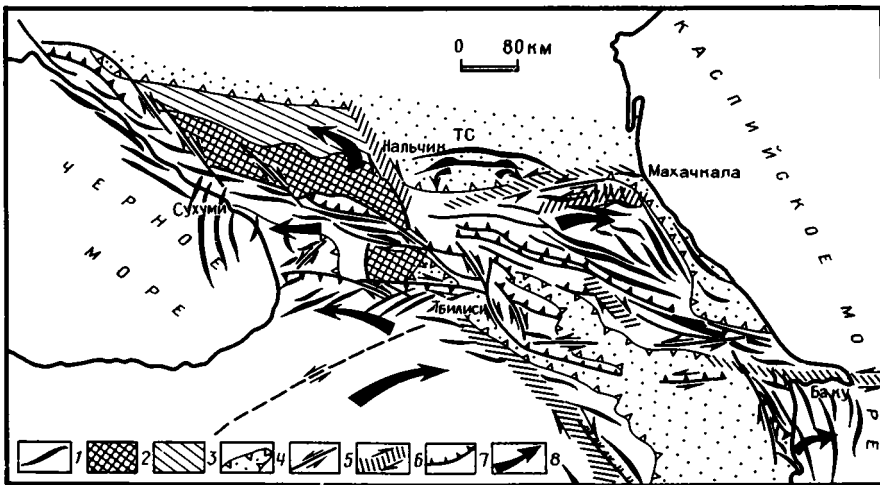


Рис. 6. Структурная схема Большого Кавказа — складчатой системы, испытавшей продольное удлинение за счет разнонаправленных поворотов блоков
 1 — линии простираия складок, 2 — кристаллическое ядро Большого Кавказа, 3 — Северо-Кавказская моноклираль, 4 — орогенные впадины, 5 — сдвиги, 6 — широкие сдвиговые зоны пластического типа, 7 — взбросы и надвиги, 8 — направления перемещения масс; ТС — Терско-Сунженская антиклинальная зона

ны от места наибольшего пережима (шейки) Большого Кавказа. К окончаниям крупных сдвигов приурочены пучки поперечных складок, сильно сжатые около этих разрывов и постепенно погружающиеся по удалении от них — признак антитетического вращения соответствующих крыльев. Имеется здесь и своего рода «Тянь-Шань» — дугообразно изогнутая Терско-Сунженская антиклинальная зона, которой, судя по наличию «ушей» по краям, несколько не хватало пространства для полного проседания в открывающийся сфенохазм (клинораздвиг). Пережимы Большого Кавказа в сочетании с признаками поворота и изгиба блоков в плане обрисовывают своего рода структуру мегабудинажа в горизонтальной плоскости. Продольное удлинение мегантиклинория компенсируется возникновением на его периклиналях симметричных зон поперечных складок.

Проблема пространства для поворачивающихся блоков. Эффект эксцентриситета. При антитетическом вращении блоки (независимо от того, рассматривается ли система сдвигов одного знака, сопряженные сдвиги разного знака или одиночный сдвиг) стремятся вдавиться своими углами в окружающее пространство (рис. 2). Воображаемая материальная линия, ориентированная поперек оси максимального сжатия, в этих местах будет приподниматься, а рядом — опускаться (рис. 2, Б, В). Следовательно, каждый поворачивающийся блок представляет собой эксцентрик, преобразующий вращательное движение в поступательное. Избыток масс, скапливающийся в мешающих повороту выступах блоков, частично «оседает» в виде надвигов и других структур сжатия, амплитуда которых постепенно убывает при удалении от сдвига. Сопряженные с выступами межблоковые зияния благоприятны для образования структур растяжения. Такой способ компенсации горизонтального перемещения (переход сдвига в надвиг или раздвиг), который вслед за А. И. Суворовым [16] часто именуют «динамопарой», установлен повсеместно. Однако возможно и «рассасывание» сопряженных выступов и зияний за счет перемещений только в горизонтальной плоскости. Оно происходит следующими способами.

1. Возникает попутное повороту дугообразное **листрическое искривление линии сместителя**. Оно может быть первичным — связанным с циклоидальной формой траекторий максимальных касательных напряжений. На реальных геологических примерах это было показано Дж. Каммингсом [24] и П. Молнар и

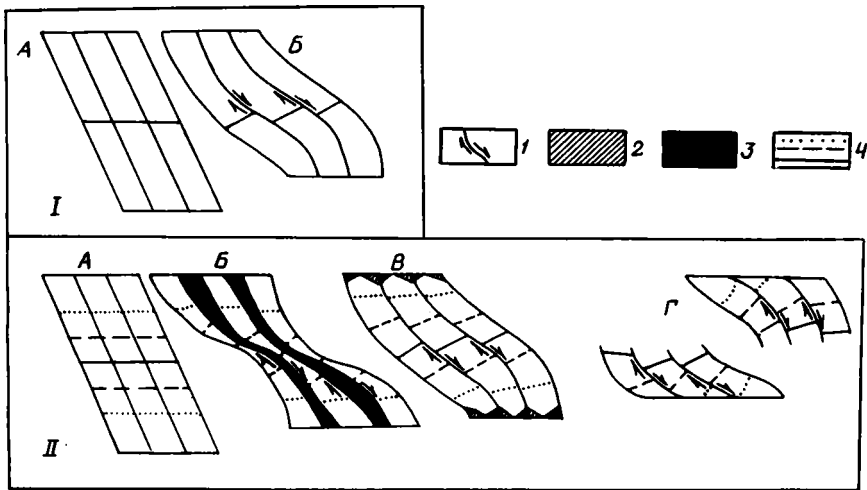


Рис. 7. Деформационный изгиб линий сдвигов (аналогия со складками) I — постепенное затухание сдвигов (по Р. Фройнду — [25]): А — до деформации; Б — после деформации; II — зависимость особенностей завершения сдвигов и характера их плановой конфигурации от кинематического типа изгиба блоков с учетом знака напряжений вдоль длинной оси — ось v — эллипсоида деформации: А — до деформации; Б — подобный изгиб (растяжение вдоль оси v ; В — концентрический изгиб (нулевое напряжение вдоль оси v); Г — пластическая деформация в ядре концентрической или диапировой складки (сжатие вдоль оси v)
 1 — сдвиги, 2 — участки концентрации сжимающих напряжений; 3 — участки концентрации растягивающих напряжений; 4 — воображаемые додеформационные маркеры первичного продольного простирания

П. Таппонье [29]. Кроме того, кривизна линии сместителя способна увеличиться и в процессе деформации. Это наглядно проиллюстрировано Р. Фройндом [25] посредством сравнения со слоями, проскальзывающими на крыле складки (рис. 7). Подобный методический подход представляется весьма продуктивным, так как он позволяет, используя известные геометрические особенности складчатых изгибов разного типа, выяснить зависимость целого ряда параметров сдвигов (форма в плане сместителя, амплитуда смещения, угол поворота крыльев и т. д.) от знака деформации вдоль длинной оси эллипсоида (рис. 7, II).

Проведенный нами геометрический анализ позволяет сделать следующие выводы: а) полный сопряженный (направленный в две противоположные стороны) изгиб может развиваться лишь при отсутствии каких-либо дополнительных напряжений вдоль длинной оси эллипсоида (деформация «чистого» сдвига), символизируемой складкой концентрического типа (рис. 7, II, В). Если деформация вдоль длинной оси эллипсоида характеризуется наличием заметного абсолютного растяжения, обычного для транстензии (подобная складка — рис. 7, II; Б), или, напротив, сжатия (т. е. транспрессии, ядро концентрической складки — рис. 7, II, В), линия сдвига может выгнуться лишь в одну сторону. Плавного затухания сдвигов на их обоих концах уже не получится, и горизонтальное перемещение в существенной мере будет компенсироваться деформациями в вертикальной плоскости: в первом случае — возникновением сбросов и раздвигов, во втором — структур сжатия; б) сдвиги, развивающиеся при одной и той же генеральной нагрузке, но при этом в разных обстановках транспрессии или транстензии, изгибаются в разные стороны, навстречу друг другу; в) амплитуды сдвигов при отсутствии дополнительных напряжений по длинной оси эллипсоида лимитируются шириной блоков или шириной зоны динамического влияния разрывов и величиной угла поворота [25]. При переходе к транстензивной области амплитуды резко возрастают за счет пластического течения по продольным («субширотным», на данном рисунке) отрезкам листрических сдвигов.

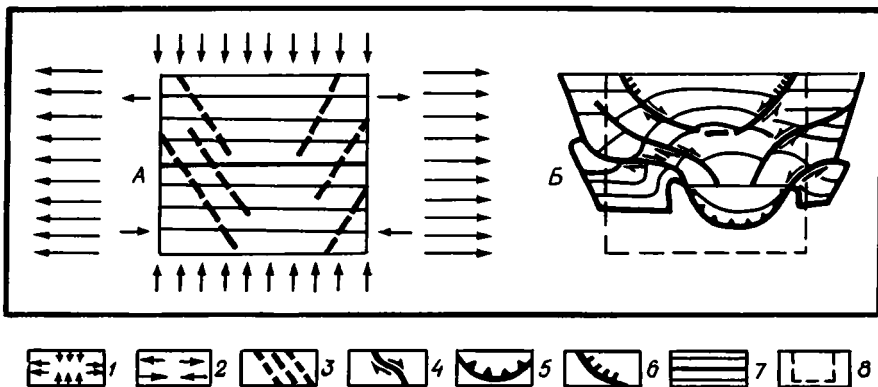


Рис. 8. Принципиальная схема зависимости плановой конфигурации сдвигов и кинематического типа поворота их крыльев от знака напряжений вдоль оси σ
 1 — направления горизонтального укорочения и удлинения, 2 — знак дополнительных напряжений вдоль оси σ . 3 — местоположение сдвигов в начале деформации; 4 — сдвиги, 5 — надвиги, 6 — сбросы, 7 — воображаемые додеформационные маркеры первично продольного простирания, 8 — первоначальный контур деформируемого участка

В области же транспрессии амплитуды уменьшаются; г) величина вращения крыльев максимальна для обстановки транспрессии, однако знак поворота здесь меняется в широком диапазоне — от антитетического на продольных отрезках разрывов до синтетического — на поперечных (см. также рис. 4); д) поперечное укорочение деформируемого объема уменьшается в сторону транстензивной области.

Рассмотренные особенности кинематики сдвиговой деформации в разных структурных обстановках автор попытался суммировать на специальной схеме (рис. 8). Если сравнить показанные на ней геометрические особенности деформационного планового изгиба сдвигов с известной геометрией первичной формы траекторий максимальных касательных напряжений при сжатии [18, 24, 29], можно увидеть их несомненное сходство. Это лишний раз подтверждает справедливость полученной картины. Отмеченные особенности фиксируются и в реальной геологической обстановке. Так, в пределах рассмотренного выше региона Центральной Азии (рис. 5) видно выгибание навстречу друг другу крупных сдвигов района Монголии и Прибайкалья, с одной стороны, и Памиро-Тибетской области — с другой. За счет этого наблюдаемый характер сочленения разноименных сдвигов на севере и юге рассматриваемого региона прямо противоположен; на севере они образуют плавные, выпуклые к югу дуги, а на юге сочленяются гораздо более резко, под острым углом. В промежуточной области крупные сдвиги (Галассо-Ферганский и Алтынтагский) обладают характерными двойными изгибами сместителей. В районе Памира и Тибета наблюдается довольно прихотливый рисунок структурных линий, где около сдвигов наблюдаются не только антитетические, но и синтетические повороты крыльев (Памир, Куэнь-Лунь). Легко видеть, таким образом, общее соответствие структурного рисунка региона показанному на предполагаемой теоретической модели (рис. 8).

Так, опираясь только на особенности плановой конфигурации сдвигов и структурных линий, не привлекая никаких данных об ассоциирующих структурах сжатия и растяжения (хотя на практике это, разумеется, делать необходимо), можно в данном случае легко прийти к выводу, что в южной части территории Центральной Азии (Памир, Южный Тибет, Гималаи) сдвигообразование шло в обстановке транспрессии, на севере (Монголия) — транстензии, а в пограничной зоне (Тянь-Шань, Куэнь-Лунь) — сдвига в узком смысле этого слова. Транспрессивный стиль деформации около края Индостанской плиты гово-

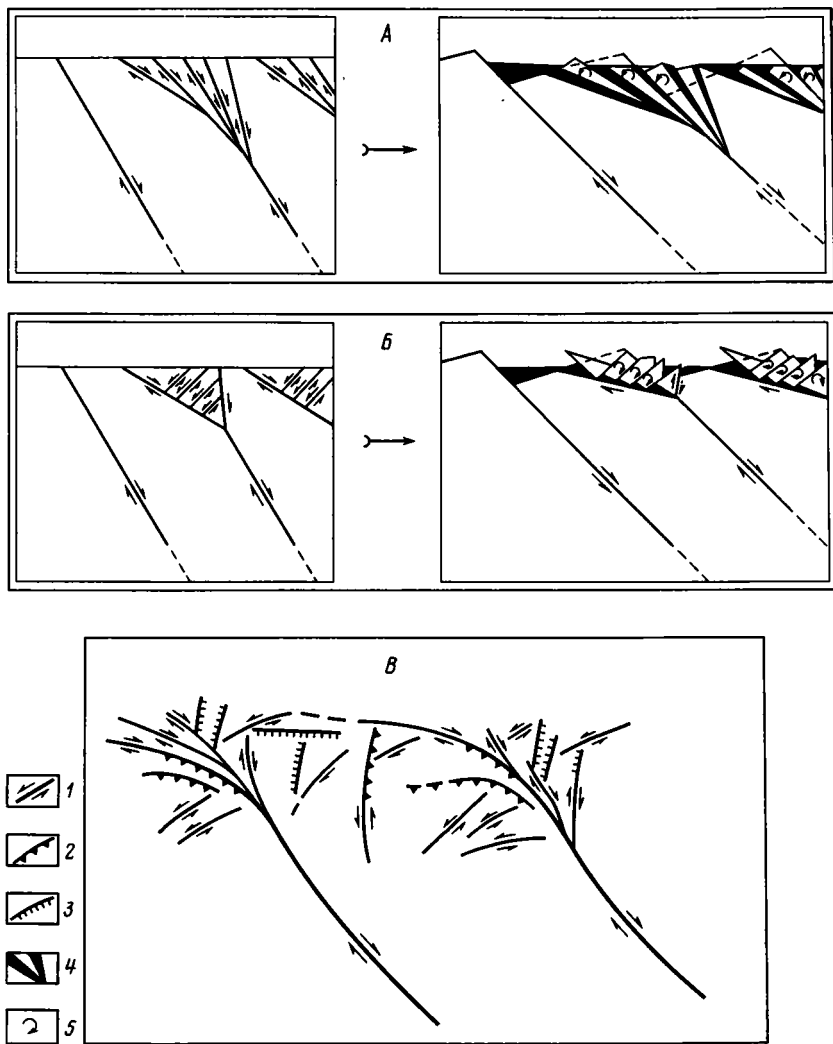


Рис. 9. Рассеивание сдвигового смещения за счет оперения основного разрыва малоамплитудными сдвигами

А — Б — принципиальные схемы (слева — до деформации, справа — после);
 А — веерообразное расщепление сместителя (по Дж. Андерсону, Дж. Чиннери и Р. Фройнду — [25]); Б — возникновение мелких сдвигов противоположного знака; В — обобщенный структурный рисунок области затухания сдвигов. 1 — сдвиги, 2 — взбросы и надвиги, 3 — сбросы и раздвиги, 4 — зоны между расходящимися блоками, 5 — направления поворотов блоков

рит о недостатке пространства здесь и тем самым подтверждает вероятность ее внедрения в Евразию.

2. Рассасывание избытка масс около опережающего крыла сдвига способно происходить за счет его **расщепления на несколько веерообразно расходящихся ветвей** (рис. 9). Впервые возможность подобного расщепления разрывов была теоретически и экспериментально доказана Дж. Андерсоном, однако примеры для сдвигов были получены позже Дж. Чиннери и Р. Фройндом [25]. Вероятно, полный (раскрытый в обе стороны) веер оперяющих разрывов должен возникать в том случае, когда синхронно поворачиваются оба соседних или сразу целый ансамбль ломтевидных блоков. Если же, как это часто бывает, антитети-

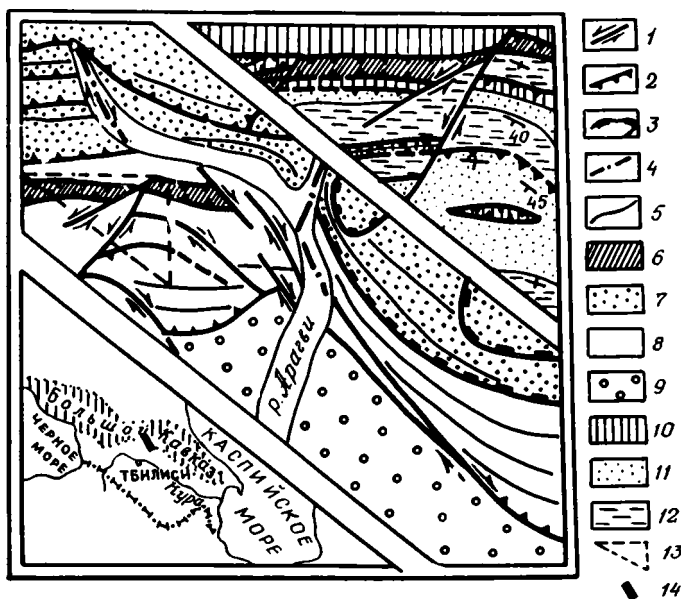


Рис. 10. Строение области северного затухания Восточно-Карталинской правосдвиговой зоны южного склона Большого Кавказа 1 — сдвиги, 2 — надвиги и взбросы, 3 — покровы, 4 — разрывы, запечатанные четвертичными отложениями, 5 — оси складок и маркирующие горизонты, 6 — нижнеюрские отложения чехла Грузинской глыбы, 7 — меловой флиш, 8 — флиш и дикий флиш палеогена, 9 — молассы неогена, 10 — сланцеватые глины верхней части среднего эоцена (ильдоканская свита), 11 — карбонатный флиш верхнего эоцена (надильдоканская свита), 12 — сланцеватые глины верхнего олигоцена — нижнего миоцена (майкопская серия), 13 — граница участка, изображенного на врезке вверху, 14 — местоположение района (на врезку внизу)

ческий поворот по отношению к соседнему условно неподвижному крылу испытывает одиночный блок (или крыло разрыва), формируется односторонний веер сперяющих нарушений, или «конский хвост». В свете проведенного выше анализа кинематики сдвигов в разных деформационных обстановках (рис. 7, 8) очевидно, что полный веер оперяющих сдвигов может возникать лишь при нулевом дополнительном напряжении вдоль длинной оси эллипсоида (концентрический изгиб — рис. 7, II, В), тогда как во всех остальных случаях он будет односторонним. Подобное расщепление в плане (особенно в форме одностороннего веера) демонстрируют многие крупные сдвиги: Северо-Анатолийский, Памиро-Каракурумский и мн. др.

3. Можно высказать предположение, что благодаря эффекту эксцентриситета в ликвидации избытка масс участвуют и **небольшие антитетические сдвиги обратного знака** (рис. 9, Б) — наподобие того, как это происходит, например, в грабенах, где крупный сброс часто сопряжен с малоамплитудными встречными сбросами [18] или же в структурах поддвигаемого типа, где глубинный шарьяж обуславливает выжимание направленных к поверхности встречных надвигов [6, 18, 20 и др.]. Как видно на рисунке, подобный способ компенсации сдвига также сопровождается некоторым расширением его зоны (как и при возникновении веера). Поскольку малоамплитудные сдвиги обратного знака поворачиваются в противоположную сторону, такая деформация может пойти либо при синтетическом вращении крыльев главного разрыва, либо при рассредоточенности смещения в широкой зоне простого сдвига. Выше этот вопрос уже обсуждался и приводились некоторые примеры (рис. 3).

В строении участков затухания конкретных разрывов могут отразиться все эти сложные особенности (рис. 9, В). В качестве примера (рис. 10) можно привести северное окончание одной из правосдвиговых зон Восточного Закавказья.

казья — той, которая с востока ограничивает Карталинскую впадину и в данном районе проходит вдоль долины р. Арагви (зона надстраивает к северу Сагурамо-Чатминскую правосдвиговую зону — 13). В восточном крыле сдвига находится Алисигорский покров флиша. Вероятно, его присутствие здесь обусловлено тем, что данное крыло переместилось к югу, попутно общему движению масс. На западном фланге покрова наблюдается параллельный сдвигу синтетический поворот осей складок. В западном крыле сдвига, смещавшемся навстречу региональной вергентности, отмечается явный недостаток пространства. Он выражен прежде всего в том, что здесь выведен на земную поверхность тектонический клин нижнеюрских пород Грузинской глыбы (так называемая Коринтская, или Юрская, чешуя), надвинутый как на молассы, так и на находящийся севернее флиш. Здесь же отмечаются аномальные для южного склона Большого Кавказа северо-вергентные надвиги. Западное крыло сдвига повернуто антитетически: вместо регионального запад — северо-западного простириания структуры здесь ориентированы широтно и даже с некоторой тенденцией заворота к восток — северо-востоку. Фиксируемая таким образом деформация продольного удлинения также связана с недостатком пространства в данном крыле сдвига. Основная сдвиговая зона веерообразно расщепляется; кроме того, в сильно сжатом западном крыле присутствует серия небольших левых сдвигов.

Компенсация продольного удлинения участков складчатого пояса осуществляется за счет возникновения раздувов последнего в плане, а также поперечных структур сжатия. Более подробно данный вопрос рассмотрен в специальных работах автора [4—6]. На приведенных выше примерах подобные структуры присутствуют на периклинальных окончаниях Кавказа и Копетдага (рис. 3, 6).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выделен ряд структурных рисунков, связанных с продольным перемещением внутри складчатых поясов. В местах концентрации сжимающих напряжений и горизонтального выдавливания деформируемого материала в стороны определяющим элементом этих структурных рисунков являются антитетические сдвиги, в процессе деформации поворачивающиеся в горизонтальной плоскости в сторону оси растяжения. Вращение фиксируется в соответствующих поворотах крыльев разрывов и в формировании в области затухания последних специфических клинонадвиговых и клинораздвиговых структур. Возникающие на окончаниях вращающихся сдвигов перекрытия и зияния могут помимо этого рассасываться и в сдвиговом поле напряжений — путем первичного и вторичного изгиба в плане линий сместителей, а также образования мелких оперяющих сдвигов того же или обратного знака. В определенных условиях (резкое увеличение сжатия или снижение вязкости пород) продольное перемещение может осуществляться и без поворота сдвигов и ограничиваемых ими блоков — посредством механизма продольного горизонтального расплющивания [8]. В структурном рисунке подобная деформация выразится только в том случае, если как-то проявится в плане сдвиговая компонента перемещения по продольным разрывам взбросо-надвигового и шовного типов. В местах сгущивания выжатого материала продольное перемещение компенсируется формированием поперечных структур сжатия и раздувов складчатого пояса.

Выделенные структурные рисунки встречаются (при сходных условиях деформации) в самых разных регионах Средиземноморско-Гималайского пояса и могут считаться типовыми. Их диагностика не встречает особых затруднений, что позволяет рассчитывать на возможность более широкого использования рассмотренной методики — для анализа кинематики других складчатых поясов и для более детальных кинематических построений.

Список литературы

1. Буртман В. С. Кинематика Карпатской структурной петли // Геотектоника. 1984. № 3. С. 17—31.
2. Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев С. В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения // Разломы и горизонтальные движения земной коры: Тр. ГИН АН СССР. Вып. 83. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 5—34.
3. Гептнер Т. М. Моделирование трещин скальвания в условиях больших деформаций // Вестн. МГУ. Геология. 1970. № 4. С. 81—89.
4. Копп М. Л. О происхождении поперечных складчатых зон эпигеосинклинальных складчатых поясов (на примере восточной части альпийского пояса Евразии) // Геотектоника. 1970. № 2. С. 94—107.
5. Копп М. Л. Горизонтальное выдавливание при сжатии орогенических поясов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56. № 2. С. 14—28.
6. Копп М. Л. Кинематика Кавказа на орогенном этапе // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 113—122.
7. Космическая информация в геологии. М.: Наука, 1983. 534 с.
8. Лукьянов А. В. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях // Разломы и горизонтальные движения земной коры: Тр. ГИН АН СССР. Вып. 80. 1963. С. 5—34.
9. Лукьянов А. В., Шерба И. С. Парагенетический анализ структур как основа тектонического районирования и составления среднемасштабных структурных карт складчатых областей // Принципы тектонического районирования (тектоника Сибири). Т. V. М.: Наука, 1972. С. 15—24.
10. Милеев В. С. К проблеме выделения интерференционной складчатости // Вестн. МГУ. Геология. 1977. № 6. С. 3—19.
11. Никитин М. Ю. Неотектоника Горного Дагестана // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 221—238.
12. Паталаха Е. И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.
13. Расцветаев Л. М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Изд. МГУ, 1973. Вып. 5. С. 57—108.
14. Расцветаев Л. М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физ.-тектон. процессов. Ч. 2. М., 1987. С. 173—235.
15. Сборщиков И. М. Глыба Лут (Восточный Иран) в системе структур Альпийского пояса // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 4. С. 941—944.
16. Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов // Тр. ГИН АН СССР. 1968. Вып. 179. 316 с.
17. Трифонов В. Г. Позднечетвертичные разрывные нарушения Западной и Центральной Азии по данным дешифрирования аэрокосмических снимков и наземным наблюдениям // Изв. вузов. Геология и разведка. 1976. № 11. С. 54—64.
18. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1981. 246 с.
19. Vazhenov M. L. Paleomagnetism of Cretaceous and Paleogene sedimentary rocks from the Kopet—Dagh and its tectonic implications // Tectonophysics. 1987. V. 136. N 3/4. P. 223—237.
20. Breddin H. Der Elburs in Iran, ein Schuppengebirge // Geologische Mitteilungen. 1970. Hf. 10. N 1. P. 61—100.
21. Carter L., Luenduk B., Terres R. Neogene clockwise tectonic rotation of the eastern Transverse Ranges, California, suggested by paleomagnetic vectors // Bull. geol. soc. Amer. 1987. V. 98. No. 2. P. 199—206.
22. Cloos E. Experimental analysis of fracture patterns // Bull. Geol. Soc. Amer. 1987. V. 66. P. 241—256.
23. Cloos H. Über antitetische Bewegungen // Geol. Rundschau. 1928. Bd 19. H. 3.
24. Cummings D. Theory of plasticity applied to faulting, Mojave Desert, Southern California // Bull. Geol. Soc. Amer. 1976. V. 87. No 5. P. 720—724.
25. Freund R. Kinematics of transform and transcurrent faults // Tectonophysics. 1974. V. 21. No 1/2. P. 93—134.
26. Harland W. B. Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen // Geol. Magazine. 1971. V. 108. P. 27—42.
27. Hoepfener R., Kalthoff E., Schrader P. Zur physikalischen Tektonik: Bruchbildung bei verschiedenen Deformationen im Experiment // Geol. Rundschau. 1969. V. 59. P. 179—193.
28. Ron H., Freund R., Eyal I. Block rotation by strike-slip faulting: Structural and paleomagnetic evidence // J. Geophys. Res. 1984. B. 89. No 7. P. 6256—6270.
29. Tapponnier P., Molnar P. Slip-line field theory and large-scale continental tectonics // Nature. 1976. V. 264. No 5584. P. 319—324.
30. Wilcox R. E., Harding T. R., Scely D. R. Basic wrench tectonics // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists. 1973. V. 57. P. 74—96.

Геологический институт АН СССР,
Москва, 109 017

Поступила в редакцию
17.VII.1989

УДК 551.24:553.98 (477.6)

© 1991 г.

ЧЕКУНОВ А. В., КАЛЮЖНАЯ Л. Т., ПАШКЕВИЧ И. К.,
РЯБЧУН Л. И.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ, МОДЕЛЬ РАЗВИТИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОГО ПАЛЕОРИФТА

Сейсмическими исследованиями ГСЗ и МОГТ выявлено продолжение позднепротерозойского грабена, находящегося в основании Днепровско-Донецкого рифта, к северо-западу от г. Полтавы. Здесь, за Криворожским поперечным разломом, грабен, по-видимому, распадается на несколько ветвей, находящих продолжение в Овручской структуре и в отдельных блоках Припятского прогиба. Глубинный процесс в мантии, приведший к формированию рифта, начался еще до рифея, в субплатформенную стадию развития Украинского щита и сопровождался дроблением коры, дифференцированными движениями блоков с существенно сдвигово-вращательной компонентой и основным магматизмом. Сопоставление особенностей распределения нефтегазовых месторождений в Днепровско-Донецком рифте с глубинным строением литосферы показывает, что они тяготеют к склонам выступов раздела Мохоровичича (М), сопровождающимся повышенной раздробленностью коры.

Глубинное строение. Днепровско-Донецкий палеорифт имеет двухъярусное строение [12, 13]. В его основании расположен сложный позднепротерозойский ров, выполненный отложениями мощностью 5—10 км. Выше располагается более широкий палеозойский грабен с рифтовыми образованиями девона — нижнего визе. Палеорифт в его днепровской части перекрыт широкой просто построенной Днепровско-Донецкой впадиной, сложенной породами, начиная с верхнего визе.

Палеорифт имеет северо-западное простираие и ограничен краевыми разломами. Его длина составляет около 1400 км, ширина увеличивается в юго-восточном направлении от 70 до 140 км. В том же направлении от 5 до 20—22 км возрастают глубины до предрифейского кристаллического фундамента. Палеорифт резко несогласно наложен на преимущественно субмеридиональные структуры этого фундамента. Такие структуры весьма выразительно проявились при формировании рифта, особенно на первых этапах его развития [2, 9, 10, 20 и др.]. Наиболее значительные из древних глубинных разломов — Одесско-Тальновский и Орехово-Павлоградский — определили деление палеорифта на Припятский, Днепровский грабены и Донецкое складчатое сооружение.

В поперечном сечении Днепровско-Донецкий рифт асимметричен. Это проявляется в большей погруженности его северо-восточного борта относительно юго-западного, смещении осевой части структуры к северу [29] и общей асимметрии строения всех подразделений земной коры региона [21].

В целом глубинное строение рифта хорошо известно. Здесь выполнен большой объем сейсмических исследований методами ГСЗ, КМПВ, МОВ, МОВ — ОГТ, составлена комплексная геофизическая модель строения земной коры [1, 14, 15, 28 и др.].

По геологии Днепровско-Донецкого палеорифта в последнее время получены следующие данные.

1. При исследованиях МОВ — ОГТ, проведенных в Днепровском грабене северо-западнее г. Полтавы [5], в пределах Сребненской депрессии, на временах до 6 с и более (~ 13—15 км глубины) зарегистрированы интенсивные отражения от горизонтов, расположенных значительно глубже преломляющей границы, сопоставляющейся ранее по данным КМПВ с поверхностью дорифейского кристаллического фундамента. Это дало основание предполагать наличие

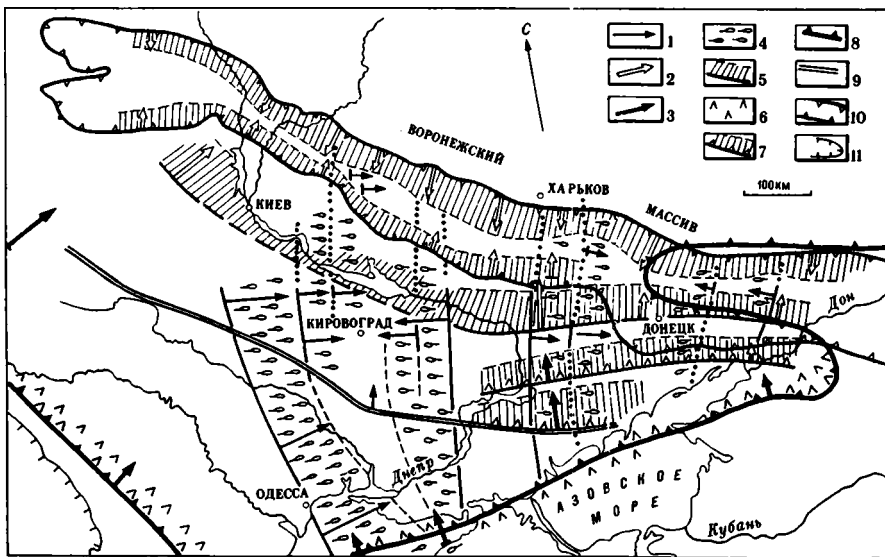


Рис. 1. Схема сублатеральных разломов Днепровско-Донецкого палеорифта и его обрамления [17]: 1—3 — направление падения разломов (длина стрелок обратно пропорциональна углу падения): 1 — раннепротерозойской активности, 2 — рифейской — палеозойской, 3 — альпийской; 4—7 — проекции сместителей разломов на дневную поверхность (чем положе разлом, тем шире проекция): 4 — раннепротерозойской активности, 5 — рифейской — палеозойской, 6 — альпийской, 7 — рифейских — палеозойских, подновленных в альпийском этапе; 8 — граница Восточно-Европейской платформы, 9 — Советск-Мелитополь-Ногайский линеймент, 10 — граница Днепровско-Донецкого (Сарматско-Туранского) палеорифта, 11 — контур Складчатых Карпат

в Сребненской депрессии между кристаллическими и нормально-осадочными образованиями 7—8-километровой толщи метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород овручской серии. Поэтому обнаруженный ранее ГСЗ «грабен в грабене» [12] может быть продлен северо-западнее Полтавы — до меридиана г. Ични. Кроме того, по особенностям вещественного состава нижнефаменских отложений присутствие верхнего протерозоя — нижнего палеозоя предполагается также в параллельных Сребненской депрессии прибортовых палеопрогнибах Днепровского грабена [5].

2. Исследованиями ГСЗ установлено, что под Овручской грабен-синклиналью Украинского щита мощность земной коры уменьшена до 32—35 км [16].

3. В южной части Припятского грабена в низах разреза осадочного чехла исследованиями ГСЗ — МОГТ выявлена линза пород мощностью до 12 км и шириной не менее 30 км, выполняющая плоский прогиб и сложенная, возможно, раннерифейским вулканогенно-осадочным комплексом. Под ней толщина коры уменьшается до 30—35 км [3].

4. Установлено [17], что вдоль Украинского щита параллельно Днепровскому грабену трассируются зоны разрывных нарушений, плоскости которых погружаются в сторону грабена.

5. В юго-восточной, наиболее прогнутой части Днепровско-Донецкого рифта, в районе Ростовского выступа (Калач-Эртильская наложенная впадина), впервые прослежены фрагменты слабометаморфизованных и слабодислоцированных структурно-формационных комплексов [7].

Весь изложенный новый материал суммирован на рис. 1—3, развивающих и дополняющих более ранние построения [12, 13, 18, 19 и др.]. Видно, что палеозойский рифтовый грабен полностью (за исключением припятской части) наследовал выделенный сейсмикой позднепротерозойский, расположился над ним и в целом расширил контуры рифтовой системы. Западнее же Брагинского выступа, за Лоевским поперечным разломом, Припятский палеозойский грабен

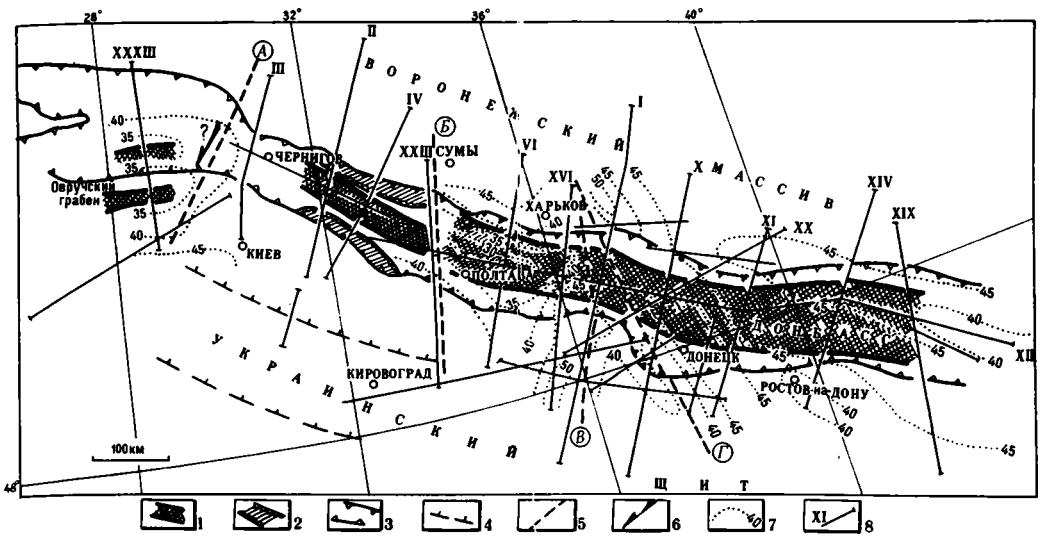


Рис. 2. Схема глубинной тектоники Днепровско-Донецкого палеорифта: 1 — верхнепротерозойские грабены в основании рифта; 2 — то же вероятные; 3 — границы палеозойского грабена; 4 — погружающиеся в сторону рифта разломы Украинского щита, 5 — древние разломы. А — Лоевский, Б — Криворожский, В — Орехово-Павлоградский, Г — Курско-Мариупольский; 6 — возможные сдвиговые смещения по ним при формировании рифта; 7 — изогипсы раздела М (в км); 8 — профили ГСЗ

значительно смещен к северу относительно позднепротерозойской Овручской грабен-синклинали (рис. 2). Показательно при этом, что под Припятским грабеном в отличие от Днепровского нет индивидуально выраженного утонения коры [3].

Кроме того, продвинувшись в палеозое на север, как бы «соскользнув» со своего верхнепротерозойского основания, Припятская зона прогибаний в большой степени утратила рифтовые признаки, поскольку в ней нет щелочно-базальтового вулканизма, столь характерного для рифтов и столь интенсивно проявившегося восточнее, в Днепровском грабене.

В юго-восточной, донецкой части Днепровско-Донецкого рифта мощности сейсмического комплекса, сопоставляемого с верхним протерозоем, наибольшие: он максимально погружен и располагается непосредственно на «базальте» кристаллической коры, поскольку «гранитный слой» под Донбассом отсутствует [12 и др.].

В днепровской части рифта, до Криворожского поперечного разлома, осевой верхнепротерозойский грабен хорошо выражен, но подстилается уже появившимся в разрезе коры «гранитным слоем». Западнее же Криворожского разлома грабен редуцируется в более узкую Сребненскую депрессию, а если по соседству с ней действительно существуют прибортовые рифейские прогибы, как полагают в [5], то и распадается на несколько ветвей. Это очень напоминает изменения, происходящие с краевыми разломами Днепровского грабена, которые западнее Криворожского разлома также резко уменьшают амплитуду и индивидуальную выраженность, превращаясь по простиранию в большое количество ветвящихся трещин [20].

Между меридианом г. Ични и Брагинским выступом верхнепротерозойские отложения не обнаружены; вероятно, они размыты. Далее они обнажаются в Овручской грабен-синклинали и прослежены сейсмикой вблизи нее, в южной части Припятского прогиба [3]. Связь между Овручской структурой и осевым верхнепротерозойским грабеном Днепровско-Донецкого рифта была впервые установлена по глубинным сейсмическим данным и объединяющему их подъему раздела М [16, 18].

Овручская грабен-синклиналь имеет в длину ~ 80 км, в ширину — от 20 (на западе) до 6—7 км (на востоке). Северная и южная границы представляют собой субширотные зоны разломов с дроблением и рассланцеванием пород. Северная зона нарушена значительно сильнее южной. Внутри грабен-синклинали породы собраны в пологие ($10\text{--}15^\circ$, местами больше) складки и разбиты небольшими разломами. Овручская грабен-синклиналь — пока единственное место, где мы с большой степенью надежности можем думать, что непосредственно изучаем отложения, выполняющие осевой грабен Днепровско-Донецкого рифта. Слабометаморфизованные комплексы овручской серии залегают несогласно на кристаллическом фундаменте Ростовского выступа [7]. Подробно они не описаны и пока лишь подтверждают присутствие верхнепротерозойских толщ в юго-восточной части рифта.

Рассмотрим поэтому овручскую серию более подробно. Ее слагают слабо-метаморфизованные осадочные и осадочно-вулканогенные толщи, располагающиеся непосредственно на древних образованиях фундамента [4]. Серия состоит из збраньковской и толкачевской свит. Первая из них сложена в основном эффузивными породами. В разрезе снизу вверх эффузивы образуют четыре покрова: миндалекаменных диабазов (43 м), кварцевых порфиров (95 м), диабазов (58 м), трахиандезитовых порфиритов (76 м), которые разделены пачками полимиктовых песчаников мощностью 14—34 м, гравелитов и филлитовидных сланцев. Мощность свиты около 340 м. Толкачевская свита, залегающая на збраньковской с базальными конгломератами, представляет собой толщу кварцито-песчаников мощностью ~ 900 м, лишь в нижней части содержащую прослойки пиррофиллитовых сланцев. Возрастной интервал овручской серии определен в 1480 ± 20 — 1385 ± 35 млн. лет. Овручская серия ранее, очевидно, была развита значительно шире, чем сейчас, во всяком случае к северу. На это указывает, в частности, то обстоятельство, что все пространство между грабен-синклиналью и крупным сбросом, отделяющим Украинский щит от Припятской впадины, охвачено субширотными разломами.

Скорости распространения продольных сейсмических волн в овручских песчаниках составляют, по данным лабораторных определений [6], ~ 5700 м/с, по данным КМПВ [8] — 5750 (5700—5900) м/с. Такие же значения скоростей свойственны и комплексу пород, выполняющих осевой грабен Днепровско-Донецкого рифта на всем его протяжении (рис. 3). Это и является основным критерием идентификации указанных отложений.

Нефтегазоносность. Главным газонефтеносным регионом Украины является Днепровский грабен. Здесь разведано более 120 месторождений, добывается $\sim 90\%$ нефти и газа республики. Поиск залежей все более уходит на глубину, достигнув отметок 5—6 км и более. Основные перспективы связываются с терригенно-карбонатными отложениями серпуховского, визейского и турнейского ярусов нижнего карбона. Считается установленным, что масштабы и направленность процессов генерации, миграции, аккумуляции и консервации углеводородов определяются тектоническими, литофациальными, геохимическими, термобарическими и гидрогеологическими условиями седиментационного бассейна [29]. В то же время остаются невыясненными и проблематичными связи этих процессов с глубинным строением земной коры и ее эволюцией.

Располагая геофизическими материалами о строении литосферы Днепровского грабена и данными о пространственном распределении в нем многочисленных нефтегазовых залежей, можно предпринять попытку изучить эти связи.

Были рассмотрены соотношения между глубиной залегания раздела М (толщиной земной коры), степенью его раздробленности разрывными нарушениями и расположением нефтегазовых месторождений.

По данным ГСЗ, толщина земной коры под грабеном составляет 30—40 км, увеличиваясь к Украинскому щиту и Воронежскому массиву до 40—50 км и более. Осевой части грабена соответствует на глубине антиклинальный перегиб раздела М со сводом в виде узкого эллипса неправильной формы (рис. 4, а, б).

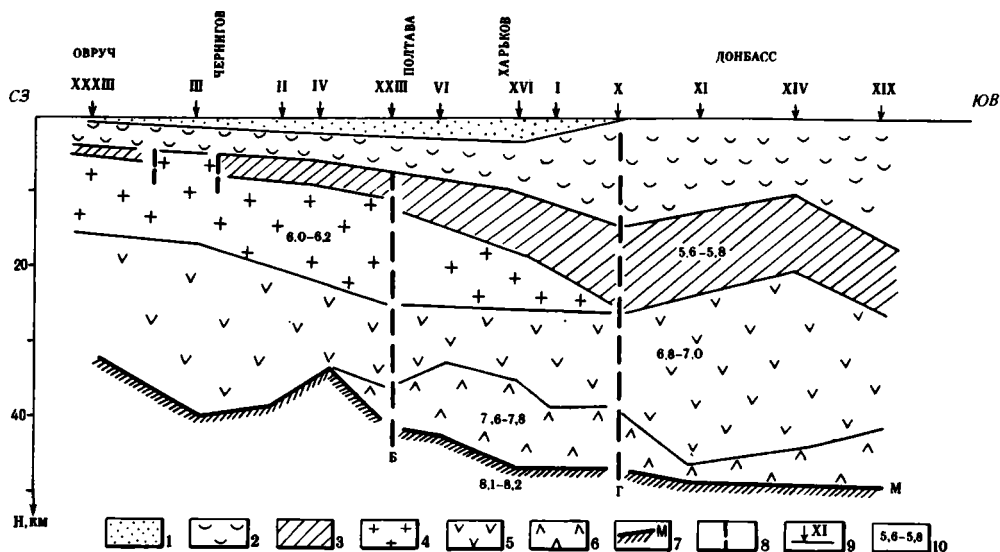


Рис. 3. Схема распределения скоростей сейсмических волн в земной коре Днепровско-Донецкого палеорифта:

1—3 — осадочный комплекс: 1 — стадии синеклизы (мезозой — палеоген), 2 — заключительной стадии образования рифта (палеозой), 3 — начальной стадии (поздний протерозой); 4 — «гранитный» комплекс; 5 — «базальтовый» комплекс; 6 — коромантийная «смесь»; 7 — раздел М; 8 — разломы: Б — Криворожский, Г — Курско-Мариупольский; 9 — профили ГСЗ (см. рис. 2); 10 — скорости продольных сейсмических волн (в км/с)

Минимальные глубины до подошвы коры (30 км) зафиксированы к северу от Полтавы, северо-восточнее Солоховско-Матвеевского вала. К западу, востоку, северу и югу раздел М погружается, достигая отметок 35—40 км в районах Прилуки — Чернигов и Шебелинки и 40—45 км вблизи краевых разломов грабена.

Сопоставление этих особенностей рельефа раздела М с размещением нефтегазовых месторождений показывает, что они тяготеют к отметкам 35—40 км, имея максимум вблизи 37,5 км (рис. 4, в). Эти отметки характеризуют склоны поверхности М, и они, следовательно, в указанном интервале глубин наиболее перспективны для поисков месторождений в региональном плане.

Степень тектонической раздробленности раздела М определялась расчетом показателя $N = KA$, предложенным в [22]. Показатель характеризует общую величину разрывной деформации по вертикали, зависящую от количества разломов на единицу длины границы (K) и их средней амплитуды (A). Расчеты показывают, что наиболее раздроблены склоны свода, образованного разделом М (рис. 4, г). В осевой части грабена $N = 0,1$, при приближении к южному борту этот показатель увеличивается, приближаясь к 0,2, а к северному борту заметно превосходит это значение. Последнее обстоятельство отражает асимметрию, «перекос» Днепровского грабена [21], проявляющийся даже в самых глубоких этажах земной коры.

Разломы раздела М по мере продвижения вверх ветвятся и создают рой более мелких нарушений, дробящих фундамент и нижние горизонты осадочного чехла [23]. Здесь также наблюдаются сгущения нефтегазовых месторождений грабена.

Суммируя, можно заключить, что в Днепровском грабене участки склонов раздела М, характеризующиеся повышенной раздробленностью, наиболее благоприятны для поиска месторождений. Сопоставление с другими регионами показывает [30], что роль глубинных факторов — подъема раздела М и повышенной раскрытости недр — в образовании крупных областей интенсивного опускания потенциально нефтегазоносных бассейнов и продуктивных зон несомненна.

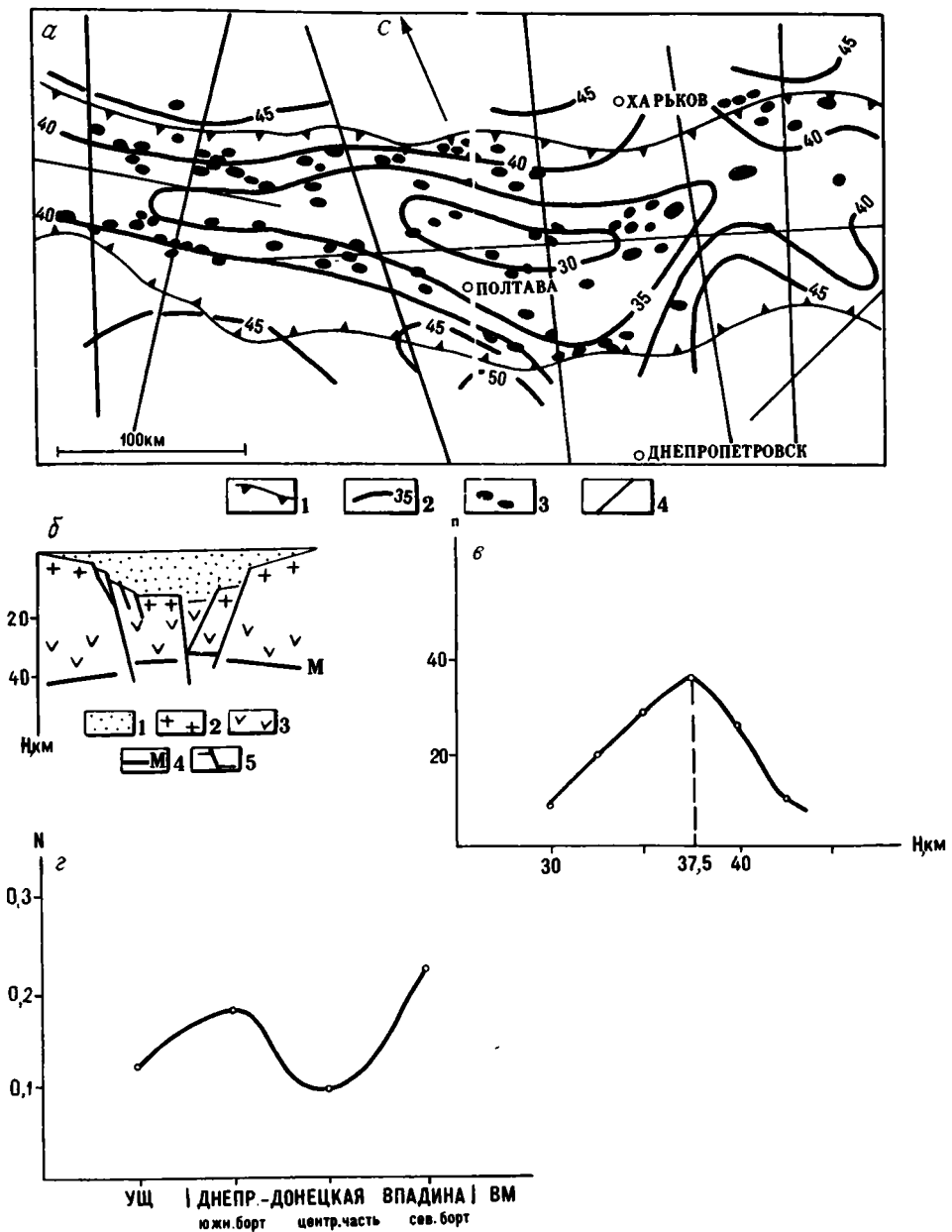


Рис. 4. Глубинное строение и нефтегазоносность Днепроовско-Донецкого палеорифта: а — соотношение рельефа раздела М и нефтегазовых месторождений: 1 — красные разломы Днепропетровского грабена; 2 — изогипсы раздела М (в км); 3 — месторождения нефти и газа; 4 — профили ГСЗ; б — характерный разрез через Днепропетровский грабен: 1 — осадочный слой; 2 — «гранитный» комплекс; 3 — «базальтовый» комплекс; 4 — раздел М; 5 — разломы; в — кривая распределения нефтяных и газовых месторождений Днепропетровского грабена в зависимости от глубины залегания раздела М; г — количество месторождений углеводородов, H — глубина до раздела М; г — тектоническая раздробленность раздела М (показатель $N=K\bar{A}$, где K — количество нарушений на единицу длины границы, \bar{A} — средняя амплитуда смещения по разрывам); УЩ — Украинский щит, ВМ — Воронежский массив

Практически повсеместно, за редкими исключениями, наблюдается обратная связь между глубиной границы М и мощностью осадочного чехла: чем меньше глубины до М, тем больше толщина чехла. Подъем раздела М связан, по-видимому, с возбужденным состоянием мантии, что создает термобарические условия, способствующие генерации и миграции нефтяных углеводородов. Нефтяные и газовые месторождения закономерно приурочены к склонам выступов М, которым соответствуют обратные склоны седиментационных бассейнов. По-видимому, такая обстановка наиболее благоприятна для образования месторождений и их прогнозирования. Пространственное положение раздела М и его оптимальная раздробленность определяют место, форму и глубину нефтегазоносных бассейнов и наряду с другими упомянутыми выше факторами генерацию, направление миграции и накопление нефтяных углеводородов.

История и модель развития. Приведенный материал показывает, что проседание Днепровско-Донецкого рифта по разломам и заполнение его вулканогенно-осадочными толщами началось не в среднем девоне, как еще недавно считало большинство исследователей, а в позднем протерозое (рифее). Однако глубинный мантийный процесс, приведший в итоге к возникновению рифта, начался, по-видимому, еще раньше.

Действительно, становление кристаллического субстрата юга Восточно-Европейской платформы завершилось 1,6—1,7 млрд. лет назад после мощной общей гранитизации конца раннего протерозоя. Примерно в это же время, в субплатформенную стадию развития Украинского щита, произошло внедрение Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов габбро-лабрадоритов. Разломы, с которыми связаны эти плутоны, параллельны Днепровско-Донецкому рифту и погружаются под него. Вполне возможно, что они являлись подводными каналами магмы, поступавшей из-под рифта из единого расположенного под ним астеносферного очага. Таким образом, подготовительный глубинный процесс, приведший к образованию рифта, начался еще до начала рифейского осадконакопления.

На это же косвенно указывает анализ магнитного поля [25]. По интенсивным положительным магнитным аномалиям на Украинском щите выделяются ядра древнейшей консолидации, имеющие морфологию «реликтов» среди крупных блоков. Они имеют субмеридиональное простирание (рис. 5). Все они характеризуются высокой степенью «базальтоидности» коры и, как правило, сопровождаются прогибами раздела М [26]. В верхней части коры в них развиты породы гранулитовой фации метаморфизма, гранитизированные в архее — раннем протерозое. В Побужье древнейшие неоднородности, сопровождаемые весьма «стройной» полосой Одесско-Гайсинских магнитных аномалий (Подольский чарнокит-гранулитовый пояс), в районе Немировского и Тетеревского разломов северо-восточного простирания неожиданно распадаются на ряд фрагментов. На северо-востоке обособляется Киевская неоднородность (Ядловско-Трактеевские аномалии). На северо-западе появляются неоднородности уже северо-восточных, согласных с названными разломами простираний (Винницкая, Новоград-Волынская). Последняя имеет двухъярусное строение фундамента (новоград-волынская серия осадочно-вулканогенных пород слагает наложенную синклинали, перекрывающую активизированные древние породы, в том числе днестровско-бугской серии). В раннем протерозое произошло внедрение основных интрузий Шепетовского массива. Все это говорит об обстановке растяжения на участке Новоград-Волынской аномалии, наступившей уже после консолидации древних ядер.

Поскольку эти преобразования в полосе древнейших ядер происходят при приближении с юга к рифейскому Волынско-Оршанскому палеорифту северо-восточного простирания, имеются основания предположить, что процесс его заложения в виде дробления и сбросо-сдвиговых подвижек субстрата начался еще до накопления рифейских — вендских осадочно-вулканогенных толщ.

Образование Подольского пояса чарнокит-гранулитовых ядер консолидации завершилось к концу раннего архея. После мощной общей гранитизации ран-

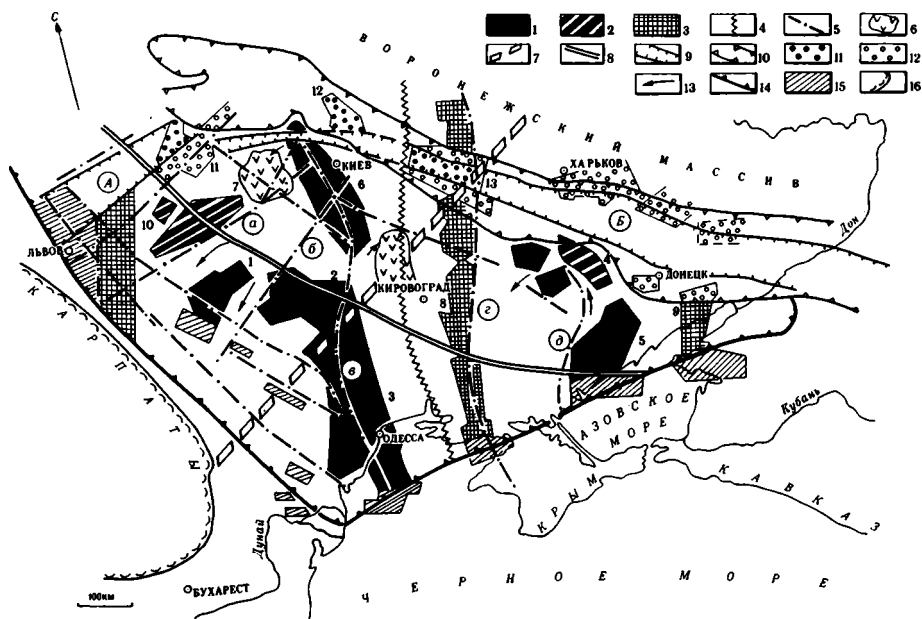


Рис. 5. Магнитные неоднородности литосферы Украины и их тектоническое истолкование: 1 — ядра древнейшей консолидации; 2 — то же переработанные; 3 — древние шовные зоны; 4 — глубинная протоzona, разделяющая гранулит-базитовый (на западе) и зеленокаменный (на востоке) сегменты архейской протокоры; 5 — древние разломы Украинского щита (а — Тетеревский, б — Немировский, в — Одесско-Тальновский, г — Криворожско-Кременчугский, д — Орехово-Павлоградский); 6 — Коростенский и Корсунь-Новомиргородский плутоны габбро-лабрадоритов, анортозитов и рапакиви; 7, 8 — мантийные линейменты; 9 — краевые разломы рифейских палеорифтов (А — Волыно-Оршанского, Б — Овручко-Донецкого); 10 — краевые разломы Днепровско-Донецкого палеозойского палеорифта; 11 — интрузии базальтоидов в осевых частях палеорифтов фанерозоя; 12 — то же в краевых частях палеорифтов; 13 — направление возможных сдвигово-вращательных движений древних блоков при заложении палеорифтов; 14 — краевой шов — граница Восточно-Европейской платформы; 15 — неоднородности краевого шва; 16 — фронт надвига Складчатых Карпат.

Цифры на схеме — магнитные неоднородности: 1 — Винницкая, 2 — Гайсинская, 3 — Одесско-Ананьевская, 4 — Синельниковская, 5 — Западно-Приазовская, 6 — Киевская, 7 — Новоград-Волинская, 8 — Западно-Ингулецкая, 9 — Восточно-Приазовская, 10 — Львовская, 11 — Дубровицкая, 12 — Черниговская, 13 — Лохвицкая

него протерозоя континентальная кора была полностью сформирована и в нее были «впаяны» гранитизированные древние ядра. В субплатформенную стадию формирования Украинского щита начался локальный глубинный процесс деструкции коры, сопровождавшийся в ее верхней части образованием разломов и дифференцированными движениями блоков и литопластин. Эти движения имели в существенной степени сдвигово-вращательный характер (рис. 5). Вращение происходило против часовой стрелки, было разноамплитудным и реализовывалось по разломам общей северо-восточной направленности. Глубинный процесс преобразования литосферы сопровождался появлением в ее верхах магматитов основного состава.

В рифее — венде движения блоков приняли существенно сбросовый характер. Северо-западный сектор Украинского щита был опущен и пересечен Волыно-Оршанским рифтом северо-восточной ориентировки. В рифте накапливались терригенно-вулканогенные толщи трапповой формации. Процесс глубинного преобразования коры продолжался, вследствие чего «реликты» древнейших ядер консолидации, попавшие в сферу его воздействия, были сильно переработаны (Новоград-Волинская неоднородность).

Изложенное показывает: 1) Волыно-Оршанский палеорифт, во всяком случае его глубинный мантийный «корень», был ранее гораздо шире, чем мы сей-

час видим на поверхности, и его южная граница проходила в районе Немировского разлома или еще южнее; 2) глубинный мантийный процесс заложения рифта начался намного раньше, чем он проявился в рифее — венде на поверхности в виде зоны опускания и седиментации.

Аналогичные явления происходили, очевидно, и при заложении Днепровско-Донецкого палеорифта. Так, при рассмотрении Западно-Приазовской субмеридиональной полосы древнейших консолидированных ядер видно, что при приближении к Днепровско-Донецкому рифту, как и при приближении Одесско-Гайсинских аномалий к Волыно-Оршанскому рифту, полоса распадается на ряд блоков-фрагментов, как бы вовлеченных в спиралеобразное вращение против часовой стрелки (рис. 5). Наиболее близкий к Днепровско-Донецкому рифту Синельниковский фрагмент значительно отличается от остальных: его магнитное поле сильнее дифференцировано, здесь внедрились основные — ультраосновные породы, к нему приурочен Терсянский снитовый массив. Северо-восточный фрагмент Синельниковской неоднородности может рассматриваться как переработанный при заложении и формировании Днепровско-Донецкого рифта «отторженец» ядра древней консолидации.

На северо-западе Украинского щита Киевская древняя неоднородность становится более широтной, чем ее южное продолжение — Одесско-Ананьевская магнитная аномалия (рис. 5). Киевская неоднородность как бы провернулась «в стремлении согласовать» свое простираие с рифтом.

Общность и синхронность явлений переработки древних неоднородностей в краевых частях фанерозойских рифтов Украины (Волыно-Оршанского и Днепровско-Донецкого) свидетельствуют о единстве происходивших под ними глубинных процессов. Они тяготеют к линейным зонам разломов диагональной ориентировки, расчленивших Сарматский щит при его действии еще в субплатформенную стадию, задолго до рифея. При этом площадь проявления глубинных мантийных неоднородностей всегда превосходила размеры возникавших над ними рифтовых провалов.

Механизм образования Днепровско-Донецкого палеорифта неоднократно обсуждался [27 и др.]. Подъем разогретого мантийного материала с последующим растеканием его в стороны привел к растаскиванию, утонению и растрескиванию земной коры, насыщению ее плотными массами основного состава, уменьшению магнитности слагающих кору пород. Этот процесс сопровождался грабенообразным проседанием поверхности фундамента с накоплением мощных осадочных толщ и щелочно-базальтоидным магматизмом, особенно интенсивным в девоне.

Грабенообразование происходило в два этапа: рифейско-раннепалеозойский и девонско-ранневизейский, что привело к возникновению структуры двойного телескопированного грабена. Первый из них, более узкий и древний, находится в основании структуры. Процесс образования грабенов и магматизма развивался с юго-востока на северо-запад и завершился, мигрируя в обратном направлении [20]. С позднего визе над днепровской частью палеорифта сформировалась весьма пологая и широкая платформенная депрессия типа синеклизы (Днепровско-Донецкая впадина).

Эволюция глубоких частей литосферы, обусловившая эти приповерхностные проявления, реконструирована в работе [24, рис. 2].

Итак, основные элементы модели строения и развития Днепровско-Донецкого палеорифта следующие: 1) появление в начале позднего протерозоя глубинного «астеносферного» магматического очага, генерировавшего в субплатформенную стадию развития Украинского щита материал его габброидных плутонов с гранитами рапакиви; 2) формирование, начиная с рифея, двухъярусной линейной рифтовой структуры, сопровождавшееся растяжением земной коры, ее мощным дроблением и интенсивным щелочно-базальтоидным вулканизмом; 3) формирование над рифтом с конца палеозоя и в мезозое пологой широкой платформенной синеклизы — Днепровско-Донецкой впадины.

Близкую по сути модель предлагали некоторые геологи еще в 1920—1940-х

годах. Это делалось чисто логическим путем, так как данных геофизики и глубокого бурения еще не было. Д. Н. Соболев [11], например, еще в 1926 г. выделял «Амодецийскую геосинклиналь» (читай: Днепровско-Донецкий рифт), с заложением которой связывал появление «раннеотрийских интрузий рапакиви» (Коростенский и Корсунь-Новомиргородский плутоны), и допускал еще более раннее начало образования этой геосинклинали — «альгоникскую складчатость». «Амодецийская геосинклиналь» приурочивалась ко шву (глубинные разломы), отделяющему «Украинскую плиту» (щит) от «Центрально-Русской континентальной плиты» (Воронежский массив и севернее). Эти структуры уже существовали «к концу протерозоя». С «Амодецийской геосинклиналью» связывалась «Днепро-Донецкая меловая мульда», или «впадина» с более интенсивно прогибающейся центральной частью и меловыми «плечами». Многое сейчас известно полнее и лучше, но «эскиз» Д. Н. Соболева поистине впечатляет.

Список литературы

1. *Бородулин М. А., Калужная Л. Т., Манюта М. Г. и др.* О глубинном строении Днепровско-Донецкого авлакогена // Строение земной коры в верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев: Наук. думка, 1977. С. 35—45.
2. *Гавриш В. К., Рябчин Л. И.* Генезис и нефтегазоносность краевых глубинных разломов Днепровско-Донецкого рифта. Киев: Наук. думка, 1981. 151 с.
3. *Гарецкий Р. Г., Боборыкин А. М., Богоино В. А. и др.* Глубинные сейсмические зондирования на территории Белоруссии // Геофиз. журн. 1986. № 4. С. 3—8.
4. *Дранник А. С.* Тектоника и стратиграфия Словечанско-Овручской возвышенности в северной части Украинского щита // Геотектоника. 1968. № 3. С. 70—76.
5. *Ермаков И. М., Лукин А. Е., Турчаненко Н. Т.* Додевонский грабен Днепровско-Донецкого авлакогена // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1988. С. 10—13.
6. *Колгина А. Н.* Сейсмические исследования в зоне контакта кислых и основных пород в районе Володарска-Волинского // Геол. журн. 1958. № 6. С. 17—27.
7. *Колосовская В. А., Почтаренко В. И., Чебаненко И. И., Ключко В. П.* Новые данные о структуре кристаллического фундамента Днепровско-Донецкой впадины и смежных регионов // Геодинамика и минералогения Украины. Кривой Рог: Изд-во Мингео УССР, 1989. С. 24—25.
8. *Кравец В. В.* Применение сейсморазведки для изучения тектонического строения западной окраины Овручского массива // Тр. Ин-та геол. наук АН УССР. Сер. геофиз. Вып. 2. Киев: Изд-во АН УССР, 1958. С. 43—56.
9. *Рябчин Л. И.* Проявление Припятско-Маньчжского глубинного разлома в осадочном чехле Днепровско-Донецкой впадины // Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев: Наук. думка, 1975. С. 184—185.
10. *Рябчин Л. И., Чекунов А. В.* Анализ развития нарушений в зонах краевых разломов Днепровского грабена // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1985. С. 31—34.
11. *Соболев Д. Н.* Эскиз плана и архитектуры кристаллического фундамента Скандо-России // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1926. Т. IV. № 3—4.
12. *Соллогуб В. Б., Бородулин М. А., Чекунов А. В.* Глубинная структура Донбасса и сопредельных регионов // Геол. журн. 1977. Вып. 2. С. 23—53.
13. *Соллогуб В. Б., Чирвинская М. В., Чекунов А. В.* Днепровско-Донецкий авлакоген — рифтовая система в теле Европейской платформы // Проблемы рифтогенеза. Иркутск: Изд-во Ин-та земной коры СО АН СССР. 1975. С. 107—108.
14. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* Глубинное строение и эволюция земной коры // Проблемы физики Земли на Украине. Киев: Наук. думка, 1975. С. 118—141.
15. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Калужная Л. Т. и др.* Глубинное строение земной коры Днепровско-Донецкого авлакогена // Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наук. думка, 1978. С. 158—169.
16. *Соллогуб В. Б., Калужная Л. Т.* Глубинное строение коры Овручского синклиория (Украинский щит) по данным ГСЗ // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1981. № 9. С. 27—29.
17. *Соллогуб В. Б., Соллогуб Н. В., Чекунов А. В.* Сублатеральные разломы в кристаллическом субстрате юга Восточно-Европейской платформы // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1981. № 5. С. 18—22.
18. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* Литосфера Юго-Восточной Европы по данным геофизики // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 12. С. 3—12.
19. *Соллогуб В. Б.* Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 184 с.
20. *Чекунов А. В., Рябчин Л. И.* Динамика краевых разломов Днепровского грабена // Геотектоника. 1986. № 5. С. 72—79.
21. *Чекунов А. В., Кучма В. Г.* О глубинной асимметрии геологических структур // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233. № 1. С. 211—213.
22. *Чекунов А. В., Кучма В. Г.* Показатель тектонической раздробленности // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1982. № 12. С. 1080—1082.

23. Чекунов А. В., Кучма В. Г. Глубинная структура разломов // Геотектоника. 1979. № 5. С. 24—37.
24. Чекунов А. В. Геодинамическая модель геотраверса Днепровско-Донецкий палеорифт — Украинский щит — Южные Карпаты // Геотектоника. 1989. № 6. С. 3—12.
25. Чекунов А. В., Пашкевич И. К. Тектоническая природа магнитных неоднородностей в литосфере Украины // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1989. № 5. С. 22—26.
26. Чекунов А. В., Соллогуб В. Б., Пашкевич И. К. и др. Литосферные неоднородности юга Восточно-Европейской платформы // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1989. № 3. С. 27—31.
27. Чекунов А. В. О механизме образования структур типа авлакогенов (на примере Днепровско-Донецкой впадины) // Геотектоника. 1967. № 3. С. 3—18.
28. Чирвинская М. В., Соллогуб В. Б. Глубинная структура Днепровско-Донецкого авлакогена по геофизическим данным. Киев: Наук. думка, 1980. 177 с.
29. Шпак П. Ф., Демьянчук О. В., Курилюк Л. В. и др. Нефтегазоносность глубокопогруженных комплексов осадочных пород Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Препринт ИГН АН УССР, 1984. 59 с.
30. Chekunov A. V., Shchukin Y. K., Semov V. N. et al. Results of Deep Seismic Studies of the Oil- and Gas-Bearing Basins in the USSR // Explorat. Res. Conf. Potential of Deep Seismic Profiling for Hydrocarbon Exploration. Arles, France, 19—23, June, 1989. Blackwell Sci. Publ. P. 4—5.

Институт геофизики АН УССР,
Киев, 252680

Поступила в редакцию
4.1.1990

© 1991 г.

БАЖЕНОВ М. Л., БУРТМАН В. С., ЦЫГАНОВА И. В.**К РЕКОНСТРУКЦИИ МЕЗОЗОЙСКОГО ТЕТИСА НА КАВКАЗЕ**

Геологические и биогеографические данные свидетельствуют о том, что Армянский микроконтинент в юрский период был отделен от Евразии глубоководной зоной океана мезо-Тетис. Результаты палеомагнитного исследования позволяют сделать вывод о том, что расстояние между Армянским микроконтинентом и кавказской окраиной Евразии, измеренное вдоль раннеюрского меридиана, не превышало 500—600 км.

С позднего палеозоя океан Тетис представлял собой залив Мирового океана, глубоко вдававшийся в тело Пангеи между бывшей Гондваной и той частью Лавразии, которая позднее станет Евразией. В течение мезозоя и кайнозоя происходило разрастание Евразийского материка за счет приращения к нему микроконтинентов Тетиса, а затем и континентов Гондваны. Приближаясь к Евразии, микроконтиненты отшнуровывали от Тетиса окраинные бассейны с океанической корой [3, 25]. Столкновение микроконтинентов с Евразией привело к закрытию этих бассейнов и формированию океанических сутур. Сутуры, сформировавшиеся в пределах определенного интервала времени, объединяют под общим названием. Важным этапом коллизии микроконтинентов с Евразией был меловой период. Океанические сутуры, возникшие в это время, называются сутурами океана мезо-Тетис. На территории Кавказа мезо-Тетис существовал в юрский и меловой периоды и закрылся в раннем сенеоне. Пользуясь этим термином, следует иметь в виду, что закрытие бассейнов мезо-Тетиса не свидетельствует об исчезновении океанического пространства, разделявшего континенты северного и южного рядов.

СУТУРА МЕЗО-ТЕТИСА

Сутура мезо-Тетиса отмечена юрскими и меловыми офиолитами. На Балканах мезозойские офиолиты слагают шарьяжи, корни которых находятся в Вардарской тектонической зоне. Эта зона и служит сутурой мезо-Тетиса. Рассматриваемую сутуру можно проследить на территории Эгейского моря по выходам офиолитов на островах Кикладского архипелага. В Малой Азии продолжение сутуры мезо-Тетиса находится в Измир-Анатолийской офиолитовой зоне. Последняя представляет собой сложное образование, состоящее из меланжей разного типа и разного возраста, массивов ультрабазитов, а также массивов с доальпийской континентальной корой. Кроме офиолитов юры и мела здесь представлены породы доюрской офиолитовой ассоциации, которые рассматриваются как реликты океана палео-Тетис [24, 26]. В восточной части этой офиолитовой зоны в долине р. Килькит (рис. 1, 1) породы офиолитовой ассоциации развиты около Восточно-Анатолийского разлома. Это гипербазиты, габбро и метаморфизованные вулканы, которые перекрыты слабометаморфизованными юрскими терригенными отложениями. В этом же районе распространена офиолитовая ассоциация мелового возраста [24]. Восточнее зона развития офиолитов Анатолии разветвляется. Северная из них, Малокавказская офиолитовая зона, из долины р. Килькит протягивается на северо-восток в бассейн р. Чорох. В верховьях рек Килькит и Чорох и в долине р. Карасу (евфратской) развит серпентиновый меланж с глыбами базальтов, радиоляритов и осадочных пород. В междуречье Чорох — Карасу (см. рис. 1, 2) на этом

меланже несогласно залегают рудистовые известняки сенона. В среднем течении р. Чорох (см. рис. 1, 3) обнажен разрез офиолитовой ассоциации, включающий серпентинизированные ультрабазиты, габбро, амфиболиты, шаровые лавы толеитового состава и кремнистые сланцы. Верхняя часть разреза сложена сланцами и песчаниками с фауной лейаса [24].

Далее на восток рассматриваемая зона продолжается на территории Советской Армении. В Амасийском районе (см. рис. 1, 4) распространен серпентинитовый меланж, среди которого залегают крупные тела перидотитов, дунитов, пироксенитов, габбро, габбро-норитов, троктолитов. Другие глыбы в меланже сложены основными лавами, радиоляритами, метаморфическими породами, а также осадочными породами верхнего мела и палеогена. В пределах зоны меланжа удалось наблюдать несогласное стратиграфическое залегание базальных конгломератов сенона на меланже [12]. Амасийская офиолитовая полоса имеет чешуйчатое строение. Тектонические чешуи залегают круто. Как чешуи, так и включения в серпентинитовом меланже ориентированы вдоль офиолитовой зоны. Широко развиты милониты. Внутреннее строение Амасийской зоны соответствует ее положению на месте предполагаемой океанической сутуры.

Восточное продолжение рассматриваемой офиолитовой зоны находится в Ширакском и Базумском хребтах (см. рис. 1, 5), на территории которых известно много обнажений гипербазитов. Они расположены главным образом среди меловых пород, с которыми граничат по разломам. На южном склоне Ширакского хребта обнажены перидотиты и габбро. Восточнее, в Базумском хребте, распространены серпентинизированные пироксениты, оливинные габбро, базальты, радиоляриты. Далее к востоку офиолиты вскрыты скважинами у северо-западного окончания оз. Севан и на его южном берегу (см. рис. 1, 8), где скважина пересекла пироксениты, габбро и диабазы [11].

От оз. Севан Малокавказская офиолитовая зона протягивается под чехлом молодых отложений в Зангезурский хребет, где офиолитовая ассоциация образует тектонический меланж, развитый в зоне Зангезурского разлома. Здесь распространены перидотиты, серпентиниты, оливинные габбро, троктолиты, спилиты, андезиты и трахиандезиты, радиоляриты и другие кремнистые породы. Верхний возрастной предел этой ассоциации определяется по находкам гальки офиолитовых пород в конгломератах сенонского возраста [11]. Юго-восточнее Зангезурского хребта в горах Карадаг в Иране (см. рис. 1, 10) развиты офиолиты, перекрытые пелагическими известняками верхнего мела. Офиолиты слагают тектонические покровы, обдукция произошла в позднем мелу [15].

К северо-востоку от Малокавказской зоны расположены офиолиты Севанской зоны (см. рис. 1, 9), которые образуют систему шарьяжей, оторванных от своих корней. Эффузивно-кремнистая часть офиолитовой ассоциации содержит фауну средней и поздней юры, раннего мела и первой половины позднего мела. Шарьирование офиолитов происходило в сеномане — коньяке [11, 12]. В Севанской зоне среди офиолитового меланжа обнаружены также габбро-диабазы и андезитовые порфириты, имеющие радиометрический (K—Ar) возраст 291 ± 3 млн. лет [4]. Юго-западнее Малокавказской зоны расположена Вединская зона аллохтонных офиолитов (см. рис. 1, 7). Малокавказская офиолитовая зона вероятно, является корневой зоной Севанского и Вединского офиолитовых аллохтонов [21].

В северо-восточном Иране находится интересный тектонический узел. Северо-западнее этого района Малокавказская офиолитовая зона содержит сутуры двух океанов (палео-Тетиса и мезо-Тетиса), а восточнее и южнее эти сутуры далеко расходятся. Во всяком случае в Западном Эльбурсе евразийская угленосная формация лейаса залегают стратиграфически на карбонатных породах нижнего и верхнего триаса, типичных для гондванского разреза [17].

На северо-западном окончании Эльбурса в Иранском Талыше (Богровдаге) известны породы офиолитовой ассоциации, которые обнажены западнее г. Реш-

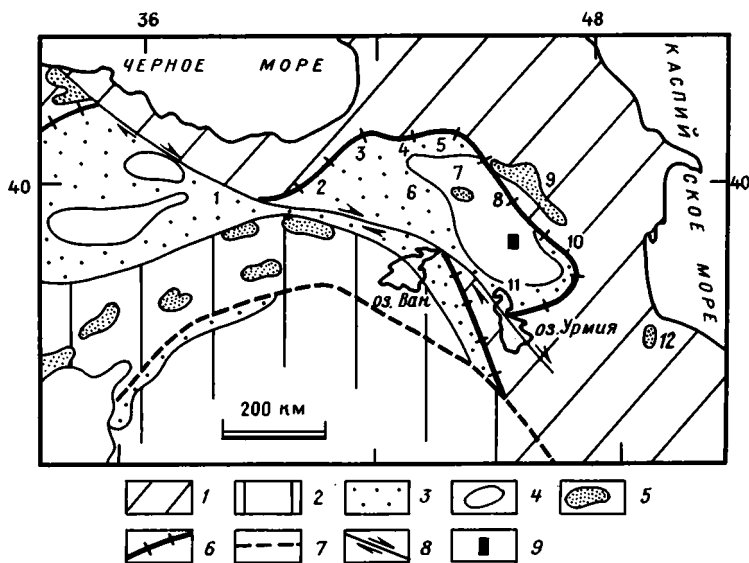


Рис. 1. Сутура мезо-Тетиса в Кавказском регионе
 1, 2 — домены для юры и мела: 1 — Евразийский, 2 — Аравийский; 3, 4 — область развития офиолитов (4 — массивы с доальпийским континентальным фундаментом); 5 — бескорневые офиолитовые аллохтоны; 6, 7 — сутуры: 6 — мезо-Тетиса, 7 — Нео-Тетиса; 8 — сдвиги, 9 — положение рис. 2, А. Цифры 1—12 на рисунке объяснены в тексте

та (см. рис. 1, 12). Сведений об этих офиолитах немного. Упоминают о наличии перидотитов и габбро, описывают протрузии серпентинитов среди пород лейаса. Галька ультрабазитов содержится в юрских конгломератах. В стратиграфическом разрезе Иранского Талыша содержатся базальты, андезиты и туфы силурийского и девонского возраста [13, 16, 17]. Составить определенное мнение о возрасте офиолитовой ассоциации Решта по имеющимся данным не представляется возможным. Севернее Иранского Талыша и Эльбурса нет гондванских фаций позднего палеозоя и триаса. Поэтому резонно проводить сутуру палеозойского Тетиса через северную часть Иранского Талыша и Каспийское море на территорию Хорасана. Некоторые исследователи считают офиолиты Решта свидетелями этой океанической сутуры [16].

Следы сутуры мезо-Тетиса теряются южнее Зангезура и Иранского Карадага вследствие скудности сведений о регионе. В Восточной Европе, Малой Азии и на Кавказе эта сутура служит южной границей распространения терригенных и прибрежных угленосных отложений лейаса [5]. Используя это обстоятельство, можно определить положение искомой сутуры в Иране. Угленосный лейас развит севернее и северо-восточнее Малокавказской офиолитовой зоны. Эти отложения распространены также юго-восточнее Армянского нагорья, в Иранском Талыше. Южнее Армянского нагорья угленосный лейас развит в Центральном Иране, занимая его территорию вплоть до оз. Урмия на западе. Таким образом, область развития континентальных и паралических фаций лейаса окружает Армянское нагорье с севера, востока и юга. Юго-западной границей области развития рассматриваемых фаций служит главный надвиг Загроса. За этой границей, в Высоком Загросе, лейас и доггер представлены морскими, преимущественно карбонатными отложениями. Можно сделать вывод о том, что сутура мезо-Тетиса протягивается южнее Армянского массива — от офиолитов Зангезурского хребта и Иранского Карадага к оз. Урмия и далее — к Синендедж-Сиржанской зоне. Скорее всего эта сутура проходит через офиолиты Хой, которые находятся у северного окончания оз. Урмия.

Офиолиты Хой (см. рис. 1, 11) представляют собой меланж, который со-

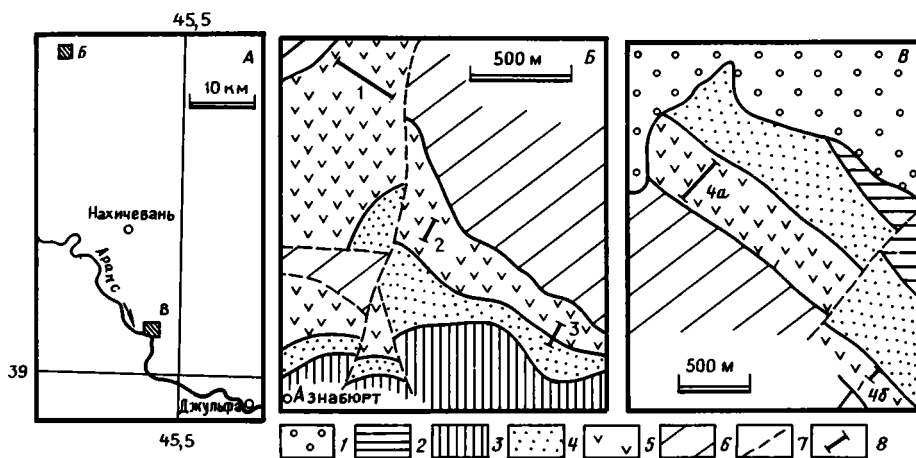


Рис. 2. Изученные участки (Б — Азнабурт, В — Неграм) и А — схема их расположения (см. рис. 1) 1 — эоцен, 2 — мел, 3 — мальм, 4 — доггер, 5 — лейас; 6 — триас, 7 — разломы; 8 — изученные разрезы

стоит из ультрабазитов, радиоляритов, диабазов, туфов, пелагических известняков, глинистых сланцев. Эти породы содержат фауну позднего мела. Меланж перекрыт эоценовым флишем [13]. Офиолиты Хой, вероятно, служат соединительным звеном между северной (Малокавказской) и южной ветвями Анатолийской офиолитовой зоны. Южная ветвь протягивается к офиолитам Каракёс (см. рис. 1, б) и далее следует в юго-восточном направлении между озерами Ван и Урмия к Загросу. Офиолитовые зоны, по-видимому, со всех сторон окаймляют Армянское нагорье, территория которого в раннем мезозое представляла собой микроконтинент, а ныне является «срединным массивом» (террейном) в Альпийском складчатом поясе.

Доальпийский фундамент Армянского массива сложен платформенными отложениями гондванского типа (палеозой, нижний и средний триас) и метаморфическими породами предполагаемого докембрия. Лейас на Армянском массиве представлен толщей базальтов и туфов. На вулканах лежат песчаники и известняки с аммонитами байоса и бата. Фауна аммонитов указывает на принадлежность этих отложений к южнотетической биогеографической провинции [9].

В Малой Азии южнотетическая и северотетическая биогеографические провинции выделены по фауне аммонитов лейаса и мальма и бентосным фораминиферам лейаса и доггера [14, 18, 19]. Границей между провинциями ныне служит Измир-Анатолийская офиолитовая зона. В юрском периоде эти биогеографические провинции были разграничены глубоководной зоной океана, которая служила препятствием для распространения бентосной фауны. На Большом и Малом Кавказе к северу от офиолитовой зоны распространены северотетические аммониты лейаса и доггера [9]. Следовательно, Армянский микроконтинент в средней юре был отделен от Евразии глубоководной зоной. Можно сделать вывод о том, что сутура мезо-Тетиса проходит по Малокавказской офиолитовой зоне, огибает с севера, востока и юга Армянский массив и южнее оз. Урмия подходит к сутуре нео-Тетиса. Последняя сутура возникла в кайнозой вследствие коллизии Аравийского континента с Евразией.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ РАННЕЙ ЮРЫ АРМЯНСКОГО МАССИВА

Палеомагнитному исследованию были подвергнуты нижнеюрские отложения Армянского массива, распространенные в Нахичеванском регионе около пос. Азнабурт и станции Неграм (рис. 2, А). Отложения лейаса с размытым зале-

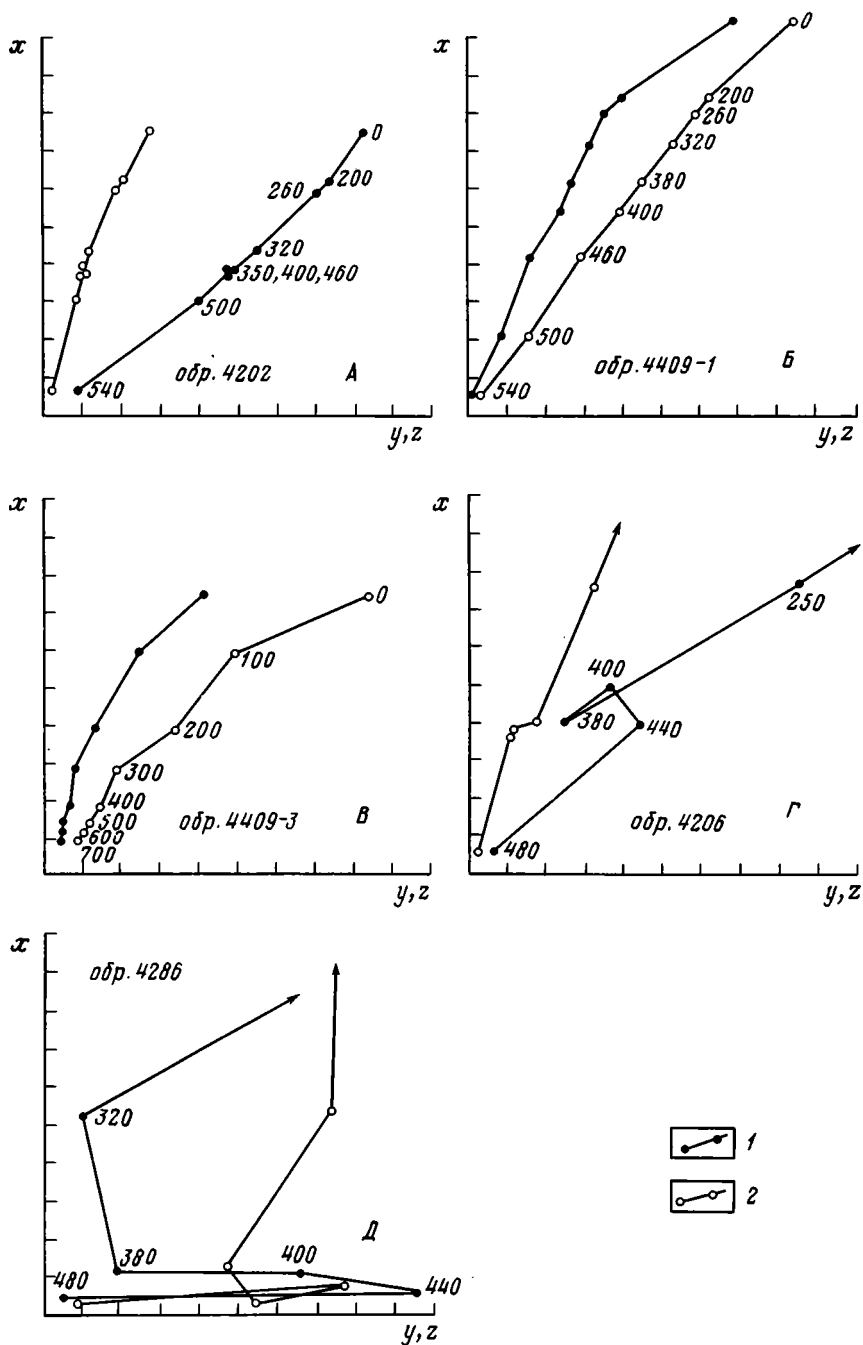


Рис. 3. Диаграммы Зийдервельда для нижнеюрских пород
 1, 2 — проекции на плоскость: 1 — x, y , 2 — x, z (система координат образца). А, Д — туфопесчаники; Б—Г — базальты; В — чистка переменным полем, остальные графики — термочистка. Цифры на графике В — значения поля в эрстедах, на графиках А, Б, Г, Д — температуры прогрева в °С

гают на доломитах триаса. В районе пос. Азнабюрт лейас сложен 200-метровой толщей чередующихся туфопесчаников, туфоалевролитов, туфобрекчий и базальтов. По сообщению Е. А. Успенской, в прослое криноидных известняков из верхней части этой толщи обнаружены белемниты плинсбаха — тоара. Вулканисты изучены в трех разрезах (см. рис. 2, *Б*), из которых отобраны 43 штуфа туфоалевролитов и мелкозернистых туфопесчаников и 10 штуфов базальтов.

В районе станции Неграм разрез лейаса почти целиком сложен базальтами. Они слагают множество потоков, суммарной мощностью около 200 м. Из двух разрезов отобраны 19 штуфов базальтов и 6 штуфов туфов (из верхней части разреза 4б, см. рис. 2, *В*).

Изученные нами вулканогенные породы лейаса представлены слабо дифференцированными низкоглиноземистыми высокотитанистыми щелочными базальтами. Геохимические данные и петрохимический анализ свидетельствуют об их принадлежности к базальтам континентальных рифтов [7]. Этот рифт был расположен в пределах Армянского микроконтинента. На вулканитах лейаса с размывом залегают известняки с моллюсками аалена, конгломераты, песчаники и известняки с обильной фауной раннего байоса, найденной на обоих изученных участках [10].

Из валунных конгломератов средней юры, налегающих на базальты в разрезе 3 (см. рис. 2, *Б*), 10 валунов базальтов были подвергнуты палеомагнитному исследованию для определения возраста намагниченности подстилающих вулканитов.

Во всей коллекции по два образца из каждого штуфа были подвергнуты ступенчатой термочистке вплоть до 560°. Для лидирующей коллекции (24 штуфа) чистка проводилась до полного размагничивания, а по ее результатам были выбраны оптимальные температуры прогрева для основной коллекции. По одному образцу из 13 штуфов лидирующей коллекции были подвергнуты ступенчатой чистке переменным магнитным полем вплоть до 700 Э. Результаты чисток анализировались с помощью диаграмм Зийдервельда и далее с помощью стереограмм. Для обоснования возраста выделяемых компонент намагниченности были использованы методы складки [23], обращения и галек.

Анализ результатов термочистки образцов из лидирующей коллекции показал, что однокомпонентная характеристическая намагниченность выделяется в большинстве образцов при прогреве от 200 до 400°; чистка переменным полем дала те же самые направления намагниченности (рис. 3, *А—В*). Часть штуфов при прогревах дала диаграммы Зийдервельда, на которых вообще не удается идентифицировать отдельные компоненты (см. рис. 3, *Д*) или (реже) намагниченность вплоть до полного размагничивания имеет неоднокомпонентный характер. Для основной коллекции применялась термочистка до 500° с меньшим числом шагов. Так как оказалось, что в большинстве случаев (58 штуфов из 77 изученных) удается уверенно выделить однокомпонентную намагниченность, штуфы с «плохими» диаграммами были исключены из рассмотрения. В частности, были забракованы результаты по разрезу 3, где 6 штуфов базальта были взяты из одного потока. В трех штуфах не удалось разделить компоненты, а в трех других направления однокомпонентной намагниченности имеют высокий разброс ($K=9,6$), который не характерен для штуфов из одного потока. Данный поток с размывом перекрывается базальными конгломератами средней юры, и разброс палеомагнитных направлений, вероятно, обусловлен выветриванием базальтов в процессе этого размыва.

По юрским породам участка *В* (см. рис. 2) опубликован палеомагнитный результат, полученный с помощью прогрева до 300° (определение 05064 [8]). Наши исследования показали, что такой обработки недостаточно для определения компонентного состава намагниченности в этих породах.

При анализе наших стереограмм выяснилось, что в разрезе 1 палеомагнитные векторы в его верхах отличаются от направлений более нижних горизонтов (рис. 4, *А*), поэтому коллекция была разделена на две группы (таблица, 1' и 1'').

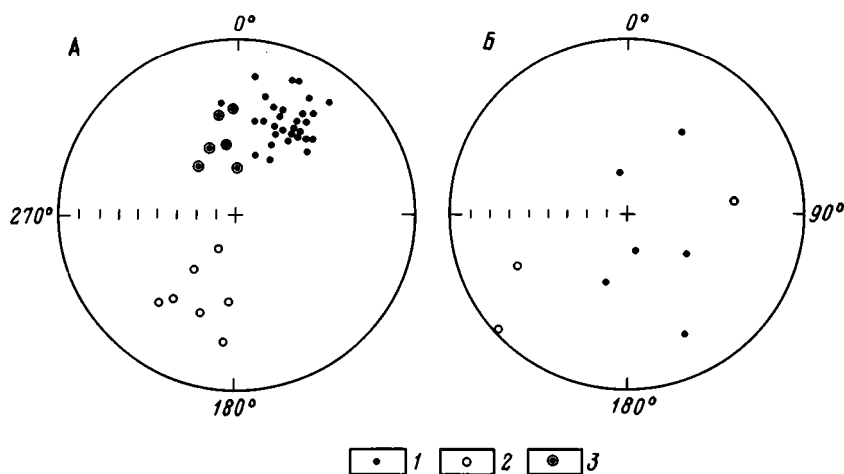


Рис. 4. Стереограммы палеомагнитных направлений нижнеюрских пород Нахичевани (после осреднения кластеров)

1—3 — палеомагнитные направления: 1, 3 — прямой (3 — для группы 1''), 2 — обратной полярности. А — сводная стереограмма для всех разрезов; Б — распределение палеомагнитных векторов для галек в конгломератах

При выполнении тестов складки [23] оказалось, что при использовании всех данных тест отрицателен в обеих координатных системах. Если же отбросить данные по верхам разреза (1''), то тесты однозначно указывают на доскладчатый возраст намагниченности. Этому варианту и было отдано предпочтение. Что касается верхов разреза 1, то штуфы с аномальными направлениями намагниченности были отобраны из двух пачек мощностью 8 и 2 м, разделенных 100-метровым интервалом, так что плохое осреднение вековых вариаций или экскурс древнего геомагнитного поля мало вероятны. Наклонения для 1' и 1'' различаются на $18 \pm 8^\circ$, что наверняка статистически значимо. Так как при локальных деформациях наклонение постоянно [2], тектоническая природа аномалии также отпадает. Сколько-нибудь правдоподобного объяснения нам найти не удалось, и эти данные в дальнейшем не учитывались.

Большинство штуфов имеет характеристическую намагниченность прямой полярности, а число обратномагнитных штуфов в каждом моноклиналильном разрезе или моноклиналильной части разреза очень мало для проведения надежного теста обращения. Для всей совокупности данных (см. рис. 4, А) этот тест положителен: полученное значение статистики, равное 1,36, намного меньше критического значения $F_{(2,90)} = 3,1$.

Было замечено, что распределение направлений намагниченности не вполне случайно — «соседи» по разрезу, особенно при частом отборе штуфов, нередко образуют очень компактные кластеры. Иногда такие кластеры совпадали с отдельным потоком базальта. Мы сочли, что это является следствием условий образования этой вулканогенно-осадочной толщи, в которой отдельные ее части — пачки осадков и потоки лавы образовались практически мгновенно, и каждый такой кластер независимо от объема отражает только один момент древнего геомагнитного поля. Если это так, то число независимых «слепков» поля должно быть равным числу таких кластеров, а не числу штуфов. Соответствующий пересчет был сделан, после чего вновь проведен тест складки. Вывод не изменился — намагниченность возникла до смятия пород в складки. Именно этот результат будет далее использован для интерпретации. В данном районе после ранней юры отмечено несколько фаз складчатости, самой древней из которых является доэоценовая, что позволяет нам утверждать, что намагниченность изученных пород древнее эоцена.

Из базальных конгломератов средней юры по два образца из каждого ва-

Палеомагнитные результаты по нижнеюрским породам Нахичеванского района

Номер разреза	H	Aз°	У	N ₀ /N ₁	D°	I°	K	α ₉₅	
1'	175	146	23	21/13	25	34	39	6,2	
1''		160	41	11/9	349	52	30	8,5	
2		149	26	15/15	31,3	39,0	44,3	5,4	
4		37	72	24/18	23,0	33,1	18,7	7,7	
Среднее (4 группы)	—	—	—	71/55	22	38	20	4,2	
Среднее (без 1'');	—	F _c =141	—	60/46	F _d =11,0	26	35	27	F _(6,102) =2,2 4,0
Среднее ¹	—	F _c =179	—	37	F _d =1,46	26	36	25	F _(4,86) =2,5 4,6
		F _c =139			F=1,49				F _(4,68) =2,5

Примечание. ¹ — среднее вычислено после предварительного осреднения кластеров. H — стратиграфический интервал опробования, в м; Az, У — элементы залегания; N₀/N₁ — число штUFFов (кластеров): изучено/использовано; D, I — склонение и наклонение палеомагнитных направлений; K — кучность; α₉₅ — радиус доверия (D, I, K, α₉₅ приведены в древней системе координат); значения F-статистики; F_c — современной, F_d — в древней системе координат, F₀ — критическое значение для числа степеней свободы, указанных в скобках; Φ, Λ — широта и долготы палеомагнитного полюса; θ₁, θ₂ — полуоси овала доверия; φ — палеоширота Нахичеванского района.

луна прошли ступенчатую термочистку. Очевидно, что эти породы сильно изменены, так как их намагниченность зачастую во много раз меньше намагниченности коренных пород. Наверное, в силу этого и вид диаграмм Зийдверельда для них хуже, чем для коренных пород (см. рис. 3, Г). Тем не менее мы сочли возможным использовать полученные результаты в тесте галек. Отметим, что только в одном штUFFе, который был исключен из расчета, сходимость между образцами плохая; в остальных 9 штUFFах векторы намагниченности образцов дублей очень близки. Такая сходимость кажется нам важным условием корректности теста галек: известно, что наложение нескольких компонент, особенно антиподальных, также способно привести к хаотичному (равномерному) распределению палеомагнитных направлений. Высокая «внутригалечная» (внутриштUFFовая) кучность если и не снимает полностью, то заметно уменьшает вероятность такого механизма формирования разброса. Итак, среднее по 9 штUFFам имеет кучность намного менее 3, среднее значение радиуса-вектора (длина вектора-результанта, деленная на число слагаемых) равно 0,44. В статистике направлений [22] существует тест (тест Рея), с помощью которого оценивается, можно ли считать некоторую совокупность векторов распределенной хаотично. Для выборки из 9 векторов критическое значение статистики равно 0,53, что намного превышает рассчитанное. Таким образом, можно заключить, что направления намагниченности галек имеют хаотичное распределение и, следовательно, намагниченность вулканитов возникла до начала средней юры. Следует, правда, отметить, что направления намагниченности некоторых галек близки к таковым для коренных пород (см. рис. 4). Мы считаем это случайным.

Таким образом, для вулканогенных пород ранней юры нами выделена биполярная однокомпонентная намагниченность, возникшая до отложения конгломератов байоса и до смятия пород в складки. Если она и не строго синхронна образованию породы, то этот разрыв во времени невелик и намагниченность можно считать раннеюрской.

Интерпретация палеомагнитных данных. Обычным способом тектонической интерпретации палеомагнитных данных по мобильным зонам является их сравнение с разновозрастными определениями (эталонами) для жестких литосферных плит. В нашем случае этот подход невозможен, — слишком велик разброс между раннеюрскими полюсами Евразии. В работе [27] часть определений была отброшена, а три оставшихся осреднены. Но даже три полюса отстоят один от другого на 15—20°. Недавно полученный надежный полюс по тоарским от-

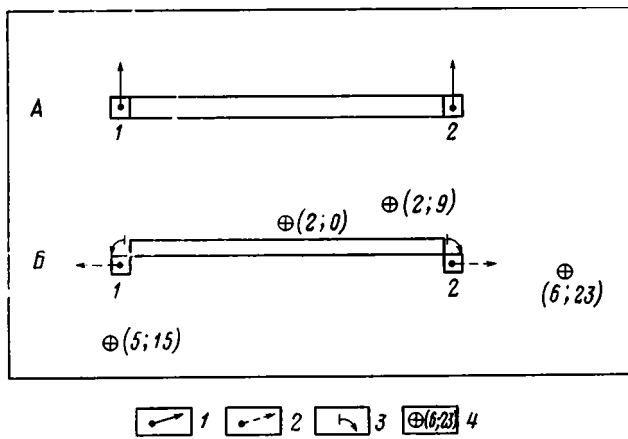


Рис. 5. Возникновение ошибок при пересчете палеомагнитных данных в точку референции (модель):
 А — до, Б — после вращения
 1, 2 — направление палеомагнитного вектора до (1) и после (2) вращения; 3 — направление вращения; 4 — точка референции (в скобках — различие в склонениях и наклонениях в градусах)

ложениям Франции [20] в свою очередь отличается от среднего примерно на 15° . Такой разброс совершенно неприемлем, и поэтому мы ограничились прямым сравнением палеомагнитных результатов по Кавказу.

Часто применяют такой прием [27]: для каждого результата вычисляются координаты палеополюса, далее все полюса переводятся в палеомагнитные направления для какой-либо одной точки референции, а затем интерпретируются различия в склонениях и наклонениях. Однако такой подход некорректен, что можно показать на следующем модельном примере (рис. 5). Пусть имеется протяженная линейная структура широтного простиранья. Развернем небольшие участки на концах структуры в разные стороны. На рисунке показаны различия в склонениях и наклонениях двух сравниваемых результатов для точки референции в разных местах при следующих параметрах расчета: длина структуры — 10° долготы, ее широта — 23° , начальное склонение — 0° , после поворота — $\pm 90^\circ$. Различие в склонениях подсчитано как $180^\circ - (|D_1| + |D_2|)$, где $|D_1|, |D_2|$ — модульные значения склонения, полученные пересчетом для точек 1 и 2 соответственно. Конечно, величины различий зависят от выбора точки референции, расстояний между изученными разрезами и углов поворота. Приведем реальный пример. Результаты по раннеюрским вулканитам западной части Северного Кавказа [1] были разделены их авторами на две группы, различающиеся по склонению на 30° ; различие в наклонениях при этом статистически незначимо, $5 \pm 5,5^\circ$. При пересчете этих направлений для нашего района работ различие в наклонениях возрастает до 9° и становится статистически значимым. Следует подчеркнуть, что при наличии трех и более результатов вообще нельзя найти точку референции, где не было бы искажений.

Если в процессе деформаций палеоширота некоторой малой структуры не менялась, это значит, что ось вращения находилась в ее пределах или в непосредственной близости от нее (т. е. расстояние от изученной точки до оси вращения не превышает первых градусов дуги большого круга). В таком случае палеомагнитный полюс вследствие вращения структуры сместится по дуге малого круга с центром в районе работ. Если несколько развернутых по-разному блоков ранее принадлежали к единой плите, то все такие малые круги будут пересекаться или касаться один другого в одной точке, которая соответствует первичному положению полюса. К сожалению, такая идеальная картина возможна только для разрезов, разнесенных на расстояния во много тысяч километров; вдобавок сами палеомагнитные данные имеют погрешности, зачастую превышающие $\pm 5^\circ$. Расстояния между рассматриваемыми нами объектами слишком малы, и применить такой подход нельзя. Поэтому для определения ши-

рины мезо-Тетиса ограничимся сравнением палеомагнитных данных для ближайших районов, которые располагались в ранней юре по разные стороны от указанной океанической структуры.

На севере Малого Кавказа в Шамхорском районе палеомагнитный результат по нижнеюрским породам был получен с помощью прогревов образцов лишь до 200°. Эти данные опубликованы только в каталоге (определение 05063 [8]), и оценка их надежности не представляется возможной. Надежный палеомагнитный результат получен по нижнеюрским породам Локского района [1]. Значение палеонаклонения в Локском районе ($I = 39 \pm 6,4^\circ$) в пределах ошибок совпадает с нашим результатом (см. таблицу). Можно сделать вывод, что различие в палеоширотах Нахичеванского и Локского районов в ранней юре было не более 5°, так как большие значения были бы статистически значимы. Это ограничивает расстояние между Армянским микроконтинентом и краем Евразии в кавказском пересечении, определенное вдоль раннеюрского палеомеридиана, величиной в 500—600 км.

ВЫВОДЫ

Породы Армянского нагорья до конца среднего триаса были частью пассивной южной окраины Тетиса. Вследствие рифтогенеза, возможно, связанного с открытием Периаравийского мезозойского океана, от южной окраины Тетиса отделились континентальные блоки, сформировавшие микроконтиненты. Армянский микроконтинент был одним из таких блоков. В карнийском и норийском веках на Армянском нагорье формировались терригенные, отчасти угленосные отложения, резко отличные от синхронных фаций южной окраины Тетиса. Видимо, в это время Армянское нагорье уже было микроконтинентом, удаленным от гондванского края Тетиса. В юрском периоде этот микроконтинент имел пассивные окраины. В ранней юре на его территории возник рифт, в котором формировались щелочные базальты Нахичевани. Глубоководная зона мезо-Тетиса, разделявшая северную и южную биогеографические провинции океана, отделяла Армянский микроконтинент от Евразийского материка. Расстояние между Армянским микроконтинентом и кавказской окраиной Евразии, измеренное вдоль раннеюрского меридиана, по палеомагнитным данным, не превышало 500—600 км. Ширина океана могла быть значительно большей, если Армянский микроконтинент в ранней юре располагался не на кавказском пересечении, как это предполагают некоторые исследователи [5, 6]. В меловом периоде вследствие сближения Армянского микроконтинента с Евразией была закрыта кавказская часть мезо-Тетиса, и в раннем сеноне началась коллизия.

Список литературы

1. Асанидзе Б. З., Печерский Д. М. Результаты палеомагнитных исследований юрских пород Грузии и Северного Кавказа // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10. С. 77—92.
2. Баженов М. Л. Исследование локальных тектонических деформаций палеомагнитным методом // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 11. С. 53—59.
3. Белов А. А., Моссаковский А. А., Соколов С. Д., Швольман В. А. Позднепалеозойско-ранне-мезозойское развитие Средиземноморско-Центральноазиатской ветви Тетиса // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 21—30.
4. Гасанов Т. Аб. Офиолиты Малого Кавказа. М.: Недра, 1985. 240 с.
5. Зоненшайн Л. П., Деркур Ж., Казьмин В. Г. и др. Эволюция Тетиса // История океана Тетис. М.: Ин-т океанологии, 1987. С. 104—115.
6. Казьмин В. Г., Книппер А. Л. Аккреционная тектоника Кавказа // Тектонические процессы. М.: Наука, 1989. С. 75—89.
7. Карякин Ю. В. Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. М.: Наука, 1989. 152 с.
8. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса (данные по СССР). М.: Изд-во АН СССР, 1989. Вып. 7. 29 с.
9. Ростовцев К. О. Палеобиогеография кавказских бассейнов в ранней и средней юре // Вопросы палеобиогеографии. Уфа, 1978. С. 97—102.
10. Ростовцев К. О., Прозоровская Е. Л., Вукс В. Я., Беленкова В. С. Юрские отложения южной части Закавказья. Л.: Наука, 1985. 188 с.

11. *Сатуян М. А.* Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1984. 196 с.
12. *Соколов С. Д.* Тектонический меланж Амасийского района (Малый Кавказ) // Геотектоника. 1974. № 1. С. 69—77.
13. *Штёклин Й.* Древняя континентальная окраина в Иране // Геология континентальных окраин. Т. 3. М.: Мир, 1979. С. 230—247.
14. *Bassolet J. P., Bergougnan H., Enay R.* Repartitions des faunes et facies liasiques dans L'East de la Turquie // C. R. Acad. Sci. Paris, 1975. T. 280. Ser. D. № 5. P. 583—586.
15. *Berberian M.* The Southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped modified oceanic crust // Canadian J. Earth Sci. 1983. V. 20. P. 163—183.
16. *Berberian M., King G. C. P.* Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran // Canadian J. Earth Sci. 1981. V. 18. № 2. P. 210—265.
17. *Davies R. G., Jones C. R., Hamzepour B., Clark G. O.* Geology of the Masuleh sheet (1:100 000), NW Iran // Geol. Surv. Iran Rep. Tehran, 1972. № 24. 110 p.
18. *Enay R.* Faunes du Jurassique superieur des marges meridionales de la Tethys (Turquie meridionale, Afrique du Nord) signification paleobiogeographique // 2 e Reunion Annuelle Sci. Terre. Paris, 1974. P. 163.
19. *Enay R.* Faunes anatoliennes (Amonitina, Jurassique) et domaines biogeographiques nord et sud tethysies // Bull. Soc. Geol. France. 1976. Ser. 7. V. 18. № 2. P. 533—541.
20. *Galbrun B., Gabilly J., Rasplus L.* Magnetostratigraphy of the Toarcian stratotype sections at Thouazs and Aizvault (Deux-Seures, France) // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. № 4. P. 453—462.
21. *Knipper A. L., Khain E. V.* Structural position of ophiolites of the Caucasus // Ophioliti. Special Issue. 1980. V. 2. P. 297—314.
22. *Mardia K. V.* Statistics of directional data. London: Acad. Press, 1972. 357 p.
23. *McFadden P. L., Jones D. L.* The fold test in palaeomagnetism // Geophys. J. Roy astron. Soc. 1981. V. 67. P. 53—58.
24. *Sengor A. M. C., Yilmaz V., Ketin I.* Remnants of a pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey: fragments of Permian—Triassic Paleo-Tethys? // Geol. Soc. Amer. Bull. 1980. P. I. P. 599—609.
25. *Sengor A. M. C., Yilmaz Y., Sungurlu O.* Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the Western termination of Paleo-Tethys // The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Oxford, 1985. P. 77—112.
26. *Tekeli O.* Subduction complex of pre—Jurassic age, northern Anatolia, Turkey // Geology. 1981. V. 9. № 2. P. 68—72.
27. *Westphal M., Bazhenov M. L., Layer J.-P. et al.* Paleomagnetic implications on the evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to Pamirs since Trias // Tectonophysics. 1986. V. 123. № 1. P. 37—82.

Геологический институт АН СССР,
Москва, 109017

Поступила в редакцию
25. XII. 1989

УДК 551.243.4 (234.421)

© 1991 г.

П. Н. КРОПОТКИН

ШАРЬЯЖИ МАРМАРОШСКОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ

Рассмотрено строение внутренней зоны Восточных Карпат в пограничных районах СССР и Румынии. Выделены три комплекса: 1) протерозойских гнейсов с их осадочным чехлом; 2) деловецкого (суббуковинского) шарьяжа, сложенного главным образом метаморфическими сланцами нижнего палеозоя; 3) шарьяжа, сложенного мезозойскими отложениями (Т, J, низы K₁). Последний рассматривается как чехол первого комплекса, сорванный и выжатый вперед в процессе скольжения суббуковинского шарьяжа. Описана геометрия поверхностей скольжения шарьяжей; их горизонтальное перемещение достигает 15—50 км.

I

Под названием Мармарошской зоны понимается внутренняя зона Восточных Карпат, для которой характерно широкое распространение кристаллических пород. Это серицит-хлоритовые, кварцево-хлоритовые и другие сланцы, представляющие собой эпизодально метаморфизованные отложения венда, нижнего и, возможно, среднего палеозоя (деловецкий комплекс, серия Тульгеш в Румынии) и более древние гнейсы протерозойского возраста (белопотоцкий комплекс, серии Бретила и Ребра в Румынии). Эта зона рассматривалась А. А. Богдановым и М. В. Муратовым как Мармарошский массив — автохтонный центральный кристаллический массив Восточных Карпат [1, 7, 11]. Северные его части, расположенные на территории СССР, тогда были названы Раховским массивом [2] и массивом Чивчинских гор [5].

Однако такая терминология создает ложное представление о структуре данной зоны. Важнейшей особенностью геологического строения являются здесь тектонические покровы (шарьяжи). Г. Крэйтнер, М. Сандулеску, В. Е. Хаин и другие геологи рассматривают Мармарошскую зону как область распространения тектонических покровов, образовавшихся в меловом периоде [17]. С севера и востока она ограничена Главным Мармарошским разломом, который, вероятно, представляет собой надвиг глубинного типа (сутуру) с поверхностью смещения, наклоненной на юго-запад и продолжающейся в подкоровые слои. Вдоль него на протяжении 350 км прослеживается цепочка небольших выходов ультраосновных пород мантийного происхождения. Гипербазиты, представленные серпентинитами, серпентинизированными лерцолитами и гарцбургитами, встречаются здесь в виде небольших интрузивных тел, даек, олистолитов у границы зоны распространения кристаллических пород и зоны флишевых прогибов, заполненных нижнемеловыми отложениями [8, 10].

Мармарошская зона, в которой покровная структура сформировалась уже в середине мелового периода, является наиболее древней в структуре Восточных Карпат, образовавшейся в альпийском цикле. С севера и востока к ней примыкают более молодые по времени формирования зоны с покровно-складчатым строением — Раховская, или Суховская, зона (внешние дакийские покровы, по терминологии румынских геологов), за ней Черногорская (молдавиды) и уже на северном склоне Карпат — Скибовая зона. Их структура сформировалась в конце мела, в палеогене и неогене (главным образом в миоцене) в связи с несколькими последовательными фазами альпийской складчатости.

В южном направлении продолжение Мармарошской зоны прослеживается

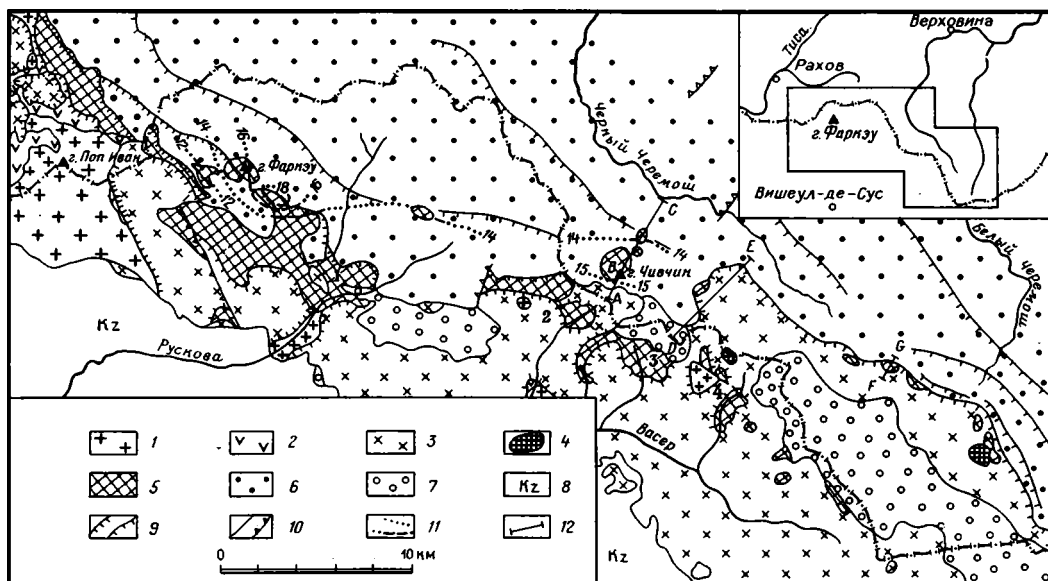


Рис. 1. Тектоническая карта части Мармарошской зоны ($47^{\circ}42' - 48^{\circ}$ с. ш., $24^{\circ}17' - 25^{\circ}$ в. д.). 1 — белопотокский (инфрабуковинский) метаморфический комплекс — гнейсы PR; 2 — осадочный чехол белопотокского (инфрабуковинского) комплекса — $C_3 - J_3$; 3 — метаморфический комплекс деловецкого (суббуковинского) шарьяжа: кристаллические сланцы $R_3 - S$; 4 — граниты, гранито-гнейсы — Pz_2 ; 5 — мезозойские отложения (Т, J, низы неокома), выступающие в тектонических окнах среди метаморфических пород $R_3 - S$ и образующие покровы карпатской зоны (шарьяж «черного флиша») или (в юго-восточной части карты) осадочный чехол деловецкого метаморфического комплекса; 6 — нижнемеловые отложения Раховской (Суховской) зоны, на которые надвинуты шарьяжи; 7 — отложения верхнего альба и сеномана, трансгрессивно залегающие на покровной структуре; 8 — осадочные отложения палеогена и неогена, вулканиты неогена; 9 — надвиги, шарьяжи; 10 — сбросы, взбросы, сдвиги; 11 — изогипсы (в сотнях метров над уровнем моря) подошвы шарьяжа карпатской тектонической единицы («черного флиша»); пунктир — реконструкция изогипса в тех местах, где шарьяж удален эрозией; 12 — линии профилей (рис. 2). Цифрами 1—4 указаны тектонические окна в долине р. Сокалэу (1), к юго-западу от горы Чивчин (2), к югу от горы Ластун (3) и к западу от горы Коман (4). На врезке показано расположение района, изображенного на тектонической карте, и государственная граница СССР и Румынии

на вогнутой стороне Карпатской дуги до р. Дунай как пояс распространения протерозойских и палеозойских кристаллических пород Восточных и Южных Карпат. Покровное строение этого пояса хорошо изучено в районе гор Родна, в верховьях р. Бистрица, а также на юге, в районе Железных Ворот, где Дунай прорезает возвышенности Южных Карпат. Здесь уже давно известен Гетский шарьяж, в котором комплекс древних метаморфических пород и гранито-гнейсов надвинут на мезозойские отложения с перемещением на восток на расстояние до 70 км [12, 17].

В статье использованы результаты полевых исследований 1970—1971 и 1987 гг., выполненных мною и Б. М. Валяевым. Использованы также материалы геологических съемок, проводившихся в 1964—1968 гг. сотрудниками Карпатской экспедиции МГУ С. Л. Бызовой, С. Г. Рудаковым и В. И. Славным при консультациях В. Е. Ханна [5, 6, 13], в 1975—1982 гг. — геологами Закарпатской экспедиции Министерства геологии УССР Б. В. Мацкивом и Ю. В. Ковалевым (отчет 1984 г. о съемках масштаба 1:25 000 в Раховском районе) и в 1975—1978 гг. — геологами Львовской геологической экспедиции Министерства геологии УССР В. Т. Кардашем и Ю. В. Журавским (отчет о съемке масштаба 1:50 000 в южной части Ивано-Франковской области). Анализ румынской геологической карты листа Вишеу ($47^{\circ}20' - 48^{\circ}$ с. ш., $24 - 25^{\circ}$ в. д.), опубликованной в масштабе 1:200 000, но составленной в северной части на основании более детальных съемок, позволил связать эти данные с материалами,

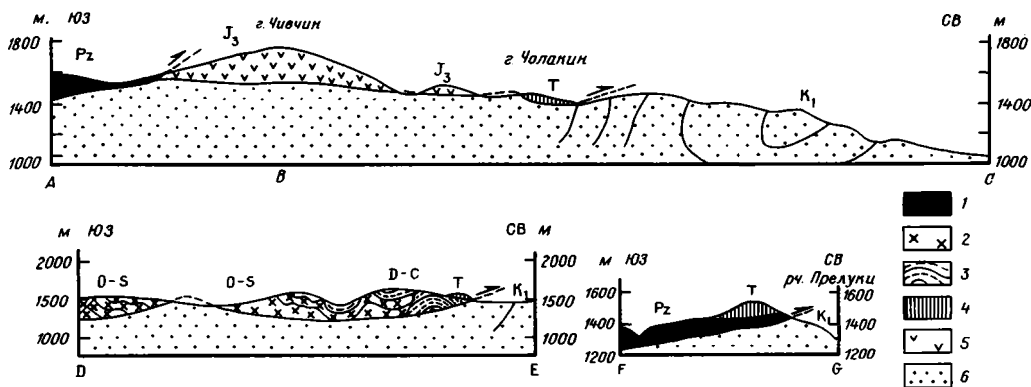


Рис. 2. Профили в районе Чивчинских гор (см. рис. 1): ABC — через гору Чивчин (1765 м) и гору Чолакин к р. Черный Черемош; DE — по правому склону долины руч. Попадаынец (по В. Т. Кардашу и др.), FG — по правому склону долины р. Черный Черемош. 1 — метаморфические сланцы (главным образом Pz_1); 2 — метаморфические сланцы (O—S); 3 — метаморфические сланцы D—C (по В. Т. Кардашу и др.); 4 — известняки триасового возраста (главным образом T₂); 5 — верхнеюрские отложения — черные глинистые сланцы и алевролиты, известняки, туфогенные конгломераты и порфириды (J³); 6 — нижнемеловые песчано-глинистые отложения (K₁). Стрелками указано направление скольжения шарьяжей. Отношение вертикального и горизонтального масштабов 1:1

характеризующими строение соседних районов Румынии [19]. При этом учитывались описания их тектоники и стратиграфии, которые приводятся в объяснительной записке, составленной М. Блеаху, Г. Бомбица и Г. Крэйтнером [18], и общая характеристика тектоники Восточных Карпат, представленная М. Сандулеску, Г. Крэйтнером и др. [15, 20, 21].

Имеющиеся геологические и топографические данные позволили построить тектоническую карту (рис. 1) и несколько профилей, иллюстрирующих покровное строение Мармарошской зоны (рис. 2). Удалось также построить в изогипсах схемы, показывающие геометрию подошвы (поверхности скольжения) двух шарьяжей. Частично это отражено на рис. 1.

II

В качестве основных тектонических единиц в строении Мармарошской зоны выделены три комплекса пород, во фронтальных своих частях надвинутые в северо-восточном направлении на нижнемеловой флиш Раховской зоны: 1) нижний комплекс, который называется инфрабуковинским шарьяжем [21] или белопотокской единицей [6]; 2) залегающий на нем тектонический покров — буковинский и суббуковинский шарьяжи, деловецкий надвиг [9]; 3) фронтальный покров, состоящий из мезозойских пород. Частично он, по-видимому, был выжат из контактовой зоны, расположенной между предыдущими двумя комплексами, которые сложены главным образом кристаллическими породами. Он описан под названием радомирской [2, 14] или каменнопотокской [6] тектонической единицы в Раховском районе и как покров «черного флиша» в Румынии [20, 21]. На профиле, приложенном к геологической карте листа Вишеу, этот покров, сложенный главным образом триасовыми и юрскими отложениями, показан как осадочный чехол нижнего комплекса, сорванный с протерозойского кристаллического основания, продвинутый вперед и частично перекрытый верхней (суббуковинской) чешуей южнее горы Фаркэу [19].

Нижний, белопотокский комплекс (инфрабуковинский покров) состоит из гнейсов и кристаллических сланцев протерозойского возраста с прослоями мраморов и амфиболитов и осадочного чехла, в котором представлены верхнекаменноугольные, пермские, триасовые и юрские отложения. Гнейсовый комплекс прорван интрузиями гнейсогранитов с возрастом 440—470 млн. лет [9, 16]. Масштабы перемещения гнейсового комплекса пород неизвестны, и он

может рассматриваться как паравтохтон или даже как кристаллический фундамент. Западнее и восточнее Рахова видно, что во фронтальной части он образует надвиговую чешую, выдвинутую в северо-северо-восточном направлении настолько, что она перекрывает дислоцированные нижнемеловые отложения [9]. Однако видимый масштаб горизонтального перемещения не превышает здесь 5 км. Значительное перемещение аналогичных по возрасту и тектонической позиции докембрийских кристаллических пород доказано только в Южных Карпатах.

В Румынии нижний комплекс представлен сериями Бретила и Ребра и имеет возраст пород от 850 до 1600 млн. лет. Серия Бретила сложена главным образом гнейсами (иногда с кианитом) с прослоями амфиболитов, слюдяных сланцев, кварцитов и конгломератов. Породы серии Бретила полиметаморфические, в них наблюдается наложение герцинских процессов метаморфизма и диафторез. В горах Родна, в 20—30 км южнее района, изображенного на рис. 1, инфрабуковинский комплекс сложен породами серии Ребра мощностью до 8000 м. Она подразделяется на нижнюю формацию, представленную гнейсами и слюдяными сланцами, среднюю — карбонатную с амфиболитами и верхнюю, сложенную кварцево-сланцевыми сланцами с редкими прослоями известняков, амфиболитов, гнейсов и кварцитов [21].

Осадочный чехол инфрабуковинского (белопотокского) метаморфического комплекса в северной части Мармарошской зоны представлен отложениями верхнего карбона (аргиллиты и песчаники с линзами углей, туфы, андезиты), красноцветными песчаниками и алевролитами перми и черными филлитами юрского возраста. Это глинистые породы, рассланцеванные в процессе скольжения по ним деловецкого тектонического покрова. Они вскрыты в Раховском районе в ряде скважин, пробуренных сквозь деловецкий покров. Толща филлитов ранее была выделена в качестве отдельной структурной единицы на р. Розис [6] и, по-видимому, имеет стратиграфические аналоги среди юрских отложений, образующих покров «черного флиша» в Румынии. Указываются также отложения нижнего триаса (песчаники) и среднего триаса (доломиты и битуминозные известняки) [21].

Комплекс пород, образующих суббуковинский, или деловецкий, тектонический покров, занимает в Мармарошской зоне наибольшую площадь. Его нижняя часть сложена главным образом нижнепалеозойскими породами, измененными до станции эпизонального метаморфизма. В Румынии они описаны как серия Тульгеш мощностью 5000—6000 м. Она подразделяется на пять литостратиграфических единиц (снизу вверх): 1) бластодетритовую кварцевую формацию; 2) графитистую формацию с металидитами, местами с марганцевым оруденением; 3) риолитовую вулканогенно-осадочную с пиритом и рудами типа Куроко; 4) бластодетритовую формацию с филлитами; 5) графитистую формацию с зелеными сланцами и известняками. Раннекаледонский метаморфизм выражен в серии Тульгеш в зеленосланцевой фации. Проявился также позднейший герцинский метаморфизм и динамометаморфизм на поверхностях скольжения в связи с дислокациями альпийского цикла. Возраст серии — 560—650 млн. лет определяется по палинологическим данным и абсолютным геохронологическим определениям (РВ—РВ, U — РВ-методы) [21].

В Раховском районе аналогичные породы представлены главным образом хлорит-серицит-кварцевыми сланцами, кварцитами, порфироидами и подразделяются Б. В. Мацкивом на три свиты: деловецкую (верхний рифей?), берлебашскую (венд — нижний кембрий) и мегурскую (нижний или средний палеозой). Общая мощность этих трех свит оценивается в 2800 м, а их возраст определяется по находкам акритарх в средней части берлебашской свиты и по соотношению с прорывающими этот комплекс каледонскими гнейсогранитами. В южной части Ивано-Франковской области в районе Чивчинских гор, в верховьях р. Черный Черемош и между реками Перкалаб и Сарата, В. Т. Кардаш выделяет аналогичные породы также под названием берлебашской свиты, но приписывает им возраст «ордовик — силур». Разве они описывались С. Г. Ру-

даковым под названием боеровской и баласинувской свит [13]. Здесь же, будучи дислоцированы почти согласно с берлебашской свитой, распространены отложения ластунской свиты — серицит-кварцевые, хлорит-серицит-кварцевые сланцы и кварциты. В. Т. Кардаш относит ластунскую свиту к среднему палеозою (D—C).

Породы берлебашской свиты прорваны, по данным В. Т. Кардаша, гнейсированными гранитами горы Черный Див. Их возраст был определен K—AR-и изохронным Pb—Sr-методами в 300—330 млн. лет. Неметаморфизованные плагиограниты, прорывающие толщу слюдяных сланцев, имеют возраст около 307 млн. лет [3]. Эти датировки, соответствующие каменноугольному периоду, могут указывать на позднейшие магматические процессы и метаморфизм.

Осадочный покров деловецкого метаморфического комплекса представлен в Раховском районе кузинской свитой мощностью 300—500 м. Это филлиты, хлорит-серицитовые сланцы, известняки, доломиты. А. К. Бойко [2] относил их к триасу, Б. В. Мацкив — к среднему палеозою. На смежной румынской территории, недалеко от впадения р. Вишеу в Тиссу, распространены отложения серии Репедя: 1) базальный вулканогенный комплекс основного состава; 2) графитистые обломочные породы с горизонтами метаконгломератов, доломитов и известняков; 3) верхний вулканогенный комплекс (основные породы). Они также отнесены к палеозойским отложениям допермского возраста [19]. Но эти отложения, собранные в складки субширотного простирания, рассматриваются Г. Крэйтнером и др. как чехол более древнего, инфрабуковинского тектонического покрова [21].

К чехлу деловецкого метаморфического комплекса, может быть, относятся триасовые породы, которые в районе Чивчинских гор в нескольких местах (от верховьев р. Черный Черемош до р. Сарата) залегают на поверхности палеозойских метаморфических пород. Это отложения кампильского яруса T_1 — слоистые серые известняки с прослоями доломитов и с кварцевыми конгломератами в основании — и анизийского яруса T_2 — массивные доломиты, серые известняки, вверху — красная известковистая брекчия. Триасовые карбонатные породы слагают отдельные небольшие возвышенности. Одна из них изображена на нашем профиле (рис. 2, FG). В некоторых случаях они могут рассматриваться как породы, шарьированные с юга в составе каменнопотокской единицы [3].

В отличие от нижнего, докембрийского гнейсового комплекса условия залегания метаморфических пород верхнего (деловецкого, суббуковинского) комплекса повсеместно указывают на его аллохтонную природу. В ряде мест наблюдается его налегание по тектоническому разрыву на докембрийский комплекс, на юрские отложения или на филлиты, образовавшиеся из них, и на дислоцированные песчано-глинистые отложения неокома и апта, принадлежащие к Раховской зоне. Время образования этой покровной структуры — середина мелового периода — определяется достаточно точно благодаря трансгрессивному налеганию на нее терригенных отложений верхнего альба и сеномана на водоразделе между притоками р. Тиссы (реки Рускова, Васер) и р. Черный Черемош, представляющей собой одну из вершин р. Черемош, которая впадает в р. Прут.

Налегание деловецкого (суббуковинского) метаморфического комплекса на гнейсы докембрийского белопотокского (инфрабуковинского) комплекса и на филлиты его осадочного чехла установлено в скважинах и разрезах на советской территории, в частности у подножия пограничной возвышенности горы Поп-Иван. Это позволяет предположить подобные соотношения и южнее, на румынской территории на горе Томнатак (1618 м) и западном склоне долины р. Репедя. Контакт обоих метаморфических комплексов прослеживается здесь по разлому прямолинейно на юго-восток, понижаясь с отметки 1500 до 800 м, и сопровождается на протяжении 2,5 км выходами юрских пород, принадлежащих к осадочному чехлу белопотокского комплекса. По отметкам

контактов обоих комплексов на этом участке, в окрестностях города Репеда и на горе Четина, вырисовывается южный склон брахиантиклинального поднятия подошвы поверхности скольжения деловецкого шарьяжа в районе горы Поп-Ивана. Это поднятие было выявлено при анализе структуры Раховского массива [9].

Такая современная форма поверхности подошвы тектонического покрова, вероятно, связана с неотектоническими дислокациями, которые привели к подъему возвышенности горы Поп-Иван до высоты 1936 м над уровнем моря.

Юрские отложения осадочного чехла белопотокского комплекса сохранились также в зоне тектонического контакта с надвинутыми на него метаморфическими породами суббуковинского покрова на правом берегу р. Васер, где река изменяет направление с северо-западного на юго-западное. Врезанная на глубину 700 м долина этой реки создает тектоническое окно, в котором по правому берегу р. Васер на протяжении 15 км вдоль горизонтали 800 м прослеживается контакт этого покрова с лежащими под ним докембрийскими гнейсами инфрабуковинского (белопотокского) комплекса [19, 20]. Небольшое тектоническое окно, в котором инфрабуковинские гнейсы выходят среди поля суббуковинских метаморфических сланцев с контактами на высоте 600—800 м над уровнем моря, имеется, судя по геологической карте [19], на р. Рускова выше г. Поениле-де-суб-Мунте.

Южнее, за пределами нашей карты, вблизи массива гор Родна, суббуковинский покров (серия Тульгеш — эпизонально-метаморфизованные кристаллические сланцы) шарьирован на докембрийский гнейсовый комплекс серии Бретила и на его палеозойский чехол, представленный серией Репеда [18]. Еще южнее, в крупном тектоническом окне долины р. Бистрица, между городами Якобени и Ватра-Дорней, докембрийские гнейсы также тектонически перекрыты метаморфическими породами суббуковинского покрова [21]. Ими сложены соседние возвышенности, которые поднимаются до 1250—1857 м над уровнем моря, тогда как подошва этого покрова лежит на высоте около 1000 м.

Налегание эпизонально-метаморфизованных кристаллических сланцев суббуковинского покрова на триасовые и юрские отложения описано М. Сандулеску [20] и показано на геологической карте листа Вишеу [19] в нескольких тектонических окнах: 1) в долине р. Сокалэу, в 5—6 км к северо-востоку от г. Поениле-де-суб-Мунте, где выходят верхнеюрские базальтоиды с «черным флишем» и известняки триаса; 2) два окна по долинам речек, стекающих в р. Васер; они находятся в 2—6 км к юго-западу от горы Чивчин и сложены верхнеюрскими отложениями; 3) тектоническое окно в 2—5 км к югу от горы Ластун, в верхнем течении правых притоков р. Васер; 4) небольшие окна на правых притоках верхнего течения р. Васер, в 3—5 км к западу от горы Коман (1723 м). Здесь в понижениях рельефа среди поля кристаллических сланцев, слагающих более высокие участки, выходят верхнеюрские породы, принадлежащие к покрову «черного флиша». Эти выходы обнаруживаются в 6—8 км южнее фронта деловецкого шарьяжа Чивчинских гор.

Профили, показывающие налегание метаморфических сланцев деловецкого покрова в восточной части Раховского массива на юрские отложения чехла белопотокского комплекса и на нижнемеловые отложения раховской зоны, приведены в другой работе [9]. На рис. 2 профили DE и FG иллюстрируют налегание этого покрова на смятые в складки песчано-глинистые отложения неокома Раховской зоны в Чивчинских горах, в верховьях р. Черный Черемош.

Обобщение гипсометрических данных об уровне подошвы, т. е. поверхности скольжения деловецкого (суббуковинского) покрова по докембрийским гнейсам, по их чехлу, сложенному триасовыми и юрскими отложениями, и по нижнемеловым породам во фронтальной части этого шарьяжа, позволило построить схему, отображающую геометрию этой поверхности скольжения. Такая схема вполне увязывается с более детальными построениями, сделанными по территории Раховского массива [9].

Подошва суббуковинского покрова лежит на высоте 600 м в юго-западной части района, изображенного на рис. 1, в окрестностях городов Репедя, Поениле-де-суб-Мунте и Вишеул-де-Сус. Севернее и восточнее, по направлению к фронту шарьяжа, на протяжении 8—18 км происходит постепенный подъем поверхности скольжения до уровня 1400—1600 м. Таким образом, наклон поверхности, по которой двигался шарьяж, составляет сейчас от 2 до 6°, местами до 8°. Но, как мы уже упоминали, на некоторых участках, где шарьяж эродирован и возвышенности сложены нижележащим комплексом докембрийских гнейсов, реставрация геометрии подошвы шарьяжа позволяет обнаружить довольно крупные брахиантиклинальные поднятия этой поверхности. Они не связаны с ее общим подъемом в северо-восточном направлении. Сводовые части таких поднятий соответствуют вершинам горы Поп-Иван и возвышенности на левобережье р. Васер в 12 км к северо-востоку от города Вишеул-де-Сус (высота 1690 м). Уровень подошвы тектонического покрова должен был находиться здесь на высоте 2000 и 1600 м над уровнем моря.

Минимальная амплитуда горизонтального перемещения суббуковинского покрова по подстилающим породам в северном или северо-восточном направлении на пересечении от южного склона горного массива Родна до г. Рахова достигает 50 км.

Как мы уже упоминали, кроме двух вышеописанных тектонических единиц — белопотокского комплекса, который румынские геологи рассматривают как инфрабуковинский покров, и деловецкого комплекса, т. е. буковинского и суббуковинского покрова, в Мармарошской зоне имеется еще один тектонический комплекс. Это шарьяж Радомирской зоны [2], называемый также каменнопотокским аллохтоном [5, 6, 17] или покровом «черного флиша» [21]. Он представлен отложениями триаса, юры и низов неокома. Как показали детальные исследования М. Сандулеску, он имеет сложное строение и местами может быть подразделен на несколько чешуй, сдвинутых по отношению друг к другу [20].

В. С. Буртман и С. Г. Рудаков [4] отмечают, что каменнопотокский аллохтон имеет фрагментарное строение. Так, например, вершина г. Чивчин представляет собой клиппен — эрозионный останец каменнопотокского шарьяжа (рис. 2, АВС). Известняки триаса и юры, происходящие из него, слагают олистолиты в нижнемеловых отложениях раховской свиты, на которые он надвинут.

В Румынии покров «черного флиша» был выделен М. Блеаху в 1962 г. [15]. Обычно в нижних слоях он сложен эффузивами основного состава (базальты, порфириды), туфами и туффитами; имеются силлы и дайки долеритов. Выше залегают известковые брекчии, известняки и затем толща собственно черного флиша — чередование глинистых сланцев, богатых графитом, и песчаников. Черный флиш относится к титону и неокому, песчано-сланцевый флиш над ним предположительно имеет бармен-аптский возраст. Слои, залегающие под флишем (вулканы и пр.), принадлежат к киммериджу и, возможно, к нижнему мальму или даже к средней юре. Вулканогенные породы этой структурной единицы затронуты гидротермальным метаморфизмом, осадочные рассланцованы параллельно плоскостям скольжения надвигов.

В черном флише наблюдаются отторженцы осадочных отложений пермского (красные песчаники, алевролиты и конгломераты) и триасового (доломиты, известняки, кварцевые песчаники) возраста. Они происходят из осадочного чехла инфрабуковинских гнейсов [21]. В Раховском районе комплексу черного флиша соответствует толща черных или пестрых филлитов, выделенная геологами Карпатской экспедиции МГУ под названием тектонической единицы р. Розис [6].

По-видимому, покров «черного флиша», т. е. каменнопотокский аллохтон, представляет собой часть осадочного чехла инфрабуковинского гнейсового комплекса, сорванную и выдвинутую вперед при скольжении верхнего (суббуку-

винского) шарьяжа, двигавшегося по этому чехлу в северо-восточном направлении.

Такие выводы могут быть иллюстрированы по результатам детальных исследований в районе горы Чивчин (рис. 2, АВС). Верхняя часть горы от уровня 1400—1500 м до вершины (1765 м) сложена верхнеюрскими (титонский ярус) известняками с прослоями черных глинистых сланцев и алевролитов, туфогенными конгломератами, туфобрекчиями и базальтовыми и диабазовыми порфиритами. В 2 км к северо-востоку от этой вершины на г. Чолакин выходят известняки, отнесенные к триасу. Склоны горы сложены нижнемеловыми отложениями, на которые по почти горизонтальной поверхности надвинут этот останец каменнопотокского аллохтона с разрезом, типичным для черного флиша.

Немного южнее и восточнее на такие же песчано-глинистые отложения раховской свиты нижнемелового возраста надвинуты метаморфические породы (кристаллические сланцы) деловецкого шарьяжа (рис. 2, DE). Геометрическая реконструкция его поверхности скольжения позволяет утверждать, что этот шарьяж был надвинут также на мезозойские породы, которые слагают сейчас вершину горы Чивчин, и позднее в значительной части уничтожен эрозией. При шарьировании происходило смещение залегавших под ним более пластичных отложений каменнопотокского аллохтона.

Первоначальное распространение каменнопотокской единицы (покрова «черного флиша») во фронтальной части надвигов, образовавшихся в середине мелового периода, было значительно шире современного. На это указывает останец, сложенный известняками триаса среди поля нижнемеловых отложений Раховской зоны верховьев р. Рускова.

На рис. 1 показаны изогипсы поверхности скольжения шарьяжа каменнопотокской тектонической единицы, построенные по высотным отметкам подошвы останцов и фронтальных частей этого покрова. Они указывают на подъем поверхности скольжения шарьяжа с юго-запада на северо-восток под углом 10—15° от 1200 до 1600 м в районе гор Фаркэу (1961 м) и Чивчин. Видимое горизонтальное перемещение покрова по нижнемеловым отложениям составляет 5 км, но общее его смещение в пределах Мармарошской зоны должно быть значительно больше. В более западных районах, например севернее Рахова, амплитуда надвигания пород радомирской зоны на нижнемеловой флиш была незначительна [2, 14].

О том, что покров «черного флиша» представляет собой чехол инфрабуковинского гнейсового комплекса, сорванный с основания и выжатый вперед вместе с вышележащими чешуями буковинского и суббуковинского (деловецкого) покровов, говорят встречающиеся в «черном флише» уже упомянутые выше отторженцы и олистолиты красноцветных отложений перми и карбонатных пород триаса. Такие породы известны в чехле белопотокского гнейсового комплекса в Румынии и в Раховском районе.

III

Таким образом, анализ геометрии поверхностей скольжения шарьяжей Мармарошской зоны, сложенных метаморфизованным палеозоем и мезозойскими, главным образом юрскими, отложениями (каменнопотокская единица, «черный флиш»), указывает на довольно значительное их перемещение в горизонтальном направлении, с возрастанием угла наклона поверхности смещения по мере приближения к фронтальной части надвига. Величина перемещения, вероятно, достигала 15—50 км. Причиной скольжения было тангенциальное сжатие геосинклинальной системы, вызвавшее сокращение ее поперечных размеров и образование пологих, слабонаклоненных поверхностей скалывания. В дальнейшем движение надвиговых чешуй, происходившее в конце апта и в альбе, было связано также с их гравитационным сползанием во флишевый

трог, который существовал перед фронтом шарьяжей в раннемеловое время в раховской зоне.

Такое скольжение деловецкого шарьяжа облегчалось наличием «смазки» в виде слоев пластичных глинистых пород юрского возраста в чехле нижележащей тектонической единицы. Они превращались при этом в филлиты. Там, где этот чехол был сорван с основания и выдавлен вперед, образовался тектонический покров «черного флиша». Возможно, смещение чешуй облегчалось наличием флюидно-газовой фазы глубинного происхождения с аномально высоким пластовым давлением. К. А. Аникиевым и автором отмечалась связь такого аномального давления в поровой жидкости с разломами типа надвигов (на территории Ирана и в других местах).

Отложения, заполнявшие флишевый трог Раховской зоны, были в то же время и несколько позже собраны в складки с наклоном крыльев до 20—45°. Возникавшие складки подвергались разрывам с образованием более крутых надвигов, по которым их верхние крылья были смещены к северо-востоку на небольшое расстояние.

В дальнейшем зона флишевых прогибов вместе с фронтальными частями Мармарошских шарьяжей испытала поднятие. Поэтому современный наклон подошвы шарьяжей не вполне соответствует первоначальной геометрии поверхностей скольжения. В течение кайнозоя, в основном, вероятно, на неотектоническом этапе, покровная структура подверглась заметной деформации. Образовались волнообразные изгибы земной коры, имевшие карпатское простиране, небольшие грабенообразные прогибы поперечной к ним ориентировки [9] и брахиантиклинальные поднятия (район горы Поп-Иван, левобережье р. Васер). В это же время произошло общее поднятие Внешней зоны Карпат, захватившее и часть Внутренней зоны, где горы Родна достигают 2305 м, а горы Пьетрос к югу от г. Ватра-Дорней — 2102 м над уровнем моря.

Список литературы

1. Богданов А. А. Основные черты тектоники Восточных Карпат // Сов. геология. 1949. Вып. 40. С. 9—22.
2. Бойко А. К. Доверхнепалеозойский комплекс северо-западного окончания Мармарошского массива (Восточные Карпаты). Львов: Изд. Львовск. ун-та, 1970. 248 с.
3. Буртман В. С., Рудаков С. Г. О структурном положении гнейсов Мармарошского массива в Чивчинских горах (Восточные Карпаты) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245. № 5. С. 1184—1187.
4. Буртман В. С., Рудаков С. Г. О границе внутренних и внешних Карпат в Чивчинских горах // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264. № 4. С. 911—915.
5. Бызова С. Л., Безр М. А. Основные особенности тектоники советской части Флишевых Карпат // Геотектоника. 1974. № 6. С. 81—95.
6. Бызова С. Л., Рудаков С. Г., Славин В. И., Хаин В. Е. Об основных чертах тектоники северной части Мармарошского массива (Восточные Карпаты) // Геотектоника. 1971. № 6. С. 79—85.
7. Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат // Тр. УкрНИГРИ. Вып. 25. М.: Недра, 1971. 392 с.
8. Доленко Г. Н., Данилович Л. Г., Бойчевская Л. Т., Медведев А. П., Царненко П. Н. Тектоническое развитие Украинских Карпат // Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 133—145.
9. Кропоткин П. Н., Мацкив Б. В., Ковалев Ю. В., Макеев В. М. Покровное строение Раховского массива (Восточные Карпаты) // Геотектоника. 1987. № 6. С. 52—62.
10. Ломизе М. Г., Плошко В. В. О гипербазитах Главного Мармарошского разлома (Восточные Карпаты) // Геотектоника. 1969. № 2. С. 91—105.
11. Муратов М. В. Тектоника и основные этапы развития Восточных Карпат // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1947. Т. 22. Вып. 2. С. 3—48.
12. Онческу Н. Геология Румынской Народной Республики. Пер. с румынск. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. 520 с.
13. Очерки по геологии Советских Карпат. Вып. 1. Изд-во МГУ, 1966. 196 с.
14. Радзивил В. Я., Федорин Я. В. О взаимоотношении Раховской и Радомирской зон Украинских Карпат // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1980. № 9. С. 25—26.
15. Сандулеску М. Карпаты: А) Интерниды (дакиды), Б) Пьениды, В) Экстерниды (молдавиды) // Тектоника Европы и смежных областей. Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды. М.: Наука, 1978. С. 382—421.

16. Степанюк Л. М., Комаристый А. А., Запечельник С. А., Крымский Р. Б. Уран-свинцовый возраст гнейсогранитов метаморфического комплекса Раховских гор (Восточные Карпаты) // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1986. № 8. С. 22—25.
17. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
18. Bleahu M., Bombița G., Kräutner H. G. Carte géologique. Echelle au 1/200. 000. N — 35 — XXI. 4. Viseu. Note explicative. Bucarest, 1968. 55 p. (объяснительная записка к карте листа L-35-I).
19. Republica socialista Romania. Harta geologica. Scara 1:200000 N-35-XXI. București, 1968 (геологическая карта листа L-35-I).
20. Sandulescu M. Contributions a la connaissance des nappes cretacées des Monts du Maramures (Carpathes Orientales) // Dari de Seama, Inst. Geol. Geofiz. 1982. V. LXIX. № 5. P. 83—96. București. 1985.
21. Sandulescu M., Kräutner H. G., Balintoni I., Russo—Sandulescu D., Micu M. The structure of the Fast Carpathians (Moldavia—Maramures area) // Guide to excursion B 1. Carpat—Balkan Geolog. Assoc. XII Congr. Bucharest, Romania, 1981. 92 p.

Геологический институт АН СССР. Москва, 109017

Поступила в редакцию 27.X.1989

УДК 551.21(5)

© 1991 г.

ЯРМОЛЮК В. В., КОВАЛЕНКО В. И., САМОЙЛОВ В. С.**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО
ВУЛКАНИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ**

Позднекайнозойский вулканизм в Центральной Азии является результатом взаимодействия коллизионных процессов, вызванных столкновением Индийской и Евразийской плит и активности по крайней мере одной «горячей точки» в Монголии. «Горячая точка» существовала в Южной Монголии с поздней юры до начала позднего кайнозоя. Следствием ее активности являются разновозрастные (от 150 до 15 млн. лет) проявления базальтового магматизма, группирующиеся в пределах перекрывающих друг друга компактных ареалов к югу от Хангайского нагорья. В позднем кайнозое «горячая точка» влияла на образование границ плит в восточной части коллизионного пояса и инициировала активный мантийный диапризм под сдвигово-раздвиговыми границами Амурской плиты. Возникшие диапиры стали основным источником позднекайнозойского базальтового магматизма в Центральной Азии.

С конца раннего и на протяжении позднего кайнозоя различные достаточно удаленные участки Центральной Азии были охвачены интенсивными процессами вулканизма. Они начались более или менее одновременно в разных местах, распространившись впоследствии на более обширные территории, и характеризовались однотипным набором магматических пород, варьирующих по составу от субщелочных базальтов до щелочных базальтоидов. Сходство этих пород на различных участках огромного региона заставляет искать для них общий геодинамический режим формирования.

Позднекайнозойская тектоника Центральной Азии характеризуется значительной сложностью. В позднем кайнозое здесь возникли огромные горные цепи, крупные системы впадин. Их развитие продолжается и сейчас, в связи с чем рассматриваемая территория является высокосейсмичной. «Живая» тектоника региона, отраженная в землетрясениях и современной орогении, послужила надежным исходным материалом для приложения идей тектоники плит при расшифровке происходящих здесь процессов. Первый опыт такого анализа был дан П. Молнар и П. Таппонье [19], связавшими возникновение горных цепей со столкновением Индийской и Евразийской литосферных плит. Согласно их представлениям, это столкновение вызвало сильные пластические деформации, которые постепенно затухали от границы с Индийской плитой в глубь Азиатского континента.

Детальный анализ структуры Центральной Азии с тех же исходных позиций, но с учетом новейшего материала советских геологов, был выполнен Л. П. Зоненшайном и Л. А. Савостиным [3]. Их главный вывод заключается в том, что пластические деформации происходили в пределах границ жестких плит и микроплит, сами же микроплиты выражены теми платообразными участками территории, которые разделены внутри Центральной Азии горными цепями. Эти авторы выделили ряд микроплит, перемещение которых под воздействием двух гигантских сближающихся Индийской и Евразийской плит как раз и обеспечивает высокую тектоническую (сейсмическую) активность региона в целом. Аналогичные работы затем были выполнены другими исследователями [17, 18], основные выводы которых совпадают с выводами Л. П. Зоненшайна и Л. А. Савостины, а различия заключаются главным образом в определении границ плит и микроплит и их количество, а также группировке микроплит во взаимосвязанные пакеты или ансамбли, которые характеризуются более или менее однородным строением земной коры. Во всех этих построениях

достаточно определенно установлена связь наиболее активных структурных элементов Центральной Азии — систем хребтов, сейсмоактивных зон, поясов современных разломов — с границами микроплит.

Имеется также точка зрения, развиваемая Ю. А. Зориным с сотрудниками [4], о том, что новейшая тектоническая активизация и позднекайнозойский вулканизм Центральной Азии связаны не с коллизией Индийской и Евразийской литосферных плит, а с подъемом разогретой и разуплотненной аномальной мантии в этом регионе. В. Е. Хаин проанализировал обе эти концепции [10] и пришел к заключению, что коллизия, подтвержденная «характером современной структуры Центрально-Азиатского пояса, в том числе дешифрируемой по космоснимкам (сдвиги, надвиги), типом и ориентировкой напряжений в очагах землетрясений, совпадением времени основного горообразования с периодом коллизии указанных литосферных плит» [10, с. 336], является более общей причиной рассматриваемых процессов, чем астеносферный диапиризм. Тем не менее он подчеркнул обоснованность представлений, лежащих в основе концепции независимого от коллизии астеносферного диапиризма, и на этом основании заключил, что в действительности, по-видимому, имело место сочетание обоих механизмов — коллизии и астеносферного диапиризма. К аналогичному выводу пришел и Е. Е. Милановский [7], предположивший существование аномальной мантии под Байкальским регионом к началу формирования коллизионного пояса.

По нашему мнению, новейшие материалы по эволюции магматизма Монголии позволяют предложить концепцию, которая дает достаточно согласованную модель зарождения и развития активного диапиризма и коллизионных процессов в кайнозое Центральной Азии, объединяющую две указанные выше концепции. Цель данной статьи — обоснование этой модели. Кроме того, в статье мы анализируем связи позднекайнозойского магматизма с новейшими тектоническими структурами Центральной Азии и с их эволюцией, оставшиеся практически за рамками рассмотренных выше подходов.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БАЗАЛЬТОВОГО МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И ЕГО СВЯЗИ С ГРАНИЦАМИ МИКРОПЛИТ

На рис. 1 показаны распределение позднекайнозойских базальтов на территории Центральной и Восточной Азии, а также область с литосферной мантией, имеющей мощность менее 100 км. Положенные в основу схемы данные приведены в [1, 2, 18, 17]. Из рисунка видно, что позднекайнозойские базальты распространены на огромной площади. Их распределение определяется несколькими структурными обстановками. Прежде всего выявляется их связь с зонами сопряжения Центрально-Азиатского складчатого пояса с его платформенным обрамлением. В этой позиции базальты проявлены в пределах южного обрамления Сибирской платформы (вулканические поля Байкальского пояса — Удоканское, Витимское, Хамар-Дабанское, Тункинское, Восточно-Саянское). Аналогичное размещение имеют базальты, развитые вдоль северной границы Китайской платформы по границам Алашаньского и Ордосского блоков.

Другая группа проявлений позднекайнозойского базальтового вулканизма связана с центральными участками Центрально-Азиатского складчатого пояса. Здесь выделяются по крайней мере два линейно вытянутых ареала (рис. 1). Один из них (Хангайский) представляет цепь вулканических полей, которая пересекает складчатый пояс в центральной части Монголии в меридиональном направлении, связывая Байкальскую и Алашань-Ордосскую вулканические зоны. Другой ареал объединяет вулканические поля, тяготеющие к Дзунбаино-Тамцагской системе прогибов на юге МНР, который под острым углом пересекает структуры складчатого пояса.

Наконец, в особой структурной позиции находятся окраинно-континентальные базальты, развитые вдоль тихоокеанской окраины Азиатского континента.

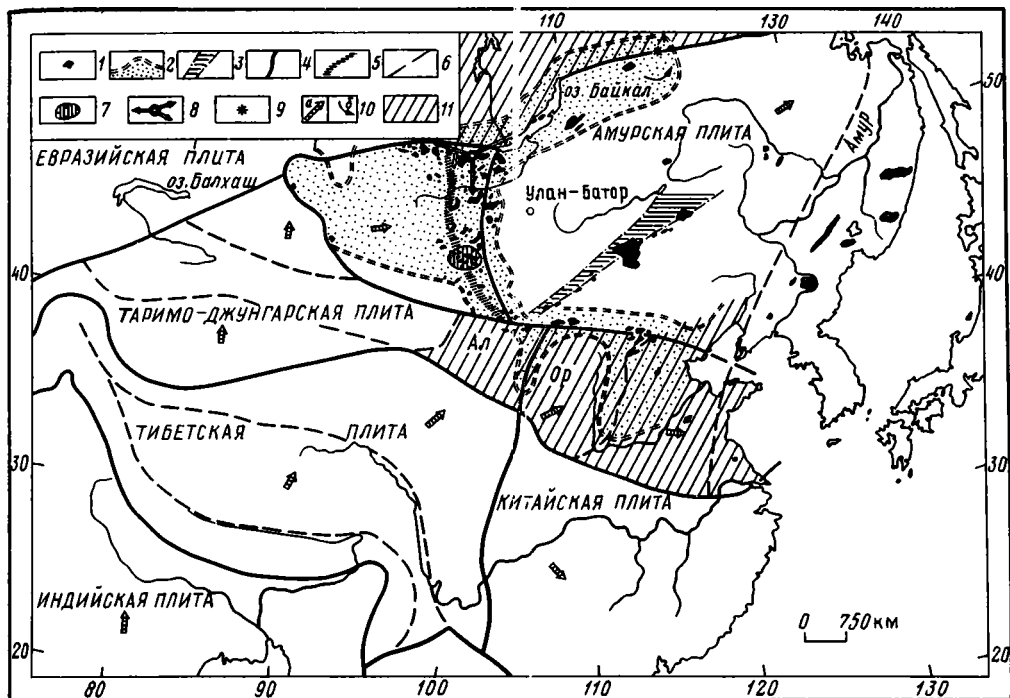


Рис. 1. Схема размещения позднекайнозойских базальтов Центральной и Восточной Азии
 1 — поля распространения кайнозойских базальтов; 2 — область развития аномальной мантии с глубиной залегания менее 100 км, по [4, 17]; 3 — Дзунбаино-Тамцагская система прогибов; 4 — границы плит и микролит, по [3, 16]; 5 — западная граница Амурской плиты в миоцене; 6 — границы континентальных блоков; 7 — Южно-Хангайская «горячая точка»; 8 — предполагаемая Южно-Байкальская «горячая точка»; 9 — полюс вращения Амурской плиты, по [3]; 10 — векторы перемещения плит относительно Евразийской плиты (а), направление вращения Амурской плиты, по [3] (б); 11 — платформенное обрамление Центрально-Азиатского складчатого пояса и континентальные блоки: Ал — Алашаньский, Ор — Ордосский

нента в Восточном Китае, Северной Корее и Приморье. Эти базальты контролируются разломами главным образом северо-восточного простирания, связанными с развитием континентальной окраины. Считается, что возникновение этих базальтов определяется тектоническими движениями, которые вызвали образование окраинных морей [18]. В статье они не рассматриваются.

Что касается закономерностей формирования внутриконтинентального базальтового магматизма, который приурочен к пограничным зонам и внутренним участкам Центрально-Азиатского пояса и который является предметом рассмотрения в статье, то можно отметить следующее. Как видно из рис. 1, в структуре коллизионного пояса проявления базальтов в Прибайкалье и на Хангае тяготеют к границам Амурской плиты, тогда как проявления на плато Дариганга и некоторые другие — к центральной части Амурской плиты. Кроме того, в массе своей базальты Прибайкалья и Хангай приурочены к тем площадям, которые характеризуются минимальной мощностью литосферы, отвечающей существованию в этих районах выступов аномальной мантии.

Важной структурной характеристикой многих проявлений базальтового магматизма является их связь с развитием крупных грабенов: вдоль северной и южной границ Амурской плиты: Байкальского, Тункинского, Хубсугульского, системы Шаньси. Образование грабенов сопряжено с движениями, происходившими вдоль границ микролит в связи с процессами коллизии. Так, в модели, предложенной Л. П. Зоненшайном и Л. А. Савостинным [3], формирование Байкальской системы грабенов обусловлено растягивающими усилиями, кото-

рые возникли вдоль северной границы Амурской плиты при ее вращении против часовой стрелки. Это вращение было связано с давлением на Амурскую плиту с запада континентальных блоков, которые были выдавлены в сторону от оси взаимодействия Индостанской и Азиатской литосферных плит.

Вращение Амурской плиты в первую очередь, по-видимому, задавалось воздействием на нее Алашаньского блока, перемещающегося в северо-восточном направлении под давлением континентальных масс Тибетской плиты (рис. 1). Последние воздействовали также на континентальный блок Ордоса, который был отодвинут как от Амурской плиты, так и от Алашаньского блока. Вращение Ордосского блока против часовой стрелки обеспечило его отделение и от расположенного восточнее блока. В результате Ордосский блок оказался окруженным системой грабенов (к которой принадлежат и грабены Шаньси). Образование грабенов сопровождалось подъемом мантийного вещества вдоль границ блока [18], однако вулканизм проявился только вдоль северной границы Ордоса, отделяющей этот блок от Амурской плиты.

Наряду с Байкальской и Ордосской областями, характеризующимися связями магматизма с развитием вытянутых вдоль границ плиты крупных грабенов, выделяется область проявлений базальтов в Хангае и Южной Монголии (Хангайский ареал), которая лишена таких связей. В пределах позднекайнозойского вулканического ареала Центральной Азии она занимает закономерное положение и объединяет Байкальскую и Ордосскую области вулканизма в рамках единой подковообразной Центрально-Азиатской провинции позднекайнозойского вулканизма.

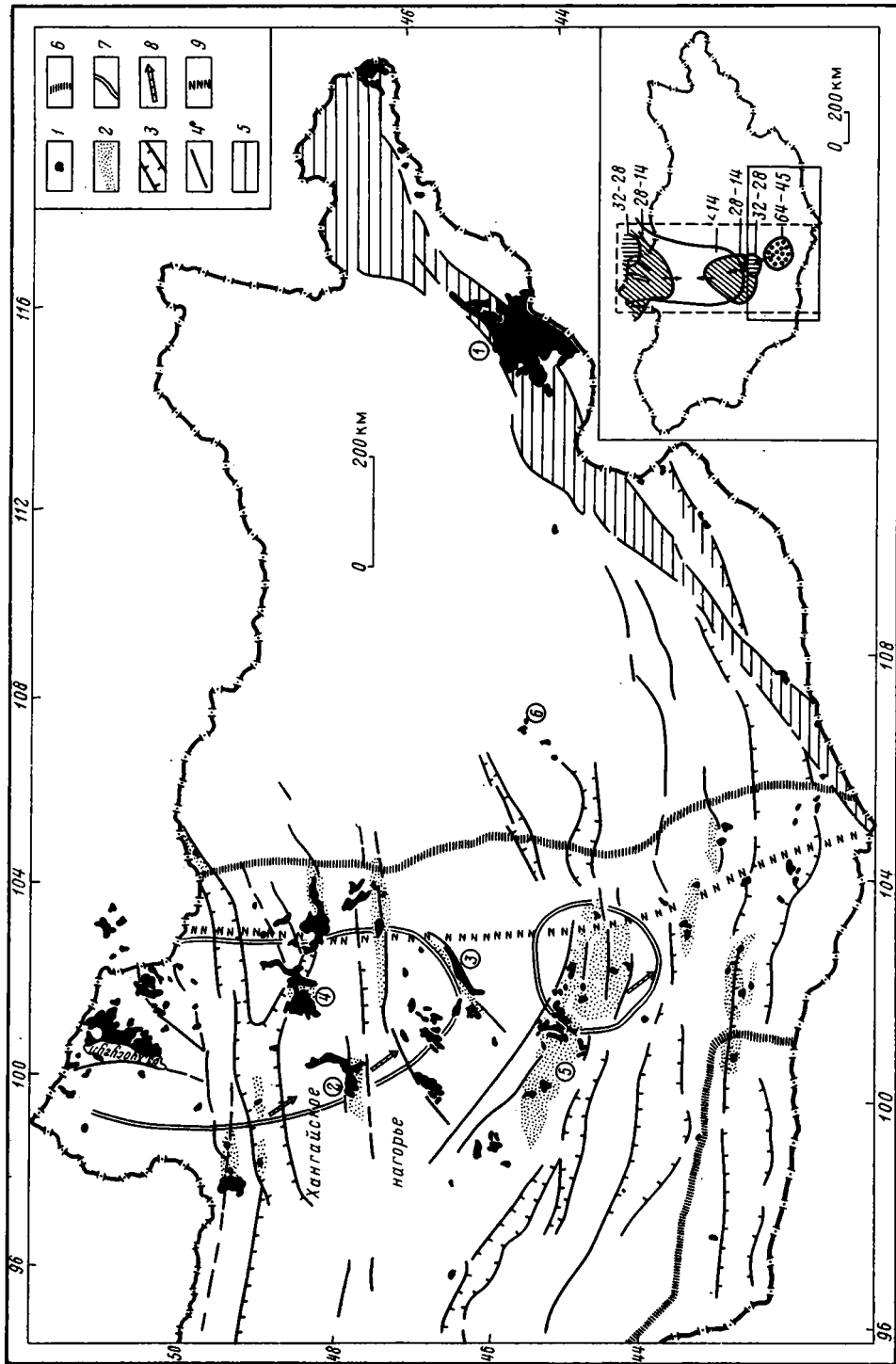
Если структурная позиция базальтового магматизма вдоль северной и южной границ Амурской плиты вполне определена в рамках развиваемой различными исследователями концепции движения микроплит в Центральной и Восточной Азии, то размещение базальтового магматизма в западной части его общего ареала на территории Монголии до сих пор в печати не рассматривалось. Проявления базальтов здесь не связаны с какой-либо ярко выраженной тектонической структурой и в целом группируются в пределах меридиональной полосы (рис. 2), которая прослеживается к югу от оз. Хубсугул через Хангайское нагорье до хребтов Гобийского Алтая, где она поворачивает к юго-востоку в направлении северной границы Ордосского континентального блока. Данная полоса вулканитов не согласуется с границами плит, выделенных в этой части Центральной Азии. Она прослеживается западнее современной границы Амурской плиты, намеченной на схемах в [3, 17].

Указанная граница нуждается в специальном пояснении. Она выделяется на основе зарождающейся системы сдвиговых дислокаций, к которой приурочены некоторые исторические (например, Могодское) землетрясения [11]. Для этой границы не характерны орографические элементы, типичные для границ сжатия, которые выделяются у ряда других микроплит в Центральной Азии в виде горных цепей. По сравнению с границами других микроплит отсутствуют вдоль нее и крупные сдвиговые перемещения с многокилометровой амплитудой. Все это указывает на то, что при допущении здесь границы микроплит возраст

Рис. 2. Схема размещения кайнозойских базальтов на территории Монголии

1 — поля распространения базальтов; 2 — позднекайнозойские долины с базальтовым магматизмом; 3 — рифтовые структуры позднего палеозоя, фиксирующие ослабленные зоны литосферы; 4 — разломы; 5 — Дзунбаинно-Тамцагская система прогибов; 6 — граница развития аномальной мантии с глубиной залегания менее 100 км, по [4, 17]; 7 — то же, для глубин менее 50 км, по [4]; 8 — векторы перемещения Амурской плиты, связанного с ее вращением; 9 — современная западная граница Амурской плиты, по [3]. Цифры в кружках — поля вулканитов: 1 — на плато Дариганга; в грабенах (2—5): 2 — Тарнатском, 3 — Среднеорхонском, 4 — Хануйском, 5 — Долиноозерском; 6 — в районе г. Мандал-Гоби.

На врезке — области проявления разновозрастного вулканизма (показаны разным крапом). Цифрами отмечен возраст пород, млн. лет стрелками — направление перемещения центров вулканизма. Пунктирным контуром ограничена площадь рис. 3, сплошным контуром площадь рис. 5 и 6



этой границы должен быть молодой, а само ее состояние — эмбриональное, отвечающее образованию в геологически более молодое время, чем другие границы микроплит. Вероятнее всего, она не существовала на более ранних стадиях взаимодействия Индостанской и Евразийской плит, когда границы микроплит в этой части Азии имели несколько иное расположение.

Чтобы выяснить более раннее положение западной границы Амурской плиты, вновь вернемся к упомянувшейся уже меридиональной полосе распространения кайнозойских базальтов в Монголии (рис. 2). Несмотря на то что в целом она не связана с какой-либо единой структурно-формационной зоной фундамента или системой разломов соответствующего простирания, распространение базальтов здесь вполне закономерно. Ранее мы отмечали, что в пределах этой полосы выходы базальтов образуют компактные обособленные эшелонированно расположенные линейные ареалы, которые тяготеют к зонам крупнейших — главным образом субширотных разломов [14, 15]. Эти зоны разломов отвечают границам структурно-формационных зон на территории Монголии и в геологической истории неоднократно вовлекались в процессы континентального рифтогенеза с образованием в них рифтовых зон и крупных скоплений продуктов рифтогенного магматизма (рис. 2). На этом основании нами был сделан вывод о принадлежности этих систем разломов к категориям транслитосферных расколов, фиксирующих наиболее ослабленные участки литосферы [15].

Позиция кайнозойских базальтов в этих системах разломов наиболее часто определяется приуроченностью к вытянутым по их простиранию грабенообразным долинам. Примером могут служить базальты, распространенные в Тариатском, Среднеорхонском, Хануйском, Долиноозерском и других грабенах. Преобладающая субширотная ориентировка этих долин показывает, что их образование происходило при участии растяжения с меридиональной составляющей. Наряду с магмоконтролирующими структурами имеются и иные, преимущественно северо-восточной ориентировки (например, Верхнеорхонский грабен). Они проявлены в южной части Хангайского нагорья, где субширотные системы разломов отсутствуют.

Л. П. Зоненшайном и Л. А. Савостиным [3] было показано, что вращение Амурской плиты происходит относительно полюса вращения с координатами $56^{\circ}30'$ с. ш. и $118^{\circ}40'$ в. д. Направление вектора перемещения в Центральной Монголии в этом случае должно иметь юго-восточную ориентировку и изменяться примерно от 160° для Северного Хангая до 140° для Гобийского Алтая. Другими словами, он имеет преобладающую меридиональную составляющую.

Развитие в Монголии широтных ослабленных зон литосферы способствовало преимущественной реализации растяжений, связанных с вращением Амурской плиты, именно в этих зонах с образованием в их пределах кайнозойских грабенов, а также проявлению здесь кайнозойского вулканизма. В тех же участках территории, где отсутствовали более ранние субширотные разломы, ориентировка растяжения соответствовала вектору перемещения. Видимо, с этим связано образование грабенов северо-восточного простирания в Южном Хангае.

Концентрация кайнозойских грабенов в Хангае и по его южному и северному обрамлениям свидетельствует о том, что преобладающие перемещения Амурской плиты относительно более западных районов Центральной Азии происходили в основном здесь (рис. 3). На этом основании мы приходим к выводу, что на миоценовом (возраст основного объема развитых здесь базальтов) этапе развития коллизийной обстановки западная граница Амурской плиты проходила через Хангай. Ее маркером является полоса распространения позднекайнозойских базальтов и контролирующая их позицию эшелонированная система грабенов. В соответствии с этим выводом можно заключить, что западная граница Амурской плиты в это время в основном несла черты сдвиго-раздвига.

Если обратиться к данным о строении подлитосферной мантии в Централь-

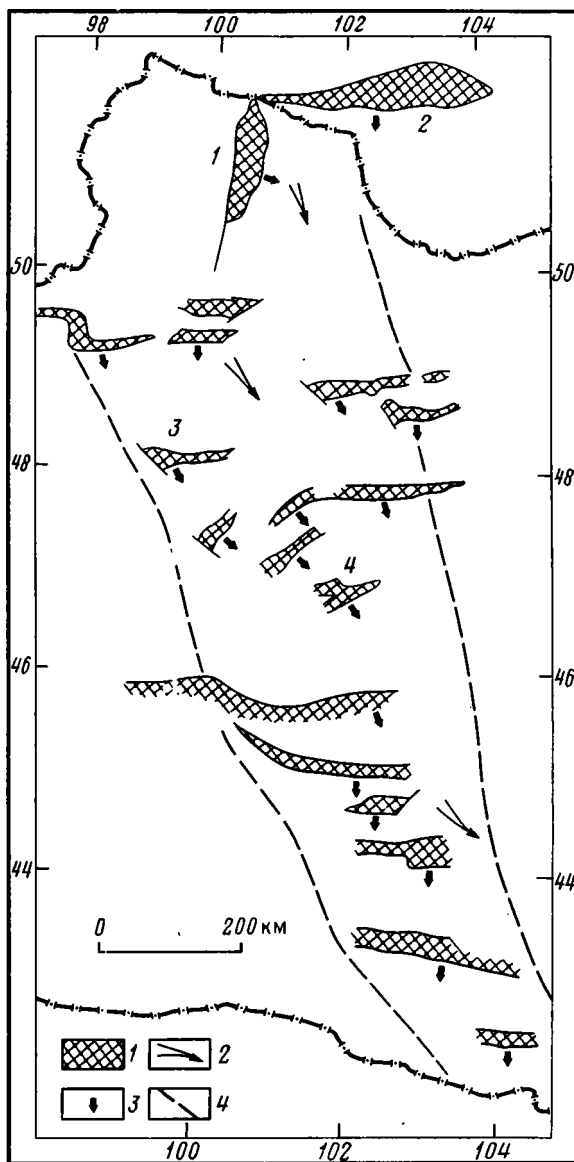


Рис. 3. Схема размещения позднекайнозойских магмоконтролирующих структур в центральной части Монголии
 1 — магмоконтролирующие грабены; 2 — направление вектора перемещения, определяемого вращением Амурской плиты; 3 — векторы перемещения бортов грабенов; 4 — граница области сдвигово-раздвиговых дислокаций
 Грабены: 1 — оз. Хубсугул, 2 — Тункинский, 3 — Тариатский, 4 — Среднеорхонский

ной Азии, то в общем можно говорить о соответствии выступов астеносферы районам распространения базальтового вулканизма (рис. 2).

Обращает на себя внимание строение астеносферного выступа под территорией Монголии. Он имеет треугольную форму с острым углом, направленным к южному обрамлению Хангая. Широкая часть этого выступа в Северной Монголии уходит далеко на запад от выделенной нами миоценовой границы Амурской плиты. Показательно, что западному участку выступа астеносферы

соответствуют поля кайнозойских базальтов в Саянах и Туве. В структурном отношении эти базальты тяготеют к южному обрамлению Сибирской платформы, как бы продолжая цепь структур и магматических проявлений Байкальской рифтовой зоны. Мы допускаем, что эти базальты фиксируют границу Амурской плиты еще более ранней стадии развития, чем та, которой отвечала проходящая через Хангай граница. Возникает вопрос: почему образование Хангайской границы плиты произошло на коре повышенной мощности [4] при отсутствии в пределах Хангай субмеридиональных структурно-формационных границ, ослабляющих кору и наиболее податливых к расколам? Чтобы ответить на него, обратимся к более ранним, а именно позднемезозойским — раннекайнозойским этапам развития территории Монголии.

РОЛЬ ЮЖНО-ХАНГАЙСКОЙ «ГОРЯЧЕЙ ТОЧКИ» В ФОРМИРОВАНИИ ЗАПАДНОЙ ГРАНИЦЫ АМУРСКОЙ ПЛИТЫ

В позднем мезозое территория Монголии являлась ареной интенсивного вулканизма. Вулканические процессы протекали преимущественно в Восточной Монголии, где возник Восточно-Монгольский вулканический пояс, и в Южной Монголии и Гобийском Алтае. Вулканическая деятельность связывалась нами с образованием крупной рифтовой области [5, 8]. Несмотря на синхронность вулканических событий на площади рифтовой области, все же на любых геологических схемах для этого возраста бросалась в глаза определенная пространственная и структурная обособленность вулканических полей, распространенных на западе вулканического ареала, в Гобийском Алтае. Отмечалось и своеобразие ряда магматических ассоциаций. Только в Южной Монголии в позднем мезозое проявились щелочные трахит-латитовые (с сиенитами и карбонатами) магматические ассоциации [8].

Результаты детального радиологического датирования вулканических пород выявили еще одну особенность Южно-Монгольского — Гоби-Алтайского региона. Вулканические процессы протекали здесь с некоторыми перерывами на протяжении почти 100 млн. лет (рис. 4). В целом выделяются следующие возрастные группы пород: позднеюрская, низов раннего мела (цаганцабская), верхов раннего мела (дзунбаинская), верхнемеловая, палеоцен-эоценовая, позднеолигоценная [2, 8, 13]. Позднеюрская группа пород представлена щелочными ассоциациями с карбонатами. Наиболее древние их проявления установлены в районе развалин монастыря Улугей-Хид, где они формировались в интервале 159—148 млн. лет (максимум определений 151—153 млн. лет). Позднее (интервал 149—136 млн. лет) возникла близкая по составу ассоциация пород в районе колодца Мушугай-Худук [8] (рис. 5). Более молодые цаганцабские и дзунбаинские вулканы синхронны вулканитам Восточно-Монгольской вулканической области. Они распространены в различных участках Южной Монголии, однако несомненный центр этого вулканизма приходился на восточную оконечность Гобийского Алтая (хребты Арц-Богдо, Ихе-Богдо) и его обрамление, где наблюдаются большие мощности вулканитов и сосредоточен основной их объем. Проявления позднемеловых вулканитов несколько смещены к югу относительно ареала раннемеловых вулканических пород [13]. В еще большей степени смещен раннепалеогеновый ареал, центр которого приходится на хребет Гурбан-Сайхан. Подчеркнем, что в позднем мелу и раннем кайнозое вся остальная территория Монголии была тектонически стабильной и развивалась в платформенном режиме. Лишь в рассматриваемом районе продолжались эпизодические извержения, указывающие на его аномальное строение.

Район хребтов Арц-Богдо и Ихе-Богдо, а также хребта Гурбан-Сайхан, являвшийся центром главных вулканических событий на западе Монголии в позднем мезозое и раннем кайнозое, любопытен еще и в том отношении, что к нему приурочены наиболее древние для территории Монголии извержения базальтов, связанные с позднеолигоценным — позднекайнозойским (Байкальским) этапом развития вулканизма. Эти базальты датируются интервалом

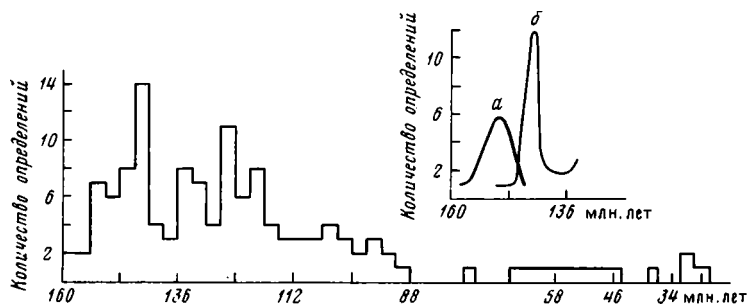


Рис. 4. Гистограмма распределения возрастов позднемезозойских — раннекайнозойских магматических пород на юге Монголии. На врезке показано распределение возрастов пород трахит-латитового комплекса для районов: а — монастыря Улугей-Хид, б — колодца Мушугай-Худук

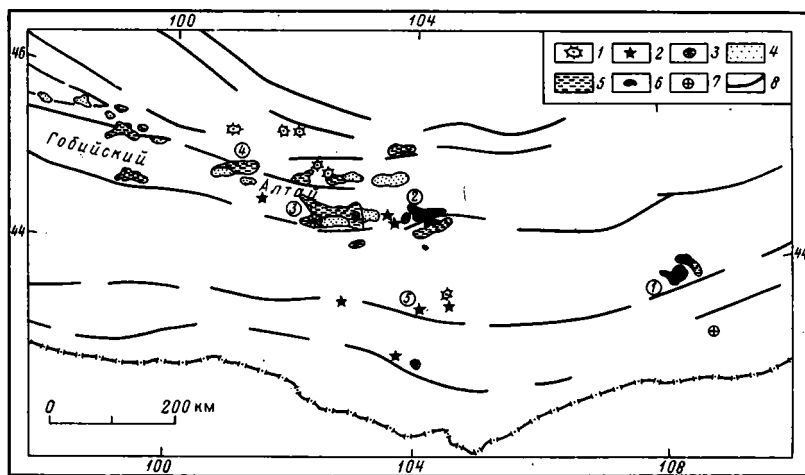


Рис. 5. Схема размещения позднемезозойских — раннекайнозойских магматических пород на юге Монголии

1—7 — возрастные группы изверженных пород: 1 — олигоценовая, 2 — раннекайнозойская, 3 — позднемеловая, 4 — верхов нижнего мела (дзунбаинская), 5 — низов нижнего мела (цаганцабская), 6 — позднеюрская, 7 — раннемезозойская (Лугингольский массив псевдолейцитовых сиенитов); 8 — разломы, фиксирующие границы позднепалеозойских рифтовых зон
 Цифры в кружках — географические пункты: 1 — монастырь Улугей-Хид, 2 — колодец Мушугай-Худук, хребты:
 3 — Арц-Богдо, 4 — Ихе-Богдо, 5 — Гурбан-Сайхан

32—28 млн. лет [2] и синхронны наиболее древним извержениям в пределах Байкальской рифтовой области. Олигоценовые базальты Гобийского Алтая образуют компактный ареал с центром, смещенным к северо-западу относительно раннекайнозойского ареала, однако в целом демонстрируют явную территориальную и возрастную привязанность к обособленной в этой части страны области проявления позднемезозойского — раннекайнозойского магматизма.

На рис. 6 показаны основные районы развития позднемезозойского — палеогенового вулканизма в Южной Монголии — Гобийском Алтае. На схеме, кроме того, изображен Лугингольский массив псевдолейцитовых сиенитов, возраст которого оценивается в 250 млн. лет. Эти сиениты не имеют аналогов среди продуктов позднепалеозойского магматизма Монголии и в то же время имеют черты сходства с сиенит-карбонатитовыми ассоциациями поздней юры. Представляется заманчивым связать формирование Лугингольского массива с теми глубинными причинами, которые определили развитие позднеюрского

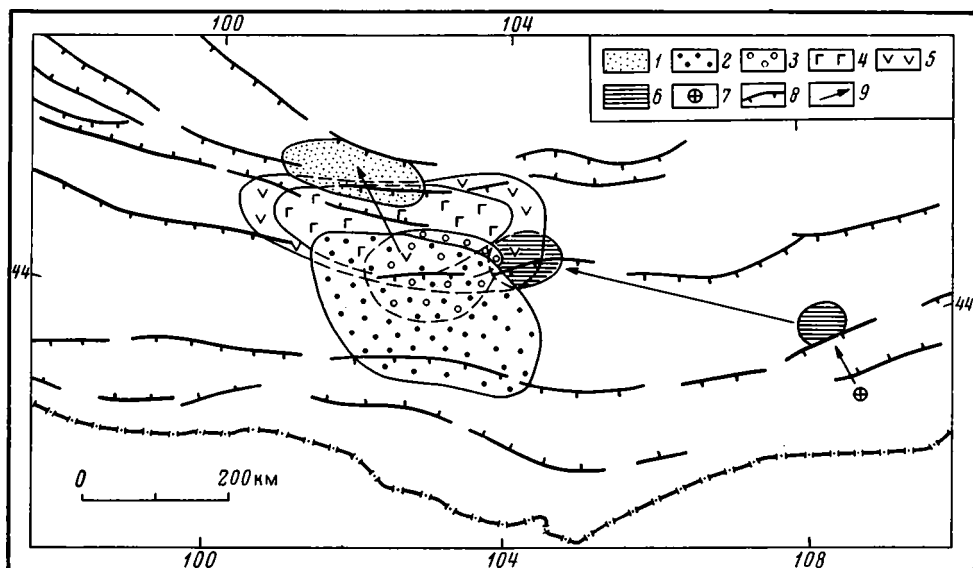


Рис. 6. Схема размещения разновозрастных ареалов магматических пород на юге Монголии
 1—7 — магматические ареалы: 1 — олигоценый, 2 — раннекайнозойский, 3 — позднемеловой, 4 — конца раннего мела (дзунбанский), 5 — начала раннего мела (цаганцабский), 6 — позднеюрский, 7 — раннемезозойский, 8 — границы рифтовых зон позднего палеозоя, 9 — направление миграции центров вулканизма

магматизма. Но и без учета этого массива наблюдаемая картина распределения магматизма и возрастов его проявления напоминает закономерности развития магматизма в областях типа «горячих точек», таких, например, как провинция «молодых» гранитов Нигерии или комплекс Уайт-Маунтин на востоке США [6]. Другая особенность, сближающая рассматриваемый магматический ареал с областями типа «горячих точек», связана с составом развитого здесь магматизма. Его продукты отличаются ярко выраженной субщелочной и щелочной петрохимической спецификой, а возникшие здесь магматические ассоциации (определяемые сочетаниями субщелочных оливиновых базальтов, трахитов, карбонатитов, фолонитов, онгонитов) сопоставляются с ассоциациями пород, типичными для континентальных рифтов и областей типа «горячих точек». Учитывая сравнительно компактные размеры магматического ареала и большую длительность магматических событий в его пределах, несомненно превышавшую продолжительность существования известных рифтов, мы приходим к выводу о связи этого ареала с магматическими источниками типа «горячей точки». Время ее существования оценивается с поздней юры, по крайней мере, до начала позднего кайнозоя. В этом возрастном интервале позиция «горячей точки» относительно континентальной плиты менялась незначительно (рис. 6). В конце раннего кайнозоя она заняла место в восточной части Долины Озер между хребтами Гобийского Алтая и Хангаем и оставалась здесь по крайней мере до миоцена включительно. В этой связи особый интерес представляют данные Ю. А. Зорина с соавторами [4] о толщине литосферы Монголии. На приведенной ими схеме под южным обрамлением Хангайского нагорья выделяется локальный выступ астеносферы, достигающий основания коры. Его позиция согласуется с установленным здесь ареалом размещения олигоценых и раннемиоценовых базальтов (сравните рис. 2 и 6). Можно предположить, что указанный выступ астеносферы обусловлен воздействием «горячей точки» мантии на континентальную литосферу. Более интенсивные «прожигания» ею основания континентальной плиты в это время можно, по-видимому, объяснить с позиций глобальной активизации подлитосферных

процессов на рубеже раннего и позднего кайнозоя. Эта активизация сопровождалась образованием рифтовых зон и «горячих точек» практически на всех континентах Земли.

Для подтверждения вывода о существовании горячей точки мантии под рассматриваемой частью Евразийской плиты логично было бы сравнить траекторию движения следа точки с перемещениями плиты. Однако, по-видимому, невозможно судить об этих перемещениях на основе кинематики Евразийской плиты в целом, поскольку центральные ее участки испытали значительные деформации в ходе формирования коллизионного пояса. Косвенным показателем, по крайней мере меридиональных движений рассматриваемого участка плиты, могут служить данные об изменении климатических условий в его пределах. Они [2, 12] свидетельствуют, что на протяжении позднего мезозоя и кайнозоя практически вся территория Монголии размещалась в пределах теплового климатического пояса. Палеогеодинамические реконструкции [3] показывают, что в этом интервале времени Евразийский континент находился в Северном полушарии. Вследствие этого устойчивость климатических условий в рассматриваемом регионе должна указывать по крайней мере на отсутствие значительных меридиональных перемещений данного участка континентальной плиты. Если магматические образования Южной Монголии — Гобийского Алтая действительно отражают позицию стабильной «горячей точки» мантии, то устойчивость климатического режима может быть объяснена незначительными перемещениями территории относительно абсолютных географических координат, фиксируемых этой «горячей точкой».

Имеющиеся данные о распределении, структурной позиции и объемах магматических продуктов позднего мезозоя — раннего кайнозоя на юге Монголии позволяют судить о некоторых динамических характеристиках «горячей точки». Эти магматические породы проявляются в наиболее ослабленных зонах континентальной литосферы, фиксируемых системами древних рифтогенных разломов. Из этого вытекает слабая активность «горячей точки» и зависимость распределения продуктов ее деятельности от размещения ослабленных зон литосферы. Слабой активностью «горячей точки», по-видимому, можно объяснить незначительный объем развитых в районе вулканических продуктов, в особенности позднемеловых — раннекайнозойских, и импульсный характер вулканизма, зафиксированный в возрастах его проявления (рис. 3). Не исключено, однако, что существующие на гистограмме перерывы вулканической активности отражают недостаточную пока изученность возрастов базальтов.

Здесь необходимо отметить, что на различных участках территории Монголии наблюдаются отдельные локальные проявления магматизма, синхронные какому-либо этапу развития «горячей точки». Они приурочены главным образом к тем же глубинным разломам, в пределах которых в каждый отдельный этап наиболее активно проявилась деятельность «горячей точки». Например, в поздней юре в зоне Главного Монгольского линеймента наряду с ассоциацией Мушугай-Худук (центр «горячей точки» для 146—140 млн. лет), но значительно восточнее возникла близкая по составу ассоциация в районе населенного пункта Баян-Мунх. В раннем мелу вулканическими процессами были охвачены значительные участки Ихэ-Богдинской зоны разломов, расположенные западнее хр. Ихэ-Богдо. В позднем мелу возникли поля базальтов в отдельных участках Центральной Монголии в районе г. Мандал-Гоби и на юго-востоке страны в зоне Главного Монгольского линеймента. В конце олигоцена, в то время как к северу от хребтов Арц-Богдо и Ихэ-Богдо в восточной части Долины Озер возникли крупные базальтовые поля, локальная вспышка базальтового магматизма произошла на западе Долины Озер — в системе разломов, ограничивающих долину с севера. Напомним, что указанные системы разломов относятся к транслитосферным [14, 15]. В позднемеловом этапе развития страны в их пределах формировались континентальные рифтовые зоны, что позволяет предполагать образование под этими участками литосферы астеносферных

выступов. Мы полагаем, что совмещение «горячей точки» (по мере прохождения над ней континентальной плиты) с тем или иным астеносферным выступом сопровождалось резонансным возбуждением мантии в его пределах, что и могло породить магматическую деятельность за границами непосредственного воздействия «горячей точки». Естественно, мы не исключаем и иных независимых механизмов проявления указанного рассредоточенного магматизма.

Итак, геодинамическая обстановка в начале позднего кайнозоя в Центральной Азии определялась существованием здесь области коллизионного взаимодействия, лежащей между Индийской и Евразийской плитами, и «горячей точкой», располагавшейся у южного обрамления Хангая. Формирование коллизионного пояса началось по крайней мере 30 млн. лет назад [19], и к этому времени, по-видимому, относится и образование Амурской плиты. Вращение плиты привело к ее отделению от Сибирской и Китайской платформ и возникновению вдоль сформировавшихся границ плиты зон растяжения, которые обусловили образование литосферного «окна» и подъем аномальной мантии. Вероятно, что первоначально западная граница плиты проходила по Монгольскому Алтаю, в западной части которого известны отдельные проявления базальтового вулканизма [1, 17] и под которым установлено высокое стояние астеносферы [4]. Перемещение западного выступающего края плиты к югу в соответствии с общим ее вращением осложнялось давлением на нее Таримоджунгарской плиты, поэтому возникла новая граница Амурской плиты.

В процессе ее образования важную роль приобрела Южно-Хангайская «горячая точка». Она нарушила сплошность литосферы в пределах первоначально оформившейся Амурской плиты и тем самым определила наиболее благоприятное место для заложения новой системы пограничных дислокаций. Судя по форме выступа аномальной мантии под Западной Монголией (в виде треугольника, который южной вершиной опирается на «горячую точку»), можно предполагать, что образование этой границы отвечало растянутому во времени и пространстве процессу. Этот процесс выражался в последовательном смещении северной оконечности границы к востоку, тогда как южная была фиксирована относительно «горячей точки». В каждый отдельно взятый момент данного процесса растяжение по линии, соединяющей «горячую точку» и северный фрагмент границы, сопровождалось утонением литосферы. Суммарный эффект этого растянутого во времени процесса, по-видимому, и определил подъем аномальной мантии и ее распространение практически под все литосферное основание Западной Монголии.

Роль «горячей точки» этим не ограничивалась. Она была активизирована в связи с общим возбуждением астеносферы Земли на границе раннего и позднего кайнозоя и приобрела значение определяющего фактора в формировании активного мантийного диапира в этой части Центральной Азии. Образование диапира и его размещение в строении литосферы Монголии в конечном итоге определило позицию западной границы Амурской плиты в миоцене. Динамику формирования диапира, по-видимому, можно восстановить, исходя из данных о возрасте базальтов в меридиональной вулканической зоне Монголии. Наиболее древние олигоценые (32—28 млн. лет) базальты распространены в пределах юго-западного обрамления оз. Байкал (например, в хр. Хамар-Дабан [2]), а также в виде изолированного компактного ареала в Долине Озер у южного края Хангая (см. рис. 2). Позднеолигоценые — раннемиоценовые базальты (28—14 млн. лет) демонстрируют ярко выраженную тенденцию к объединению выделившихся районов развития вулканизма и образуют вытянутые навстречу друг другу ареалы. Южный ареал охватывал Долину Озер, Южный и часть Центрального Хангая. Северный протянулся от Хамар-Дабана и Тункинской впадины к югу — до бассейна р. Селенги. Более молодые проявления вулканизма охватили всю территорию от Центрального Хангая до Тункинской впадины.

Таким образом, по-видимому, в конце раннего миоцена произошло оформле-

ние западной границы Амурской плиты в районе Хангая, которая связала северную (Байкальскую) и южную (Ордосскую) границы плиты в единую систему. Почти на всем своем протяжении эта система границ развивалась как зона растяжения, обусловленного вращением и отходом краев плиты от окружающих континентальных блоков. Участие «горячей точки» в формировании литосферных границ привело к возникновению активных мантийных диапиров под этими границами, подобно тому, как это предполагается при расколах континентов и образовании океанических рифтов [16]. В этом, как нам представляется, и состоит синтез, казалось бы, взаимно исключающих данных о коллизионном характере Амурской плиты и связи проявленного вдоль ее границ вулканизма теплового поля и некоторых других геофизических характеристик с активным диапиризмом.

Дальнейшая послемiocеновая история развития западного края Амурской плиты определялась последовательным надвиганием на него Таримо-Джунгарской плиты. Это воздействие, по-видимому, застопорило движение к югу Хангайского блока, в результате чего совсем недавно начала формироваться новая западная граница плиты, фиксируемая Могодским землетрясением. Этим процессом, вероятно, обусловлено и смещение центров более молодого плиоценового магматизма (максимум проявлений в нижнем течении рек Хануй и Орхон) к востоку, в район новой границы плиты.

Весьма вероятно, что к формированию границ Амурской плиты, мантийного диапиризма и базальтового вулканизма была причастна не одна «горячая точка» мантии. Анализ длительности и интенсивности магматических событий позволяет предполагать, что подобная «горячая точка» могла существовать, например, у южной оконечности оз. Байкал в районе хр. Хамар-Дабан и Тункинского грабена. Здесь отмечаются наиболее древние для Байкальской рифтовой области олигоценные базальты с возрастом 34 млн. лет [2] и широко проявлены более молодые (вплоть до четвертичных) базальты, характеризующиеся к тому же максимальной для всего региона мощностью. Предположение о существовании здесь «горячей точки» мантии тем более заманчиво, что относительно нее отмечается трехлучевое расхождение грабенов и полей вулканизов с углами около 120° , типичное для областей типа «горячих точек» [16]. Один луч образует впадина оз. Байкал, второй — меридиональная полоса вулканизов и грабенов Монголии, третий — вулканические поля Восточной Тувы и Саяна. Взаимодействие этой условной Южно-Байкальской и Южно-Ханкайской «горячих точек» могло стать решающим фактором в образовании северной и западной границ Амурской плиты и формировании вдоль границ плиты активного диапиризма.

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ЦЕНТРАЛЬНЫХ УЧАСТКОВ АМУРСКОЙ ПЛИТЫ

Помимо базальтов, связанных с границами Амурской плиты, на ее центральных участках также наблюдаются проявления позднекайнозойского вулканизма (рис. 1, 2). Наиболее значительно среди них базальтовое плато Дариганга. Кроме него имеется еще целый ряд менее крупных полей. Они сосредоточены главным образом в пределах полосы северо-восточного простираения, следующей вдоль юго-восточного участка границы Монголии с Китаем. В структурном отношении они тяготеют к разломам северо-восточного простираения, следующим вдоль южного борта Дзунбаино-Тамцагской системы прогибов. По простираению этой системы разломов к юго-западу на территорию Китая отмечается ее утыкание в структуре Алашаньского блока. Последний жестко опирается в юго-западный угол Амурской плиты, из чего следует ведущая роль воздействия этого блока на вращение Амурской плиты, по отношению к линии, соединяющей Алашаньский массив и полюс вращения Амурской плиты и являющейся одновременно линией максимального сжатия. Дзунбаино-Тамцагская си-

стема разломов занимает диагональное положение, оптимальное для реализации тангенциальных напряжений. Можно предположить, что здесь намечается сколовая деформация Амурской плиты, фиксируемая правосторонними сдвигами, которые присущи разломам Дзунбаино-Тамцагской системы [9]. Если это так, то вращение Амурской плиты против часовой стрелки должно вызывать растяжения в той части системы разломов, которая удалена от места взаимодействия микроплит. На это, в частности, указывают кайнозойские грабены и нормальные сбросы, характерные для Дзунбаино-Тамцагской системы прогибов, а также расширение прогибов к северо-востоку. Возникновение такой зоны растяжения должно было провоцировать образование аномальной мантии под ней, которая и стала источником базальтового вулканизма в этой части Амурской плиты. Не исключено, что вдоль Дзунбаино-Тамцагской системы прогибов формируется новая, более молодая юго-восточная граница Амурской плиты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Формирование позднекайнозойского вулканизма в Центральной Азии — результат взаимодействия коллизионных процессов, вызванных столкновением Индостанской и Евразийской плит, и активности Южно-Хангайской «горячей точки» и, возможно, Южно-Байкальской «горячей точки». На восточном фланге коллизионного пояса преобладали процессы вращения и взаимного «расхождения» микроплит. Наиболее выразительно они проявлены вдоль границ Амурской плиты, в результате чего вдоль них возникли многочисленные грабены. Образование западной границы плиты происходило под воздействием «горячей точки». Ее активность на фоне процессов раздвигания способствовала образованию мантийных диапиров на границах плиты. С мантийным диапиризмом связаны проявления базальтового магматизма.

Формирование западной границы Амурской плиты было многостадийным, связанным с постепенным отчленением от нее крупных блоков, попадавших в сферу воздействия Таримо-Джунгарской плиты. Длительнее всего существовала граница, проходящая через Хангай и выраженная системой эшелонированных субширотных грабенов с базальтовым магматизмом. Положение этой границы было задано существованием под южным обрамлением Хангая «горячей точки», развивавшейся с позднего мезозоя.

Таким образом, Центрально-Азиатский кайнозойский вулканический ареал контролируется зонами растяжения, сформированными по северной, западной и южной границам Амурской микроплиты, а также внутри ее, благодаря вращению микроплиты против часовой стрелки. Возникновение аномальной мантии под такими зонами растяжений могло быть результатом самих растягивающих дислокаций в литосфере (пассивный рифтогенез) и существованием аномальной мантии в «горячей точке» Южной Монголии, и, возможно, в Южно-Байкальской «горячей точке». Не исключено, что роль «горячих точек» в формировании зон растяжения по границам Амурской микроплиты еще более важная, чем мы допускаем. Возможно, что она была тем «спусковым крючком», который в условиях коллизии дал начало формированию зон растяжения, оконтуриванию Амурской плиты, возникновению аномальной мантии под всей Центральной Азией. Данная концепция формирования новейшего Центрально-Азиатского тектономагматического ареала действительно объединяет в себе идеи коллизии и независимого от нее мантийного диапиризма.

Список литературы

1. Геологическая карта Монгольской Республики. М. ГУГК, 1972.
2. Девяткин Е. В. Кайнозой Внутренней Азии. М.: Наука, 1981. 195 с.
3. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 310 с.
4. Зорин Ю. А., Балк Т. В., Новоселова М. Р., Турутанов Е. Х. Толщина литосферы под

- Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами // Физика Земли. 1988. № 7. С. 32—42.
5. Коваленко В. И., Зайцев Н. С., Ярмолюк В. В., Бахтеев Р. Х., Болд Д., Жамсран М., Коваль П. В., Сотников В. И., Щербаков Ю. Г., Яншин А. Л. Основные геодинамические этапы развития территории Монголии и их металлогеническая специфика // Эндеогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1983. С. 7—41.
 6. Магматические горные породы. Т. 4. Кислые и средние породы. М.: Наука, 1987. 365 с.
 7. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез в подвижных поясах. М., 1987. 297 с.
 8. Самойлов В. С., Коваленко В. И. Комплексы щелочных пород и карбонатитов Монголии. М.: Наука, 1983. 197 с.
 9. Суворов А. И. Структурный план и разломы территории Монголии. Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 2. С. 122—136.
 10. Хаин В. Е. Происхождение Центрально-Азиатского горного пояса: коллизия или мантийный диапиризм // Внутриконтинентальные горные области: геологические и геофизические аспекты. Иркутск, 1987. С. 356.
 11. Хилько С. Д., Курушин Р. А., Кочетков В. М., Мишарина Л. А., Мельникова Д. И., Гилева Н. А., Ласточкин С. В., Балжиннян И. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. М.: Наука, 1985. 224 с.
 12. Шувалов В. Ф. Палеогеография и история развития озерных систем Монголии в юрское и меловое время // Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л.: Наука, 1982. С. 18—80.
 13. Шувалов В. Ф., Николаева Т. В. О возрасте и пространственном распространении кайнозойских базальтов на юге Монголии // Вестн. ЛГУ. Геология, география. 1985. № 14. С. 52—60.
 14. Ярмолюк В. В. Особенности структурной позиции континентальных рифтогенных структур Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 9. С. 3—15.
 15. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И. Роль крупнейших разломов в размещении континентальных вулканических образований Монголии // Докл. АН СССР. 1981. Т. 256. № 2. С. 315—319.
 16. Burke K. C., Dewey J. F. Plume-generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks // J. Geol. 1973. V. 81. P. 406—433.
 17. Ma Xingyuan. Lithospheric dynamics of China // Episodes. 1988. V. 11. N 2. P. 84—90.
 18. Ma Xingyuan, Wu Daning. Cenozoic extensional tectonics in China // Tectonophysics. 1987. V. 133. P. 243—255.
 19. Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia; effects of a continental collision // Science. 1975. V. 189. P. 419—426.

Институт геологии рудных
месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии
Москва, 109017

Поступила в редакцию
15.II.1989

УДК 551.24 (571.6)

© 1991 г.

НАТАЛЬИН Б. А., БОРУКАЕВ Ч. Б.**МЕЗОЗОЙСКИЕ СУТУРЫ НА ЮГЕ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА СССР**

Для понимания мезозойской тектонической эволюции региона принципиальное значение имеют две основные сутуры: Монголо-Охотская и Амурская. Процессы коллизии в обеих сутурах выразились в многоэтапных деформациях, магматизме, метаморфизме и образовании передовых прогибов. Структурный стиль сутур определяют широкомасштабные левосторонние сдвиговые смещения, осуществлявшиеся в пластических и хрупко-пластических условиях деформации. Субдукционные этапы развития мезозойских активных континентальных окраин юга Дальнего Востока контролировались меридиональным движением океанических плит в Тихом океане, ориентированным под косым углом к восточной окраине Азии. Они обусловили сдвиговую тектонику Амурской сутуры. Монголо-Охотская сutura образовалась по иному сценарию. Блоки Бурейского массива входили в состав ранне- и позднепалеозойских аккреционных складчатых систем, располагавшихся между Сибирской и Сино-Корейской платформами. Триагово-среднеюрское сближение платформ, предполагаемое на основании палеомагнитных данных, привело к выжиманию блоков к востоку и их косому движению вдоль южной окраины Сибирской платформы.

ВВЕДЕНИЕ

На территории юга Дальнего Востока располагаются разновозрастные структурные элементы. Это юго-восточный край Сибирской платформы с раннедокембрийским фундаментом. Бурейский массив, в строении которого принимают участие докембрийские блоки и герцинские структуры, а также мезозойские Монголо-Охотская и Сихотэ-Алинская складчатые системы. Мезозойские тектонические движения сыграли главную роль в формировании общей структуры.

Тектоника региона неоднократно освещалась в печати как с точки зрения геосинклинальной теории и ее модификаций [1, 6, 16 и др.], так и с точки зрения тектоники плит [10, 24 и др.]. Исследования в русле последнего направления показывают, что для понимания мезозойской эволюции принципиальное значение имеют две основные сутуры: Монголо-Охотская и Амурская (рис. 1).

В статье дано описание тектонической позиции этих сутур, их геологического строения и тектонической эволюции. Мы попытались также увязать развитие структур с процессами, определяющими мезозойскую тектонику азиатской части Тихоокеанского и восточной части Центрально-Азиатского складчатых поясов.

МОНГОЛО-ОХОТСКАЯ СУТУРА

Монголо-Охотская сutura сформировалась при столкновении активной континентальной окраины Восточно-Сибирского континента, ядром которого является Сибирская платформа, и жесткими структурами, входящими в состав Бурейского массива [24].

В строении активной континентальной окраины Восточно-Сибирского континента реконструируется магматическая дуга, образованная многофазными интрузиями габбро, диоритов, гранодиоритов, гранитов и граносиенитов возрастом от 200 до 70 млн. лет. Главной фазой являются гранодиориты и амфибол-биотитовые граниты. Интрузивный магматизм сопровождался вулканическими излияниями. По петрохимическим особенностям магматические образования относятся к известково-щелочной серии. Составы их обладают полярностью — щелочность пород возрастает в северном направлении [17]. Интрузии внедрены в

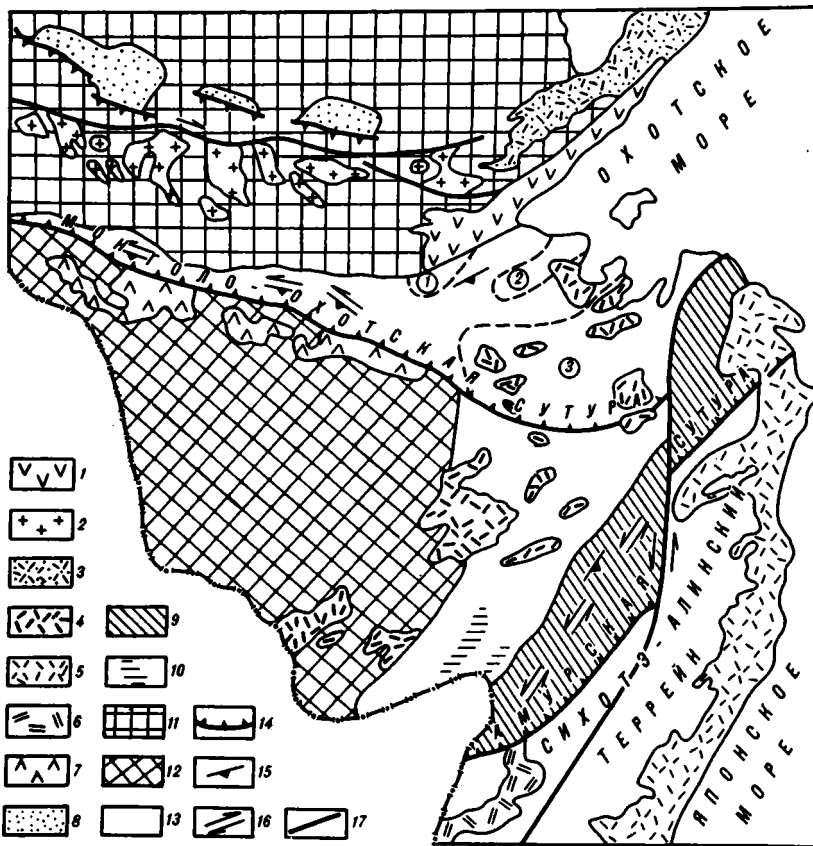


Рис. 1. Мезозойские сутуры и главные тектонические элементы мезозойских активных континентальных окраин на территории юга Дальнего Востока

1—7 — магматические пояса конвергентных границ литосферных плит: 1 — триасово-юрская Удско-Мургальская вулканическая островная дуга, 2 — Становой плутонический пояс триасово-юрской активной континентальной окраины Восточно-Сибирского континента, 3 — Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс меловой активной континентальной окраины Азии, 4 — Хингано-Охотский вулкано-плутонический пояс раннемеловой активной континентальной окраины Азии, 5 — Восточно-Сихотэ-Алинский вулкано-плутонический пояс сенон-палеогеновой активной континентальной окраины Азии, 6 — Алчанский вулканический пояс апт-альбской континентальной окраины Сихотэ-Алинского террейна, 7 — меловой Умлекано-Огоджинский коллизионный вулкано-плутонический пояс; 8 — тыловые бассейны, выполненные континентальными юрскими отложениями; 9—10 — аккреционный клин Хингано-Охотской активной континентальной окраины: 9 — амурский комплекс, 10 — хабаровский комплекс; 11 — Сибирская платформа; 12 — Буреинский массив; 13 — складчатые системы неразделенные (главным образом это аккреционные клинья и преддуговые прогибы активных континентальных окраин); 14 — сутурные зоны; 15—16 — вергентность коллизионных структур: 15 — складчато-надвиговых, 16 — сдвиговых; 17 — Центрально-Сихотэ-Алинский сдвиг

Цифрами в кружках обозначены прогибы: 1 — Удской, 2 — Торомский, 3 — Ульбанский

раннедокембрийский фундамент южной окраины Сибирской платформы и представляют собой трещинные тела, образующие левосторонний эшелон в южном крыле Южно-Якутской зоны разломов. Можно предполагать внедрение интрузий в зоны растяжения и на основании этого правосторонние сдвиговые смещения по зоне Южно-Якутских разломов [28]. К северу от магматической дуги располагается система континентальных впадин, выполненных преимущественно юрскими отложениями. Это тыловые бассейны. К югу от магматической дуги реконструируются преддуговые тектонические элементы.

Преддуговые тектонические элементы слагают основной объем Монголо-Охотской складчатой системы, в которой установлены отложения юры, триаса, практически всех систем палеозоя и предположительно позднего докембрия [6, 14, 25]. Мезозойские отложения представлены терригенными толщами, основной объем которых слагают турбидиты. По составу и позиции в общей структуре их можно сопоставить с отложениями преддуговых прогибов современных островных дуг и активных континентальных окраин.

Структура палеозойских и верхнедокембрийских толщ более сложна, и здесь наряду с терригенными отложениями широко распространены кремни, кремнисто-глинистые осадки, основные вулканиты, которые по особенностям химического состава сопоставляются с толеитовыми и щелочными оливиновыми базальтами современных океанов [18, 25]. С этими породами ассоциируют тела гипербазитов и габброидов, вещественный состав, структура и условия залегания которых [12, 20] позволяют рассматривать их как нижние члены офиолитовой ассоциации. В западной части Монголо-Охотской системы обнаружены минеральные парагенезы глаукофансланцевой фации метаморфизма. Перечисленные особенности позволяют сопоставлять палеозойские образования Монголо-Охотской складчатой системы с аккреционными клиньями современных островных дуг и активных континентальных окраин.

Существуют представления о существенной роли палеозойской складчатости в восточной части Монголо-Охотской складчатой системы [25], однако, с нашей точки зрения, она имеет локальный характер, отражающий сложное непрерывное развитие преддугового региона активной континентальной окраины Восточно-Сибирского континента. В палеозое началось формирование аккреционного клина вблизи края континента. В мезозое его передовая часть сместилась к югу и на аккреционных комплексах стали закладываться преддуговые прогибы (Торомский, Удской), осадочное выполнение которых перекрывает более древние толщи с угловым несогласием.

В Ульбанском прогибе, занимающем крайнее южное положение и выполненном верхнетриасовыми и юрскими турбидитами, широко распространены опрокинутые и лежащие изоклинальные складки, послонные срывы, а среди терригенных толщ присутствуют зеленокаменно-измененные основные эффузивы, кремни и кремнисто-глинистые сланцы [17], которые можно рассматривать как тектонические отторженцы океанической коры. Таким образом, в южной части складчатой системы можно предположить существование мезозойского аккреционного клина.

Дислокационная структура Монголо-Охотской складчатой системы существенно различна в двух ее сегментах: Тукурингра-Джагдинском, противостоящем Буреинскому массиву, и Галамском, располагающемся восточнее. В Галамском сегменте преддуговые прогибы (Торомский, Удской) хорошо выражены в современной структуре, хотя в Ульбанском прогибе, как уже отмечалось, мощный комплекс турбидитов интенсивно деформирован, и можно полагать, что в основном это деформации субдукционного этапа. В Торомском прогибе триасово-неокомовые толщи деформированы в простые складки и наложены на сложно-построенный субдукционный комплекс. В северной части Галамского сегмента субдукционный комплекс включает отложения широкого возрастного диапазона — от кембрия до перми. При средне- и крупномасштабном геологическом картировании в качестве характерной особенности строения разреза отдельных свит и толщ, а также палеозойского комплекса в целом отмечалась неоднократная и даже ритмичная повторяемость терригенных и вулканогенно-кремнистых пачек. Детальное структурное исследование показало, что комплекс имеет чешуйчато-надвиговую структуру. В строении его принимают участие три ассоциации пород: терригенные слоистые, вулканогенно-кремнистые и олистостромы.

Ассоциация терригенных пород представлена преимущественно кварцево-полевошпатовыми песчаниками. Присутствуют пачки ритмичного чередования

песчаников и алевропелитов с признаками синседиментационных деформаций, подводно-оползневые горизонты с включениями кремней. В вулканогенно-кремнистую ассоциацию входят разноцветные яшмы, кремнисто-глинистые сланцы, мелкозернистые граувакки, кремнекластические брекчии, основные вулканы с шаровой отдельностью. Горизонты олистостром, помимо олистолитов песчаников, кремней и вулкаников, характерных для двух первых ассоциаций, включают глыбы рифейских, вендских и кембрийских известняков, анортозитов, габброидов, пироксенитов и щелочных гранитов [13].

Каждая ассоциация слагает самостоятельные тектонические пластины и чешуи, разделенные зонами вязких разломов, параллельных слоистости внутренних частей пластин. Зоны разломов характеризуются интенсивным будинажем, транспозиционными структурами, расщеплением. При микро- и макроскопических исследованиях установлено нарастание степени деформации к контакту пластин. В тех случаях, когда контактируют основные вулканы и массивные песчаники, можно видеть, что деформация в песчаниках значительно выше, чем в вулканиках. Это указывает на различную степень литификации пород в момент деформаций, что характерно для субдукционных комплексов.

Мелкие ранние складки в терригенных породах имеют субгоризонтальные шарниры, а в кремнистых породах они часто наклонены под углами 30—40°. Формы складок в кремнях часто указывают на правосторонние смещения в плоскости регионального залегания. На основании этого можно предполагать более раннее образование складок в кремнях в подошве аккреционного клина в условиях косой субдукции.

Главная особенность структурного стиля Галамского сегмента — хорошая сохранность преддуговых прогибов, наложенных на субдукционный комплекс (аккреционный клин), слабо переработанный последующими дислокациями. Коллизионные деформации проявились здесь в образовании простых крупных складок, хрупких разломов, переориентировке ранее созданных структур — надвигов и осевые поверхности ранних складок приобрели крутые, вплоть до опрокинутых к северо-западу, залегания.

В Тукурингра-Джагдинском сегменте также выделяются комплексы преддугового прогиба и субдукционный. В отличие от Галамского сегмента комплексы преддугового прогиба здесь слагают тектонические пластины и в структурном плане мало чем отличаются от субдукционных комплексов. Причиной этого является то, что ранние субдукционные структуры, по-видимому, во многом сходные с теми, что характерны для Галамского сегмента, здесь практически полностью переработаны складчатыми и разрывными дислокациями в процессе среднеюрско-раннемеловой коллизии. История коллизионных деформаций сложна и включает шесть основных этапов деформации, которые обозначены индексами от D_2 до D_7 [23]. Основную структурообразующую роль сыграли деформации этапа D_2 , в процессе которого сформировалась система субширотных лежащих и опрокинутых изоклиальных складок и надвигов с северной вергентностью. Эти деформации сопровождалась зеленосланцевым метаморфизмом. Возникшая сланцеватость параллельна осевым поверхностям складок. Поскольку складки изоклиальные, она обычно субпараллельна слоистости. На больших площадях северной части сегмента залегания слоистости и сланцеватости субгоризонтальны, что отражает покровное строение данного района.

Наиболее крупные складки первого этапа коллизионных деформаций намечаются по соотношению разнофациальных комплексов. Центральная часть сегмента представляет собой крыло лежащей антиформы, ядро которой сложено полосчатыми габбро-амфиболитами, микрокварцитами и основными метавулканиками. Корни покровов и опрокинутых на север складок располагаются вдоль южной границы зоны, где залегания сланцеватости имеют крутые падения. По ширине района с лежащими складками и пологими залеганиями сланцеватости амплитуду надвигания структур Тукурингра-Джагдинского сегмента на Сибирскую платформу можно оценить в 50 км. Вместе с тем движение масс к северу в

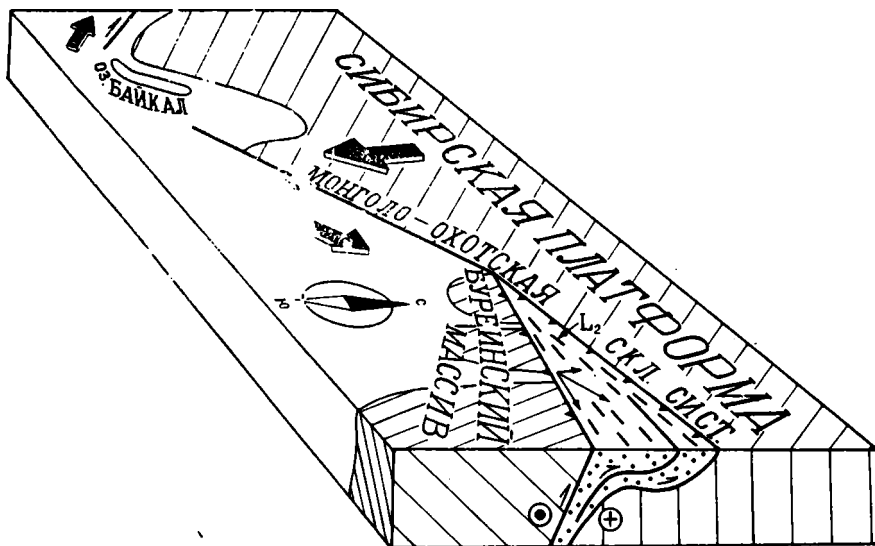


Рис. 2. Принципиальная модель образования главных коллизионных структур в Тукурингра-Джагдинском сегменте Монголо-Охотской складчатой системы L_2 — линейность растяжения

первый этап коллизионных деформаций (этап D_2) представляет собой всего лишь составляющую более значимого перемещения вещества по простиранию Тукурингра-Джагдинского сегмента. На это указывает повсеместное развитие линейности растяжения, которая подчеркивается игольчатыми минералами в метаморфических породах, минеральными агрегатами, возникшими вокруг зерен в метапесчаниках, деформированными гальками в конгломератах. Линейность параллельна шарнирам опрокинутых и лежащих изоклинальных складок и ориентирована по простиранию сегмента. В конгломератах раннеюрских турбидитов соотношение осей галек 1:(2—4):(10—15). Эти цифры позволяют оценить соотношение надвиговой и сдвиговой составляющей движения в этап деформаций D_2 . Изложенное позволяет предположить такую модель образования основных структур коллизионных деформаций, в которой сдвиг в условиях сжатия, обусловленный движением блоков Буреинского массива к северо-востоку, привел к выжиманию структур Тукурингра-Джагдинского сегмента на Сибирскую платформу (рис. 2).

Возраст деформаций этапа D_2 оценивается как конец средней — начало поздней юры. Верхнеюрские отложения не обладают сланцеватостью и сопутствующими метаморфическими преобразованиями. Перед фронтом выжимающихся из зоны сдвига к северу Монголо-Охотских структур сформировался Удско-Зейский передовой прогиб, выполненный верхнеюрско-нижнемеловыми осадками.

Последующие этапы коллизионных деформаций имели меньшее структурообразующее значение. По складкам и взбросам этапа D_4 устанавливаются обратные по сравнению с предыдущим этапом движения с севера на юг. Амплитуды перемещений вряд ли превышали первые километры. По структурам этапа D_5 вновь фиксируются малоамплитудные перемещения с юга на север. Повсеместно проявленные структуры этапа D_7 связаны с левыми сдвигами северо-восточного простирания. Эти структуры присутствуют и в Галамском сегменте. Они широко проявлены на Буреинском массиве [4].

Амурская сутура (см. рис. 1) отделяет тектонические элементы меловой Хингано-Охотской активной континентальной окраины от структур центрального и южного Сихотэ-Алиня. В составе Хингано-Охотской активной континентальной окраины четко выражены два тектонических элемента — магматический пояс и субдукционный комплекс.

Магматический пояс представлен цепочкой вулcano-плутонических зон, протягивающихся в северо-восточном направлении от хр. Малый Хинган (Хингано-Олонойская зона) до побережья Охотского моря. Эти зоны предлагалось выделить в качестве единого Хингано-Охотского пояса [11, 27]. Вулcano-плутонические зоны имеют сходное строение. На ранних этапах в них формировались андезиты и комагматичные им интрузии габбро-диорит-гранодиоритовой формации [2]. Вулканиты характеризуются преобладанием натрия над калием, низкой титанистостью, высокой глиноземистостью. Основные разности отвечают толентовой серии, средние — известково-щелочной [5]. В наиболее изученных зонах возраст андезит-гранодиоритовой ассоциации определяется как баррем-сеноманский [7]. Развитие зон завершают туфы и игнимбриты риолитов и дацитов, субвулканические тела и интрузии того же состава. Вулканиты этой ассоциации калиевые, повышенной щелочности. Возраст ассоциации позднемеловой, но в основном досенонский [27].

Параллельно Хингано-Охотскому поясу вдоль долины р. Амур протягивается полоса нижнемеловых — сеноманских турбидитов (амурский комплекс), характеризующихся едиными седиментационными особенностями и структурным стилем [23]. Комплекс слагается широким спектром турбидитовых фаций, позволяющих реконструировать дистальные части конусов, осадочных лопастей и областей ветвящихся каналов. На разных стратиграфических уровнях встречаются олистостромы, включения в которых в основном представлены внутрибассейновым материалом. Они приурочены к зонам наиболее ранних конседиментационных деформаций. Продуктом их явились сжатые и изоклинальные асимметричные складки и послонные срывы, которые в обнажениях распределены дискретно и приурочены к зонам шириной в первые десятки метров, разделяющим тектонические пластины с моноклинальными залеганиями слоистости. Асимметричность складок в большинстве случаев указывает на движения к юго-востоку. Чешуйчато-надвиговые структуры, синхронность деформаций осадконакопления, вергентность складок и надвигов позволяют предполагать, что охарактеризованный этап развития амурского комплекса, по-видимому, был обусловлен субдукцией под Хингано-Охотскую активную континентальную окраину. Если это так, то амурский комплекс представляет собой передовую часть аккреционного клина, образованную главным образом за счет осадочного выполнения глубоководного желоба.

Северо-западнее амурского комплекса вскрываются сложно построенные образования, выделенные нами как хабаровский комплекс. В настоящее время трудно сказать, протягивается ли этот комплекс вдоль всей Амурской сутуры. Данные пока имеются только для окрестностей г. Хабаровска и хр. Вандан (см. рис. 1).

Хабаровский комплекс состоит из тектонических линз и чешуй, а также обломков, размеры которых варьируют в широких пределах. Чешуи и линзы сложены кремнями триасового и юрского возраста, основными вулканитами и габброидами, позднекаменноугольными, пермскими и поздне триасовыми известняками, метаморфическими сланцами и метапесчаниками, песчаниками и алевролитами титон-валанжинского возраста. Эти тела погружены в интенсивно рассланцованный матрикс, сформировавшийся как по слоистым песчано-глинистым породам, так и по тонкообломочной олистостроме. В матриксе обнажены радиолярии конца раннего готерива — раннего баррема [22].

Чешуи и пластины ограничены зонами скольжения, поверхности линз отполированы, покрыты штрихами и бороздами скольжения. Внутренняя структура нередко весьма сложна и дисгармонична однородно ориентированной сланцеватости матрикса. В многоэтапно деформированных метаморфических породах обнаружены структурные формы, не встречающиеся в неметаморфизованных разностях. По времени формирования как единой тектонической единицы хабаровский комплекс синхронен амурскому. Сравнительно простой чешуйчато-надвиговой структуре амурского комплекса противостоит меланжевая структура хабаровского комплекса, которая по целому ряду признаков сопоставима с меланжем течения, описанным М. Клоссом [31].

Если сопоставлять все это с современными моделями зон субдукции [38], то амурский комплекс отвечает фронтальной зоне (зона offscraping) аккреционного клина, где в близповерхностных условиях формировалась чешуйчато-надвиговая структура главным образом за счет осадочного выполнения глубоководного желоба. Хабаровский комплекс отвечает внутренней, более глубинной зоне (зона underplating), где пластическое течение насыщенного водой терригенного материала, затягиваемого субдуцирующей плитой, привело к диспергированию, разобщению и перемешиванию компетентных литифицированных пород как более глубоких уровней погружающейся плиты, так и пород, слагающих нависающую плиту.

Возникновение Амурской сутуры обусловлено столкновением Хингано-Охотской активной континентальной окраины Азии с Сихотэ-Алинским террейном. На ранней стадии коллизии произошло переориентировка ранних складок и надвигов в амурском комплексе и сланцеватости матрикса хабаровского комплекса. Они приобрели крутые падения и в некоторых случаях оказались опрокинутыми в северо-западном направлении. После этого вдоль плоскостей крутопадающей слоистости стали происходить левосторонние сдвиговые смещения. Они привели к будинажу, который наиболее ярко выражен в амурском комплексе, образованию асимметричных складок с крутыми шарнирами и зон вязких разломов.

Будинаж, структуры «пережим — выпуклость» развиты в амурском комплексе практически повсеместно, хотя интенсивность этих структур варьирует. Удлинения будин крутые, поперечные их формы нередко обладают моноклинной формой симметрии, которая в совокупности с подстановками будин и линз служат хорошими кинематическими индикаторами. Асимметричные складки с крутыми шарнирами в большинстве случаев левосторонние. Размеры их варьируют в широких пределах, от первых десятков сантиметров до первых километров.

Все эти структуры в пределах обнажений распределены дискретно, однако равномерно по всей полосе выходов амурского комплекса. Таким образом, вся полоса является зоной пластического левостороннего сдвигового смещения, и коллизионная история Амурской сутуры оказывается весьма сходной с историей Монголо-Охотской сутуры.

СТРУКТУРА ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА — РЕЗУЛЬТАТ МЕЗОЗОЙСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В АЗИАТСКОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

Для раннего мезозоя палеомагнитные данные указывают на разобщенность Сибирской и Сино-Корейской платформ, оцениваемую в 3000 км [36 и др.], и единственной зоной, где можно предполагать исчезнувший океанский бассейн, является Монголо-Охотская сutura. Вместе с тем к западу от рассматриваемого нами региона Монголо-Охотская складчатая система слепо выклинивается.

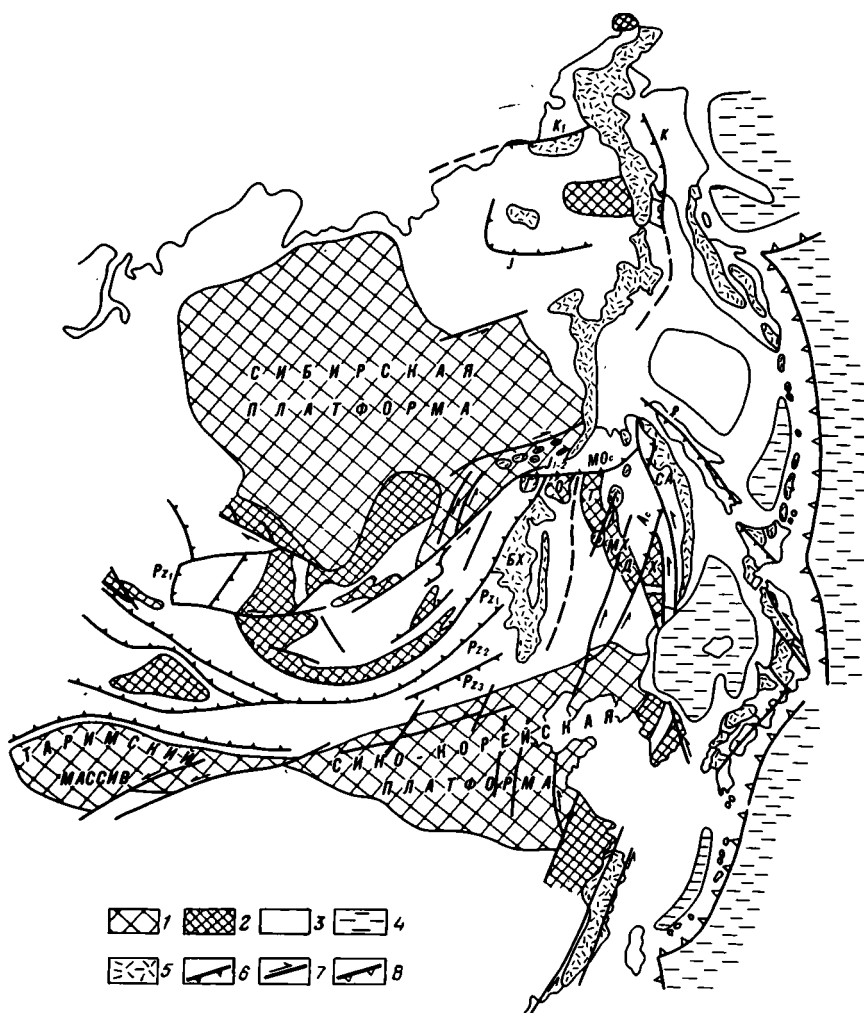


Рис. 3. Тектоническая схема востока Азии

1 — древние платформы; 2 — докембрийские блоки в складчатых поясах; 3 — аккреционные складчатые пояса; 4 — океанические плиты и глубоководные котловины окраинных морей; 5 — мезозойские и кайнозойские магматические пояса субдукционных границ литосферных плит; 6 — сутуры (индексами обозначен их возраст); 7 — главные сдвиги; 8 — оси глубоководных желобов (зоны субдукции)

Сутуры: МОс — Монголо-Охотская, Ас — Амурская; Бурейский массив: Г — Гонжинский, О — Октябрьский (Мамынский), Т — Туранский. МХ — Малохинганский блоки; Д — массив Дзямусы Северо-Восточного Китая; Х — Ханкайский массив; СА — Сихотэ-Алинский террейн

Предполагается, что в том же направлении удревняется возраст слагающих ее структур. Это явилось одной из главных причин построения моделей, в которых Монголо-Охотский океан реконструировался похожим на современный Калифорнийский залив, но аномально сильно раскрытый с востока.

Амурская сутура на территории Северо-Восточного Китая также выклинивается. Во всяком случае триасовые и юрские глубоководные осадки не прослеживаются в глубь континента далее гор Наданьхада [40], а меловые турбидиты амурского комплекса выклиниваются еще раньше. Примечательно, что в зонах и Монголо-Охотской, и Амурской сутур никакие фациальные изменения в местах выклинивания никем не описаны, т. е. вероятнее всего эти выклинивания являются тектоническими.

Данное обстоятельство, по-видимому, следует считать решающим при попытке увязать развитие мезозойских структур юга Дальнего Востока с развитием окружающих суперрегиональных структур. Кроме того, нами были учтены следующие основные группы данных.

1. Были проанализированы положение и возраст зон субдукционного магматизма и сутур на востоке Азии (рис. 3).

2. Монголо-Охотская и Амурская сутуры располагаются в зоне сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Развитие тихоокеанских структур в юрское и меловое время в основном определялось движением океанических плит в меридиональном направлении в современной системе координат, т. е. под острым углом к восточной окраине Азии [33]. Следствием этого явилось формирование системы левосторонних сдвигов (Центрально-Сихотэ-Алинский, Таньлу и др.) [15, 39, 43], а также структур сдвигового течения в зонах мезозойской субдукции и коллизии в Японии [32] и других районах Юго-Восточной Азии.

Центрально-Азиатский пояс сформировался в результате закрытия палеозойских океанов [40]. На схеме (см. рис. 3) показаны разновозрастные палеозойские сутуры. Палеомагнитные данные по Сибирской платформе, с одной стороны, Тариму и Сино-Корейской платформе — с другой, указывают на то, что в мезозойскую эру они сблизились [35, 41]. В связи с этим весьма заманчиво идею П. Мольнара и П. Тапонье [37], которая разработана для объяснения кайнозойской тектоники Тетиса, обусловленной столкновением Индии с Евразией, применить для Центрально-Азиатского пояса. Обращенный к югу выступ Сибирской платформы в процессе мезозойского движения в сторону Сино-Корейского кратона и Тарима обуславливал отжимание блоков к востоку и западу из области взаимодействия. Этим можно объяснить мезозойские сдвиги, известные в Забайкалье [9, 30], мезозойские движения по главному Саянскому разлому [3], разлому Алтынтаг [39] и др.

3. Буреинский массив состоит из древних блоков: Гонжинского, Октябрьского, Туранского и Малохинганского, строение которых весьма различно. Некоторые из них, возможно, разделены палеозойскими сутурами, которые выделены в Северо-Восточном Китае [40]. Продолжением Джунгар-Хегенской сутуры, по-видимому, является среднепалеозойский Норско-Сухотинский прогиб, сложенный эвгеосинклинальными комплексами силура, девона и нижнего карбона [6, 26]. В отличие от смежных блоков массива, Туранский блок, так же как и массив Цзямусы Северо-Восточного Китая, отличается широкое распространение позднепалеозойских гранитоидов, которые широко распространены также в зоне Ось Внутренней Монголии на Сино-Корейской платформе.

Таким образом, структура Буреинского массива возникла не ранее позднего палеозоя, и, учитывая обилие левых сдвигов северо-восточного простирания [4, 15 и др.], можно полагать, что его современная форма сложилась только в мезозое.

4. Ханкайский массив обычно рассматривают совместно с Буреинским массивом как единую жесткую структуру, однако геологическое строение Ханкайского массива во многом отлично от Буреинского. Здесь установлены зоны

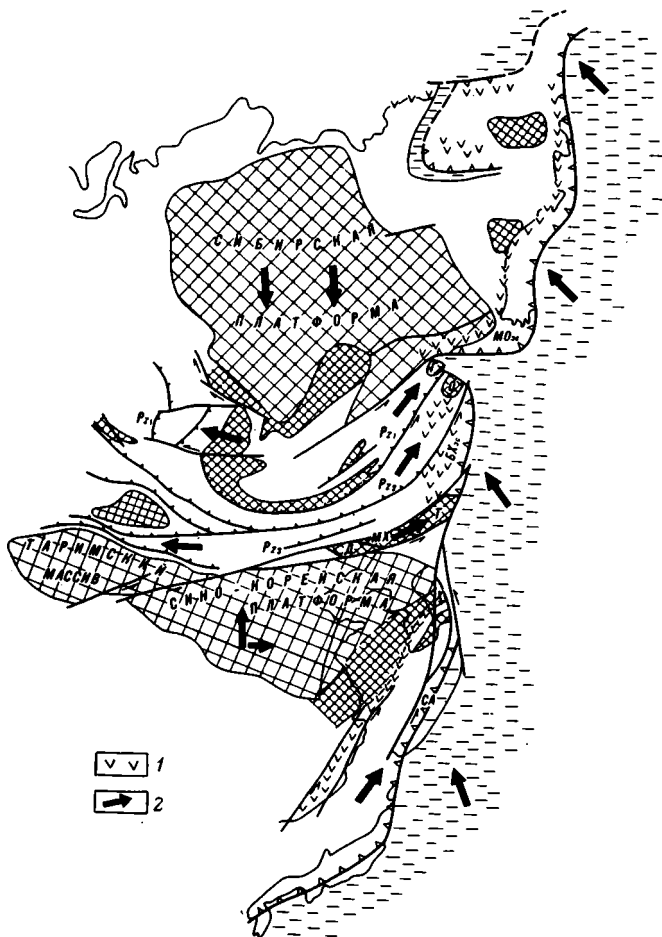


Рис. 4. Палеотектоническая схема ранней юры (200 млн. лет)
 1 — магматические дуги субдукционных границ литосферных плит;
 2 — направления движения океанических литосферных плит и континентальных
 блоков Азии.
 Зоны субдукции: МОсз — Монголо-Охотская, БХсз — Большого Хингана.
 Остальные условные обозначения см. на рис. 3

каледонской складчатости (Вознесенская, Черниговская), строение которых сходно со строением каледонских структур Кореи, и между ними, следовательно, можно предполагать тесные связи в геологическом прошлом.

5. Вулканыты Большого Хингана по петрохимическим особенностям отвечают зонам субдукционного магматизма [42]. В существующих палеотектонических реконструкциях [17, 39 и др.] зону субдукции обычно помещают далеко на востоке, и преддуговой регион получается аномально широким. Это требует поиска модели, устраняющей данное препятствие.

6. Триасовые и юрские вулканогенно-кремнистые и олистостромовые толщи центрального и южного Сихотэ-Алиня характеризуются чешуйчато-надвиговыми структурами юго-восточной вергентности [8], типичными для аккреционных клиньев. Возраст аккреции на западе оценивается как доготеривский [29]. Вместе с тем западнее, на Ханкайском и Буреинском массивах, отсутствуют комплексы, которые можно было бы отнести к одновозрастным аккреционным структурам магматической дуге.

На рис. 4 приведена палеотектоническая схема на 200 млн. лет (ранняя



Рис. 5. Палеотектоническая схема альба (100 млн. лет)
 1 — внутриконтинентальные надвиговые зоны.
 ХОСз — Хингано-Охотская зона субдукции. Остальные условные обозначения см. на рис. 3 и 4

юра). Тарим и Сино-Корейский кратон совмещены по разлому Алтынтаг и отведены к западу. Палеомагнитные данные этому не противоречат [34]. Блоки Туранский, Малохинганский и Цзямусы помещены на продолжении зоны Ось Внутренней Монголии Сино-Корейской платформы. Сихотэ-Алинь и Ханкайский массив располагаются значительно южнее своей современной позиции.

При такой ситуации оказываются открытыми для субдукции южная окраина Восточно-Сибирского континента и зона Большого Хингана. Субдукционные структуры Сихотэ-Алиня и Японии формировались вблизи магматической дуги Южного Китая.

В ходе дальнейшей истории выжимание структур к востоку из зоны сближения Сибирской и Сино-Корейской платформ привело к закрытию в конце средней — начале поздней юры Монголо-Охотской зоны субдукции сначала приращением под косым углом Гонжинского и Октябрьского блоков, а затем и Туранского. Сихотэ-Алинь и Ханкайский массив по системе субмеридиональных сдвигов в раннем мезозое перемещались к северу.

К середине альба (рис. 5) Монголо-Охотская сутура была уже сформирована, а блоки Туранский, Малохинганский и Цзямусы располагались почти на

своих современных позициях. На блоках и структурах перед фронтом их выдвигания (Баджалский антиклинорий и др.) формируется магматическая дуга Хингано-Охотской активной континентальной окраины. Смещение Сихотэ-Алиня вдоль окраинно-континентальных сдвигов к началу сенона закрывает Хингано-Охотскую зону субдукции и сформирует здесь широкую зону пластичных сдвигов смещений, установленных в полосе выходов амурского комплекса. Перемещаясь в северном направлении, Сихотэ-Алинский террейн ограничивается с востока вулканической островной дугой, преддуговой прогиб и аккреционный клин которой в настоящее время обнажаются на о-ве Сахалин [26]. Сенон-палеогеновая активная континентальная окраина сформировалась позднее, после столкновения Сихотэ-Алинского террейна и Хингано-Охотской активной континентальной окраины.

ВЫВОДЫ

Мезозойская тектоническая эволюция юга Дальнего Востока определялась в основном процессами субдукции и коллизии, которые протекали в зоне сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов.

В зонах Монголо-Охотской и Амурской сутур установлены сдвиговые дислокации, формировавшиеся в пластических и хрупко-пластических условиях, которые свидетельствуют о том, что коллизионные процессы протекали главным образом при столкновении террейнов, перемещающихся под острым углом к субдукционным границам.

Согласно нашей модели террейны не представляли собой микроконтинентов и не являлись частями какого-либо гипотетического континента, располагавшихся в мезозойском Тихоокеанском бассейне. Все они хотя бы с одной стороны были ограничены сдвигами и являлись частями структур, образующих мезозойскую Азию.

Сдвиговые перемещения в сутурных зонах осуществлялись по простиранию, и поэтому традиционными геологическими методами (поиски реперов) весьма трудно оценить амплитуды смещений. Тем не менее можно предполагать, что эти амплитуды соизмеримы, а возможно, и превышают амплитуды смещений по хрупким разломам, таким, например, как Центрально-Сихотэ-Алинский.

Список литературы

1. Бельтнев Е. Б., Золотов М. Б., Онихимовский В. В., Плотников И. А., Шапочка И. И. Геотектонические структуры Хабаровского края и Амурской области, их развитие в мезозое и кайнозое // Мезозойский тектогенез. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1971. С. 97—104.
2. Болотников А. Ф., Кравченко Н. С. Петрогенезис позднепалеозойских вулканоплутонических ассоциаций Приамурья // Вулканические и вулканоплутонические комплексы Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 24—35.
3. Васильев Е. П. Сдвиговые зоны в юго-западном обрамлении Сибирской платформы // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых: Тез. докл. Л., 1988. Вып. III. С. 10—12.
4. Вольский А. С. Геологическое строение и история развития Верхнего Приамурья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 25 с.
5. Вулканические пояса Востока Азии. Геология и металлогения /Отв. ред. А. Д. Шеглов. М.: Наука, 1984. 504 с.
6. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области масштаба 1:500 000. Объяснит. зап./Сост. Мартынюк М. В., Вольский А. С., Васькин А. Ф. и др. Хабаровск, 1983. 134 с.
7. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых // Т. 8. Л.: Недра, 1984. 156 с.
8. Голубов В. В., Мельников Н. Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 128 с.

9. Ершов В. В., Сизых В. И., Дорганова Т. Н. Роль сдвиговых дислокаций в формировании структур рудных месторождений Забайкалья // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых: Тез. докл. Л., 1988. Вып. III. С. 96—99.
10. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
11. Ицксон М. И., Красный Л. И., Матвиенко В. Т. Вулканические пояса Тихоокеанского кольца и их металлогения // Материалы совещания. М.: Недра, 1965. С. 181—196.
12. Карсаков Л. П., Махинин А. В., Михалевский А. Н. Баладский выступ, его магматические комплексы и структурное положение (Западное Приохотье) // Тихоокеан. геология. 1987. № 1.
13. Кириллова Г. Л., Махинин А. В. Ранги геологических тел однородного уровня организации вещества // Тихоокеан. геология. 1983. № 3. С. 73—80.
14. Кириллова Г. Л., Турбин М. Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой системы. М.: Наука, 1979. 114 с.
15. Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М., Врублевский А. А., Гришин Р. И., Карсаков Л. П., Леглер В. А., Малышев Ю. Ф., Натальин Б. А. Главные системы разломов Дальнего Востока и их природа // Разломы земной коры. М.: Наука, 1977. С. 54—65.
16. Красный Л. И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М.: Недра, 1980. 159 с.
17. Кузьмин М. И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 199 с.
18. Магматические формации активных окраин континентов на примере юга Дальнего Востока. /Отв. ред. Н. Л. Добрецов, Л. М. Парфенов. М.: Наука, 1980. 188 с.
19. Майборода А. А., Шаруева Л. И. Формационный и вещественный состав юрских отложений западной части Ульбанского прогиба (Приохотье) // Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 27—36.
20. Натальин Б. А. Офиолиты Джагдинского сегмента Монголо-Охотской складчатой системы // Офиолиты восточной окраины Азии: Тез. докл. Хабаровск: ДВО АН СССР, 1986. С. 69—71.
21. Натальин Б. А., Алексеев С. Н. Структура нижнемеловых толщ фундамента Среднеамериканской впадины // Тихоокеан. геология. 1989. № 1. С. 37—46.
22. Натальин Б. А., Забрев С. В. Строение мезозойских толщ долины р. Амур. Путеводитель геологической экскурсии. Хабаровск: ИТиГ ДВО АН СССР, 1989. 48 с.
23. Натальин Б. А., Попеко Л. И., Чеботов С. А. Тектоника Западно-Джагдинской зоны Монголо-Охотской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1985. № 2. С. 49—64.
24. Парфенов Л. М., Натальин Б. А. Тектоническая эволюция северо-востока Азии в мезозое и кайнозое // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235. № 5. С. 1132—1135.
25. Роганова Г. В., Соболев Л. П., Мельник С. Я., Балданов Г. Б. Удско-Шантарский фосфоритоносный бассейн // Новосибирск: Наука, 1986. 168 с.
26. Сорокин А. П. Геологическое строение докембрийского складчатого фундамента северо-западной части Зейско-Буренской впадины // Геология Дальнего Востока. Хабаровск: ИТиГ ДВНЦ АН СССР, 1972. С. 151—156.
27. Сухов В. И. Вулканогенные формации юга Дальнего Востока. М.: Недра, 1975. 113 с.
28. Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии / Парфенов Л. М., Бердников Н. В. и др. М.: Наука, 1979. 239 с.
29. Ханчук А. И., Голозухов В. В., Кемкин И. В. Аккреционные комплексы и геодинамическая эволюция Сихотэ-Алинского региона // Тектоника, энергетические и минеральные ресурсы северо-западной Пацифики: Тез. докл. Хабаровск, 1989. С. 68—69.
30. Шашкин К. С. Система Монголо-Охотских разломов и связанные с ними зоны метаморфизма // Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М.: Наука, 1968. С. 117—125.
31. Cloos M. Flow Melanges: Numerical Modeling and Geologic Constrains on their Origin in the Franciscan Subduction Complex, California // Geol. Soc. Amer. Bull. 1982. V. 93. P. 330—345.
32. Faure M., Caridroit M., Charvet J. The Late Jurassic Oblique Collisional Orogen of SW Japan. New Structural Data and Synthesis // Tectonics. 1987. V. 5. № 7. P. 1088—1114.
33. Hilde T. W. C., Uyeda S., Kroenke L. Evolution of the Western Pacific and its Margin // Tectonophysics. 1977. V. 38. № 1—2. P. 145—166.
34. Li Y., Shaprs R., McWilliams M., Zhang Zh., Li Y., Si Q., Zhai Y. An Apparent Polar Wander Path from Tarim Block, China // Tectonics of Eastern Asia and Western Pacific Continental Margin: Abstr. Tokyo: Inst. Technol. 1988. P. 60—61.
35. Lin Jin-lu. Paleomagnetic Constraints on Accretion and Continental Growth of Eastern Asia // Tectonics of Eastern Asia and Western Pacific Continental Margin: Abstr. Tokyo: Inst. Technol. 1988. P. 61—62.
36. McElhinny M. W., Embleton B. J. J., Ma X. H., Zhang Z. K. Fragmentation of Asia in the Permian // Nature. 1981. V. 293. P. 212—215.
37. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision // Science. 1975. V. 189. P. 419.
38. Moore J. C., Cowan D. C., Karig D. E. Structural Styles and Deformation Fabric of Accretionary Complexes // Geology. 1985. № 1. P. 77—79.
39. Otsuki K. Plate Tectonics of Eastern Eurasia in the Light of Fault Systems // Tohoku Univ., Sci. Rep. 2nd ser. (Geol.) 1985. V. 55. № 2. P. 141—251.
40. Zhang Zh. M., Liou J. G., Coleman R. G. An Outline of the Plate Tectonics of China // Geol. Soc. Amer. Bull. 1984. V. 95. № 3. P. 295—312.

41. *Zhao X., Coe R., Zhou Y., Li S., Gao Y., Ma X., Lin Y.* Paleomagnetism of Some Late Paleozoic and Mesozoic Rock Units from Inner Mongolia, China // *Tectonics of Eastern Asia and Western Pacific Continental Margin. Abstr.-Tokyo: Inst. Technol., 1988. P. 59—60.*
42. *Xuezheng Z.* Meso-Cenozoic Volcanic Rocks in East China and Adjacent Areas with Relation to Plate Tectonics // *Tectonophysics. 1985. V. 112. P. 533—550.*
43. *Xu J., Zhu G., Tong W., Cui K., Liu Q.* Formation and Evolution of the Tancheng-Lujiang Wrench Fault System: a Major Shear System to the Northwest of the Pacific Ocean // *Tectonophysics. 1987. V. 134. № 4. P. 273—310.*

Институт тектоники и
геотектоники ДВО АН СССР,
Хабаровск, 680 083

Поступила в редакцию
20.XII.1989

УДК 551.24(571.66)

© 1991 г.

РИХТЕР А. В.

О СТРОЕНИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ГАНАЛЬСКОГО ХРЕБТА (КАМЧАТКА)

Рассмотрены состав и структура метаморфических комплексов Ганальского хребта. Тектоническое совмещение разнородных вещественных комплексов и становление ларамийской структуры сопровождалось прогрессивным метаморфизмом, достигавшим амфиболитовой фации и ретроградным метаморфизмом. В работе намеренно не учитываются известные по литературе данные абсолютной геохронологии, поскольку они не только противоречат геологическим материалам, но и не увязываются между собой, определяя различными методами возраст метаморфизма от архея до кайнозоя.

В Ганальском хребте, наиболее западном из системы кулисообразно расположенных хребтов Восточного неотектонического поднятия Камчатки, на поверхность выведены в различной степени метаморфизованные породы. Одними исследователями они интерпретируются как выступы древнего консолидированного фундамента для верхнемеловых островодужных отложений Восточной Камчатки [1, 5, 6, 9, 10], другими — как серия мезозойских отложений, слагающих комплекс основания позднемеловой островодужной системы или даже частично являющихся фациями этой островной дуги, преобразованными в зоне метаморфизма в позднемеловое время [3, 8]. Дискуссия по этому принципиально важному вопросу генезиса и структурной позиции метаморфических комплексов хребта до настоящего времени не может считаться законченной. В данной статье предпринята попытка на основании изучения структуры метаморфизованных образований, дать одно из возможных объяснений истории ее становления и взаимосвязи структурообразования с метаморфическими процессами.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ХРЕБТА

В структуре Ганальского хребта (рисунок) выделяются четыре доэоценовых структурно-вещественных комплекса, имеющих один с другим тектонические взаимоотношения: полиметаморфический терригенно-вулканогенный (ганальская серия); терригенно-эффузивно-пирокластический, метаморфизованный от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации (стеновая серия); терригенно-кремнисто-вулканогенный, метаморфизованный от пренит-пумпеллитовой до зеленосланцевой фации и сопоставляемый с верхнемеловыми отложениями более северных районов Ганальского хребта и некоторыми толщами Валагинского хребта; слабометаморфизованный в пренит-пумпеллитовой фации пирокластический комплекс позднемелового возраста (ирунейская свита). В процессе становления структуры в самом конце мела — палеоцене эти комплексы были совмещены, метаморфизованы, а образовавшийся пакет литопластин разбит системой левых сдвигов северо-западного простирания и сопряженных с ними надвигов. В кайнозойское время, в процессе новых этапов структурообразования, а также при формировании хребта как части Восточного неотектонического поднятия, эта структура усложнилась. Если рассматривать докайнозойскую структуру, то в пределах хребта возможно выделение четырех различно построенных блоков: Южного, Вахталкинского, Стенового и Северного

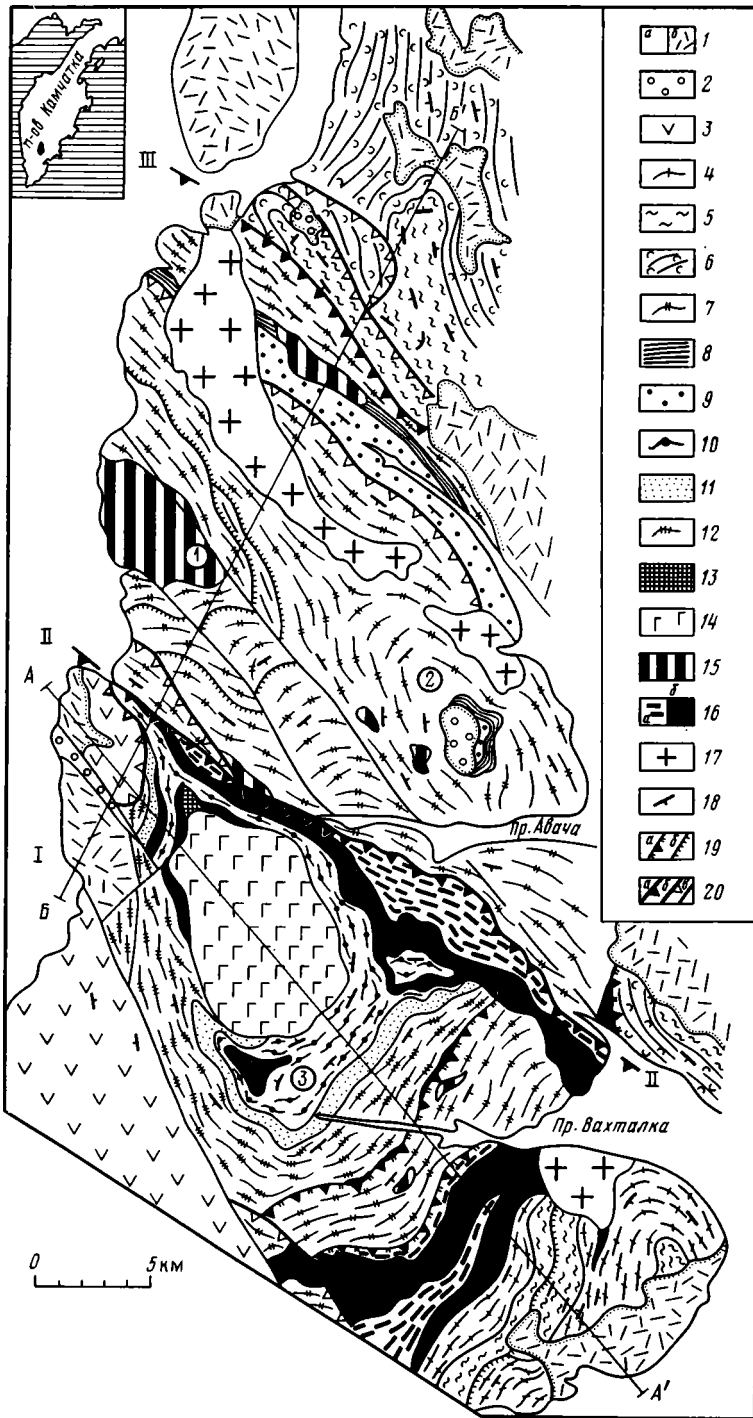
го (см. рисунок). Строение и ларамийская структура последних трех лет и являются предметом обсуждения.

Вахталкинский блок имеет наиболее сложное строение, в его пределах тектонически совмещены все четыре названных выше комплекса. Наиболее нижнее структурное положение занимают полиметаморфические образования терригенно-вулканогенного комплекса (ганальская серия, более 3000 м). Стратиграфические схемы расчленения ганальской серии, разработанные в результате геолого-съёмочных работ, проводившихся здесь под руководством Д. А. Бабушкина и И. А. Сидорчука, достаточно близки, и в соответствии с ними серия может быть расчленена на три свиты или толщи: вахталкинскую, воеводскую и дьявольскую. Нижняя эффузивная толща (вахталкинская, 800—900 м) сложена амфиболитами и амфиболовыми сланцами с редкими и маломощными прослоями в верхах разреза мраморов, кварцитов и плагиогнейсов. Протолитом для них служили океанические толеитовые базальты [7] с прослоями известняков, кремнистых, кремнисто-марганцовистых и терригенных пород. Средняя терригенная толща (воеводская свита, 200—300 м) сложена плагиогнейсами с маломощными прослоями мраморов, кварцитов и амфиболитов. Верхняя терригенно-вулканогенная толща (дьявольская свита, более 2000 м) представлена переслаиванием амфиболитов и плагиогнейсов с прослоями кварцитов и мраморов. По петрохимическим параметрам амфиболиты верхней толщи, образованные по эффузивам и туфам основного состава, относятся к островодужной ассоциации. Породы ганальской серии прогрессивно метаморфизованы в амфиболитовой фации, частично диафторированы в эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой фации и вмещают крупный габбро-норитовый плутон, внедрение которого произошло, как считают некоторые исследователи [1], между двумя этапами метаморфизма. Возраст протолита и время раннего метаморфизма толщ неизвестны.

На юго-востоке и северо-западе терригенно-вулканогенный комплекс тектонически перекрыт образованиями иных структурно-вещественных комплексов. На юго-востоке на него налегает литопластина, сложенная преимущественно амфиболовыми сланцами, одноактно прогрессивно метаморфизованными преимущественно в эпидот-амфиболитовой фации, чем они отличаются от полиметаморфических толщ ганальской серии. Они сопоставимы по литологии и химическому составу пород, строению разреза, присутствию прослоев вулканогенных пород кислого состава и субвулканических тел габро, габбро-диоритов и плагиогранит-порфиров с низами разреза терригенно-эффузивно-пирокластического комплекса (стенная серия) соседнего Стенового блока. Этот комплекс в свою очередь тектонически перекрыт с юго-востока образованиями терригенно-кремнисто-вулканогенного комплекса. Нижние части его разреза сложены эффузивными и пирокластическими образованиями основного состава, по петрохимическим характеристикам относящимся к островодужной ассоциации, а вышележащая терригенная (песчано-глинистая) толща сопоставима с аналогичной по составу и строению терригенной толщей (кижиченокская свита) Северного блока. На границе этих толщ присутствует марганцевая минерализация, а с нижними частями разреза комплекса ассоциируют тела измененных перидотитов. Породы комплекса метаморфизованы в фации зеленых сланцев, частично в эпидот-амфиболитовой фации, и преобразованы в зеленые и черные сланцы.

На северо-западе Вахталкинского блока образования полиметаморфического терригенно-вулканогенного комплекса (ганальская серия) тектонически перекрыты погружающейся к юго-западу пластиной, сложенной пирокластическими отложениями с прослоями эффузивов основного и среднего составов и кремнистых туффитов ирунейской свиты верхнего мела (пирокластический комплекс). Породы комплекса слабо метаморфизованы и преобразованы в зеленые сланцы и микрокварциты лишь вдоль разломных зон.

Стеновой блок сложен двумя тектонически совмещенными комплексами: терригенно-эффузивно-пирокластическим (стенная серия) и терригенно-крем-



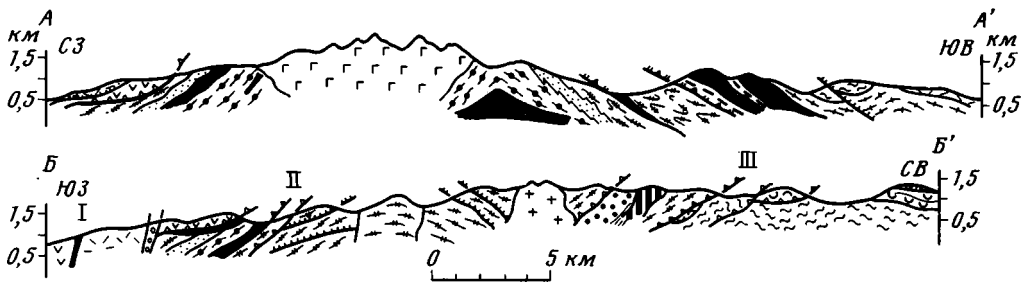


Схема строения Ганальского хребта (составлена по материалам Д. А. Бабушкина, Б. К. Долматова, Г. И. Новоселова, И. А. Сидорчука и автора)

1 — четвертичные отложения (а), туфы и эффузивы неогена (б); 2 — терригенные отложения эоцена; 3 — пирокластический комплекс (ирунейская свита) верхнего мела; 4—6 — терригенно-кремнисто-вулканогенный комплекс: 4 — вулканогенная, 5 — терригенная, 6 — кремнисто-туфогенная толщи; 7—9 — терригенно-эффузивно-пирокластический комплекс (стеновая серия): 7 — эффузивно-пирокластическая и туфотерригенная (нерасчлененные), 8 — терригенная, 9 — пирокластическая толщи; 10—12 — терригенно-вулканогенный комплекс (ганальская серия): 10 — эффузивная (вахталкинская), 11 — терригенная (воеводская), 12 — терригенно-вулканогенная (дьявольская) толщи; 13 — породы гранулитовой фации метаморфизма; 14 — дометаморфические габбро-нориты и постметаморфические роговообманковые габбро (нерасчлененные); 15 — субвулканические габбро и плагиогранит-порфиры; 16 — синкинематические габбро (а) и плагиограниты (б); 17 — посткинематические диориты и плагиограниты неогенового (?) возраста; 18 — элементы залегания слоистости или сланцеватости; 19 — надвиги первой фазы, ограничивающие: а — литопластины, б — чешуи; 20 — сдвига-надвиги второй фазы, ограничивающие «блоки» (а) и чешуи (б), позднекайнозойские крутопадающие разломы (в). Римские цифры — зоны контакта между «блоками» (литопластинами): I — Южным и Вахталкинским, II — Вахталкинским и Стеновым, III — Стеновым и Северным. Арабские цифры — складчатые структуры: 1, 3 — антиклинали; 1 — р. Собачьей, 3 — Вахталкинская, 2 — Стеновая синклиналь

На врезке: положение метаморфических комплексов Ганальского хребта на Капчатке.

нисто-вулканогенными. Нижнее структурное подразделение (стеновая серия, более 2500 м), согласно стратиграфическим схемам, созданным после приведения крупномасштабных геолого-съёмочных работ (Б. К. Долматов, Д. А. Бабушкин), может быть расчленена на четыре толщи (снизу вверх): эффузивно-пирокластическую (тумханская свита, 1000—1200 м), туфотерригенную (600 м), терригенную (глинистую, 200 м) и пирокластическую (более 600 м). Эффузивно-пирокластическая толща сложена переслаивающимися метавулканитами основного и кислого составов и их туфами. Присутствуют также маломощные прослои туфогенно-кремнистых пород и туфопесчаников. Вулканогенные породы толщи по петрохимическим параметрам относятся к контрастной островодужной ассоциации и характеризуются по содержанию кремнекислоты (58—67%) отсутствием эффузивов, соответствующих андезитам и дацитам. Эффузивно-пирокластическая толща перекрывается тонкослоистой туфотерригенной, сложенной метатуфопесчаниками и метатуфоалевролитами с прослоями туфогенно-кремнистых и кремнисто-карбонатных пород, среди которых были обнаружены остатки радиолярий плохой сохранности. Вышележащая терригенная толща сложена однообразными черными и темно-серыми метааргиллитами и метаалевролитами и перекрывается пирокластической толщей, состоящей из литокристаллокластических псефитовых, псаммитовых, реже тонкослоистых алевролитовых туфов с прослоями метаэффузивов основного и среднего составов и метатуфопесчаников. Возраст пород терригенно-эффузивно-пирокластического комплекса неизвестен. Образование комплекса прорваны многочисленными субвулканическими телами габбро, габбро-диоритов, плагиогранит-порфира (без гранодиоритов), с которыми они образуют вулканоплутоническую островодужную ассоциацию. Породы одноактно и неравномерно метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации.

На юго-востоке Стенового блока породы терригенно-эффузивно-пирокластического комплекса тектонически перекрыты толщами, сопоставимыми с терригенно-кремнисто-вулканогенным комплексом Северного блока. Видимые нижние

части разреза этого комплекса в Стеновом блоке представлены терригенной (песчано-глинистой) толщей, которая согласно перекрывается толщей переслаивания терригенных пород с туфотерригенными и кремнисто-туфогенными. Соответственно эти толщи сопоставляются с кижиченокской и низами разреза киргуропской свит Северного блока. Породы метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации.

Северный блок целиком сложен терригенно-кремнисто-вулканогенным комплексом. Видимые части разреза комплекса в этом блоке слагает терригенная песчано-глинистая толща (кижиченокская свита), которая согласно перекрывается кремнисто-туфогенной толщей (киргуропская свита). Породы комплекса метаморфизованы до зеленых и черных сланцев лишь в юго-западной и южной частях блока. Большинство исследователей эти толщи считают юрско-меловыми или верхнемеловыми, что отражено на ряде изданных геологических карт. Геологи, изучавшие строение верхнемеловых отложений Восточной Камчатки (в частности, В. П. Зинкевич и Н. В. Цуканов — устное сообщение), полагают, что терригенная и кремнисто-туфогенная толщи сопоставимы соответственно с вахвинской и валагинской свитами района Шаромского Мыса и некоторыми верхнемеловыми толщами Валагинского хребта. Терригенная толща, видимая мощность которой в Северном блоке составляет 700—800 м, сложена переслаивающимися метаалевролитами и метапесчаниками черного и темно-серого цвета с прослоями глинисто-кремнистых и туфогенно-кремнистых пород. В строении толщи отмечены слабо выраженная градационная слоистость в верхних частях разреза и конседиментационные оползневые текстуры. Кремнисто-туфогенная толща (более 1500 м) сложена главным образом зелеными перемытыми туфами, туфопесчаниками, кремнистыми туффитами. В нижних частях ее разреза присутствуют прослои темно-серых песчаников и алевролитов, характеризующие постепенный переход от нижележащей песчано-глинистой толщи к кремнисто-туфогенной.

Таким образом, терригенно-кремнисто-вулканогенный комплекс присутствует в строении всех блоков как наиболее верхнее структурное подразделение. Нижние и средние части разреза комплекса вскрыты на юго-востоке Вахталкинского блока, средние — на юго-востоке Стенового блока, а средние и верхние слагают Северный блок. Первоначально, как можно полагать, комплекс слагал единую литопластину, надвинутую с востока на островодужные образования терригенно-эффузивно-пирокластического комплекса, который в свою очередь тектонически перекрыл образования ганальской серии. Если использовать литостратиграфический метод, то не исключено, что нижние части терригенно-эффузивно-пирокластического и терригенно-кремнисто-вулканогенного комплексов могут быть разнофациальными образованиями единой позднемеловой островодужной системы, заложенной на энсиматическом основании (нижняя толща толентовых базальтов ганальской серии). Таким же образом отложения ирунейской свиты сопоставимы с туфогенно-кремнистыми и пирокластическими образованиями верхов разреза терригенно-эффузивно-пирокластического и терригенно-кремнисто-вулканогенного комплексов. Тем более, что в последнем случае принадлежность их к позднемеловым образованиям очевидна. Остается открытым вопрос о верхней (островодужной) части разреза ганальской серии (дьявольская свита), которая хотя и сопоставима с вулканогенными образованиями отмеченных выше комплексов, но отличается от них полиметаморфичностью слагающих ее пород [1]. Поэтому особую важность в дальнейших исследованиях приобретает определение генезиса раннего метаморфизма и времени его проявления.

СТРУКТУРА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

В центральной и северной частях Северного блока терригенная и кремнисто-туфогенная толщи терригенно-кремнисто-вулканогенного комплекса смяты в пологие открытые складки от субмеридионального до северо-восточного про-

стирания с падением пород на крыльях от 10 до 40°. Иная картина наблюдается в южной части блока, вблизи его контакта со Стеновым блоком. Здесь картируются многочисленные надвиги северо-западного простиранья с юго-западными падениями сместителей и сопряженные с ними приразломные сжатые складки северо-западного простиранья (см. рисунок). Надвиги занимают секущее положение по отношению к ранее сформировавшейся складчатой структуре субмеридионального простиранья. Эта наложенная зона складчато-надвиговых дислокаций параллельна тектоническому контакту между образованиями Северного блока и налегающими на них с юго-запада образованиями Стенового блока и связана с тектоническим совмещением этих блоков. Таким образом, в Северном блоке отмечаются две генерации структур: складчатая субмеридиональная и наложенная складчато-надвиговая северо-западного простиранья. Характерно также изменение текстурных особенностей пород и степени их метаморфизма, увеличивающейся к югу при приближении к зоне контакта между блоками. В северных районах породы терригенно-кремнисто-вулканогенного комплекса метаморфизованы очень слабо и представлены глинистыми сланцами, филлитами и кремнисто-туфогенными породами. В пределах же зоны складчато-надвиговых дислокаций аргиллиты и алевролиты превращены в сложноплощатые черные сланцы с кварцевыми сегрегациями, а кремнисто-туфогенные породы — в зеленые сланцы, микрокварциты, метаморфизованные с хлоритовой (до биотитовой) субфации метаморфизма. С другой стороны, вне зоны складчато-надвиговых дислокаций существенного увеличения метаморфизма стратиграфически вниз по разрезу не отмечается. Таким образом, наибольшим метаморфическим изменениям подверглись породы, залегающие в зоне контакта между блоками, причем метаморфизм увеличивается структурно вверх при приближении к зоне надвига на них образований Стенового блока, явно обнаруживая элементы обратной метаморфической зональности.

Структура Стенового блока уже рассматривалась в литературе [1, 2]. Породы терригенно-эффузивно-пирокластического комплекса (стенная серия) смяты в широкие складки северо-западного простиранья, среди которых Л. Л. Германом и геолого-съёмочными работами [1] выделены крупная антиклиналь р. Собачьей и Стеновая синклиналь (см. рисунок) с полого погружающимися шарнирами и осевыми плоскостями северо-восточной вергентности. Однако эти структурные формы являются вторичными. Более древние структуры, в частности лежащие складки субмеридионального простиранья, были закартированы на южном крыле антиклинали р. Собачьей по правым притокам р. Тумхан. Л. Л. Германом [1] отмечены пологие зоны филлонитизированных пород на крыльях и в ядре этой антиклинали, а также пластовые срывы вдоль зон кианитовых кварцитов, где наблюдается сложная складчатость. По данным И. А. Тарарина [8], эти зоны занимают секущее положение относительно напластования толщ. Несомненно, что более древний структурный план образован опрокинутыми на запад до лежащих складками и зонами пологих надвигов с юго-восточными падениями сместителей, которые на схеме (см. рисунок) показаны вдоль зон кианитовых кварцитов. Складки северо-западного простиранья снимают эти более ранние структурные формы. Таким образом, как и в Северном блоке, здесь отмечаются две фазы структурообразования: ранняя, связанная с процессами надвигообразования с востока на толщи терригенно-эффузивно-пирокластического комплекса толщ терригенно-кремнисто-вулканогенного комплекса, сопровождающегося расчлениванием и смятием пород стеновой серии, и относительно более поздняя, в результате которой образовались широкие складки северо-западного простиранья с северо-восточной вергентностью. Последние конформны и генетически связаны с зонами тектонических ограничений Стенового блока (литопластины): на северо-востоке (нижнее ограничение) — с надвигом на Северный блок, на юго-западе (верхнее ограничение) — с надвигом Вахталкинского блока на Стеновой. Метаморфизм пород Стенового блока, как отмечают все исследователи, увеличивается от зеленосланцевой

фации на северо-востоке до эпидот-амфиболитовой фации на юго-западе, причем это изменение происходит дискордантно стратиграфическим границам [1, 2]. Таким образом, как и в Северном блоке, метаморфизм здесь имеет четкий структурный контроль, увеличиваясь от зеленосланцевой фации в подножии Стенового блока (листопластины) до эпидот-амфиболитовой в кровле (под надвигом на него Вахталкинского блока). Остается еще не изученным характер изменения пород в зоне надвига терригенно-кремнисто-вулканогенного комплекса на образовании стеновой серии, т. е. структурно (а не стратиграфически) вниз внутри Стенового блока.

Структура Вахталкинского блока в целом может быть названа складчатой чешуйчато-надвиговой. Породы терригенно-кремнисто-вулканогенного комплекса, слагающие верхнюю литопластину на юго-востоке блока, моноклинально погружаются к юго-востоку и осложнены серией чешуйчатых надвигов с приразломными изоклинальными складками северо-восточного простирания и с северо-западной вергентностью. Внутри отдельных чешуй картируются более широкие открытые складки также северо-восточного простирания. Вулканогенные образования нижележащей литопластины, сопоставляемые со стеновой серией, смяты в сжатые изоклинальные складки северо-восточного простирания с сильной северо-западной вергентностью осевых плоскостей. Здесь также наблюдается система срывов с юго-восточным падением плоскостей сместителей. Образования, слагающие эти литопластины, как отмечалось ранее, одноактно метаморфизованы, но степень метаморфизма увеличивается в данном случае структурно вниз. В верхней литопластине метаморфизм изменяется от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации, в этой же фации метаморфизованы породы нижележащей литопластины.

Структура полиметаморфических образований терригенно-вулканогенного комплекса (ганальская серия) намного сложнее. Из крупных структурных форм картируется так называемая Вахталкинская антиклиналь (см. рисунок). В ее ядре залегают амфиболиты эффузивной (вахталкинской) толщи. Складка имеет асимметричное строение с крутым северо-западным крылом ($60-70^\circ$) и более пологим юго-восточным ($35-45^\circ$) на участке ее северо-восточного простирания, где она параллельна зонам тектонических контактов с вышележащими литопластнами. Юго-западнее, в направлении погружения шарнира Вахталкинской антиклинали, складка разворачивается к северо-западу, огибая габброидный массив горы Юрчик. На этом северо-западном участке простирания осевая поверхность складки имеет северо-восточную вергентность, а шарнир ее погружается уже к северо-западу. Складка становится здесь параллельной надвигу на нее позднемелового пирокластического комплекса в северо-западной части Вахталкинского блока, а также зоне надвига всего Вахталкинского блока на Стеновой. Формирование этой структуры можно объяснить влиянием габброидного массива на вмещающие толщи при их деформации. Фактически этот массив играл роль относительно инертной глыбы при смятии толщ в результате процессов надвигообразования с востока, обусловив дугообразный изгиб осевой поверхности Вахталкинской антиклинали вокруг юго-западного края интрузивного массива. Это обстоятельство, наряду со структурным положением габбро-плагиогранитной формации, о которой сказано ниже, позволяет предполагать, что между двумя фазами деформаций (надвиги с востока и сдвиго-надвиги северо-западного простирания) фактически нет временного разрыва и структура наиболее нижнего тектонического подразделения (ганальская серия) отражает глубинное, относительно пластичное поведение вещества. Таким образом, в отличие от интерпретации, предложенной Л. Л. Германом [1], который рассматривал Вахталкинскую антиклиналь как осложняющую складку, образовавшуюся в результате инверсии плотностей при проседании тяжелого габброидного массива в более легкие вмещающие породы, автор склонен связывать образование этой складки с чисто тектоническими причинами.

В юго-восточной части Вахталкинского блока с юго-востока на северо-запад (т. е. структурно вниз) можно наблюдать следующий ряд структурных форм: в верхних частях верхней литопластины наблюдаются широкие открытые складки и чешуйчатые надвиги, в ее нижних частях и в подстилающей литопластине — изоклинальные, сильно опрокинутые к северо-западу складки и надвиги, и, наконец, в нижних частях структурного разреза — структуры пластичного течения вещества. Таким же образом, т. е. структурно вниз, увеличивается и метаморфизм толщ.

Существенную роль в структуре Вахталкинского блока играют габбро и плагиограниты. Структурная позиция плагиогранитов и их состав рассмотрены в [4]. Однако, как показали исследования, крупные тела плагиогранитов обычно ассоциируют с габбро и, по-видимому, образуют с ними габбро-плагиогранитную ассоциацию. В литературе по строению Ганальского хребта эти габбро описаны как ортоамфиболиты [1, 4]. Изучение строения роговообманковых габбро, которые обычно имеют ориентированную текстуру за счет параллельного расположения плагиоклаза и роговой обманки, находки в центральных частях мощных пластовых тел равномерно-зернистых разностей с магматической габбровой структурой, присутствие зонального плагиоклаза позволяют утверждать, что это интрузивные магматические породы, а не метаморфогенные (амфиболиты по габбро). Ориентированное расположение слагающих породу минералов, протокластовые структуры, текстуры течения, конформность пластовых тел габбро структуре вмещающих толщ и крупным разрывным нарушениям указывают, что становление этих массивов было синтетоническим и они так же, как и плагиограниты маркируют зоны тектонических срывов, залегающая вдоль них в виде пластовых тел. Синкинематические габбро-плагиогранитные интрузии залегают на разных структурных уровнях: между терригенно-вулканогенным комплексом (ганальская серия) и прогрессивно метаморфизованным амфиболовыми сланцами, сопоставляемыми со стеновой серией; между последними и терригенно-кремнисто-вулканогенным комплексом, где они образуют мощные тела, погружающиеся к юго-востоку; вдоль зон тектонических срывов внутри ганальской серии. Наиболее мощные конкордантные структуре пластовые тела габбро и плагиогранитов присутствуют в зоне надвига Вахталкинского блока на Стеновой, располагаясь среди бластокатаклизитов и бластомилонитов эпидот-амфиболитовой фации в верховьях р. Тухман и по правым притокам р. Правая Авача, где они полого погружаются к юго-западу. Маломощные тела плагиогранитов залегают также в зоне контакта габброидного массива с вмещающими породами на северо-западе Вахталкинского блока, а также в замке Вахталкинской антиклинали, но самое главное, маломощные тела плагиогранитов присутствуют в основании надвига верхнемеловых пород ирунейской свиты на породы ганальской серии [4].

Характер залегания пластовых габбровых и плагиогранитных тел нижнего структурного уровня, которые вскрыты на контакте между Вахталкинским и Стеновым блоками и в замке Вахталкинской антиклинали, позволяет предполагать также, что ганальская серия образует обособленную литопластину и целиком подстилается плагиогранитами и габбро. В связи с такой трактовкой структуры не исключено, что эндербиты, плагиогнейсы и двупироксеновые кристаллические сланцы гранулитовой фации метаморфизма, известные в пределах Вахталкинского блока [1, 2], представляют собой фрагменты автохтонного комплекса и могут быть сопоставлены с метаморфическими образованиями центральных частей Срединного массива Камчатки.

Таким образом, на наиболее низких структурных уровнях присутствуют наиболее многочисленные пластовые тела габбро и плагиогранитов, маркирующие тектонические срывы двух генераций (фаз) структурообразования: надвиги с востока и сдвига-надвиги северо-западного простираения. По своему внешнему виду, текстуре, структуре, минеральному и химическому составам и характеру слагаемых тел габбро и плагиограниты, маркирующие надвиги северо-восточно-

го и северо-западного простираний, ничем не отличаются. Поэтому у автора нет оснований предполагать, что становление их происходило в разные этапы геологической истории. Сдвиго-надвиги северо-западного простирания хотя формально и являются для верхних структурных подразделений более поздними относительно надвигов с востока, но генетически с ними связаны и формировались фактически почти одновременно (как показывают структуры относительно пластического поведения пород нижнего структурного подразделения), в один и тот же этап структурообразования. Время этого этапа определяется участием в надвиговой структуре (как северо-восточного, так и северо-западного простираний) верхнемеловых толщ, с одной стороны, и запечатыванием структуры базальными горизонтами неметаморфизованных эоценовых терригенных образований, — с другой.

Поздний метаморфизм в Вахталкинском блоке, как отмечалось, увеличивается структурно вниз, достигая эпидот-амфиболитовой фации. Диафторез в этой же фации проявлены в породах ганальской серии, особенно вдоль надвига пород ганальской серии на Стеновой блок. Вдоль же юго-западного края блока на метаморфические породы ганальской серии наложен более низкотемпературный диафторез эпидот-актинолит-хлоритовой субфации [1]. Таким образом, поздний метаморфизм имеет четкий структурный контроль и степень его проявления связана как с внутренней тектонически расслоенной структурой самого Вахталкинского блока, так и с зоной надвига его на Стеновой блок.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В Ганальском хребте гетерогенные метаморфические образования слагают складчатую чешуйчато-надвиговую структуру, сочетающую в себе систему субмеридиональных до северо-восточных надвигов и складок, а также левых сдвигов (см. рисунок), складок северо-западного простирания и надвигов с юго-западными падениями сместителей. Становление структуры происходило в палеоцене в течение двух фаз, следовавших непосредственно одна за другой или почти одновременных. С первой фазой связано пространственное совмещение терригенно-кремнисто-вулканогенного, терригенно-эффузивно-пирокластического (стеновая серия) и терригенно-вулканогенного (ганальская серия) комплексов. Сформировавшиеся при этом складки и надвиги отмечены в породах всех комплексов и в пределах всех блоков. По-видимому, Северный и Стеновой блоки правильнее рассматривать как фрагменты аллохтонных литопластин, ограниченных снизу тектоническими плоскостями, вдоль которых, в частности на юго-востоке Вахталкинского блока и на северо-западе Стенового (на рисунке не показаны), присутствуют серпентинизированные гипербазиты и пироксениты. Становление тектонически расслоенной структуры сопровождалось образованием левых сдвиго-надвигов северо-западного простирания, обусловивших раздробление формирующегося пакета литопластин на блоки с левосторонним смещением и надвигами их один на другой по системе разломов с юго-западными падениями сместителей. При этом Вахталкинский блок также приобрел форму литопластины. Образовавшиеся в этот момент структурной эволюции складки северо-западного простирания с северо-восточной вергентностью отмечены также во всех «блоках». С этой относительно более поздней фазой связано перемещение Вахталкинского блока на верхние структурные уровни, надвиг верхнемеловых пород на образования ганальской серии на северо-западе Вахталкинского блока, а также складки и надвиги внутри Стенового блока и в зоне его контакта с Северным блоком. Сопровождавший этот двухфазный этап структурообразования метаморфизм имеет четкую структурную приуроченность. Обе фазы структурообразования на разных, но преимущественно на нижних структурных уровнях сопровождались внедрением пластовых тел габбро-плагиогранитной формации вдоль тектонических зон. При этом в наиболее нижнем структурном подразделении, в породах ганальской серии, эти фазы реали-

зовывались в условиях относительно пластичных, на что указывает морфология Вахталкинской антиклинали. Два обстоятельства: структурное положение габбро-плагиогранитной ассоциации и морфология складок — позволяют говорить о слитности проявления обеих фаз, хотя в близповерхностных условиях на верхних структурных уровнях формально и выделяются две генерации складчато-надвиговых структур. Обе фазы, по имеющимся геологическим данным, проявились в палеоцене.

Автор отдает себе отчет в том, что предложенная схема, увязывающая имеющуюся сумму фактов по стратиграфии, структуре и метаморфизму, вероятнее всего, не окончательная. Дальнейшие исследования совместно с петрологами-метаморфистами, которые будут направлены на выявление метаморфической зональности, соотношения изоград метаморфизма с разломами, дадут новые факты и, возможно, войдут в противоречие с изложенной точкой зрения. Тем не менее на данном этапе исследований изложенная схема развития ларамийской структуры и связанного с ней метаморфизма кажется автору наиболее приемлемой. Однако она не объясняет происхождения полиметаморфического комплекса. Формально этот комплекс по отношению к ларамийской структуре должен быть более древним, но никто пока не определил, каков временной интервал между метаморфизмом амфиболитовой фации и наложенным диафторезом. Существует несколько вариантов возможного происхождения ганальского комплекса. Первый предполагает существование метаморфического фундамента, на котором закладывались структуры позднемеловой островной дуги. Против этого варианта имеются существенные возражения. Дело в том, что до сих пор не обнаружено ни продуктов размытия пород этого гипотетического древнего комплекса, ни стратиграфических контактов и базальных горизонтов как среди монометаморфических комплексов, так и среди верхнемеловых толщ Ганальского хребта. Кроме того, ганальская серия так же, как и стеновая, в таком случае должна быть насыщена докинематическими телами габбро, диоритов и гранитов, синхронных островодужному вулканизму, чего не наблюдается. Вряд ли можно рассматривать габброидный массив горы Юрчик как промежуточную магматическую камеру, поставившую расплав. Другой вариант предполагает, что ганальская серия слагала комплекс основания позднемеловой дуги и толщи ганальской серии стратиграфически нарашиваются образованиями стеновой серии. Предполагается, что высокотемпературный метаморфизм происходил на нижних стратиграфических уровнях одновременно с развитием самой островодужной системы, а впоследствии, в ларамийскую фазу, метаморфизованный комплекс был выведен на поверхность, подвергшись диафторезу в эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой фации. Однако почти все выше-названные для первого варианта возражения правомочны и для данного, и оба эти варианта, по-видимому, следует отвергнуть.

Возможен и вариант, который предполагает, что вахталкинская и воеводская толщи, представлявшие собой соответственно второй и первый слои океанической коры, в результате спрединга океанического дна приблизились к островной дуге и, нарастив свой разрез дьявольской толщиной островодужного типа, были субдуцированы под дугу. Там они подверглись высокотемпературному метаморфизму, а по мере выхода к поверхности в тылу островной дуги испытали диафторез от эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой фации. Прогрессивному метаморфизму в условиях тех же фаций подверглись также вовлеченные в движение комплексы собственно островодужной системы, терригенно-эффузивно-пирокластический и терригенно-кремнисто-вулканогенный, сорванные и дифференцированно перемещенные к западу в результате продолжающихся процессов аккреции и наращивания напряжений на фронте островной дуги. В этом случае временной разрыв между прогрессивным этапом метаморфизма пород ганальской серии и регрессивным должен быть минимальным. Но и при этом варианте следовало бы ожидать насыщенности ганальской серии субвулканическими телами, синхронными островодужному магматизму, но более глубоких фаций.

В настоящее время автор более склонен к варианту, рассматривающему терригенно-кремнисто-вулканогенный комплекс как преддуговой или островодужный дистальных фаций, терригенно-эффузивно-пирокластический — как собственно островодужный, а терригенно-вулканогенный — как задуговой или островодужный дистальных фаций, которые были тектонически совмещены, метаморфизованы и в современной структуре залегают на фронте глубинного надвига к западу позднемеловых покровно-складчатых структур Восточной Камчатки. При этом предполагается, что прогрессивный метаморфизм пород ганальской серии в амфиболитовой фации и наложенный регрессивный — результаты единого непрерывного метаморфического процесса. Поводом для такого предположения служат: соответствие (конформность) структурных форм, сопровождавших метаморфизм ганальской серии в амфиболитовой фации, структуре, связанной с палеоценовым этапом структурообразования; положение границы между эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациями, которая на юго-востоке Вахталкинского блока проходит внутри поля ганальской серии; приуроченность регрессивных изменений в породах ганальской серии к тектоническим зонам северо-западного простираения. По-видимому, так называемый древний метаморфизм амфиболитовой фации является крайним выражением нарастающего структурно вниз метаморфизма, связанного с палеоценовым совмещением различных вещественных комплексов и формированием пакета литопластин, а наложенный регрессивный метаморфизм проявлен в более позднюю фазу этого же этапа при выводе пород ганальской серии на более высокие структурные уровни по сдвигу-надвигом северо-западного простираения.

Для решения затронутых вопросов и создания непротиворечивой модели образования метаморфических комплексов Ганальского хребта требуются комплексные и параллельно проводимые геолого-структурные, петроструктурные, петролого-геохимические и геохронологические исследования.

Список литературы

1. Герман Л. Л. Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки. М.: Недра, 1978. 128 с.
2. Герман Л. Л., Шульдинер В. И., Шека С. А. Метаморфические комплексы Ганальского хребта на Камчатке // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 2. С. 25—35.
3. Лебедев М. М. Ганальская метаморфическая зона Камчатки // Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1968. С. 85.
4. Луцицкая М. В., Рихтер А. В. Тектоническая расслоенность метаморфических образований Ганальского блока (Камчатка) // Геотектоника. 1989. № 2. С. 76—85.
5. Марченко А. Ф. К вопросу о существовании на Камчатке массивов доверхнемеловых метаморфических пород // Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1968. С. 21—23.
6. Мокроусов В. П. Стратиграфия домеловых отложений Камчатки // Материалы межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. 1959. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 16—27.
7. Розен О. М., Марков М. С. О происхождении амфиболитов метаморфического меланократового фундамента островных дуг (на примере Ганальского хребта Камчатки) // Геотектоника. 1973. № 3. С. 27—39.
8. Тарарин И. А. Геология и петрография зеленосланцевых образований Ганальского хребта Камчатки // Минералогия и петрография метаморфических и метасоматических пород Дальнего Востока. Владивосток: ДВГИ ДАНЦ АН СССР, 1977. С. 10—37.
9. Харкевич Д. С. Геолого-петрографические наблюдения в Ганальских Востряках // Геолого-петрографические исследования и поиски полезных ископаемых в Центральной Камчатке: Тр. Камчатской комплексной экспедиции 1936—1937 гг. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. Вып. 1. С. 65—84.
10. Шульдинер В. И., Высоцкий С. В., Ханчук А. И. Кристаллический фундамент Камчатки: строение и эволюция // Геотектоника. 1979. № 2. С. 80—93.

Геологический институт АН СССР,
Москва, 109017

Поступила в редакцию
6.11.1990

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА ЗАПАДНО-АВСТРАЛИЙСКОЙ КОТЛОВИНЫ

По материалам рейса НИС «Исследователь» приведены новые данные о геологическом строении и тектонической эволюции восточной и центральной части Западно-Австралийской (Уортон) котловины. Выделены новые геоморфологические элементы: хребет Инвестигейтор-А и трог Исследователь. Формирование океанической коры в регионе происходило в ходе двух последовательных этапов спрединга с переориентацией движений Индийской плиты на рубеже 85—90 млн. лет назад. Перестройка геометрии спрединга сопровождалась значительными внутриплитовыми деформациями сжатия и растяжения, приведшими к формированию локальных депрессий с глубиной более 6000 м. Выделен «отмерший» спрединговый центр позднемелового возраста между 14 и 15° ю. ш. близ 104° в. д. с азимутом простираения около 30°, в осевой зоне и в окрестности которого установлено наличие чешуйчато-взбросовых структур. Хребты системы Инвестигейтор имеют кулисообразное строение, обусловленное сдвиговыми деформациями в ходе разрастания морского дна.

ВВЕДЕНИЕ

Западно-Австралийская котловина, известная в зарубежных публикациях как котловина Уортон, давно привлекает внимание исследователей, так как в ее пределах происходила сложная перестройка геометрии спрединга, расчлененка которой необходима для понимания истории развития и тектогенеза всего Индийского океана. Западно-Австралийская котловина, занимающая северо-восточную часть Индийского океана, ограничивается Восточно-Индийским хребтом на западе, одноименным хребтом (или Брокен) на юге, внешним валом Зондской дуги на севере и системой частично или полностью обособленных плато (Эксмут, Зенит и др.) на востоке [3, 16, 24].

В 1988 г. производственным объединением «Южморгеология» в центральной и восточной частях Западно-Австралийской котловины на полигоне размером 16° по долготе и 5° по широте (рис. 1) в рейсе НИС «Исследователь» выполнены площадные сейсмические исследования в комплексе с магнитометрией и эхолотным промером с целью изучения особенностей геологического строения земной коры. Общий объем исследований на полигоне составил ~11 000 км. Приведенные в статье результаты интерпретации геофизического материала позволяют во многом по-новому осветить некоторые аспекты тектоники и проблемы геодинамики Западно-Австралийской котловины, которые ранее наиболее полно рассмотрены в ряде советских и зарубежных публикаций [1—3, 5, 8, 9, 11, 16—24].

По известным данным [9, 16, 18], в Западно-Австралийской котловине развиты две системы магнитных аномалий: мезозойская (M0—M10) на юго-востоке и кайнозойская (34—22) на северо-западе, между которыми располагается так называемая зона спокойного магнитного поля. Она отвечает периоду, когда в магнитном поле Земли инверсий не происходило (между аномалиями M0 и 34). Особый интерес вызывает изучение центральной части котловины, где глубины дна превышают 6 км. Чтобы объяснить такой низкий батиметрический уровень, исходя из известной зависимости глубины от возраста [15], высказывалось предположение о наличии в центральной части Западно-Австралийской котловины коры раннемелового возраста [13]. Анализ полученных в рейсе НИС «Исследователь» новых данных показывает, что океаническая кора Западно-Австралийской котловины испытала значительные внутриплитовые деформации (сжатия и растяжения), которые привели к существенной трансформации относительного уровня глубин, что необходимо учитывать

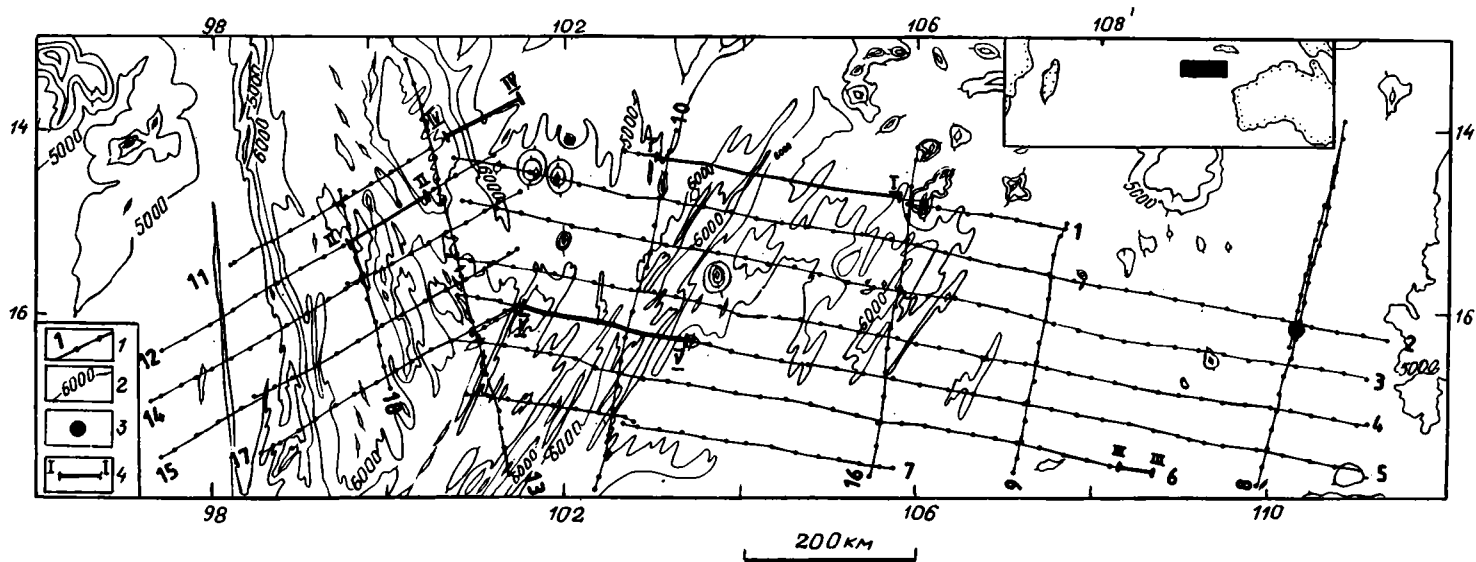


Рис. 1. Батиметрическая схема района работ
 1 — профили НИС «Исследователь»; 2 — изобаты; 3 — скважина глубоководного бурения 260; 4 — фрагменты профилей НСП, показанные на рис. 3—6. На врезке — местоположение района работ

при мобилистских реконструкциях. Полученные данные хорошо согласуются с информацией о сейсмичности, высоком тепловом потоке и распределении гравитационных аномалий [21—23].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В комплекс исследований в рейсе НИС «Исследователь» входили непрерывное сейсмическое профилирование (НСП) высокого разрешения (частота около 90 Гц), магнитометрия и эхолотный промер. Сейсмические работы проводились по методике однократного непрерывного профилирования с использованием для возбуждения упругих колебаний пневмоисточников «ШИП» или «Импульс» (одна камера) емкостью 3 л, максимум спектра излучаемой энергии которых приходился на частоты 70—100 Гц. Использование высокочастотных излучателей было направлено на повышение разрешающей способности сейсмической записи, что позволило более надежно определить геодинамические типы многих тектонических нарушений.

Магнитометрические работы проводились с использованием морского двухканального магнитометра ММП-2Д, представляющего собой два протонных магнитометра ММП-2М, включенных по дифференциальной схеме. Скорость движения судна по профилям составляла от 10 до 16 км/ч.

БАТИМЕТРИЯ

Наиболее подробное описание геоморфологии Западно-Австралийской котловины в целом приведено в ряде публикаций [2, 3, 5]. В рейсе НИС «Исследователь» получены новые данные по геоморфологии, выявлен и закартирован ряд новых морфоструктур. Большая часть полигона характеризуется батиметрическим уровнем от 5600 до 6000 м (см. рис. 1). По уровню батиметрии, степени дифференцированности морфоструктур, особенностям их простираения исследуемая площадь может быть разделена на три геоморфологических области (Западную, Центральную и Восточную), которые совпадают с границами выделенных тектонических областей — Кокосовой, Инвестигейтор и Гаскойн (рис. 2).

Восточная геоморфологическая область занимает значительную часть исследуемой площади (до 101—102° в. д.) и представляет собой обширную аккумулятивную равнину, осложненную вулканами, амплитуда и количество которых увеличиваются в северном направлении. В северо-восточной части полигона располагается южная оконечность возвышенности Роу (между 108 и 110° в. д.). Подножие возвышенности оконтуривается изобатой 5600 м. Ее минимальная глубина 1800 м.

Абиссальная часть геоморфологической области Гаскойн занимает самое восточное положение на полигоне и характеризуется относительно ровным дном с глубинами около 5600 м. Ширина абиссальной равнины Гаскойн около 300 км. Расчлененность рельефа западнее равнины Гаскойн закономерно увеличивается и достигает максимума на границе с геоморфологической областью Инвестигейтор.

Центральная геоморфологическая область (Инвестигейтор) является уникальной по батиметрическим особенностям. Во-первых, в ее пределах находится система кулисообразно расположенных хребтов (Инвестигейтор и Инвестигейтор-А); во-вторых, здесь не обнаруживаются вулканы центрального типа; в-третьих, ее восточная граница, имеющая в плане форму тупого угла (примерно 120°), резко отличается по батиметрическим особенностям к северу и югу от широты 15°40'. На северо-востоке область Инвестигейтор ограничивается трогом Исследователь, впервые выделенным в качестве самостоятельной геоморфологической единицы. Длина трога в пределах полигона 280 км, ширина от 8 до 15 км, максимальная глубина 6234 м. Восточный борт трога представлен уступом высотой до 750 м, а западный — склонами невысокого (до 400 м) хребта.

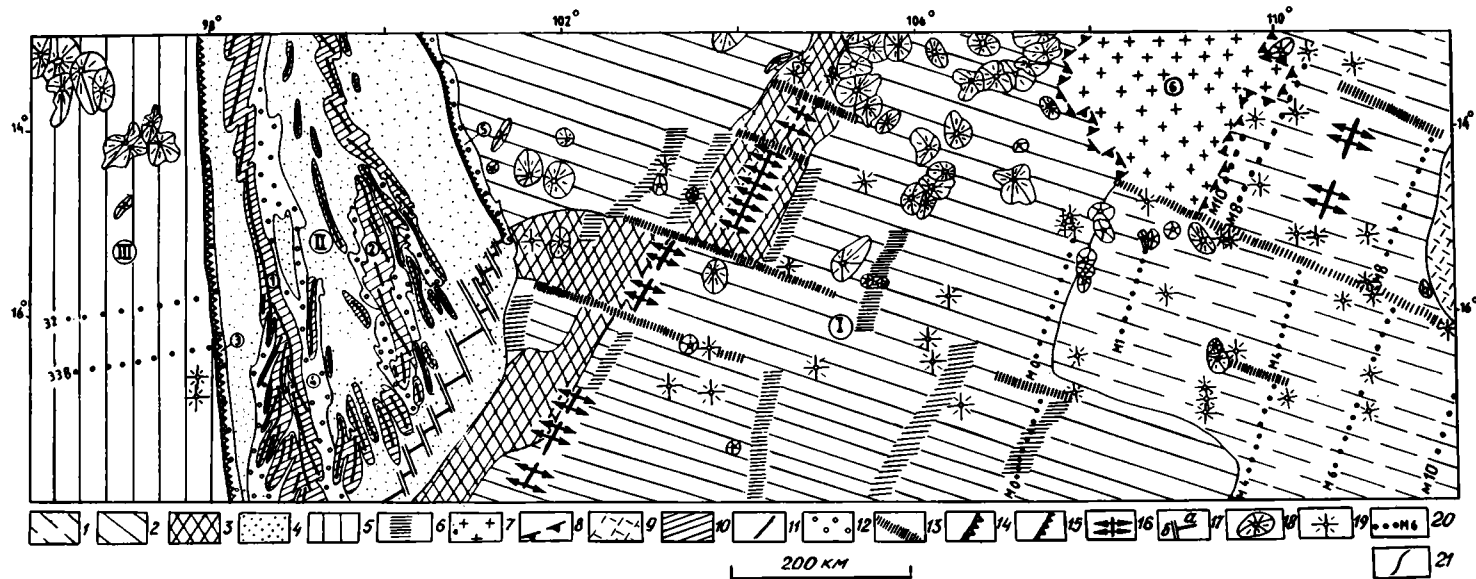


Рис. 2. Структурно-тектоническая схема

1—6 — районирование океанического фундамента по типам деформаций: 1 — области коробления и незначительных деформаций сжатия и 2 — развития мелкоблоковых и складчатых деформаций, 3 — участки сильного сжатия и развития взбросо-чешуйчатых структур и 4 — деформаций с преобладанием процессов растяжения, 5 — зоны чередования структур сжатия и растяжения и 6 — деформаций с преобладанием процессов растяжения; 7 — глыбово-тектоническое поднятие (микроконтинент Роу) и 8 — его границы; 9 — переходная кора Северного Эксмута; 10 — хребты системы Инвестигейтор; 11 — оси хребтов; 12 — глубокие базисные впадины; 13—15 — палеотрансформные разломы: 13 — области Гаскойн, 14 — Феодосийский с раздвигом, 15 — разлом Исследователь с поддвигом; 16 — отмершая ось спрединга; 17 — примерное положение оси прото-хребта (а) и трансформных разломов (б) в начале перестройки спрединга; 18, 19 — вулканы: 18 — крупные, 19 — мелкие; 20 — оси линейных магнитных аномалий и их номера; 21 — границы структур. Структурно-тектонические области (римские цифры): I — Гаскойн, II — Инвестигейтор, III — Кокосовая и элементы (арабские цифры): хребты: 1) — Инвестигейтор, 2) — Инвестигейтор-А; трои: 3 — Феодосийский, 4 — желоб Инвестигейтор, 5 — Исследователь; 6 — возвышенность Роу

Хребет Инвестигейтор представляет собой серию кулисообразно расположенных хребтов различной высоты и длины. В южной части (между 16 и 18° ю. ш.) он состоит из двух сходящихся кулисообразных систем. Хребты, входящие в восточную систему, имеют азимут простираения 345°, высоту от 1900 до 2200, а входящие в западную систему — азимут простираения 20°, высоту от 1200 до 3000 м. Крутизна склонов от 6 до 15°. Северная часть хребта Инвестигейтор состоит из кулисообразно расположенных по азимуту 5° хребтов. Их высота до 2500 м. Сопряженный с хребтом Инвестигейтор одноименный желоб характеризуется максимальной глубиной 6300 м и имеет ширину от 15 до 40 км.

Впервые закартированный хребет Инвестигейтор-А (рис. 3, см. рис. 2) находится на 100° в. д. и имеет, как и собственно хребет Инвестигейтор, кулисообразное строение. Кулисы здесь ориентированы по азимуту 340° и расположены относительно близко одна от другой, сливаясь в единый массивный хребет. Длина гребней хребтов составляет от 30 до 90 км, крутизна склонов от 9 до 15°. У западного подножия хребта между 15 и 16° ю. ш. закартирована самая глубокая базисная впадина на полигоне (6790 м). Ее ширина до 20 км, ширина днища ~ 10 км. Глубина до акустического фундамента здесь достигает 7600 м. Она, как и хребет Инвестигейтор-А, состоит из серии кулисообразно расположенных мелких впадин длиной от 15 до 40 км.

На западе область Инвестигейтор ограничена Феодосийским трогом [5], протягивающимся вдоль меридиана 98° в. д. Его ширина изменяется от 15 км на юге до 7 км на севере. Максимальная глубина (6280 м) закартирована на широте 15°10' ю. ш.

Западная (Кокосовая) геоморфологическая область представляет собой на юге слабохолмистую поверхность, располагающуюся на глубинах 4800—5600 м. Близ меридиана 97° в. д. прослеживается серия хребтов с амплитудой в первые сотни метров. Севернее 15° ю. ш. располагается группа вулканов. Минимальная отметка глубин одного из них в северо-западном углу полигона составляет 725 м. На северном продолжении этой геоморфологической области находятся Кокосовые острова.

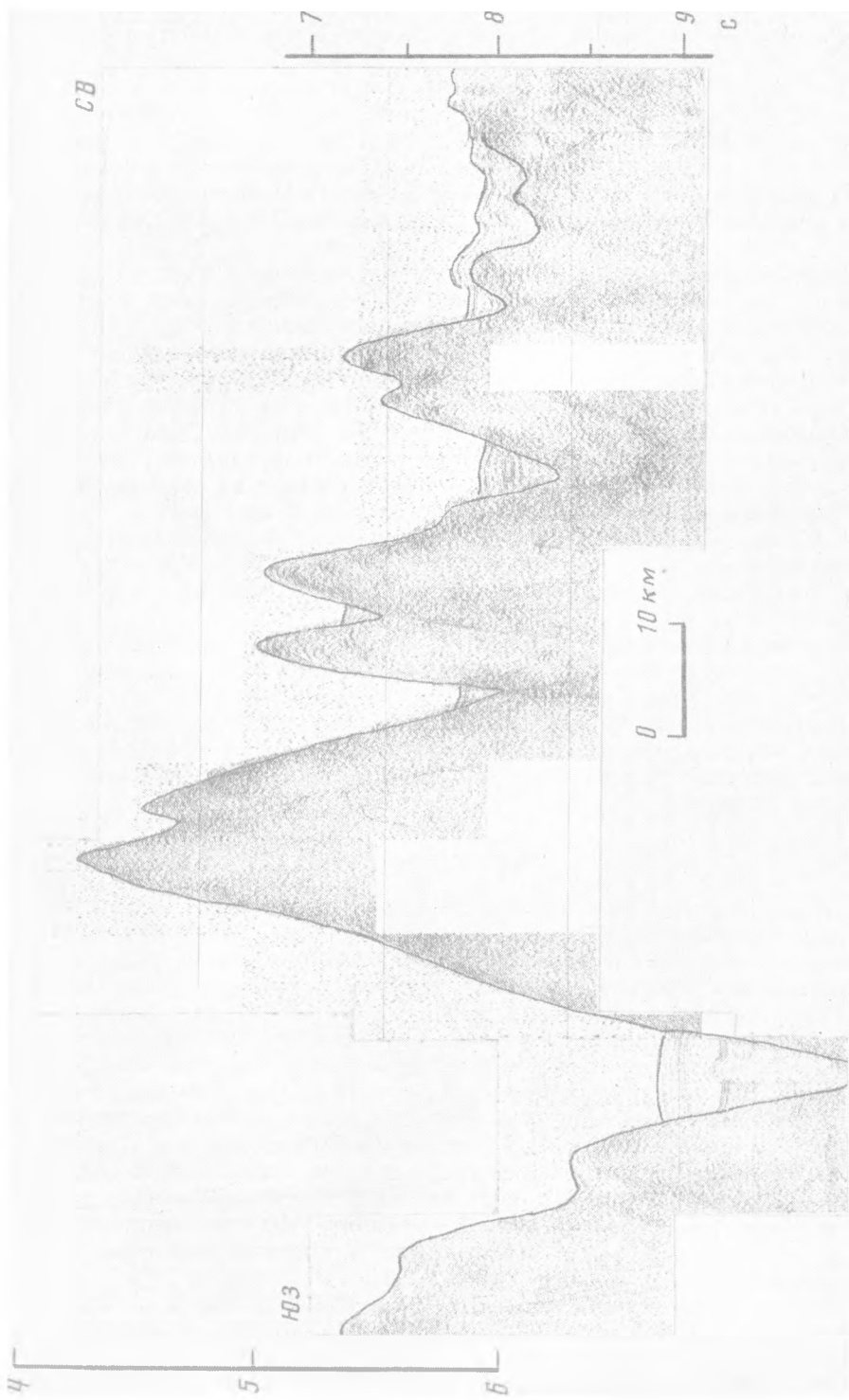
МАГНИТОМЕТРИЯ

В целом характер изменения аномального магнитного поля до площади отражает зональность, установленную по данным батиметрии. При этом в пределах геоморфологической области Гаскойн четко выделяются восточная и западная зоны. Первая в геохронологическом отношении представляет собой последовательность мезозойских линейных магнитных аномалий М0—М10, вторая соответствует эпохе отсутствия инверсий в магнитном поле.

Идентификация линейных магнитных аномалий производилась с использованием модельных кривых, приведенных в [20]. При этом получено хорошее соответствие и относительное совпадение в плане линейных магнитных аномалий М0—М6 по данным [20] и идентифицированных на профилях НИС «Исследователь». По материалам более ранних исследований, выполненных на НИС «Исследователь» в районе бассейна Эксмут [9], было установлено наличие наиболее древней магнитной аномалии М10 близ западной континентальной окраины, что соответствует возрасту спрединговой коры в 131 млн. лет [15].

К Западу от аномалии М0 в области Гаскойн развито слабоаномальное магнитное поле, однако преимущественно северо-восточная ориентировка изодинам сохраняется.

Область Инвестигейтор характеризуется отсутствием упорядоченной системы магнитных аномалий, за исключением субмеридиональных граничных разломов, которым отвечает высокоградиентное (40 нТл/км) магнитное поле. Непосредственно в пределах полигона линейные магнитные аномалии в этой области отсутствуют.



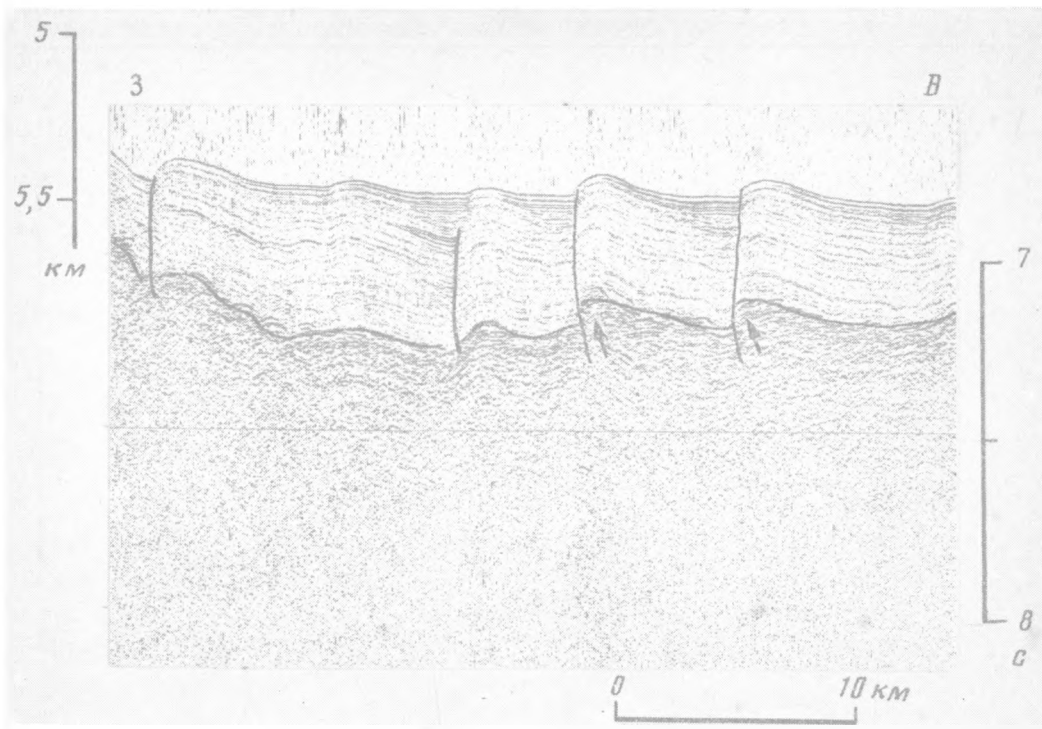


Рис. 4. Фрагмент временного разреза, иллюстрирующий складчатые деформации на равнине Гаскойн (линия III—III на рис. 1)

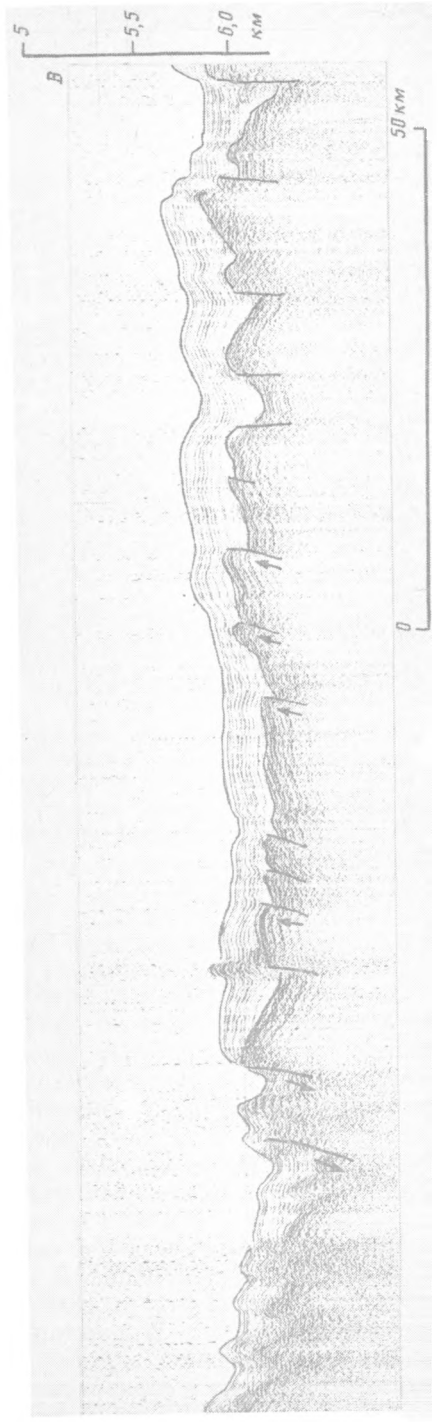
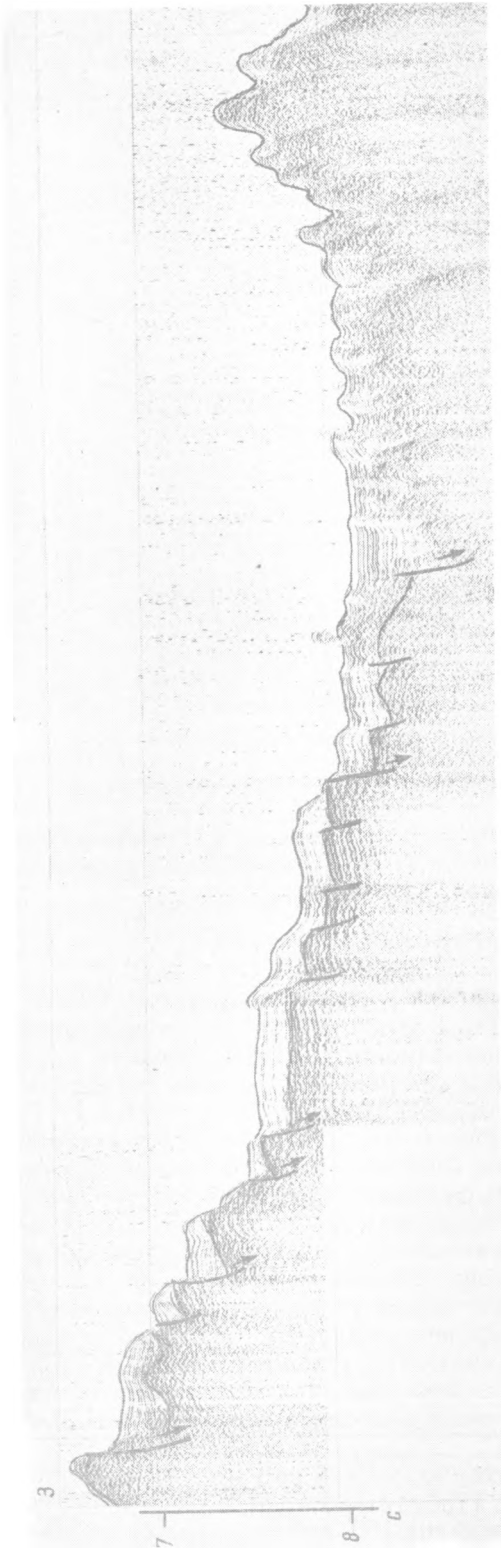
Стрелками показано направление движения блоков вдоль разрывных нарушений

Аномалии Ламонтской последовательности 30—33 в области Инвестигейтор известны севернее полигона [18]. Западнее разлома 98° эта система аномалий смещена к югу на несколько сот километров.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОФИЛЕЙ НСП

На профилях НСП на большей части площади уверенно выделяется отражающая граница, которая по привязке к скв. *DSDP* 260 [24] на абиссальной равнине Гаскойн стратифицируется как поверхность базальтов второго слоя океанической коры. В строении осадочного чехла равнины Гаскойн принимают участие отложения от нижнемеловых до современных. Анализ профилей НСП показывает, что осадочный чехол в восточной части района работ состоит из двух литолого-фациальных комплексов: нижнего, относительно акустически прозрачного (облекающего поверхность фундамента) и верхнего, стратифицированного горизонтально-слоистого. По привязке к скв. 260 нижний комплекс представлен преимущественно пелагическими глинами мелового возраста, верхний состоит главным образом из наноилов, фораминиферовых илов и глин олигоцен-четвертичного возраста (комплекс пород с турбидитными известковистыми прослоями). В формировании нижнего комплекса карбонатные илы участия не принимают. Верхний комплекс характеризуется градационной слоистостью практически горизонтально залегающих слоев, сформированных турбидитными потоками. Мощность осадочного чехла в пределах абиссальной равнины Гаскойн изменяется от 400 до 600 м.

Анализ материалов НСП показал, что по мере удаления от западной континентальной окраины Австралии роль турбидитных толщ в разрезе постепенно ослабевает и примерно западнее меридиана 109° прослеживается относительно однородный слой пелагических осадков мощностью 200—400 м.



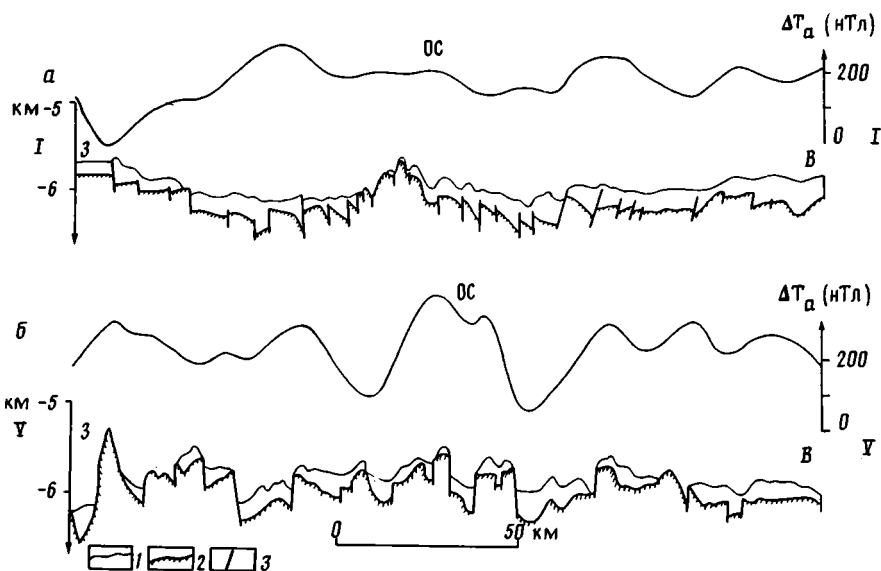


Рис 6. Фрагменты интерпретированных профилей НСП в сопоставлении с данными магнитометрии: *а* — фрагмент профиля 98701, приведенного на рис. 5 (линия I—I на рис. 1), *б* — фрагмент профиля 98705 (линия V—V на рис. 1)

1, 2 — поверхности: 1 — осадков, 2 — акустического фундамента; 3 — разрывные нарушения. OC — ось симметрии в магнитном поле на графиках ΔT_{α} .

Применявшаяся методика наблюдений позволила получить данные о деталях строения поверхности акустического фундамента и о геодинамических типах разрывных нарушений, хотя в силу высокочастотного характера сейсмической записи базальтовый слой изучен не на всю глубину.

Анализ сейсмических размеров НСП привел к выводу о наличии в пределах Западно-Австралийской котловины структур тектонического сжатия, интенсивность проявления которых по площади неодинакова. Акустический фундамент разделен на несколько типов по степени проявления деформаций тектонического сжатия. Для первого типа акустического фундамента характерна незначительная расчлененность и сглаженные формы рельефа, наличие четкой границы раздела базальтового и осадочного слоев и относительно незначительная дизъюнктивная дислоцированность осадков. В этом типе акустического фундамента в надфундаментном разрезе прослеживаются как древние нормальные сбросы, видимо, докайнозойской стадии развития, так и взбросовые структуры. Этот тип акустического фундамента занимает всю абиссальную часть равнины Гаскойн и площадь, расположенную восточнее меридиана 107° в. д. Наличие в осадочном разрезе взбросов, структур коробления, а в ряде случаев и деформированных толщ турбидитного разреза говорит об участии процессов тектонического сжатия в регионе.

В западном направлении степень проявления структур тектонического сжатия возрастает, начинают прослеживаться мелкоблоковые грядовые формы ССВ—ЮЮЗ-вытянутости. На ряде участков осадочная толща деформирована в серии асимметричных складок (рис. 4). При детальном анализе поведения поверхности акустического фундамента выделяются участки с ярко выраженным мелкоблоковым строением (рис. 5, 6). Блоки размером до 3 км разделены субвертикальными нарушениями шириной от нескольких десятков до первых сотен метров. Следует отметить, что переход от первого типа акустического

Рис. 5. Временной разрез НСП по профилю 98701 через «отмерший» центр спрединга (линия I—I на рис. 1)

Стрелками показано направление движения блоков вдоль разрывных нарушений

фундамента ко второму, как правило, постепенный и граница между ними является в некоторой мере условной.

К третьему типу акустического фундамента в силу специфики сейсмической записи НСП отнесены участки наиболее деформированной коры. Этот тип отличается наличием асимметричных невулканической природы гряд с устойчивыми наклонами плоскостей разрывов и тектонических пластин на юго-восток. Переход к третьему типу акустического фундамента отчетливо виден на временных разрезах НСП. При более тщательной обработке материала на ЭВМ с применением специальных программ было установлено, что разрывные нарушения здесь имеют характер взбросо-надвигов, а фундамент имеет чешуйчатое строение. Отражающая поверхность в подошве осадочного чехла в этом типе фундамента, как правило, выражена очень слабо, что связано, по-видимому, с раздробленностью пород фундамента, срывом и движением их по латерали. Зона наиболее деформированной коры СВ — ЮЗ-простираения картируется в виде узкой полосы шириной от 40 до 100 км (см. рис. 2). В южной части полигона она прослеживается на границе с зоной Инвестигейтор, а в северной правосторонне смещается на восток, очевидно, по палеотрансформному разлому

Вместе с тем анализ временных разрезов НСП показал, что кроме структур тектонического сжатия в пределах исследуемого полигона имеются также относительно молодые по возрасту структуры растяжения. Их выражением являются серии криволинейных сбросов с запрокинутыми блоками и V-образные впадины в рельефе дна и поверхности акустического фундамента. Структуры растяжения картируются в виде узких, вытянутых в субмеридиональном направлении кулис. На некоторых разрезах видно, что структуры растяжения наложены на структуры сжатия и, следовательно, имеют относительно более молодой возраст. Если в пределах Восточной геоморфологической области они наблюдаются спорадически, то в зоне Инвестигейтор (Центральная область) развиты широко. Системы сбросовых уступов и щелевидных впадин обычно кулисно смещены одна относительно другой. На основании анализа характера залегания осадков на поверхности запрокинутых блоков можно сделать вывод о том, что вдоль сбросов происходило скольжение и вращение блоков. Показательно, что угол наклона поверхности этих тектонических нарушений, изменяясь в целом от 30 до 60°, обнаруживает тенденцию выполаживания с глубиной, что свидетельствует, по-видимому, о листрическом характере смещения одних блоков относительно других. При этом отмечается преимущественное падение плоскостей разрывов в северо-восточном и северо-западном направлениях.

Структуры растяжения и сжатия присутствуют и в Западной области (западнее разлома 98°), что указывает на закономерный устойчивый характер этих структур, а также на неоднородность распределения типов деформаций в исследуемом регионе.

Среднее фоновое значение мощности осадков в областях Инвестигейтор и западнее нее составляет 200 м. Однако встречаются узкие впадины у подножия хребтов группы Инвестигейтор, где мощность осадков достигает 900 м.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА

На тектонической схеме (см. рис. 2) показаны основные геоморфологические и структурные элементы: глыбово-тектоническое поднятие, разломы, палеооси разрастания и участки распространения внутриплитовых тектонических деформаций сжатия и растяжения. Выделены три тектонические области: Восточная (Гаскойн), Центральная (Инвестигейтор) и Западная (Кокосовая), которые являются составными частями более крупных фрагментов земной коры, расположенных за пределами полигона.

Многочисленными исследованиями установлено, что в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов (СОХ) силы растяжения приложены приблизительно нормально к их оси. Это приводит к структурной анизотропии

Плотность тектонических нарушений на поверхности акустического фундамента

Область	Профили			
	Субширотные		Субмеридиональные	
	I	II	I	II
Гаскойн	1	1,2	8	0,3
	2	1,3	9	0,5
	3	1,5	10	0,6
	4	1,8	16	0,7
	5	1,5		
	6	1,5		
Инвестигейтор	11	0,9	18	1,6
	12	0,8	13	1,5
	14	0,7		
	15	0,8		
	17	0,7		

Примечание. I — номер на рис. 1; II — среднее количество тектонических нарушений на 10 км профиля.

спрединговой коры в ортогональном и параллельном оси рифтов направлениях [6, 7]. Установлено, что более мелкие размеры блоков коры характерны для направления, нормального к оси рифтов. В направлении, параллельном генеральному простиранию СОХ, напротив, плотность тектонических нарушений значительно меньше. Указанная закономерность использовалась нами как дополнительное обоснование вероятного направления разрастания дна, в особенности в зоне спокойного магнитного поля, где линейные аномалии отсутствуют. В таблице приводятся данные о средней плотности тектонических нарушений на 10 км профиля. Из таблицы видно, что плотность тектонических нарушений в области Гаскойн на субширотных профилях примерно в 2,5 раза выше, чем на субмеридиональных, а в области Инвестигейтор — наоборот.

Океаническая кора в пределах абиссальной равнины Гаскойн начала формироваться 131 млн лет назад, судя на наиболее древней аномалии М10, обрамляющей западную континентальную окраину плато Эксмут. Продвижение центра разрастания в СЗ-направлении в результате дрейфа Большой Индии можно проследить по линейным магнитным аномалиям. При этом характер продвижения проторифта в СЗЗ-направлении в раннемеловое время существенно отличался в северной и южной частях абиссальной равнины Гаскойн. В северной части между глыбово-тектоническим поднятием Роу и оконечностью плато Эксмут ряд исследователей выделяет палеоось разрастания, симметричную относительно аномалии М 5 [9, 25]. Выполненными исследованиями установлено, что в южной части равнины Гаскойн прослеживается непрерывная последовательность аномалий М0 — М10 вплоть до 107° в. д. (аномалия М0), ограниченная на севере палеотрансформным разломом, который по геофизическим материалам трассируется также южнее возвышенности Роу. Эту возвышенность, по-видимому, можно рассматривать в качестве микроконтинента по аналогии с расположенной к востоку возвышенностью Джой, где по данным сейсморазведки МОГТ установлено наличие фрагментов коры континентального типа [9]. Полускорость раннемелового спредингового центра для интервала времени М0 (118 млн. лет) — М6 (129 млн. лет) составляет около 3 см/год. Аномалия М0 аптского возраста является последней ключевой изохроной при корреляции и возрастном датировании. Простирания с азимутом около 30° основных форм рельефа и поверхности акустического фундамента хорошо согласуются с простиранием линейных магнитных аномалий М0 — М6 и, надо полагать, в значительной степени отображают спрединговый структурный план. Эти закономерности в рельефе дна для тектонической области Гаскойн сохраняются и западнее последней ключевой аномалии М0, за которой в интервале 118—85 млн. лет последовал период относительно спокойного магнитного поля.

На сейсмических профилях в зоне спокойного магнитного поля области Гаскойн выделен обособленный хребет шириной 68—100 км, который интерпретируется как «отмерший» центр спрединга. Палеотрасформными разломами СЗ—ЮВ-простираения он разделен на несколько отдельных фрагментов. В северной части полигона в поперечном сечении он хорошо выражен в рельефе дна и поверхности акустического фундамента (см. рис. 5, б,а) на фоне узких впадин с отметками глубин ~ 6 км. Его структурный план южнее 16° ю. ш. был в значительной степени изменен последующими тектоническими деформациями сжатия и растяжения (см. рис. 6,б). Относительно молодое растяжение, приведшее к «проседанию» хребта, может быть установлено по наличию серии криволинейных (листрических?) сбросов, которые картируются на флангах хребта (см. рис. 5). Писказательно, что в магнитном поле на профилях, пересекающих описываемый хребет вкрест простираения, наблюдается относительно симметричное расположение аномалий по отношению к его осевой части (см. рис. 6), что явилось дополнительным обоснованием о принадлежности хребта к «отмершему» спрединговому центру. Следует отметить, что на возможное существование гипотетического «останца» срединного хребта позднемелового возраста указывалось в зарубежных публикациях [16].

Тектоническое сжатие, очевидно, предшествовало перестройке движения плит. Как известно, более древняя по возрасту океаническая кора менее подвержена тектоническим деформациям, тогда как молодая хрупкая кора более пластична и подвижна. Таким образом, можно полагать, что наибольшие по интенсивности деформации сжатия испытала кора, расположенная в окрестностях осевой части хребта.

Приблизительно 90—100 млн. лет назад произошла дискордантная перестройка движения Индийской плиты, связанная, очевидно, с изменением полюсов вращения Земли [16], и спрединг стал субмеридиональным. По данным [17, 18], на оси субширотного центра разрастания океаническая кора формировалась в течение 25—30 млн. лет (аномалии 34—21), причем его полускорость составляла около 8 см/год. Переориентация относительного движения плит на 50—60°, которой, по-видимому, предшествовала кратковременная остановка спрединга, привела к сложному раскалыванию океанической коры с образованием «останца» старого хребта. Севернее широты 16° граница между областями Гаскойн и Инвестигейтор проходит вдоль разлома Исследователь, движения по которому носили характер сдвига с компонентой сжатия. На приподнятом крыле разлома прослеживается пограничная зона мелкоблокового торшения с падением плоскостей взбросов в юго-восточном направлении (рис. 7). Северное продолжение разлома Исследователь, как и «останца» хребта, остается невыясненным. Структурное положение последнего контролировалось синхронными по возрасту трансформными разломами. Пассивные следы этих разломов, закартированные в области Гаскойн, имеют ЗСЗ—ВЮВ-простираение.

В полосе между 100 и 102° закартирована зона торцового сочленения южного продолжения хребтов группы Инвестигейтор и трога Исследователь с пограничными структурами области Гайскойн. В этой зоне, имеющей азимут простираения около 40°, очевидно, формировался новый протохребет с многочисленными трансформными разломами субмеридионального простираения.

Значительный интерес в тектоническом отношении представляет область Инвестигейтор. Ее ширина в пределах полигона изменяется от 250 до 320 км. На западе она ограничена Феодосийским разломом, который имеет трансформную природу и протягивается вдоль меридиана 98° в. д. далеко на север вплоть до Зондской дуги. В зарубежной литературе этот разлом известен под названием Investigator fracture zone [17, 18]. В магнитном поле он выражен высокоградиентной зоной (до 40 нТл/км). Судя по поведению акустического фундамента, при формировании разломного трога преобладала раздвигающая составляющая.

Внутри области Инвестигейтор наиболее выразительными структурами явля-

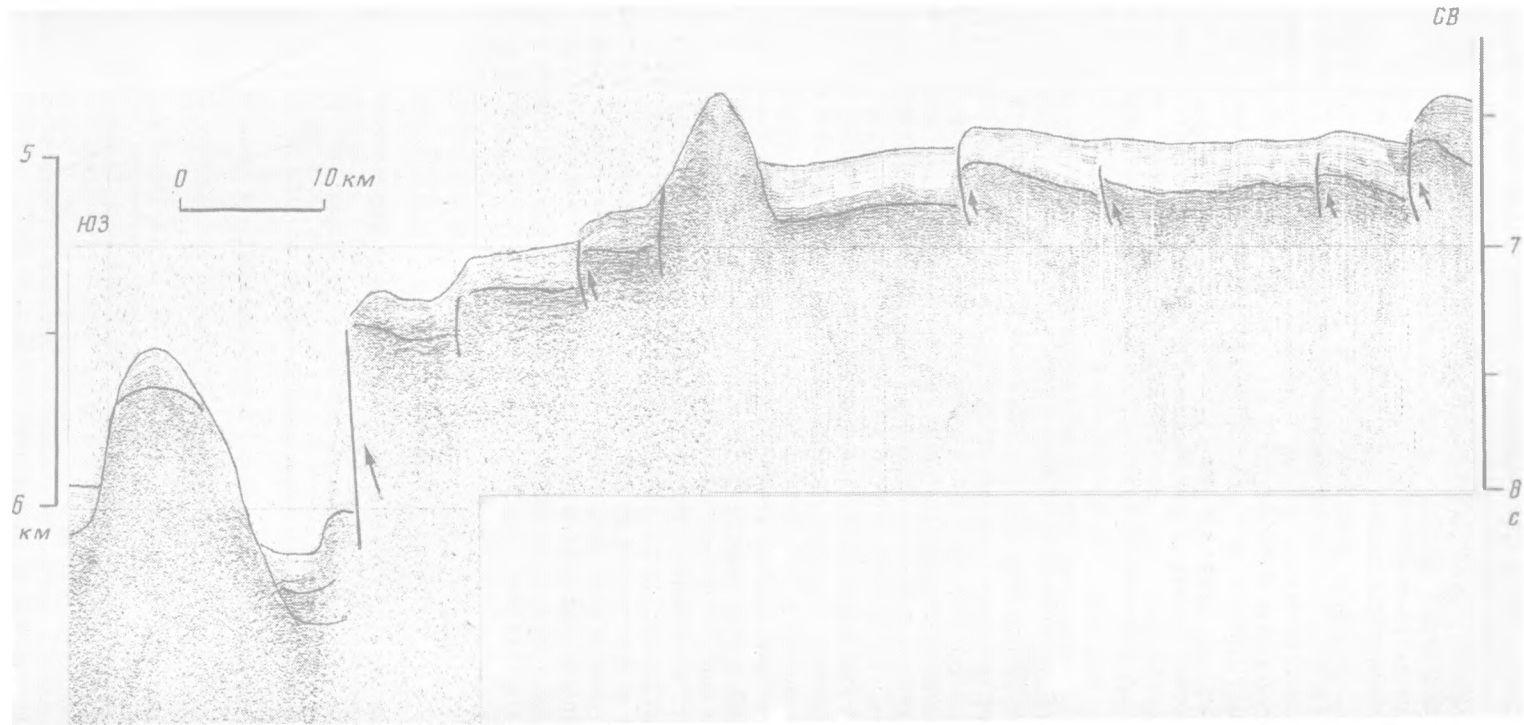


Рис. 7. Фрагмент временного разреза НСП через трог Исследователь (линия IV—IV на рис. 1)
 Стрелками показано направление движения блоков вдоль разрывных нарушений

ются кулисообразно расположенные хребты Инвенстигейтор и Инвестигейтор-А. Кулисообразные системы обычно возникают в зоне сдвиговых деформаций [4]. Информацию о распределении сдвиговых усилий можно получить по характеру эшелonoобразного распределения хребтов, формирование которых, надо полагать, связано с трещинным излиянием базальтового материала в процессе спрединга. Правая эшелonoобразность, при которой начало последующей трещины смещено вправо от конца предыдущей, как правило, характерна для левостороннего сдвига, тогда как левая эшелonoобразность обычно характеризует правосторонний сдвиг [4]. Таким образом, можно полагать, что трещины в системе хребтов Инвестигейтор и Инвестигейтор-А вызваны растяжением под действием соответственно право- и левосторонних сдвиговых напряжений. Строение хребтов в северном направлении существенно упрощается. Анализ особенностей распределения пелагических осадочных фаций в области Инвестигейтор позволяет утверждать, что многие деформации в области Инвестигейтор относительно молодые по возрасту и имеют, по-видимому, позднейший возраст.

Океаническая кора Западно-Австралийской котловины прошла сложный путь развития, в значительной степени изменивший ее первоначальный облик. В ходе тектонической эволюции периоды тектонического сжатия чередовались с периодами растяжения, очевидно, с изменением полей напряжений. Это привело к значительной трансформации уровня глубин поверхности литосферы, что необходимо учитывать при мобилистских реконструкциях. В настоящее время классические представления тектоники плит дополнены концепцией тектонической расслоенности литосферы, разрабатываемой под руководством Ю. П. Пушаровского в ГИН АН СССР. При тектоническом сжатии и растяжении расслоение проявляется на разных уровнях земной коры [10, 14]. Остается неясной причина возникновения относительно молодых структур растяжения и оживления разломов в зоне Инвестигейтор, на что указывают также имеющиеся данные о высокой сейсмичности [21] и повышенном тепловом потоке этого региона [23]. С одной стороны, их можно, видимо, рассматривать как «отклик» на напряжение, возникшее в результате образования нового спредингового центра в палеогенное время между Индией и Антарктидой [18], в результате чего Индия и Австралия стали частями единой плиты. С другой стороны, для полного решения вопросов тектогенеза необходимо привлечение и других механизмов образования тектонических деформаций, таких, как ротационное движение Земли, пульсационное изменение ее радиуса, глубинное сжатие и др. [12]. В этом плане теоретические и практические работы надо продолжать.

Список литературы

1. Гайнанов А. Г., Лейбов М. Б., Тонн Тик Ай и др. Гравитационные и магнитные аномалии и строение литосферы Индийского океана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64. Вып. 2. С. 3—14.
2. Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981. 254 с.
3. Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: АН СССР, ГУГК, 1975. 151 с.
4. Дубинин Е. П. Трансформные разломы океанической литосферы. М.: Изд-во МГУ, 1987. 181 с.
5. Кара В. И. Структурно-геоморфологический очерк Западно-Австралийской котловины // Геоморфология. 1984. № 4. С. 60—68.
6. Коган Л. И. Внутренняя структура и деформации океанической кристаллической коры // Геотектоника. 1987. № 5. С. 48—61.
7. Мирлин Е. Г. Раздвижение литосферных плит и рифтогенез. М.: Недра, 1985. 249 с.
8. Пилипенко А. И., Мирлин Е. Г., Сивуха Н. М. Внутриплитовые деформации литосферы в Западно-Австралийской котловине // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310. № 2. С. 414—418.
9. Пилипенко А. И., Сивуха Н. М. Тектоника северной части плато Эксмут и смежных глубоководных котловин // Геотектоника. 1990. № 2. С. 112—122.
10. Пушаровский Ю. М. Глубоководное бурение и проблемы тектоники // Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984. С. 138—143.
11. Пушаровский Ю. М., Безруков П. Л. О тектонике восточной части Индийского океана // Геотектоника. 1973. № 6. С. 3—19.

12. Пуцаровский Ю. М., Пейве А. А., Разницын Ю. Н. и др. Разлом Зеленого мыса: вещественный состав пород и структуры // Геотектоника. 1988. № 6. С. 18—30.
13. Сузюмов А. Е., Лукьянов С. В. Новые данные о возрасте ложа восточной части Индийского океана // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263. № 2. С. 409—412.
14. Тектоническая расслоенность литосферы // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1980. Вып. 343. 184 с.
15. Харленд У. Б., Кокс А. В., Ллевеллин П. Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 310 с.
16. Johnson B. D., Powell C. M., Veevers J. J. Early spreading history of the Indian Ocean between India and Australia // Earth. and Planet. Sci. Lett. 1980. V. 47. № 1. P. 131—143.
17. Larson R. L., Carpenter G. B., Diebold J. B. A geophysical study of the Wharton basin near the Investigator fracture zone // J. Geophys. Res. 1978. V. 83. № B2. P. 773—782.
18. Liu C. S., Curray J. R., McDonald J. M. New constraints on the tectonic evolution of the eastern Indian Ocean // Earth and Planet Sci. Lett. 1983. V. 65. № 3. P. 331—342.
19. ODP investigates Indian Ocean origins. Leg 123 // Geotimes. 1989. № 3. P. 16—19.
20. Powell T. S., Luyendyk B. P. The sea-floor spreading history of the eastern Indian Ocean // Marine Geophys. Res. 1982. № 5. P. 225—247.
21. Singh D. D. Strain deformation in the northern Indian Ocean // Marine Geol. 1988. V. 79. № 1/2. P. 105—118.
22. Stein C. A., Gloetinghn S., Wortel R. Seasat-derived gravity constraints on stress and deformation in the northeastern Indian Ocean // J. Geophys. Res. 1989. V. 16. № 8. P. 823—826.
23. Stein C. A., Hobart M. A., Abbott P. H. Has the Wharton Basin heat flow been perturbed by the formation of a diffuse plate boundary in the Indian Ocean? // J. Geophys. Res. Lett. 1988. V. 15. P. 455—458.
24. Veevers J. J., Hartzler J. R., Bolli H. M. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project // U. S. Government Printing office. Washington: D. C., 1974. V. 27. 1060 p.
25. Veevers J. J., Tayton J. W., Jonson B. D. Magnetic expression of the continent-ocean boundary between the western margin of Australia and the eastern Indian Ocean // J. Geophysics. 1985. V. 56. P. 106—120.

ПО «Южморгеология», Геленджик, 353470

Поступила в редакцию 30.XI.1989



**ЮРИЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ КОСЫГИН
(К 80-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)**

22 января 1991 г. исполняется 80 лет со дня рождения крупнейшего тектониста, Героя Социалистического Труда, лауреата Ленинской премии, академика Юрия Александровича Косыгина. Его творчеству посвящены многочисленные статьи в отечественной и зарубежной печати.

Будучи продолжателем геологической династии, Юрий Александрович еще школьником связал свою жизнь с геологией, приняв участие в экспедиции на о-в Сахалин, руководимой его отцом, профессором Александром Ивановичем Косыгиным. После окончания Московского нефтяного института он в течение четырех лет (1931—1935 гг.) работал на нефтяных промыслах Туркмении. Вернувшись в Москву в 1935 г., он преподавал в Институте горючих ископаемых АН СССР. В 1940 г. защитил кандидатскую диссертацию.

С первых и до последних дней Великой Отечественной войны Ю. А. Косыгин находился на фронте, а когда война закончилась, работал до 1958 г. в Геологическом институте АН СССР и одновременно в Академии нефтяной промышленности. В 1947 г. защитил докторскую диссертацию.

В 1958 г. Юрий Александрович избирается членом-корреспондентом АН СССР и организует лабораторию в Институте геологии и геофизики СО АН СССР (г. Новосибирск). В 1970 г. он избирается действительным членом АН СССР и переезжает в г. Хабаровск. Здесь им основан Институт тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР, в котором он работает поныне. В 1990 г. специальным постановлением Президиума АН СССР Ю. А. Косыгин назначен исполняющим обязанности Председателя ДВО АН СССР.

Такова сухая хронология яркой и творчески насыщенной жизни Юрия Александровича. Его

публикации явились крупным вкладом во многие отрасли геологических знаний. Это нефтяная геология, геофизика, опорное бурение, экспериментальная тектоника, геологическая картография и др. Но все эти работы были подчинены главной линии творчества Ю. А. Косыгина — исследованиям в области тектоники и методологии геологии.

Широко известны многочисленные фундаментальные работы Юрия Александровича по соляной тектонике, которые и сегодня являются настольными книгами многих геологов. Организованная им в 1946 г. Центральная геологическая экспедиция получила огромный материал по опорному бурению, который и сегодня служит главной базой анализа структуры платформенных областей. По предложению Ю. А. Косыгина на «Тектонической карте СССР и сопредельных стран» (1956) структура платформенных чехлов впервые для всех территории страны была изображена с помощью стратонизогипс по кровле складчатого фундамента.

В 1952 г. вышла в свет монография Ю. А. Косыгина «Основы тектоники нефтеносных областей», положившая начало серии монографий, в которых Юрий Александрович обобщил огромный опыт личных исследований и мировой геологии, наметил и развил новые подходы к тектоническим исследованиям и во многом новое понимание тектоники. За первой монографией последовали двухтомная «Тектоника нефтеносных областей» (1958), а затем три издания «Тектоники» (1969, 1983, 1988). Второе издание этой книги удостоено Ленинской премии.

Методологические разработки привели Юрия Александровича к выводу о фундаментальном значении структурных и вещественных характеристик минеральных масс и открытию принципиально нового структурно-вещественного подхода в геологических исследованиях. Этот подход отличает уже широко признанную школу сибирско-дальневосточных тектонистов, главой которых по праву считается Юрий Александрович. Его многочисленные ученики развивают этот подход в исследованиях конкретных районов огромной зауральской части СССР.

В последнее время Юрий Александрович включает в сферу своего внимания чрезвычайно широкий круг проблем как естественных, так и общественных наук. Приходится только удивляться юношескому задору, с которым он окунулся в, казалось бы, далекую от геологии тематику, глубине проникновения в суть вопросов, оригинальности и нетривиальности решений.

В монографии «Тектоника геосфер» (1988) Ю. А. Косыгин подразделяет геосферы на глубинные, поверхностные и наружные. Его особое внимание привлекают поверхностные сферы. Вводится новое понятие эктоантропосфер, принципиально по-новому определяются и анализируются социосфера и ноосфера. Намечаются контуры новой отрасли знаний, объединяющих геологию и астрофизику, биологию и социологию, естественные и общественные науки.

В новой монографии «Земля и время» (1990) Юрий Александрович продолжает направление, намеченное в более ранних многочисленных статьях о геологическом и физическом времени, развивает и углубляет его. Проблема приобретает глобальные масштабы. Исследуются отношения времени и пространства, времени и энергии, роль и организация времени в жизни человека и общества. Акцент в сторону крупных философских обобщений свойствен и только что завершенной Ю. А. Косыгиным монографии «Среда обитания», в которой анализируются актуальнейшие проблемы экологии.

Юрий Александрович встречает свое восьмидесятилетие за рабочим столом, полный кипучей энергии и новых замыслов. Пожелаем ему доброго здоровья, бодрости и успехов. Пусть его замыслы полностью воплотятся в жизнь!

УДК 55(091)

*Межведомственный тектонический комитет
Редколлегия журнала «Геотектоника»*



АНДРЕЙ ЛЬВОВИЧ КНИППЕР
(К 60-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)

24 февраля 1991 года исполняется 60 лет Андрею Львовичу Книпперу, выдающемуся отечественному геологу-тектонисту, члену-корреспонденту АН СССР, директору Геологического института АН СССР.

Андрей Львович принадлежит плеяде талантливых ученых-теоретиков, начавших исследовательскую работу в 50-е годы и продолжавших традиции московской геологической школы. Геологические маршруты А. Л. Книппера охватывают Казахстан, Малый Кавказ, Кубу, Сирию, Полярный Урал, хребет Черского, Западный и Восточный Саян, Крым и дополняются океанологическими работами на западной окраине Тихого океана.

Научная деятельность А. Л. Книппера началась в 1952 г., когда он — студент геологического факультета МГУ — начал работать под руководством Н. А. Штрейса в Центральном Казахстане. Результаты этой работы изложены в первой монографии А. Л. Книппера, успешно защищенной как кандидатская диссертация в 1962 г. В том же году А. Л. Книппер начинает исследования по зарождающейся и ставшей вскоре чрезвычайно актуальной проблеме «Офиолиты» и надолго связывает с ней свои основные интересы.

Полевые исследования на офиолитовых поясах Малого Кавказа привели А. Л. Книппера к принципиально новому осмыслению тектонического положения и истории развития ультрабазитовых поясов и ассоциирующих с ними вулканогенно-кремнистых толщ. Впервые в отечественной литературе очень ярко и образно была показана протрузивная, а не интрузивная природа ультрабазитов Акеринской зоны, впервые конкретные массивы ультрабазитов были аргументированно отнесены к тектоническим отроженцам верхней мантии и последовательно проведены палеотектонические реконструкции, объясняющие их появление в коре. Благодаря этим работам А. Л. Книппера в отечественную литературу прочно вошли такие понятия как «меланж», «олистодрома».

В 1973 г. А. Л. Книппер защитил докторскую диссертацию по теме «Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, Западная Азия, Куба)».

Участвуя в создании нового направления в мировой геологии совместно с А. В. Пейве, Н. А. Штрейсом и другими тектонистами ГИНа, А. Л. Книппер одним из первых пришел к выводу об океанической природе офиолитов и о том, что они являются индикаторами палеогеографических обстановок, сопоставимых с геодинамическими обстановками современных океанов и морей.

Фундаментальные труды А. Л. Книппера в исследовании офиолитов внутриконтинентальных складчатых зон оказали большое влияние на развитие геологических исследований в СССР, особенно при интерпретации геологических структур покровно-складчатых сооружений, а также в методике их картирования.

В конце 70-х в начале 80-х годов А. Л. Книппер проводит исследования в области тектоники, истории развития и палинспастики Альпийской складчатой области, по-новому освещая эволю-

цию пассивных и активных окраин палеоокеана Тетис. Эти работы послужили крупным вкладом в создание таких основополагающих коллективных трудов как «Тектоника Северной Евразии» (1980), «Эволюция Тетиса» (1986) и Атлас из 9 палинспастических карт по эволюции палеоокеана Тетис.

Исследования А. Л. Книппера охватывают также широкий круг вопросов по созданию общей концепции становления континентальной коры в результате преобразования океанической. Эта тема раскрыта в таких широко известных коллективных работах как «Океаны и геосинклинальный процесс», «Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса» и многих других.

На всем протяжении своей трудовой деятельности в Геологическом институте Андрей Львович активно разрабатывает и пропагандирует передовые научные идеи. Он участвовал в создании Междуведомственного Тектонического комитета и в течение ряда лет был его первым научным секретарем. Он принял участие в разработке программы научного сотрудничества Академий наук социалистических стран и назначен заместителем руководителя, а затем — руководителем Советской части Проблемной комиссии. За успехи в этой деятельности А. Л. Книппер награжден медалями Болгарской, Чешской и Словацкой Академий наук.

А. Л. Книппер член бюро Междуведомственного Тектонического комитета, член редколлегии журналов «Геотектоника», «Известия АН СССР, серия геологическая», «Эпизоды» (Канада), член экспертного совета ВАК по наукам о Земле. В 1987 г. он избран членом-корреспондентом АН СССР, с 1989 г. возглавляет Геологический институт АН СССР.

Междуведомственный Тектонический комитет, редколлегия журнала «Геотектоника», товарищи по работе сердечно поздравляют Андрея Львовича с юбилеем и желают доброго здоровья и больших успехов в творческой и научно-организационной деятельности.

УДК 55(091)

*Междуведомственный тектонический комитет
Редколлегия журнала «Геотектоника»*

Технический редактор *Л. В. Кожина*

Сдано в набор 11.11.90 Подписано к печати 25.12.90 Формат бумаги 70×100¹/₁₆
Высокая печать Усл. печ. л. 10,4 Усл. кр.-отт. 12,4 тыс. Уч.-изд. л. 12,0 Бум. л. 4,0
Тираж 1161 экз. Зак. 686 Цена 2 р. 10 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,
103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 6.

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Редакция просит соблюдать следующие правила представления статей.

1. Работа должна быть представлена на русском языке в окончательном виде. В конце статьи приводится полное название учреждения, где работа была выполнена, его почтовый адрес, а также адрес и номер телефона автора.
2. Объем статей не должен превышать 20 страниц и кратких сообщений — 8 страниц, включая машинописный текст, список литературы и иллюстрации.
3. К статье необходимо приложить аннотацию (не более 100 слов), в которой должны быть изложены главные выводы.
4. Текст рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.
5. Требования к тексту рукописи.
 - а). Рукопись необходимо печатать на машинке с нормальным шрифтом через 2 интервала, оставляя слева чистые поля шириной 4 см. Обязательно представление первого экземпляра машинописи.
 - б). Список цитируемой литературы составляется по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому. В списке литературы приводятся фамилии и инициалы всех авторов, название статьи и журнала, год издания, том, выпуск, страницы; для книг — название работы, издательство, место и год издания, количество страниц.
 - в). Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер работы в списке литературы.
 - г). Формулы вписываются черными чернилами или тушью. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные буквы двумя черточками снизу, а строчные — сверху; делать четкое различие между О (большим), о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.
 - д). Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции. В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.
6. Требования к рисункам.
 - а). Первый экземпляр рисунков необходимо представить вычерченным черной тушью на чертежной бумаге, пригодным к непосредственному типографскому воспроизведению. Рисунки нельзя перегибать, при пересылке по почте необходимо позаботиться об упаковке, предохраняющей рисунки от деформации. Редакция имеет возможность изготовить издательские оригиналы рисунков за счет организации, представляющей статью. В случае необходимости такой работы, следует приложить гарантийное письмо об оплате изготовления рисунков.
 - б). Второй экземпляр рисунков представляется в виде фотокопий.
 - в). Фотографии, иллюстрирующие текст, должны быть отпечатаны на глянцевой бумаге.
 - г). На рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны масштаб и ориентировка. Сейсмические профили должны иметь масштаб в км. На обзорной схеме или карте необходимо отметить положение других рисунков.
 - д). Необходимо позаботиться о том, чтобы статья была понятна не только специалистам по описываемому району: на рисунках обозначить упоминаемые в тексте тектонические структуры, пункты, свиты. Не следует нагружать рисунки ненужными названиями.
 - е). Максимальный размер рисунка в журнале 12×23 см. Можно предоставить более крупные рисунки (до 50 см по диагонали), которые будут уменьшены при воспроизведении, размер шрифта и нагрузка на рисунках должны допускать уменьшение до указанного выше размера.
 - ж). На обороте каждой иллюстрации подписывается номер рисунка, фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях.
 - з). Список подрисовочных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях рукописи, в тексте обязательны ссылки на все рисунки.
7. Редакция высылает авторам отредактированный текст для проверки. Дальнейшее прохождение рукописи контролируется редакцией, которая оставляет за собой право при необходимости проводить незначительное сокращение текста
8. После выхода статьи в свет автор получает 25 оттисков.

Ж-17

ЛЫЖЕВСКИЙ 7

ГЕОЛОГИЧ ИН-Т

СОКОЛОВ

70228

2 р. 10 к.

Индекс 70228

T

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовятся к печати:

Лукьянов А. В. ПЛАСТИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ В ЛИТОСФЕРЕ. (ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Вып. 460). 1991. 9 л. 1 р. 80 к.

Книга говорит о широком распространении больших пластических деформаций горных пород в литосфере. Описаны методы изучения этих деформаций. Количественные данные позволяют оценить роль деформаций при тектогенезе и обнаружить значительные перемещения горных масс, составляющие тектоническое течение литосферы. Метаморфизм горных пород, взаимодействие с флюидами, переотложение минерального вещества связаны с деформациями и тектоническим течением. При геологической съемке необходимо проводить количественную оценку деформаций.

Книга рассчитана на тектонистов, геологов съемщиков, поисковиков.

Маслов Л. А. ГЕОДИНАМИКА ТИХООКЕАНСКОГО СЕКТОРА ЗЕМЛИ. 1991. 10 л. 2 р.

В книге на основе анализа основных геофизических полей сделаны выводы о строении Тихоокеанского сектора Земли, его динамике и месте в историческом развитии планеты. Особое внимание уделено изучению периферии сектора — Тихоокеанскому подвижному поясу. На основе решения прямой и обратной задач геодинамики получено распределение и проведено сопоставление глубинных напряжений пояса с его сейсмичностью, что позволило обоснованно подойти к выбору тектонической концепции истории и развития сектора в рамках ряда планетарных геотектонических моделей.

Книга предназначена для геологов, тектонистов.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; 370001 Баку, ул. Коммунистическая, 51; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140; 320093 Днепрпетровск, пр-т Гагарина, 24; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53; 252208 Киев, ул. «Правды», 80-а; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский пр-т, 72; 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина 14, корп. 2; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской пр-т, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.