

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОТЕКТОНИКА

3

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1987

СОДЕРЖАНИЕ

Рундквист Д. В., Волчанская И. К. Неотектоника и металлогения	3
Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Кононов М. В. Абсолютные реконструкции положения континентов в палеозое и раннем мезозое	16
Кутейникова Н. С., Кутейников Е. С. Шарьяжи на космических снимках	28
Ярмолюк В. В., Гордиенко И. В., Дуранте М. В., Болд Д. Строение Идэрской зоны каледонид Северной Монголии	34
Корчемагин В. А., Емец В. С. Особенности развития тектонической структуры и поля напряжений Донбасса и Восточного Приазовья	49
Такранов Р. А. Анализ трещиноватости юрских отложений Иркутского угольного бассейна	56
Гайдук В. В. Вилуйская среднепалеозойская рифтовая система	66
Родыгин А. И., Негрей Л. Я. Динамика образования кливажа осевой плоскости в складках аллохтона (Восточная Тува)	77

Краткие сообщения

Мазукабзов А. М., Сизых В. И. О покровно-чешуйчатом строении Западного Прибайкалья	87
Илюхин С. Р., Кара В. И., Мамошина К. Н., Шлезингер А. Е. Тектонические деформации осадочного чехла Западно-Австралийского (Брокен) подводного хребта и желоба Оби (Индийский океан)	90

Рецензии

Павловский Е. В., Николаев В. Г. Проблема аркогенеза	95
--	----

Хроника

Гарецкий Р. Г., Колчанов В. П. Юго-западный край Восточно-Европейской платформы (итоги проекта МПГК № 89)	97
Сатиан М. А., Белов А. А., Адамия Ш. А. III Семинар-школа «Геодинамика Кавказа»	100
Добржиницкая Л. Ф., Молчанова Т. В. Первая сессия Всесоюзной школы по структурной геологии кристаллических образований (14—18 апреля 1986 г.)	103
Короновский Н. В., Перфильев А. С., Разницын Ю. Н. Актуальные проблемы тектоники СССР и закономерности размещения полезных ископаемых	106
Трифонов В. Г. Актуальные проблемы современной геодинамики и изучения глубинного строения территории СССР	110

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
G E O T E C T O N I C S

MAY—JUNE

MOSCOW

№ 3, 1987

CONTENTS

Rundkvist D. V., Volchanskaya I. K. Neotectonics and metallogeny	3
Zonenshain L. P., Kuzmin M. I., Kononov M. V. Absolute reconstructions of the position of continents in the Paleozoic and early Mesozoic	16
Kuteynikova N. S., Kuteynikov E. S. Satellite images of nappes	28
Yarmolyuk V. V., Gordienko I. V., Durante M. V., Bold D. The structure of Caledonide Ider zone in North Mongolia	34
Korchemagin V. A., Emets V. S. Development of the tectonic structure and stress field in Donbass and Eastern Azov Sea region	49
Takranov R. A. Analysis of jointing in the Jurassic deposits of the Irkutsk coal field	56
Gayduk V. V. The Vilyuy mid-Paleozoic rift system	66
Rodygin A. I., Negrey L. Ya. Dynamics of cleavage formation in the allochthon folds axial plane (Eastern Tuva)	77

In Brief

Mazukabzov A. M., Sizykh V. I. On the nappe-imbricate structure of the Western Baikal area	87
Ilyukhin S. R., Kara V. I., Mamoshina K. N., Shlezinger A. E. Tectonic deformations of the sedimentary cover of the West-Australian (Broken) underwater ridge and the Ob trench (Indian ocean)	90

Reviews

Pavlovsky E. V., Nikolaev V. G. Arcogenesis problem	95
--	----

Chronicle

Garetsky R. G., Kolchanov V. P. Southwest border of the East European platform (results of IGCP Project № 89)	97
Satian M. A., Belov A. A., Adamia Sh. A. III Seminar «Geodynamics of the Caucasus»	100
Dobrzhinetskaya L. F., Molchanova T. V. The I session of All-Union School on Structural Geology of Crystalline Formations (April 14—18, 1986)	103
Koronovsky N. V., Perfilyev A. S., Rasnitsin Yu. N. Present-day problems of tectonics in the USSR and the distribution of mineral resources	106
Trifonov V. G. Present-day problems of modern geodynamics the deep structure of USSR territory	110

УДК 551.248.2 : 553.3.072

**РУНДКВИСТ Д. В., ВОЛЧАНСКАЯ И. К.
НЕОТЕКТОНИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ**

Рассматриваются три аспекта связи неотектоники и металлогении: влияние неотектонических движений на синхронно с ними формирующиеся месторождения, выявление с помощью неотектонического анализа более древних рудоносных структур, в том числе погребенного под чехлом молодой платформы древнего фундамента, отражение неотектонических движений в металлогенической зональности фанерозойских и докембрийских складчатых областей. Прямые и косвенные связи между неотектоническими структурами и структурами, контролирующими размещение месторождений, открывают большие возможности для прогнозирования оруденения в активизированных областях.

При решении практических вопросов неотектонические структуры, активно развивающиеся с олигоцена — миоцена, т. е. в последние 35 млн. лет, обычно рассматриваются только при анализе геологического строения областей нефтегазоносности, повышенной сейсмической опасности и при выяснении закономерностей размещения экзогенных месторождений — кор выветривания и россыпей. В металлогенических исследованиях неотектоническому анализу, как правило, уделяется мало внимания. Вместе с тем для металлогении и глубинного прогноза эндогенного оруденения важными являются следующие три аспекта связи неотектоники и металлогении.

1. Влияние неотектонических движений на закономерности размещения оруденения, формирующегося в неотектонический этап.
2. Выявление с помощью неотектонического анализа более древних рудоносных и рудоконтролирующих структур, в том числе погребенных структур фундамента.
3. Отражение неотектонических движений в металлогенической зональности фанерозойских и докембрийских складчатых областей.

**ВЛИЯНИЕ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ НА ЗАКОНОМЕРНОСТИ
РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ, ФОРМИРУЮЩЕГОСЯ
В НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЭТАП**

Этот аспект связи металлогении с неотектоникой наиболее очевиден. Хорошо известная закономерная приуроченность наиболее богатого россыпного оруденения к неотектоническому этапу определила широкое использование неотектонических структур при изучении геологических условий образования россыпей.

Вместе с тем возможности неотектонического анализа при изучении закономерностей размещения эндогенных полезных ископаемых остаются недостаточно использованными даже в таком наиболее простом случае, как молодые альпийские месторождения.

В неотектонический этап образовались такие крупные рудные провинции, как Боливийская оловянно-серебряная, Перуанская свинцово-цинковая, Западных штатов США с золотосеребряными, вольфрамовыми, свинцово-цинковыми, молибденовыми и урановыми месторождениями, Памирская, редкометальная и камнецветная, Австралийская алмазоносных кимберлитов и лампроитов района Кимберли, вулканических поясов обрамления Тихого океана с медно-порфиоровыми и золото-рудными месторождениями и т. п.

Одной из наиболее характерных черт структурного контроля молодого позднеорогенного оруденения различных групп рудных формаций является связь размещения месторождений с системами сдвиговых на-

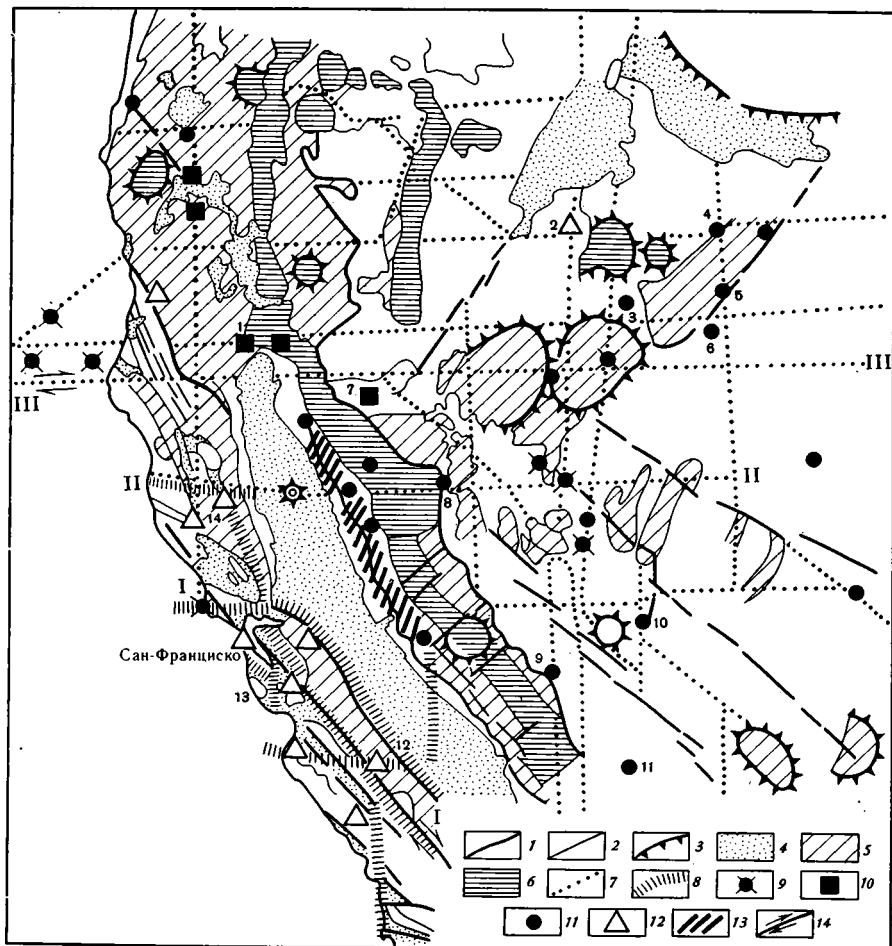


Рис. 1. Размещение крупных и уникальных месторождений в неотектонических структурах на западе США (по И. К. Волчанской и Е. Н. Сапожниковой [4])

1 — крупнейшие разломы, ограничивающие провинции с различным типом неотектонических структур (I — Сан-Андреас); 2 — то же, более мелкие; 3 — кольцевые структуры; 4 — позднекайнозойские депрессии; 5 — блоки неотектонических поднятий; 6 — то же, наиболее интенсивных; 7 — «сквозные» системы нарушений, преимущественно сдвиги (II — зона 38-й параллели, III — продолжение разлома Мендосино); 8 — линии максимальной плотности эпицентров землетрясений по [5]; 9 — эпицентры землетрясений с $M > 5$; 10—13 — месторождения: 10 — меди, свинца, цинка, 11 — золота, серебра, свинца, молибдена, вольфрама, 12 — ртути, 13 — рудный пояс Мазер Лоуд (Cu, Au, Pb, Zn); 14 — сдвиги

Цифры на карте: 1 — Шаства Канти, 2 — Кордеро, 3 — Карлин, 4 — Маунтин Сити, 5 — Бингхем, 6 — Тинтик, 7 — Энгельс, 8 — Комшток, 9 — Пайн Крик, 10 — Голдфилд, 11 — Дарвин, 12 — Нью-Идрия, 13 — Нью-Альмаден, 14 — Сульфур Бэнк

рушений и оперяющими их трещинами. По данным П. Н. Кропоткина и В. М. Макеева [7], сдвиги — преобладающий тип неотектонических нарушений, отражающий общие условия сжатия, охватывают более чем 90% современной поверхности Земли.

Сдвиговые структуры особенно хорошо выражены в пределах Тихоокеанского подвижного пояса и контролируют многие позднегеретичные месторождения. Например, крупные месторождения ртути в пределах зоны Береговых хребтов западных штатов США контролируются системами глубинных северо-западных сдвигов, в числе которых такой хорошо известный, активный на новейшем этапе разлом, как Сан-Андреас (рис. 1). Амплитуда сдвига по нему с олигоцена по настоящее время оценивается в 300 км [18]. Интересно также отметить, что эти разломы, по данным Л. А. Когана и Г. А. Лебедева [5], характеризуются как наиболее сейсмоактивные, отличаясь максимальными плотностями эпицентров землетрясений и наличием генераторов землетрясений больших

энергий с $M > 5,5$ (см. рис. 1). Третичные месторождения серебра, золота и других редких металлов Провинции Бассейнов и Хребтов (Большой Бассейн) контролируются системами широтных и меридиональных «сквозных» нарушений, исключительно активных на новейшем этапе развития (см. рис. 1). Система широтных сдвигов кайнозойского времени проявлена во всех сегментах Кордильер Северной Америки [20], она хорошо коррелируется с трансформными разломами дна Тихого океана [16]. В узлах пересечения этой системы с другими активизированными на новейшем этапе нарушениями располагаются все крупные месторождения поздне третичного возраста в западных штатах США (Au, Ag, Mo, W, Pb, Zn, Be и др.), а также центры длительной вулканической активности с многоfazными плутоническими и кальдерными комплексами.

В Центральных Андах поперечные сдвиги также контролируют положение оловянных и полиметаллических месторождений, имеющих плиоценовый возраст (9—11 млн. лет). Интересно обратить внимание на то, что на продолжении этих сдвигов размещаются центры четвертичных вулканов [2].

На примере изучения металлогении и неотектоники Памира можно также проиллюстрировать многообразие эндогенных процессов, сопровождающих мощный импульс неотектонической активизации этой области. Амплитуды неотектонических поднятий здесь достигали огромных значений, причем, по подсчетам Д. В. Наливкина, уже к началу четвертичного периода хребты Дарваз и Петра Первого достигали высот 10—11 км и позже были эродированы (на 4—5 км). Менее интенсивные поднятия и соответственно значительно меньший эрозионный срез (1—2 км) характеризуют Восточный и Юго-Восточный Памир, более перспективные в минерагеническом отношении. Массовые радиохронологические датировки различных пород и околорудных метасоматитов, проведенные в последнее время памирскими геологами в лабораториях ИГЕМ и ГИН ТаджССР (Г. С. Аверьянов, Л. И. Агеева, М. Д. Аракелянц, В. Н. Волков, Э. А. Дмитриев, Ю. А. Дышук, А. М. Месхи, Л. В. Идрисова, Ю. В. Пейкре, Ю. В. Полюнов и др.), свидетельствуют о том, что в олигоцене и миоцене в интервале времени 35—14 млн. лет, т. е. собственно на неотектоническом этапе, происходила мощная активизация эндогенных процессов, выразившаяся в следующем.

1. Массовый прогрев коры древних метаморфических комплексов с возрастом 1,8 млрд. лет, фиксируемый потерей аргона минералами и породами (14—20 млн. лет) [6].

2. Образование уникальной формации высококалийных щелочных пород и трубок взрыва дункельдыкского комплекса, детально изученного Э. А. Дмитриевым на крайнем юго-востоке Памира (14—16 млн. лет).

3. Внедрение комплексов наиболее поздних гранитоидов на Южном и Юго-Восточном Памире, а также контрастных базальт-риолитовых ассоциаций субвулканических штоков и даек в активизированных зонах глубинных разломов (35—20 млн. лет).

4. Образование скарнов с камнецветной минерализацией и скаполитизация музкольского метаморфического комплекса (14—20 млн. лет).

5. Образование гидротермального редкометалльно-вольфрамово-полиметаллического малосульфидного (33—26 млн. лет) и кварцево-карбонатного малосульфидного оруденения, а также молибденово-редкоземельной, ртутно-сурьмяной и флюоритовой минерализации (14—9 млн. лет).

Минерализованные площади, в том числе скарны древних метаморфических комплексов, размещаются в активных неотектонических купольных поднятиях и сложных кольцевых структурах, хорошо выраженных в рельефе и на космических снимках (рис. 2). Локальный контроль оруденения определяется участками пересечения кольцевых структур трансрегиональными линеаментами сквозного типа, активизированными перечисленными выше неотектоническими эндогенными процессами. Это надвиги и сбрососдвиги, хорошо выраженные в современной струк-

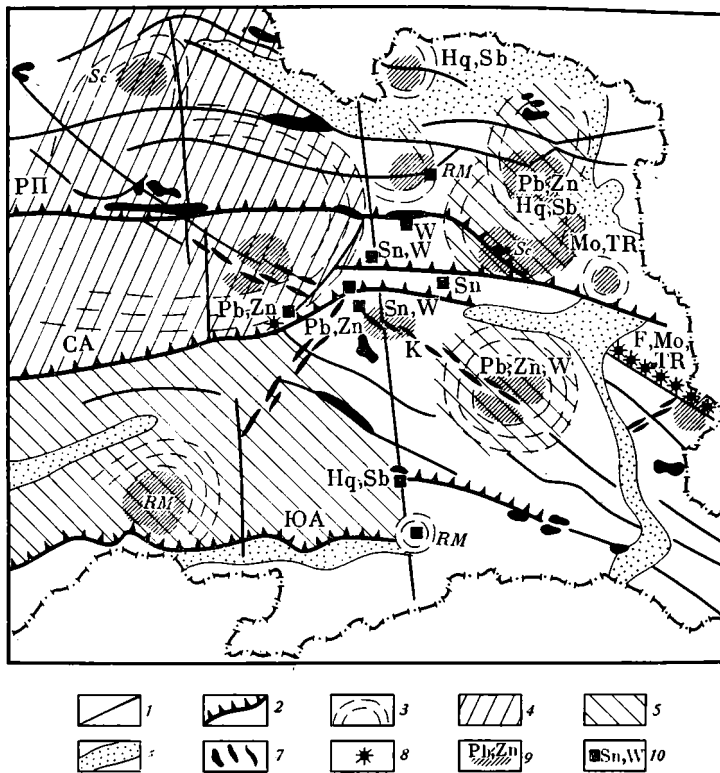


Рис. 2. Схема размещения эндогенного оруденения в неотектонических структурах Юго-Восточного Памира (с использованием данных [3])
 1—6 — неотектонические элементы: 1 — разломы, преимущественно сбросовдвиги, 2 — надвиги, 3 — границы концентрических структур, куполов, 4 — блоки наиболее интенсивных поднятий, 5 — то же, менее интенсивных, 6 — четвертичные депрессии; 7 — поля распространения мезозойско-кайнозойских даек и основных вулканитов; 8 — трубки взрыва щелочно-основных пород; 9 — поля распространения минерализации (Sc — скарпирование, скаполитизация, RM — редкие металлы, Mo, W, Sn, Pb, Zn, Hg, Sb, TR — характерная минерализация); 10 — участки минерализации. Буквы на схеме: РП — Рушано-Пшартский надвиг, СА, ЮА — Северо- и Южно-Аличурские надвиги, К — Карабелесский разлом и одноименное дайковое поле

туре (Рушано-Пшартский, Мургабский, Карабелесский, Северо-Аличурский и др.).

Наряду с этим следует отметить, что активные неотектонические структуры на Памире контролируют положение более ранних магматических и рудных формаций, в частности Sn—W, некоторых Pb—Zn, что непосредственно связано со вторым аспектом рассматриваемой проблемы.

Все сказанное позволяет сделать практически важный вывод: молодые альпийские месторождения отчетливо контролируются неотектоническими системами нарушений. Особо важное значение имеют нарушения сдвигового (иногда надвигового) характера. Для разработки вопросов прогнозирования существенно также то, что устанавливается прямая корреляция между интенсивностью проявления неотектонических перемещений, фиксируемых по максимальным плотностям эпицентров малоамплитудных землетрясений, и интенсивностью проявления вдоль них оруденения различных генетических типов: Sb, Hg, F и др.

ВЫЯВЛЕНИЕ С ПОМОЩЬЮ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА БОЛЕЕ ДРЕВНИХ РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР

В основе этой взаимосвязи лежит явление унаследованности, на котором базируются современные методы морфоструктурного анализа рельефа и дешифрирование космических снимков в металлогении [2, 9]. Закономерности тектонической унаследованности в общем виде сфор-

мулированы Н. С. Шатским, А. Л. Яншиным, А. В. Пейве, В. Е. Хаиным. Они предполагают конформное развитие структурных планов, или наследование некоторых черт более древних структурных элементов при общих перестройках на последующих этапах развития. В металлогении явление унаследованности, отраженное в работах В. И. Смирнова, Н. П. Лаверова, В. И. Казанского и др., широко известно по возникновению регенерированных, по Г. Шнейдерхену, месторождений, длительности развития оруденения, наследования геохимической спецификации разновозрастных вещественных комплексов и т. п.

Анализируя связи неотектоники и металлогении на примерах как докембрийских регионов, так и Урала, Тянь-Шаня, Забайкалья и Сихотэ-Алиня, можно прийти к важному выводу о двух основных формах унаследованного развития: 1) унаследование древних рудоконтролирующих разломов и 2) унаследование сводовых, купольных поднятий или депрессионных структур опускания от региональных, в сотни и более километров в поперечнике, до локальных, соответствующих по масштабам рудным полям и узлам.

Неотектоническая активность древних рудоконтролирующих структур подтверждается многочисленными примерами. Причем интервал времени между первичным образованием руд и неотектоническими движениями по тем же рудоконтролирующим структурам может быть очень длительным и достигать в отдельных случаях 1 млрд. лет и более. При этом происходит многократное оживление древних рудоконтролирующих структур. Например, уникальный сереброполиметаллический рудный район Кер-д'Ален в Кордильерах Северной Америки контролируется узлом пересечения главнейших региональных линеаментов субширотной зоны Льюис и Кларк ($\sim 147,5^\circ$) с субмеридиональной системой $115^\circ 40' - 116^\circ$. Эти структурные особенности унаследованы с позднекембрийского времени ($> 1,2$ млрд. лет), с которого район пережил, согласно С. У. Хоббсу и В. Фрикунду [14], несколько периодов складчатости и три периода минерализации в позднекембрийское (Ag, Fe), позднемеловое (Ag, Zn, Pb, Cu) и третичное (Ag, Zn, Pb) время.

Нагляден пример унаследованности неотектоническими структурами древних рудоконтролирующих систем нарушений и кольцевых структур различного генезиса в Карело-Кольском регионе. Б. И. Кошечкин и А. Д. Лукашев [10] отмечают, что план расположения новейших структур в главных чертах повторяет размещение архейских и протерозойских структур фундамента, которые ограничены длительно живущими глубинными системами нарушений. При анализе космических снимков такими наиболее протяженными и ярко выраженными структурами являются сквозная система нарушений близширотного простирания (СВ $80 - 75^\circ$) взбросдвигового характера, пересекающая весь Карело-Кольский регион. Она контролирует размещение девонских рифтогенных образований с месторождениями железа, флогопита, апатита, ультраосновных щелочных комплексов Ковдора, апатит-нефелиновых руд и редкометальной минерализации щелочных массивов Хибин и Ловозера (рис. 3). Столь же хорошо выражена неотектоническая меридиональная система горстов и грабенов, образующих поднятие Заимандрских тундр и впадины Имандры и других озер. Это разломы мантийного уровня заложения, наследующие древнейшие структуры щита с расположенными в их пределах массивами габброндов с возрастом 2,8—2,5 млрд. лет. Они контролируют размещение месторождений железа, меди, никеля и сопутствующих элементов.

Хорошо проявились в неотектонических структурах также некоторые характерные для этого региона кольцевые структуры различного типа — архейские гранитогнейсовые купола, палеозойские щелочные интрузии центрального типа, протерозойские складчатые формы окрестностей Печенги, а также покровные структуры и ограничивающие их надвиги. Последние прекрасно выражены по обрамлению возвышенности Кейвских тундр.

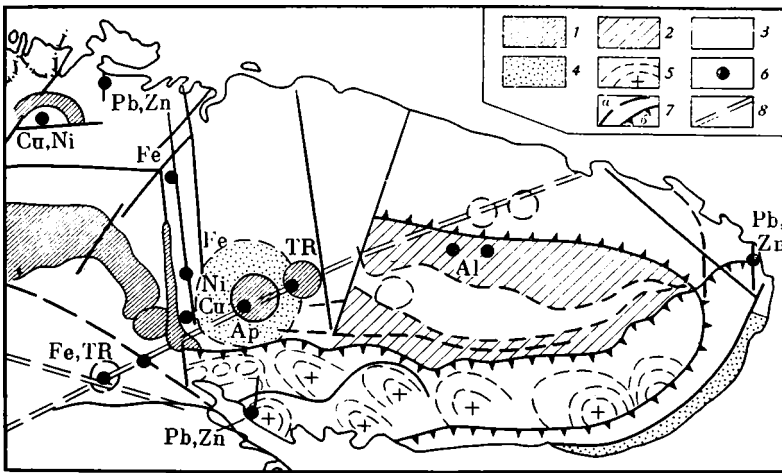


Рис. 3. Элементы унаследованных неотектонических структур Кольского полуострова и размещение характерных типов эндогенного оруденения 1—3 — неотектонические поднятия: 1 — более интенсивные, 2 — умеренные, 3 — слабые; 4 — четвертичные депрессии; 5 — элементы унаследованных кольцевых структур архейских гранит-метаморфических комплексов; 6 — проявления эндогенной минерализации; 7 — крупнейшие линейменты, хорошо выраженные в рельефе и на космических снимках: а — сбрососдвиги, б — надвиги; 8 — сквозные системы нарушений



Рис. 4. Контроль алмазоносных кластеров узлами пересечения неотектонически активных систем нарушений Северо-Западной Австралии 1 — кайнозойские депрессии; 2—4 — блоки относительных поднятий: 2 — менее интенсивных, 3 — умеренных; 4 — более интенсивных; 5 — неотектонически активные разломы, хорошо выраженные в рельефе; 6 — граница кратона Кимберли; 7 — границы зеленокаменных прогибов (I — Короля Леопольда, II — шельфа Леннарда, III — Фириой, IV — Холлс Крик); 8 — трубки: а — лампроитов и кимберлитов, б — алмазоносные; 9 — карбонаты (геологические данные по У. Аткинсову и др. [16])

Классический пример унаследованности древних минерализованных разломов новейшими структурами можно увидеть и при анализе карт рельефа одного из интересных районов Австралии — провинции Кимберли с алмазоносными кимберлитами и лампроитами. В рельефе отчетливо проявлены несколько систем нарушений, которые контролируют как молодые кимберлиты и лампроиты с возрастом 18—20 млн. лет, так и юрские и докембрийские (рис. 4). Так, наиболее интересная в практическом отношении алмазоносная трубка лампроитов Аргиль-АК-1 имеет возраст 1050 млн. лет [16]. Она расположена в узле пересечения

нескольких систем нарушений, из которых наиболее отчетливо омоложены на неотектоническом этапе субмеридиональные и северо-восточные сдвиги, в восточной части территории в трогe Холлс Крик (рис. 4).

В качестве примера палеозойской складчатой области, рудоконтролирующие структуры которой выявились и обновились в плиоцен-четвертичное время, можно привести Тянь-Шань. В альпийской тектонике Тянь-Шаня регенерированы практически все системы нарушений герцинского этапа развития, что подтверждается как региональным планом [4], так и наблюдениями непосредственно на рудных полях, особенно в таком детально изученном в крупном масштабе районе, как Кураминский. При этом очевидны неоднократные подвижки по системам субширотных разломов, определяющих главные черты структурного плана палеозоид. В последнее время получено много новых данных о более древнем возрасте заложения и диагональных сбрососдвигов и меридиональных зон сжатия и растяжения, прекрасно выраженных в рельефе и на космических снимках в различных районах Тянь-Шаня, которые ранее рассматривались как неотектонические. В частности, хорошо подтверждается магмо- и рудоконтролирующая роль этих структур в этап позднепермской и триасовой активизации, сопровождавшейся проявлениями щелочного и щелочно-базальтоидного магматизма и сопутствующей флюоритовой, сурьмяной, ртутной и золотой минерализации.

Второй не менее характерной формой унаследованного неотектонического развития, имеющей важное значение для познания закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых и их прогноза, являются отчетливо выраженные в современном рельефе структуры воздымания — купола и овалы различного масштаба, от крупнейших типа Прибайкальского свода до локальных, измеряемых в поперечнике первыми десятками километров [9].

Как можно отчетливо видеть на примере Центрального Казахстана, Мугоджар, Южного Урала и др., в пределах куполов и сводов 1-го порядка проявляются более мелкие — 2-го, 3-го и т. д. порядков. Воздымание таких куполов и сводов на неотектоническом этапе составляет для Южного Урала, как можно установить из работы А. П. Сигова и В. И. Ромашева [13], 400 м и более, в Забайкалье, по данным Г. В. Александрова [1], до 400 м. В одном случае в пределах таких куполов при их глубокой эрозии обнажается докембрийское гранитогнейсовое основание, при меньшем срезе — ареалы интрузивного гранитоидного магматизма, или породы кровли (см. рис. 2). В ряде случаев, как это было показано В. В. Доливо-Добровольским, такие «купола» фундамента с гранитоидным магматизмом «просвечивают» на космических снимках из-под чехла молодых платформенных отложений. В частности, для района Южного Прибалхашья при анализе космических снимков им выделены три слепых купола.

К купольным структурам обычно приурочены месторождения, связанные с гранитоидами предшествовавших палеозойских или мезозойских эпох орогенеза и активации, — Sn, W, Mo-кварцево-жильного, грейзенового типов, редкометаллические месторождения и др. Установлено также, что такие купола и овалы — структуры очень длительного унаследованного развития с многократным проявлением гранитоидного магматизма. Изотопные данные позволяют датировать многоэтапность формирования куполов как структур поднятий. Создается впечатление, что практически во всех случаях они наследуют древние докембрийские гранитогнейсовые поднятия, которые после завершения геосинклинальной истории вновь начинают проявляться как монолитные блоки, постепенно «всплывающие» как более легкие вплоть до настоящего времени. Рудоносны, как правило, наиболее поздние из гранитов. Для периода развития подобных купольных структур в последние годы было предложено много терминов — диасхизис (М. А. Семихатов), повторный орогенез (Д. В. Рундквист и др.), термогенез (Е. В. Павловский, В. М. Моралев) и др.

Данные о широком проявлении на неотектоническом этапе древних куполов, сводов, овалов и т. д. начинают появляться все шире и шире. Так, в пределах Тянь-Шаня в последние годы Н. А. Яблонская получила новые данные об унаследованном росте на неотектоническом этапе куполовидных антиформных поднятий герцинского фундамента, в замковых частях которых отмечаются наиболее крупные геохимические аномалии ртути [19].

Имеется исключительно много примеров унаследованного развития на неотектоническом этапе мезозойских купольных структур Забайкалья и Востока СССР, связанных с ареалами гранитоидов и отдельными надинтрузивными поднятиями. Э. Н. Лишнеvский обосновал геофизическую модель этого явления, показал возможность «всплывания» массивов в пострудное время, в том числе на неотектоническом этапе. При этом глубина залегания кровли сводо- и куполоформирующих интрузивов оценивается в 2—3 км [8].

Анализ неотектонических форм рельефа на участках проявления куполов и овалов позволяет установить целый ряд закономерностей размещения оруденения, важных для практического использования.

Во-первых, устанавливается, что большая часть оруденения (в том числе и разных генетических типов) в таких районах оказывается закономерно приуроченной к определенным гипсометрическим высотам. Так, Г. В. Александров показал, что более 80% оруденения Забайкалья располагается на высотах 700—800 м [1].

Эта важная эмпирическая закономерность отмечалась ранее и для других районов И. П. Кушнareвым, Д. В. Рундквистом, И. А. Неженским и др. и раскрывает одну общую особенность динамики развития неотектонических куполов, унаследованных от древних поднятий. Поскольку для всех куполов сохраняется примерно один гипсометрический «уровень» оруденения, можно сделать вывод, что каждый из них воздымался в связи со всеми окружающими и на определенную высоту, образуя общий свод (аркогенез).

На примере изучения рельефа и металлогении Сихотэ-Алиня ранее И. К. Волчанская [2] отметила существенное для практики положение: чем меньше величина относительного эрозионного среза купола, тем больше возможный вертикальный диапазон («размах») оруденения.

Еще одним важным для металлогении аспектом является связь оруденения с депрессионными структурами, обновленными в неотектоническое время. Депрессионные структуры наиболее разнообразны по морфологии и составу слагающих их толщ. В районах мезозойской активизации: Восточной Монголии, Забайкалье, Сихотэ-Алине — наиболее распространенными рудоконтролирующими структурами являются грабены, наложенные депрессии, известные под названием структур дива, вулканические кальдеры. Особенно продуктивны грабены и депрессии, пересекающие или окаймляющие сводовые и купольные поднятия. Рудносные мезозойские прогибы с вулканогенно-терригенными образованиями, часто угленосными, контролируют эпитеpмальную эндогенную минерализацию — урановую, флюоритовую, золотосеребряную, полиметаллическую, сурьмяно-ртутную. На примере Забайкалья и Восточной Монголии в последнее время показано, что флюоритовая и низкотемпературная золоторудная минерализация тяготеет к днищам таких депрессий, унаследованных в неотектоническое время и отличающихся минимальным денудационным срезом (200—300 м за кайнозойский этап). А оловянно-сульфидная, полиметаллическая и золотокварцевая минерализация, как отмечал еще А. Д. Щеглов, наиболее распространена в бортовых частях таких депрессий, величина денудационного среза в которых не превышает 500—1000 м, по данным забайкальской экспедиции МГУ. На Сихотэ-Алине неотектонические депрессии наследуют поздне меловые — палеогеновые кальдеры, промышленное оруденение в них развивается на глубоких горизонтах, типичными рудными формациями являются серброполиметаллические, боросиликатные, флюоритовые.

Сопоставление закономерностей размещения оруденения позволяет отметить принципиальное различие типов месторождений, приуроченных к куполам и депрессиям, и разработать комплекс прогнозно-поисковых методов, базирующихся на анализе рельефа и степени эрозионного среза структур.

В заключение этого раздела подчеркнем, что сопоставление различных регионов СССР позволяет отметить простую закономерность, отражающую количественное соотношение двух отмеченных выше главных типов структур — унаследованных в неотектоническое время разломов и унаследованных поднятий — куполов, сводов. Первые определяют морфоструктурный план линейных складчатых областей мафического или салически-мафического типов (Урал, Тянь-Шань), для которых характерна относительно малая «мощность» коры. Вторые, сводово-купольные морфоструктуры характерны для мозаично-блоковых областей с более мощной корой (Казахстан, Памир, Забайкалье, Восток СССР) мафически-салического и салического типов и для срединных массивов и геоантиклинальных поднятий линейных складчатых областей мафического и салически-мафического типов.

ВЛИЯНИЕ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ НА МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКУЮ ЗОНАЛЬНОСТЬ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ В СОВРЕМЕННОМ СРЕЗЕ

Этот аспект связи неотектоники и металлогении можно проиллюстрировать на примерах многих складчатых областей СССР и зарубежных территорий. Металлогеническая зональность — суммарный результат закономерного размещения полезных ископаемых в современном срезе, итог длительного развития и взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, активно продолжающихся даже в типично палеозойских — каледонских и герцинских складчатых областях до настоящего времени.

Современная металлогеническая зональность складчатых областей в значительной мере обусловлена неотектоническими движениями. В областях с широким проявлением тектонических покровов даже малоамплитудные неотектонические движения могут привести к существенному изменению металлогенической зональности «в плане». Например, обнажению перекрытых чешуй или созданию своеобразных «пятнистых» ареалов, в которых из-под эродированного покрова просвечивают образования нижнего этажа, или наличию «отторженцев» — покровов, никак не связанных с образованиями рамы. Так, не без оснований считают, что гипербазитовый массив Крока на Среднем Урале, гранулитовый пояс шведской Лапландии и Сальных тундр Кольского полуострова — пример таких образований, возникших в итоге эрозионного расчленения шарьяжных покровов. В другом случае изменения первичной металлогенической зональности связаны с перемещением пластин в собственно неотектонический этап, что особенно характерно для областей типа Кавказа или Тянь-Шаня. Здесь возможно перекрытие вследствие неотектонических движений древними пластинами более молодых металлогенических зон. что существенно влияет на оценку оруденения на глубину.

Во-вторых, следует отметить влияние неотектонических поднятий, широко проявленных в областях мезозойской и кайнозойской тектономагматической активизации, на вертикальный размах оруденения. При наличии четкой вертикальной зональности оруденения неотектонические перемещения блоков даже небольшой амплитуды приводят к резкой смене металлогенических зон и принципиальным различиям их рудоносности. В итоге одна и та же зона может иметь резко различную металлогению в разных частях при косом срезе по вертикали.

В-третьих, существенные изменения металлогенической зональности связаны с неотектоническими нарушениями сбрососдвигового характера, поперечными к простиранию первичных структур и широко распространенными во всех складчатых областях. Они приводят к резким смещениям металлогенических зон по простиранию, выклиниванию одних

типов минерализации и появлению в пределах одной и той же металлогенической зоны блоков с существенно различными типами оруденения. Подобный случай был рассмотрен на примере Южного Тянь-Шаня [4]. Здесь в пределах Зеравшано-Гиссарской структурно-металлогенической зоны выделяются блоки, испытавшие неотектонические перемещения различной интенсивности и соответственно отличающиеся величиной эрозионного среза. В соответствии с этим в более интенсивно эродированных блоках размещаются раннеорогенные рудные формации — скарновая олово-вольфрамово-мышьяково-медно-висмутовая и т. п., а в менее эродированных — позднеорогенные — ртутно-сурьмяная, пирито-арсенопиритовая и др.

Очень существенные изменения металлогении в связи с неотектоническими движениями и эрозионным срезом можно показать на примере многих разновозрастных складчатых областей.

Особенно отчетливы они для орогенных вулканоплутонических поясов с контрастной сменой типов руд по вертикали: алунит→сера→золото, серебро→медь, железо [12], а также для зон геоантиклинальных поднятий, срединных массивов и активизированных структур рам складчатых областей. В последних обычно проявляются два резко различных этажа оруденения: верхний, со стратиформными месторождениями Fe и Mn, полиметаллов, флюорита, иногда фосфоритов и бокситов среди маломощных пород чехла, и нижний — с жильными, штокверковыми золотомышьяковыми, редкометалльными грейзеновыми и пегматитовыми месторождениями среди метаморфизованных и дислоцированных толщ [11].

В ряде случаев значение неотектонических движений и эрозионного среза может быть настолько существенным, что затрудняется даже решение основных вопросов тектонической и металлогенической типизации областей.

Интересным примером глубоко эродированной складчатой области является Забайкалье. В его пределах в результате эрозионного среза в мезозойско-кайнозойское время более чем на 80% площади обнажаются древние неоднократно активизировавшиеся гранитогнейсовые комплексы, содержащие многочисленные более молодые (E — D, D — P и J) формации гранитоидов с грейзеновой редкометалльной и пегматитовой минерализацией. Не случайно, что в этой связи даже возникла дискуссия о том, не правильнее ли рассматривать Забайкалье как активизированный щит, а не мезозойскую складчатую область.

Другим примером влияния на современную металлогеническую зональность активно развивающихся эрозионных процессов, продолжающихся и на неотектоническом этапе, являются палеозоиды Урала. Первичная эндогенная металлогеническая зональность Урала, как известно, в основных чертах сформировалась к концу каменноугольного периода и в перми. В этот период Урал представлял собой кордильеру с высотами до 8—9 км [13]. Осевая часть этой кордильеры совпадала с современным положением Восточно-Уральского поднятия, в пределах которого в этот период завершился длительный процесс гранитообразования, щелочного метасоматоза и развития редкометалльного оруденения. Максимальные высоты, как показали палеогеоморфологические исследования, приходились на Средний Урал (между широтами Нижнего Тагила и Магнитогорска). В Приуралье в этот период находился передовой прогиб, в котором формировались морские сероцветные и красноцветные меденосные (в северных широтах) и карбонатно-сульфатные галогенные соленосные (в более южных широтах) формации. В пределах промежуточной мио- и эвгеосинклинальной зон в этот период, по-видимому, еще не обнажались древние байкальские поднятия, выведенные на поверхность эрозионным срезом лишь в мезозое. Принципиально важной для понимания металлогенической зональности Урала является вся мезозойско-кайнозойская история тектонического развития и эволюция рельефа [15]. В мезозое и в неотектоническое время наряду с унаследованием общего структурного плана Урала исключительно отчетливо про-

явилась важная роль поперечных поднятий, сводовых и брахиформных поднятий — явлений, аналогичных рассмотренным выше. Эволюция тектонического развития привела к своего рода инверсии орогенного рельефа и структурных форм позднегерцинского цикла. Так, Средний Урал, ранее бывший высокогорным, оказался сильно эродированным и практически не обновленным на неотектоническом этапе. Напротив, максимально подняты Северный, Полярный и Южный Урал [15]. Осевая линия поднятия переместилась к западу и стала совпадать примерно с Центральноуральской зоной.

В итоге в пределах Восточно-Уральского поднятия в мезозое и кайнозое вышли на поверхность граниты, формировавшиеся на глубинах 3—5 км и более. Там же обнажается еще более глубинный байкальский структурный этаж, в котором реликты оруденения сохранились только в отдельных блоках.

Не рассматривая здесь подробнее историю геологического развития Урала в целом, подчеркнем: несмотря на то что эндогенное оруденение здесь практически все палеозойское, наблюдающаяся металлогеническая зональность — результат мезозойско-кайнозойских движений и эрозионного среза.

В целом представляется очевидным, что величину эрозионного среза необходимо принимать во внимание при металлогенической типизации складчатых областей. Так, интересно задуматься с этих позиций, например, над тем, каким представился бы нам Кавказ (Главный хребт и его склоны) с учетом среза, идентичного Среднему Уралу. Анализ геологических материалов свидетельствует о том, что существенные отличия их геологического строения при более глубоких срезах Главного хребта значительно бы сnivelировались: сократились или, возможно, даже исчезли мезозойские структурно-формационные зоны типа Гагро-Джавской, Южного склона, сланцевой Филизчайской и др. с типичными для них полиметаллическими, сурьмяными, ртутными и другими типами оруденения. Значительно увеличилось бы площадь распространения докембрийских и палеозойских, в том числе эвгеосинклинальных образований и связанной с ними сидерофильной и халькофильной минерализации. Не рассматривая здесь подробнее этот вопрос, подчеркнем лишь главный вывод: особенности наблюдаемого металлогенического районирования и зональности складчатых областей — в значительной мере результат молодых неотектонических движений и современного эрозионного среза.

Суммарное влияние неотектонических перемещений блоков и уровня среза на особенности проявления рудоносности и вертикальной зональности оруденения определяет наличие практически во всех регионах определенных «оптимальных» гипсометрических уровней оруденения и как следствие этого — ярусности оруденения. При этом выявляется ряд интересных закономерностей. Так, для областей длительных унаследованных воздыманий эти уровни обычно располагаются в пределах низкогорного яруса рельефа, не испытавшего интенсивного среза. В молодых складчатых областях, где оруденение захоронено под толщей более поздних осадков или вулканитов, оптимальные условия для вскрытия зоны оруденения в современном срезе возникают в локальных участках наиболее интенсивных неотектонических движений.

Все перечисленные выше факторы могут иметь решающее значение для понимания природы металлогенической зональности, а также оценки масштабов и прогнозирования рудоносности. В итоге при металлогеническом районировании и выявлении металлогенической зональности складчатых областей и щитов по существу первой стадией анализа, как представляется, должно быть установление по космогеологическим, геофизическим, геологическим исследованиям тектонических элементов, ограничивающих молодые или обновленные более древние блоки, сохраняющие фрагменты первичной металлогенической зональности, и лишь на следующей стадии — восстановление общей картины первичной металлогенической зональности регионов.

Новые возможности анализа неотектонических структур, связанные с широким использованием космической информации в геологии, резко расширили возможность применения неотектонических построений в металлогении. Отмеченные выше прямые и косвенные связи между неотектоническими структурами и структурами, контролирующими размещение месторождений, открывают большие возможности для прогнозирования оруденения в активизированных областях. Суммированные выше материалы позволяют расширить сферу применения этого анализа не только для фанерозойских подвижных поясов, но и для областей докембрийской консолидации. Подытоживая изложенные выше данные о трех аспектах связи неотектоники и металлогении, можно сделать ряд более частных выводов, имеющих, как нам представляется, важное прикладное значение.

1. Для месторождений, возраст которых примерно синхронен неотектоническим движениям, т. е. моложе 35 млн. лет, намечена отчетливая связь с зонами глубинных разломов преимущественно сдвигового характера, которые фиксируются также максимальными плотностями эпицентров малоамплитудных землетрясений. Это положение в свою очередь открывает большие возможности для использования тектонических и сейсмогеофизических данных для прогнозирования молодых медно-порфировых, золотосеребряных, ртутно-сурьмяных, флюоритовых, урановых, полиметаллических и редкометалльно-редкоземельных месторождений.

2. Унаследованное развитие древнего структурного плана и соответственно региональных закономерностей размещения полезных ископаемых в неотектонических движениях привели к трем различным морфоструктурным элементам, имеющим важное прогнозное значение: *возрожденным линеаментам, активизированным сводово-купольным поднятиями и обновленным депрессионным структурам.*

Возрожденные линеаменты и узлы их пересечения локализуют разнообразные орогенные и активизационные формации основных, ультраосновных, щелочных пород, лейкогранитов, завершающих «длинные» ряды эволюционных мантийно-коровых комплексов, а также связанных с ними редкометалльных, редкоземельных, золотомышьяковых и золотортутных, арсенидо-кобальтовых, редкометалльных олово- и вольфрамово-сульфидных с висмутом, медью и флюоритовых месторождений.

Активизированные сводово-купольные поднятия от региональных в сотни и более километров в поперечнике до локальных, соответствующих по масштабам рудным полям и узлам [9], фиксируют многократно развивающиеся диапиры гранитогнейсового фундамента. Они контролируют главным образом коровый гранитоидный магматизм и связанные с ним редкометалльные месторождения пегматитовой, кварцево-жильной, грейзеновой формаций.

Среди унаследованных *депрессионных структур* рудоносны чаще всего вулканические кальдеры и грабены, структуры типа дива, к которым оказывается приуроченной разнообразная эпитермальная минерализация — золото, серебро, уран, ртуть, сурьма, флюорит и др.

3. Неотектонические движения приводят к важной закономерности размещения месторождений не только в плане, но и по вертикали, определяя локализацию рудных тел и месторождений на фиксированных гипсометрических уровнях, что открывает большие возможности для анализа, с одной стороны, величины эрозионного среза рудоносных структур в блоках, испытавших воздымание, с другой — к прогнозу глубинных уровней оруденения в депрессионных структурах.

4. Неотектонические движения в конечном итоге завершают и в значительной мере определяют формирование наблюдаемой в настоящее время региональной металлогенической зональности подвижных областей, основные элементы структуры которых возникли задолго до неотектонических движений. В силу широкого распространения надвигов,

покровных структур и сдвигов, определяющих чешуйчатое строение складчатых областей, даже малоамплитудные неотектонические движения приводят к принципиальным изменениям металлогенической зональности.

Таким образом, изучение неотектонических структур открывает новые возможности для сравнительного металлогенического анализа не только молодых подвижных областей, но и более древних — фанерозойских и даже докембрийских.

Литература

1. Александров Г. В. Влияние пострудной блоковой тектоники на размещение гидротермального оруденения в Северо-Восточном Забайкалье//Сов. геология. 1974. № 4. С. 111—115.
2. Волчанская И. К. Морфоструктурные закономерности размещения эндогенного оруденения. М.: Наука, 1981. 220 с.
3. Волчанская И. К., Идрисова А. В., Копылов А. Л., Сапожникова Е. Н. Морфоструктуры Памира и их прогнозно-металлогеническое значение//Сов. геология. 1982. № 7. С. 65—76.
4. Волчанская И. К., Литвиненко К. И., Нестеров Г. М. Формационные и морфоструктурные критерии металлогенического районирования Центрального Таджикистана//Сов. геология. 1985. № 8. С. 64—75.
5. Коган Л. А., Лебедев Г. А. Линии максимальной плотности эпицентров землетрясений Северной Калифорнии и Западного Тянь-Шаня как осевые линии сейсмогенных швов//Геолого-геофизические методы исследования сейсмоопасных зон. Фрунзе: Илим, 1985. С. 29—34.
6. Критерии надежности методов радиологического датирования. М.: Наука, 1979. 205 с.
7. Кротошкин П. Н., Макеев В. М. Современное напряженное состояние земной коры//Современная тектоническая активность Земли и проблемы сейсмичности. Тез. докл. Всесоюз. тектонического совещания. М.: ГИН АН СССР, 1986. С. 10—11.
8. Лишневский Э. Н., Миронюк А. Ф., Ложников Д. В. Объемное строение и оловяноность Эзоп-Ямальского района в Приамурье//Геология руд. месторождений. 1981. № 6. С. 90—99.
9. Металлогенический анализ в областях активизации. М.: Наука, 1977. 175 с.
10. Металлогения восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1980. 246 с.
11. Рудоносность и геологические формации структур земной коры/Под ред. Рундквиста Д. В. Л.: Недра, 1981. 423 с.
12. Рундквист Д. В., Неженский И. А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л.: Недра, 1975. 224 с.
13. Сигов А. П., Ромашева В. И. Определение эрозионного среза герцинид Урала с позднего палеозоя, раннего мезозоя и с начала кайнозоя. Методические рекомендации. Свердловск: Изд-во ПГО Уралгеология, 1984. 90 с.
14. Хоббс С. У., Фрикленд В. С. Рудный район Кер'д'Ален, штат Айдахо//Рудные месторождения США. Т. 1. М.: Мир, 1972. С. 403—423.
15. Чижова Н. Г. Применение морфоструктурного анализа для выявления кольцевых структур и их роли в локализации эндогенного оруденения//Геоморфология. 1975. № 2. С. 107—109.
16. Atkinson W. G., Hughes F. E., Smith C. B. A review of the kimberlitic rocks of Western Australia Kimberlites and related rocks. Third Intern. Kimberlite Conference//Clermont Ferrand: Elsevier Sci. Publ., September 1982. 1984. V. 1. P. 195—224.
17. Atwater T. Implication of plate tectonic for Cenozoic tectonic Evolution of Western North America//Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. V. 81. № 12. P. 3513—3536.
18. Campbell R. H. Active faults in the Los Angeles Venture areas of Southern California//Geol. Surv. Prof. Paper. 1976. № 9299. P. 113—116.
19. Yablonskaya N. A., Meleshko H. Y. Prediction of mercury deposits by interdisciplinary interpretation of Satellite photographs and geochemical data (Khaydarkan ore field)//Int. geol. Rev. 1982. V. 24. № 7. P. 814—818.
20. Wright L. Late Cenozoic fault patterns and stress fields in the Great Basin and westward displacement of the Sierra Nevada block//Geology. 1976. V. 4. P. 489—494.

ИГЕМ АН СССР, Москва

Поступила в редакцию

ИГГД АН СССР, Ленинград

19.VI.1986

УДК [551.242.11 : 551.41]551.73+551.76

ЗОНЕНШАЙН Л. П., КУЗЬМИН М. И., КОНОНОВ М. В.

**АБСОЛЮТНЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПОЛОЖЕНИЯ КОНТИНЕНТОВ
В ПАЛЕОЗОЕ И РАННЕМ МЕЗОЗОЕ**

Для представленных в статье палинспастических реконструкций были использованы следующие данные: палеомагнитные, указывающие на широтное положение континентов; палеоклиматические, учитывающие распространение комплексов — индикаторов климатических поясов прошлого; геологические, намечающие зоны столкновения и разделения континентов, а также материалы по внутриплитовому магматизму, указывающему на перемещение континентов в абсолютной системе отсчета. В результате составлено 14 реконструкций (с интервалом через 30 млн. лет) от 520 до 130 млн. лет, на которых впервые отражено истинное (абсолютное) перемещение континентов. Карты реконструкции представлены в проекции Меркатора.

В последнее десятилетие была опубликована серия карт-реконструкций, показывающих положение континентов и океанов в палеозое и мезозое [1—3, 5, 6, 9, 10, 14, 15, 17]. Эти реконструкции дают относительно точное широтное положение континентов, но не позволяют оценить дрейф континентов по долготе. Вероятно, единственно надежным критерием для определения абсолютных движений плит являются следы их перемещения над так называемыми горячими точками [11, 12, 16]. Реконструкции абсолютного движения плит с использованием траекторий горячих точек для кайнозоя и позднего мезозоя показали хорошее совпадение с палеомагнитными и кинематическими данными. В настоящее время абсолютные перемещения всех крупных плит посчитаны для последних 100 млн. лет, а Африканской плиты — до 130 и даже до 200 млн. лет [7, 8, 12].

В двух статьях, опубликованных ранее [4, 18], авторы представили абсолютные реконструкции положения континентов в палеозое, используя траектории движения континентов над горячими точками (по поясам внутриплитового магматизма) и кривые кажущейся миграции палеомагнитных полюсов в качестве сопряженных дуг малых окружностей, проведенных из одного центра. Это позволило рассчитать эйлеровы полюса вращения для главных континентов (таблица) и осуществить реконструкции. В упомянутых работах приведены фактические данные и методика составления карт-реконструкций; карты выполнены в проекции Ламберта. В настоящей статье реконструкции даны в проекции Меркатора с центром 0° с. ш. и 90° в. д.; карты составлены с интервалом через 30 млн. лет с 520 до 130 млн. лет назад.

Большинство предыдущих реконструкций [10, 14, 15] для кембрия показывает положение континентов внутри вытянутой вдоль всего экватора единой полосы примерно в такой последовательности (с запада на восток): Северная Америка, Европа, Сибирь, Китай, Восточная Гондвана (Австралия и Антарктида). Представленная на рис. 1 реконструкция дает во многом другую картину. Во-первых, порядок континентов другой: Северная Америка, Сибирь, Восточная Европа, Восточная Гондвана. Во-вторых, континенты расположены гораздо теснее, чем на предыдущих реконструкциях. Они занимают только половину экваториальной полосы и составляют единую континентальную массу, напоминающую Пангею, но с совершенно иной, чем в позднепалеозойской Пангее, компоновкой континентов Лавразии. Из всех более ранних реконструкций только реконструкция А. Н. Храмова [6] показывает примерно такую же картину.

Параметры конечного вращения континентов

Время, млн. лет	Сибирь			Европа		
	с. ш.	в. д.	угол поворота	с. ш.	в. д.	угол поворота
0—130	20,2	73,1	19,9	20,2	73,1	19,9
0—160	40,4	66,7	31,6	40,4	66,7	31,6
0—190	44,2	65,1	36,3	44,2	65,1	36,3
0—220	53,1	76,9	59,6	53,1	76,9	59,6
0—250	55,4	81,3	74,7	55,4	81,3	74,7
0—280	57,0	84,8	89,9	50,4	91,7	82,3
0—310	48,1	93,1	93,5	47,0	89,6	87,9
0—340	47,5	92,3	105,3	43,9	87,9	93,6
0—370	50,3	88,3	120,9	40,1	88,4	98,0
0—400	52,6	84,5	136,8	30,7	97,6	96,5
0—430	40,6	85,3	156,6			
0—460	34,8	89,2	151,5			
0—490	28,7	92,6	146,8			
0—520	22,4	95,8	142,5			
	Северная Америка			Гондвана (по отношению к Африке)		
0—130	62,8	57,8	40,7	29,3	-35,7	-34,5
0—160	64,7	55,7	50,0	-20,4	150,3	34,4
0—190	64,9	53,6	66,9	-17,1	152,4	35,1
0—220	64,7	64,4	85,6	23,7	147,5	39,9
0—250	64,2	68,4	100,9	39,2	146,6	50,1
0—280	59,1	78,5	107,4	35,2	157,0	71,3
0—310	55,7	76,0	111,8	45,0	158,1	91,2
0—340	52,5	74,1	116,5	51,9	158,6	112,0
0—370	49,1	75,0	119,6	41,0	138,4	113,6
0—400	42,0	88,8	114,5	28,4	125,2	119,9
0—430	34,6	98,7	112,0	18,0	116,7	131,3
0—460	26,4	107,0	111,4	12,9	112,0	146,1
0—490	35,9	102,2	107,4	8,1	106,6	154,0
0—520	47,3	94,3	104,9	3,1	98,9	148,0

В начале палеозоя существовал обширный палео-Тихий океан, или Панталасса (рис. 2). Он занимал все Западное полушарие и Арктическую область. В Восточном полушарии между континентами располагались два океана: Япетус и Азиатский. Океан Япетус, согласно предлагаемой реконструкции, был частью Панталассы, далеко вдающейся с юга внутрь кембрийской Пангеи. Его окраины составляли (с запада на восток): восточная часть Северной Америки, северная часть Сибири, север Восточной Европы, север Аравии и Африки. Его ширина между Северной Америкой и Африкой равнялась 6000—7000 км. Азиатский палео-океан протягивался широтно в пределах северной тропической зоны между южной (в современных координатах) окраиной Сибири и северной окраиной Китая. Чукотка и Канадский арктический архипелаг располагались на западной окраине океана, а Восточная Австралия — на восточной. Океан имел ширину около 3000 км.

Крупное смещение Сибирского континента на север происходило в кембрийское и ордовикское время, когда он передвигался на расстояние 1500 км со средней скоростью 2,5 см/год. Одновременно Северная Америка двигалась к югу на расстояние до 2000 км со скоростью 3 см/год. В результате океан Япетус приобрел удлиненную форму, вытянутую в меридиональном направлении. В то же время Восточная Гондвана дрейфовала на восток на расстояние до 3000 км. Это обусловило раскрытие нового океана — палео-Тетиса — с меридиональной ориентировкой, параллельной Япетусу (рис. 3, 4). Палео-Тетис располагался между Южной Европой, Юго-Западной Сибирью и Западным Китаем на западе и Северной Австралией, Индией и Аравией на востоке. Азиатский палео-океан продолжал в это время оставаться субширотным бассейном. Он связывал палео-Тетис с восточной частью Панталассы.

Одно из наиболее крупных перемещений континентов происходило с ордовика по девон. Сибирь сместилась на 4000 км на север со скоростью около 6 см/год. Одновременно Европа дрейфовала на запад по направ-

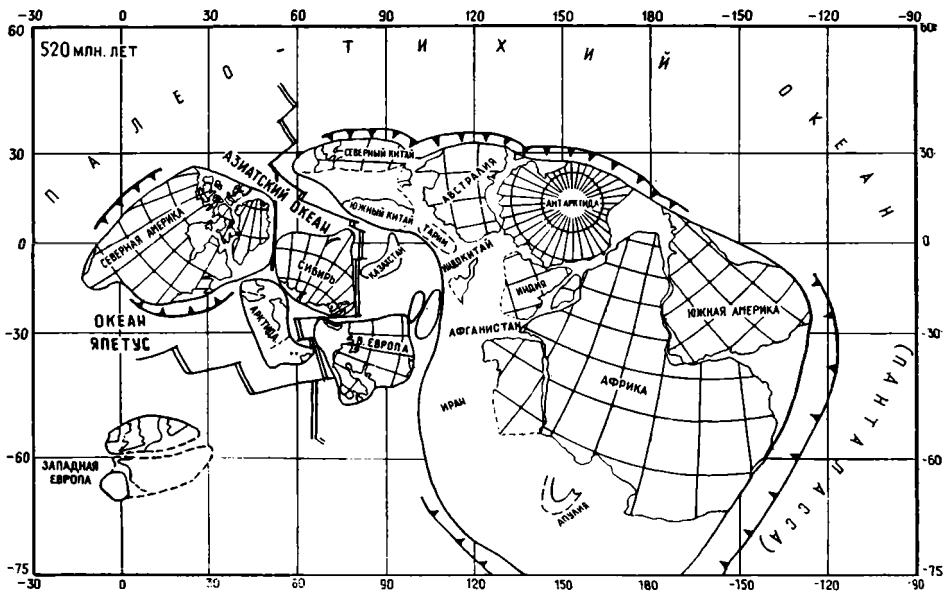


Рис. 1. Абсолютная реконструкция 520 млн. лет (проекция Меркатора с центром 0° с. ш. и 90° в. д.)
Здесь и далее на рис. 2—14: 1 — границы между континентальной и океанической корой, 2 — оси спрединга, 3 — зоны субдукции. Ант — Антарктика

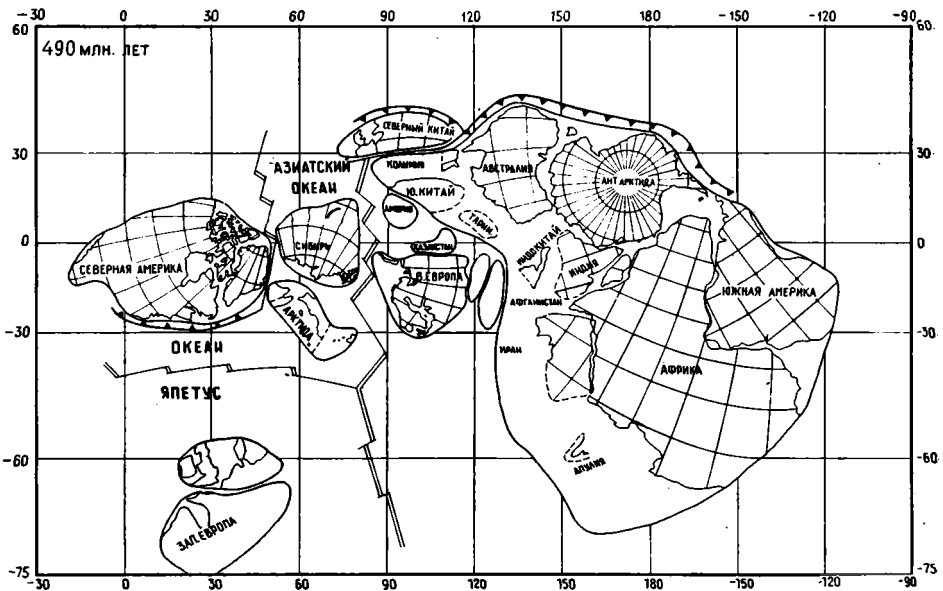


Рис. 2. Реконструкция 490 млн. лет

лению к Северной Америке до тех пор, пока эти два континента не столкнулись один с другим перед началом девона, образовав единый континент Евразерику. Восточная Гондвана продолжала передвигаться на восток (рис. 5).

Кроме Панталассы в девоне существовали еще два океана. Более крупный океан, палео-Тетис, имел субмеридиональную ориентировку и ширину от 3000 до 6000 км. Евразерика находилась на западной окраине палео-Тетиса; Северная Африка, Аравия и Индия располагались по его восточной границе. Северо-Китайский и Казахстанский континенты, по-видимому, располагались внутри палео-Тетиса. Другой, значительно

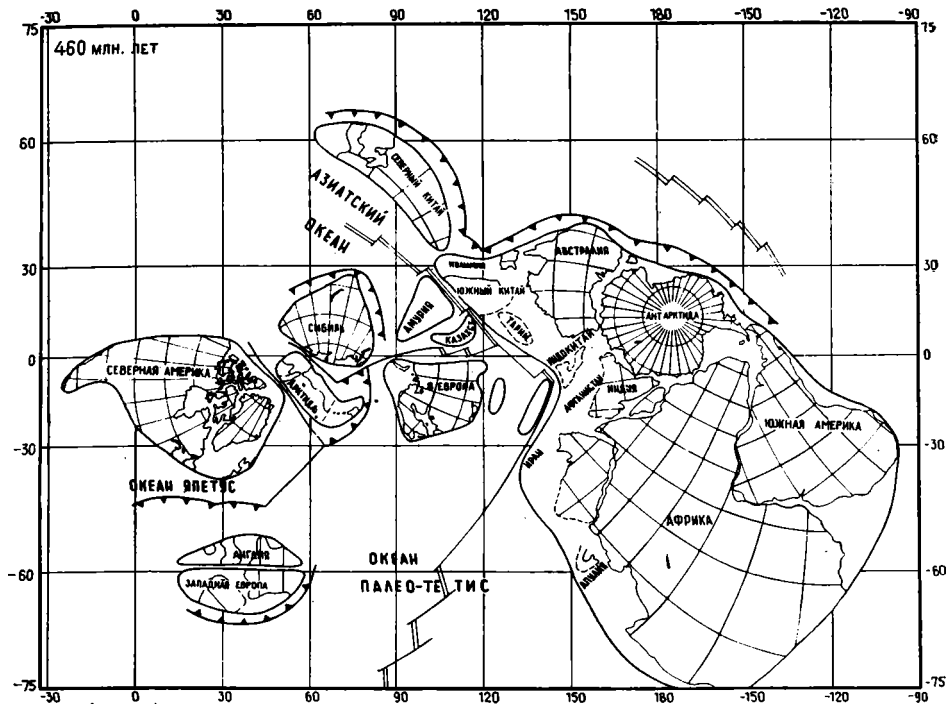


Рис. 3. Реконструкция 460 млн. лет

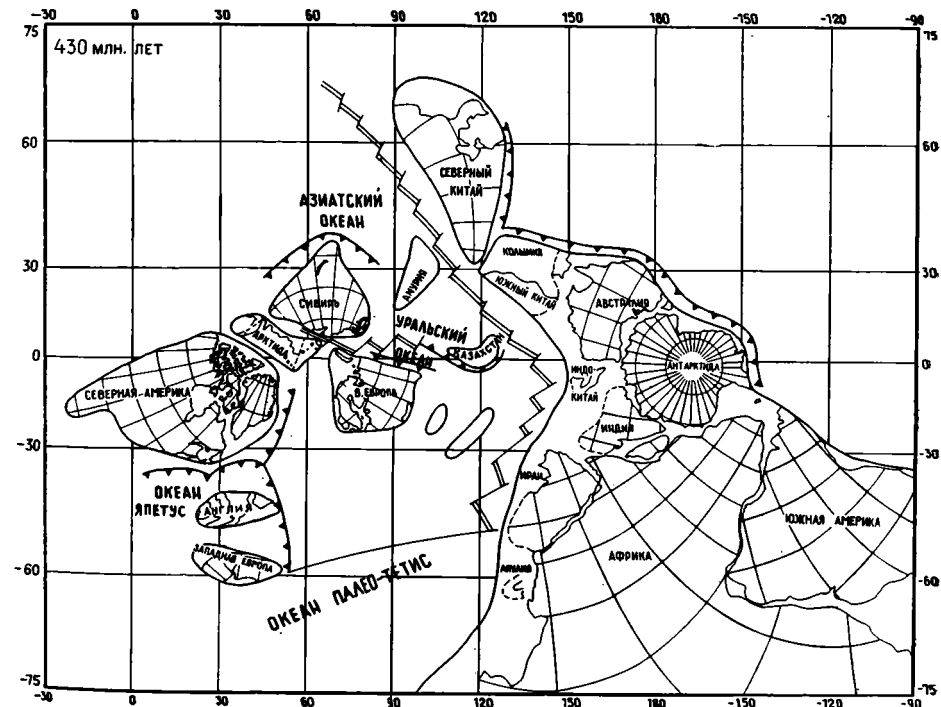


Рис. 4. Реконструкция 430 млн. лет

меньший Уральский палеоокеан был вытянут субширотно, соединяя палео-Тетис с Панталассой. Его ширина вдоль 75° в. д. достигла 2500 км. Он занимал пространство между современными восточной окраиной Европы и северной окраиной Сибири (рис. 6).

Расположение континентов относительно друг друга на рис. 7 похоже на предшествующие реконструкции для карбона. Уже проступают

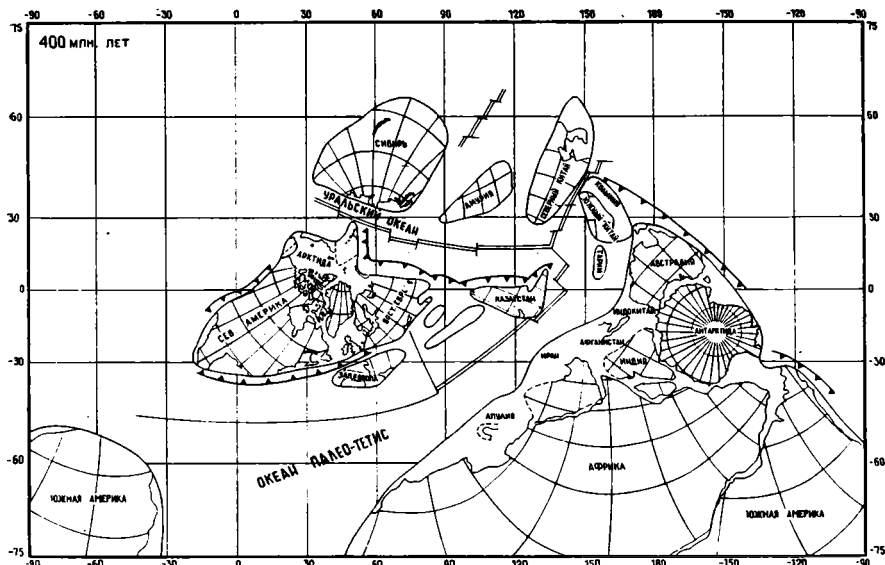


Рис. 5. Реконструкция 400 млн. лет

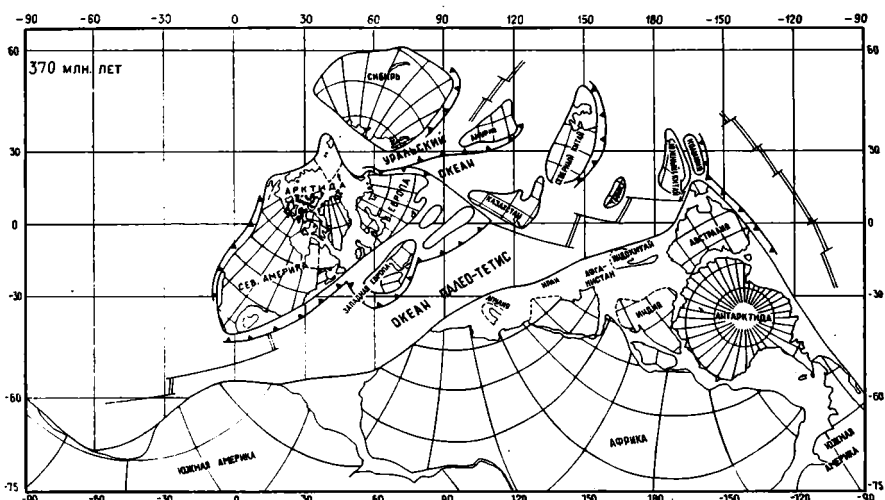


Рис. 6. Реконструкция 370 млн. лет

очертания будущей Пангеи. Южная ветвь палео-Тетиса в это время закрылась, а размеры Уральского палеоокеана сильно уменьшились (рис. 8). Все континенты размещались в то время не менее чем на четверть земной окружности восточнее их современного положения.

Хорошо известно, что окончательное оформление Пангеи произошло в пермский период. Рисунок 9 показывает компоновку континентов в соответствии с моделью Пангеи 2А [13]. В это время существовал только один океан Панталасса. Палео-Тетис можно рассматривать как часть Панталассы, вдающуюся далеко внутрь Пангеи. Внутри палео-Тетиса находился Китайский континент, разделявший океан на две ветви: северо-восточную и экваториальную. Западный край палео-Тетиса, или «вершина» Тетиса, образованный сочленением Европы, Северной Америки и Африки, находился на экваторе в районе 60° в. д.

Рисунки 10 и 11 показывают компоновку континентов в эпоху вегерновской Пангеи, после того как Лавразия испытала относительно Гондваны поворот на 20° по часовой стрелке. Китайский континент в это время уже столкнулся с Евразией, и тем самым была закрыта северо-восточная ветвь палео-Тетиса.

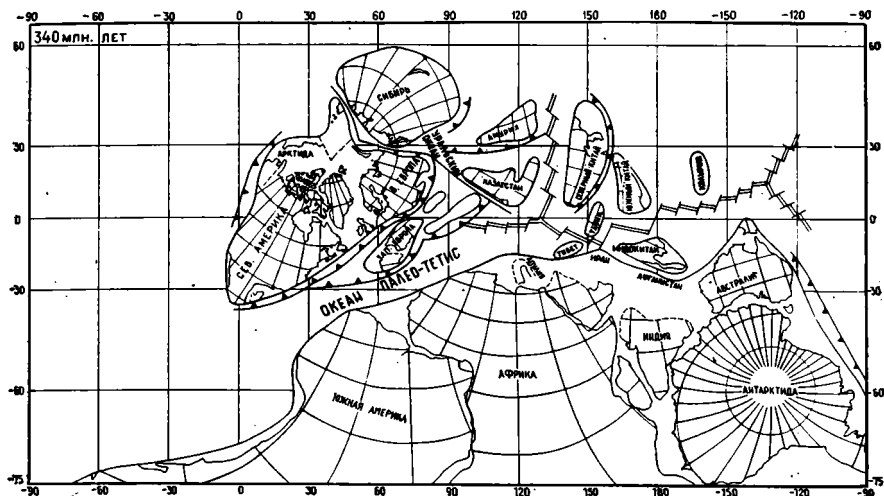


Рис. 7. Реконструкция 340 млн. лет

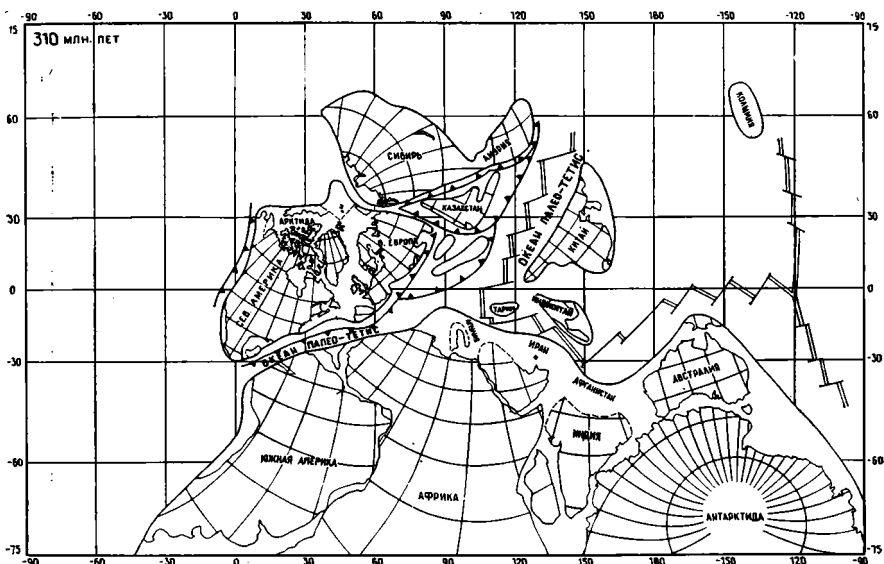


Рис. 8. Реконструкция 310 млн. лет

На протяжении раннего мезозоя (рис. 12—14) произошел поворот Пангеи на 30° по часовой стрелке: «вершина» Тетиса, как и в перми, была в раннем мезозое на экваторе, но уже на 30° в. д.

Ранний мезозой был временем начала раскола Пангеи и закрытия океана Тетис. В океане Тетис главная тенденция развития в это время состояла в том, что от южного края материка (от Гондваны) последовательно откалывались такие микроконтиненты, как Иранский или Афганский, которые, дрейфуя на север, один за другим приближались к зоне субдукции, постоянно существовавшей по северной окраине Тетиса, и сталкивались с краем Евразии.

Предлагаемый путь составления карт-реконструкций позволяет восстанавливать истинные размеры и конфигурацию палеозойских и ранне-мезозойских океанов. Реконструкции показывают, что эти древние океаны соизмеримы с современными: Япетус были шириной 6000 км, Азиатский и Уральский палеоокеаны — 3000 км, палео-Тетис — 4000 км. Это согласуется с широким развитием в палеозойских и мезозойских складчатых поясах офиолитов — остатков прежней океанической коры, глубо-

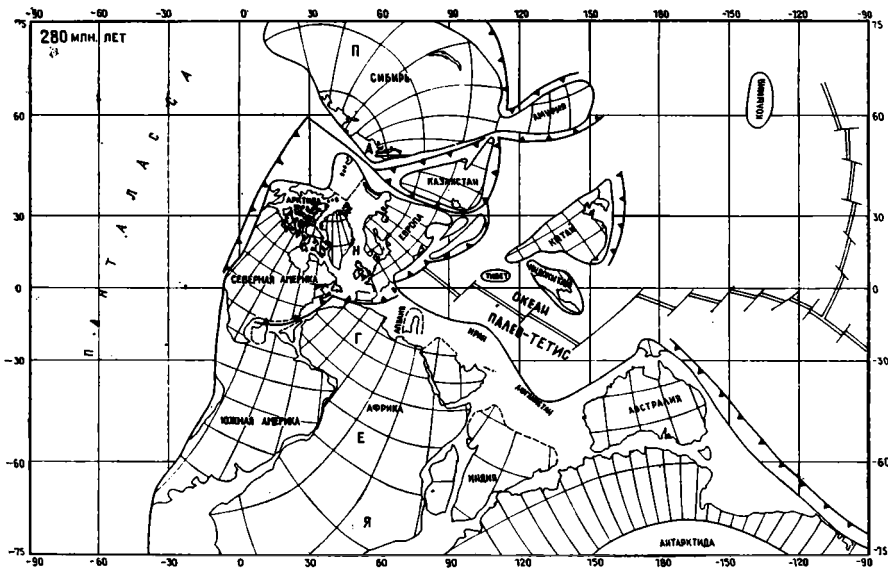


Рис. 9. Реконструкция 280 млн. лет

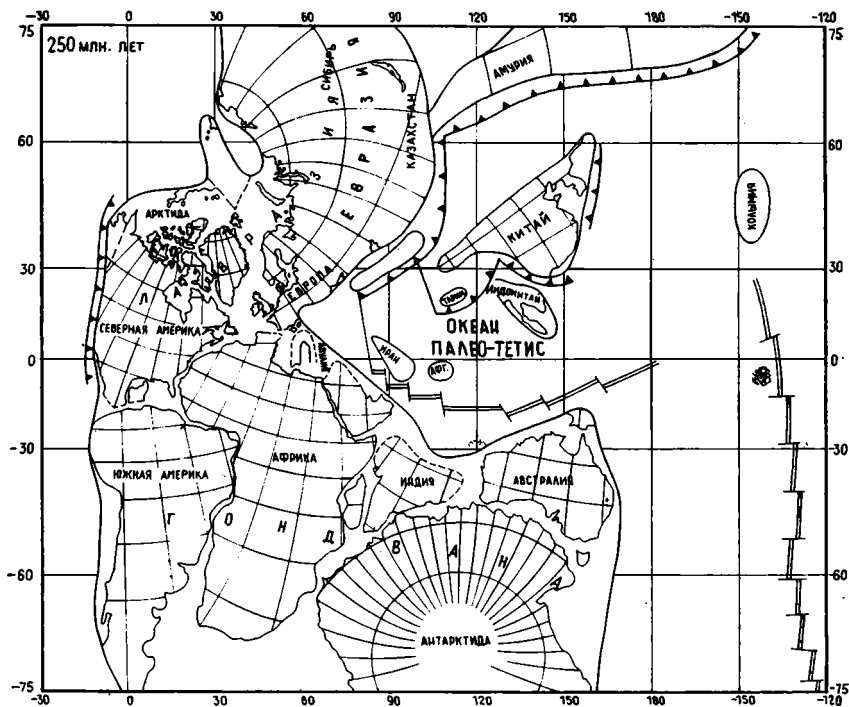


Рис. 10. Реконструкция 250 млн. лет
Здесь и далее АФГ — Афганистан

ководных кремнистых осадков, пелагических известняков, турбидитных толщ континентального подножия и мощных шельфовых призм пассивных континентальных окраин. Появление известково-щелочных вулканических и интрузивных серий отражает периоды закрытия океанов, когда океаническая кора поглощалась в зонах субдукции. Такие субдукционные комплексы широко представлены, например, в ордовике, силуре и девоне Аппалачей, в девоне и раннем карбоне Урала, во всем палеозойском разрезе Центральноазиатского пояса, в юре и раннем мелу северной окраины Средиземноморского пояса.

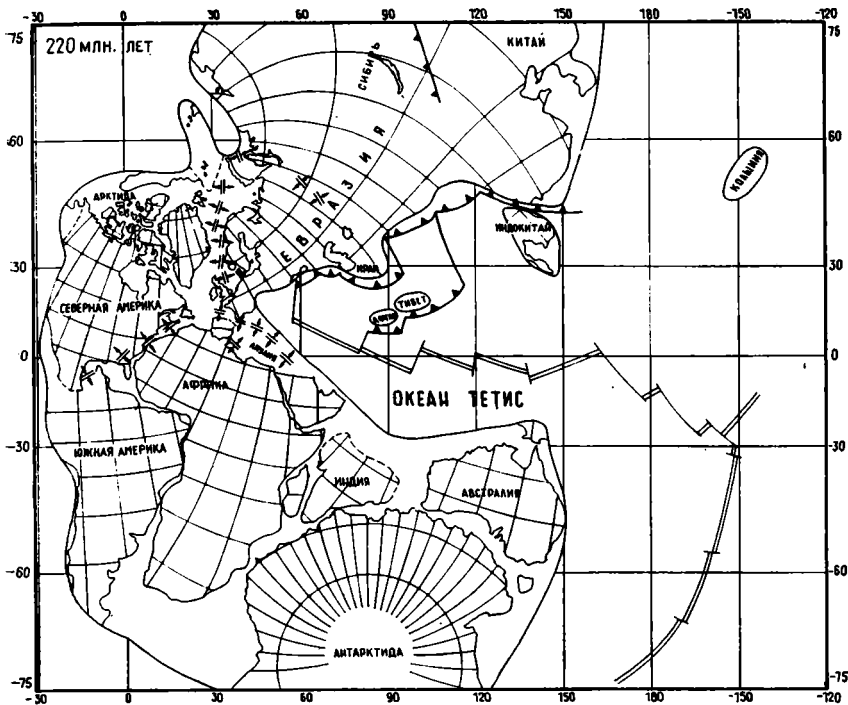


Рис. 11. Реконструкция 220 млн. лет
Здесь и на рис. 12: 1 — континентальные рифы

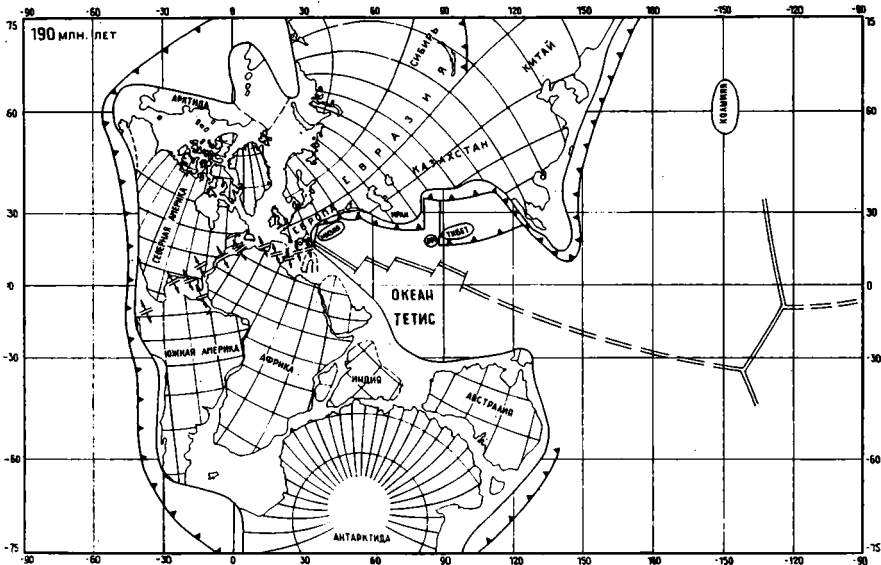


Рис. 12. Реконструкция 190 млн. лет

Раскрытие новых океанов в раннем палеозое сопровождалось расколом позднедокембрийского суперконтинента — древней Пангеи, которая, по-видимому, сформировалась 1000—800 млн. лет. назад. Компоновка континентов в этой древней Пангее была, как мы видели, совершенно другой, чем в позднепалеозойской Пангее.

На рис. 15 показаны траектории движения некоторых выбранных на каждом континенте точек сочленения: Африки, Индии и Антарктиды — вблизи Мадагаскара, Австралии и Антарктики; Тасмании, Африки и Северной Америки — вблизи островов Зеленого Мыса; Северной Амери-

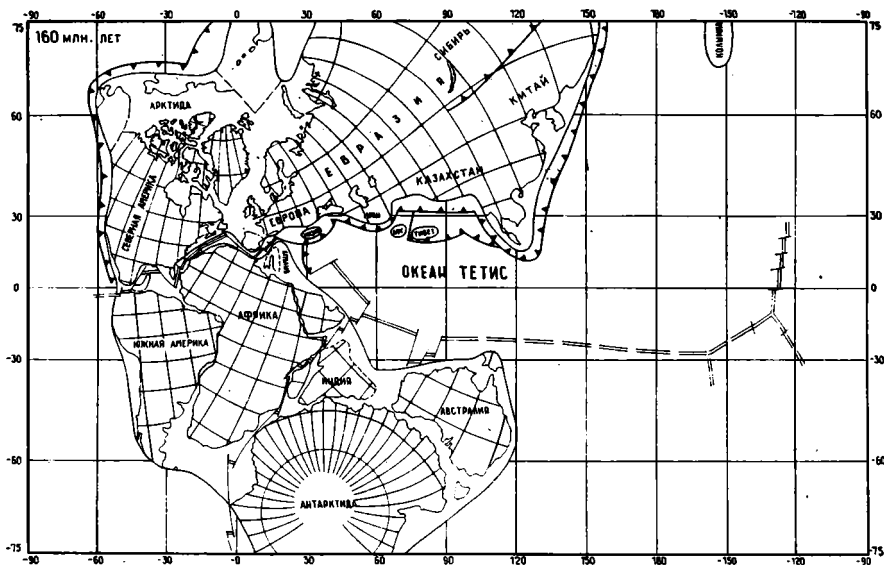


Рис. 13. Реконструкция 160 млн. лет

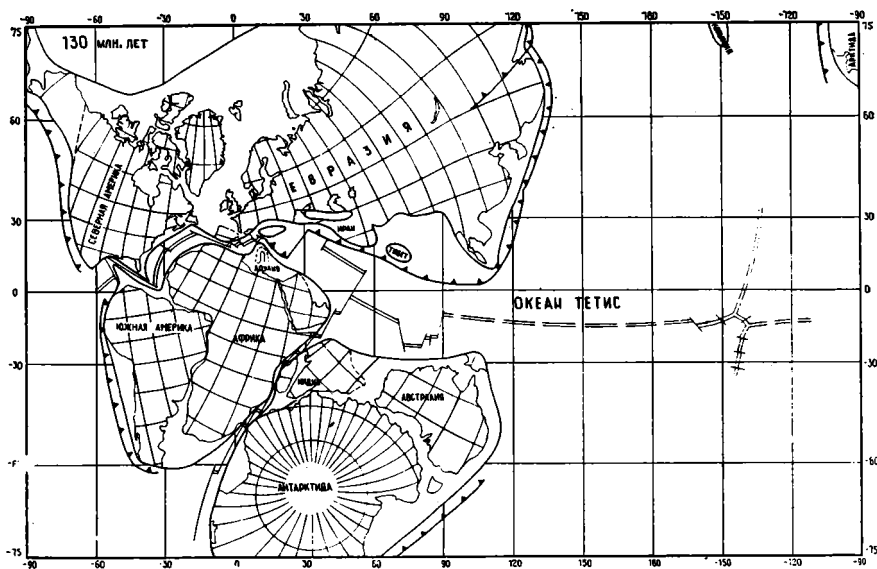


Рис. 14. Реконструкция 130 млн. лет

ки, Европы и Сибири — у островов Новой Земли. В целом вырисовывается поворот всех континентов по часовой стрелке, в особенности Гондваны. Континенты Лавразии двигались почти параллельно друг другу (в целом на север), иногда сближаясь между собой и сталкиваясь, иногда раздвигаясь.

Рисунок 16 показывает изменение скоростей перемещения выбранных точек в течение фанерозоя. Поразительно, но континенты в течение всего фанерозоя имели сравнительно высокие скорости абсолютного движения, составляющие в среднем 4 см/год. Такие средние скорости регистрируются для начала палеозоя и для позднепалеозойского — раннемезозойского времени, а также в позднем кайнозое. Скорости абсолютного движения оказываются больше скоростей относительного движения континентов, составляющих 2—3 см/год. Вырисовываются два максимума скоростей до 8—9 см/год — в периоды с 420 до 300 млн. лет и со 100 до 35 млн. лет. На период времени со 170 до 100 млн. лет падает минимум,



Рис. 15. Траектории движения континентов в течение фанерозоя. Цифры означают возраст, млн. лет. Черные квадраты соответствуют отсчетным точкам, упомянутым в тексте

равный 1—2 см/год. Трудно сказать определенно, какова причина таких вариаций скоростей.

Вероятно, этому можно дать следующее объяснение. Минимум скоростей совпадает со временем раскола Пангеи; сразу же после этого континенты начали двигаться чуть ли не на порядок быстрее. Образно можно представить, что Пангея при перемещении по сфере натолкнулась на какое-то препятствие в мантии, остановилась и затем «взорвалась». Возможно, что аналогичная история произошла и с позднедокембрийской Пангеей. Высокие скорости перемещения континентов в раннем — среднем палеозое и в мелу — палеогене коррелируются с раскрытием новых океанов. На рис. 16 показаны также скорости абсолютных движений двух океанических плит — Тихоокеанской и Кула. Их изменение происходило в обратном порядке по сравнению с континентами: максимум скорости движения океанических плит отвечает минимуму скорости движения континентальных плит. Это в значительной мере свидетельствует об общем равенстве движений на протяжении геологической истории.

Может быть намечена следующая схема движений плит на земной сфере. После раскола докембрийского суперконтинента возникшие более мелкие континенты отодвигались один от другого с большой скоростью, создавая возможность для раскрытия палеозойских океанов с 460 до 400 млн. лет назад. После многочисленных столкновений и соединения континентов в Пангею их движение сильно замедлилось, скорость упала до нормального уровня 4 см/год. Весь ансамбль континентов был повернут на 30° по часовой стрелке в период времени с 280 до 170 млн. лет. После этого начался раскол Панген.

Сравнение реконструкций между собой показывает, что северо-восточная часть современного Тихого океана от Гавайских островов до о-ва Пасхи всегда была свободна от континентов и никогда не пересека-

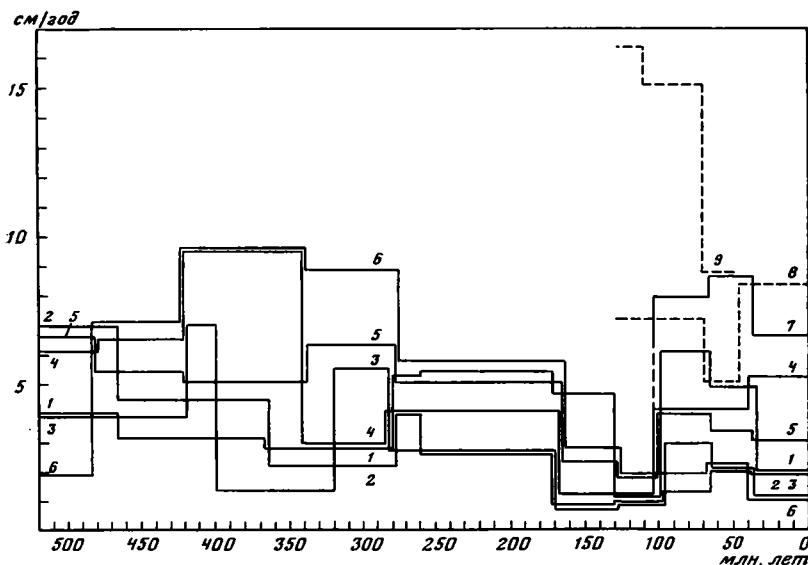


Рис. 16. Диаграмма изменения скорости движения литосферных плит в течение фанерозоя
 Цифры на диаграмме: 1 — Северная Америка (37,2° с. ш., 75° з. д.), 2 — Северная Америка (79,3° с. ш., 34,6° в. д.), 3 — Сибирь (77,5° с. ш., 67,5° в. д.), 4 — Австралия (44° ю. ш., 146,3° в. д.), 5 — Африка (13,3° ю. ш., 42,5° в. д.), 6 — Африка (21,5° с. ш., 17,1° з. д.), 7 — Индия (7,5° с. ш., 75° в. д.), 8 — Тихоокеанская плита (35° с. ш., 160° в. д.), 9 — Кула (35° с. ш., 160° в. д.)

лась дрейфующими континентами. Не кажется случайным, что подавляющее большинство горячих точек Тихого океана в настоящее время и на протяжении кайнозоя и позднего мезозоя располагалось именно в этой области. Можно предположить, что на протяжении всего фанерозоя под данным районом постоянно находилась восходящая ветвь конвективной ячейки в мантии Земли.

Выявление абсолютных движений литосферных плит открывает новые возможности для понимания общих закономерностей развития нашей планеты. Необходимо, однако, иметь в виду, что проделанный анализ представляет собой лишь первую попытку в этом направлении, и его результаты можно считать достоверными для последних 400 млн. лет.

Литература

1. Зоненшайн Л. П. Реконструкции палеозойских океанов//Дрейф континентов. М.: Наука, 1976. С. 28—71.
2. Зоненшайн Л. П., Городницкий А. М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов//Геотектоника. 1977. № 2. С. 3—22.
3. Зоненшайн Л. П., Городницкий А. М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов//Геотектоника. 1977. № 3. С. 3—25.
4. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Кононов М. В., Городницкий А. М. Палеоокеанология. Палеозойские океаны: попытка абсолютных реконструкций//МГК: 27 сес. Доклады. Т. 3. Палеоокеанология. М.: Наука, 1984. С. 35—45.
5. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
6. Палеомагнитология./Ред. Храмов А. Н. Л.: Наука, 1982. 312 с.
7. Crough S. T., Morgan W. J., Hargraves R. B. Kimberlites: the relation to the mantle hot spots//Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50. № 2. P. 260—274.
8. Duncan R. A. Hot spots in the southern oceans — an absolute frame of reference for motion of the Gondwana continents//Tectonophysics. 1981. V. 74. № 1. P. 29—42.
9. Irving E. Drift of the major continental blocks since the Devonian//Nature. 1977. V. 270. P. 304—309.
10. Kanasevich E. R., Havskov Y., Evans M. E. Plate tectonics in the Phanerozoic//Canad. J. Earth Sci. 1978. V. 15. № 9. P. 919—955.
11. Morgan W. J. Deep mantle convection plumes and plate motions//Amer. Assoc. Petrol. and Geol. Bull. 1972. V. 56. № 2. P. 203—213.

12. *Morgan W. J.* Hot spot tracks and the opening of the Atlantic and Indian Oceans// *The Sea*/Ed. Emiliani C. V. 7. N. Y.: Wiley, 1982. P. 443—488.
13. *Peinado J., Van der Voo R., Scotese C. R.* A reevaluation of Pangea reconstructions// *EOS Trans. Amer. Geophys. Union.* 1982. V. 63. P. 307.
14. *Scotese C. R., Bambach R. K., Barton C., Van der Voo R., Ziegler A. M.* Paleozoic base maps//*J. Geol.* 1979. V. 87. № 2. P. 217—277.
15. *Smith A. G., Hurley A. M., Briden J. C.* Phanerozoic paleocontinental maps. London: Cambridge University Press, 1981. 102 p.
16. *Wilson J. T.* A possible origin of the Hawaiian Islands//*Canad. J. Phys.* 1961. V. 41. № 9. P. 863—866.
17. *Ziegler A. M., Scotese C. R., McKerrow W. S. et al.* Paleozoic paleogeography//*Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1979. V. 7. P. 473—502.
18. *Zonenshain L. P., Kuzmin M. I., Kononov M. V.* Absolute reconstructions of the Paleozoic oceans//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1985. V. 74. № 1. P. 103—116.

Институт океанологии
им. П. П. Ширшова АН СССР

Поступила в редакцию
30.IX.1986

УДК 551.243.4

КУТЕЙНИКОВА Н. С., КУТЕЙНИКОВ Е. С.

ШАРЬЯЖИ НА КОСМИЧЕСКИХ СНИМКАХ

Фронтальные части шарьяжей на космических снимках представляют собой дуги, разделенные сдвигами. Смещение аллохтонов всегда происходит в направлении выпуклых частей дуг. Выявленная закономерность применена для анализа строения и кинематики ряда регионов (Северо-Востока СССР, Забайкалья). На сочленении древних и современных островных дуг располагаются вихревые структуры, фотоизображение которых аналогично образуемому циклонами. Возникновение вихревых структур объяснимо с позиций гидрогазодинамики как распад поверхности раздела континентальной земной коры с океанической.

В 1884 г. в Бюллетене Геологического общества Франции была опубликована статья М. Бертрана, положившая начало современному учению о шарьяжах [26]. Представления о горизонтальных смещениях пластин земной коры, зародившиеся и развившиеся в Альпах, были распространены на многие другие складчатые сооружения. Существенный вклад в эту проблему внесен советскими геологами, которыми в последние годы разрабатывается концепция горизонтальной расслоенности литосферы и решающей роли тангенциальных движений при формировании земной коры [15, 20—23 и др.]. В предлагаемой статье рассматривается лишь одна сторона этой проблемы — информация о горизонтальных смещениях, получаемая по космическим снимкам.

До недавнего времени считалось, что шарьяжи на дистанционных снимках, как правило, не устанавливаются [16]. Однако в последние годы их начали опознавать на космических снимках многих регионов [4, 7 и др.]. Анализ, проведенный авторами по территории СССР и ряду зарубежных регионов, позволяет утверждать, что шарьяжи с неразрушенной фронтальной частью уверенно выделяются по фотоизображению среди огромного количества разломов, а направление смещения горных пород при их формировании определяется однозначно. Фотопортрет шарьяжей позволяет в ряде случаев решить вопрос о строении тех складчатых сооружений, структура которых еще недостаточно изучена.

Космический фотопортрет шарьяжей. В качестве примера рассмотрим пограничную часть альпийских складчатых сооружений с герцинидами Западной Европы и докембрийской Восточно-Европейской платформой. Она представляет собой Альпийско-Карпатско-Балканскую складчатую систему, покровно-чешуйчатое строение которой не вызывает сомнения, а слагающие ее пластины надвинуты в направлении жестких плит более ранней консолидации. Фотоизображение этого региона, как видно на космическом снимке, имеет ряд характерных особенностей (рис. 1).

Северная граница альпийских складчатых сооружений образует гигантские дуги, разделенные левосторонним сдвигом, по которому Карпаты смещены относительно Альп к северо-западу. К этому сдвигу, секущему фронт складчатых сооружений южнее выделяющегося овалом Чешского срединного массива, приурочена долина Дуная. Общая картина фестонов, разделенных сдвигами, наиболее характерна для шарьяжей. Дополнительными признаками могут быть близкие к концентрическим, расходящиеся в одном направлении элементы в каждой дуге, а также переходовые прогибы перед фронтом шарьяжей и впадины в тыловой их части.

Приняв фотоизображение Альпийско-Карпатско-Балканской дуги за эталон, не трудно установить, что аналогично выглядят на космических

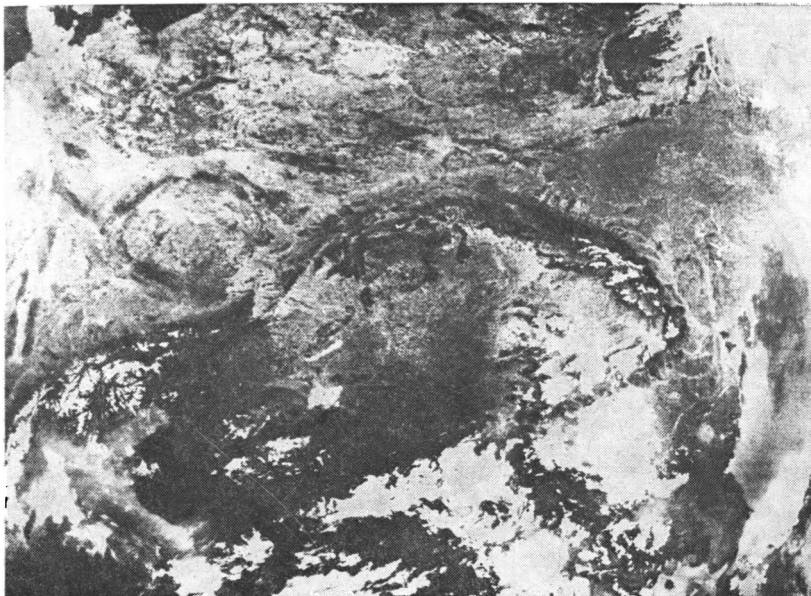


Рис. 1. Типичное для шарьяжей фотоизображение на космическом снимке Альпийско-Карпатско-Балканской дуги (снимок со спутника «Метеор-25»)

снимках все складчатые области с покровно-чешуйчатым строением. На территории Советского Союза — это Урал, Памир, Западное Верхоянье, Корякское нагорье и др. Варьирует лишь крутизна дуг фестонов, ориентировка сдвигов и амплитуды смещения по ним.

Анализируя снимки разных масштабов, легко убедиться, что фестончатый рисунок характерен и для гигантских шарьированных горных сооружений, таких, как Альпийско-Карпатско-Балканская дуга, так и для элементарных или составляющих. Разница только в размерах. При этом гигантские сорванные покровы опознаются на мелкомасштабных космических снимках, а составляющие их меньшие по размерам чешуи — на крупномасштабных дистанционных снимках. Для маленьких дуг не характерны прогибы, развивающиеся перед фронтом и в тылу крупных покровно-чешуйчатых комплексов.

Такой же фестончатый рисунок в плане образуют современные островные дуги, относительное смещение которых направлено в сторону глубоководных желобов, обрамляющих их с внешней выпуклой стороны. Получается, что все фронтальные части пластин континентальной коры или коры переходного типа, претерпевших латеральное смещение, имеют одинаковую морфологию в плане и, следовательно, идентичный рисунок фотоизображения. Поэтому по космическим снимкам, по фестончатому «рисунку островных дуг» можно уверенно выделять зоны выхода таких пластин на поверхность Земли независимо от их размеров.

Направление смещения аллохтонов. Относительное смещение аллохтонов всегда происходит в направлении выпуклых частей дуг. Движение выпуклым фронтом вперед энергетически наиболее экономично. Поэтому, согласно принципу минимизации потенциала, такой плановый рисунок образуют лавовые потоки, ледники, оползни, набегающие на берег волны, атмосферные фронты. Этот принцип используют птицы, летящие клином.

Установив закономерность, по которой определяется направление смещения аллохтонов, можно применить ее для анализа кинематики ряда регионов Советского Союза. Так, предположение о покровно-чешуйчатом строении Корякского нагорья, занимающего значительную часть Северо-Востока СССР, было высказано П. Н. Кропоткиным и К. А. Шах-

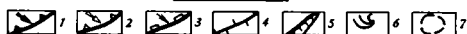
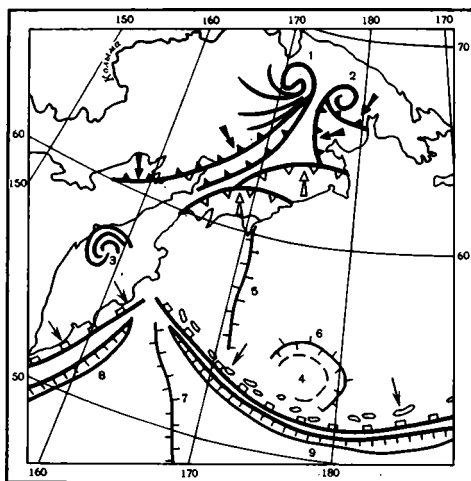


Рис. 2

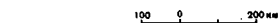
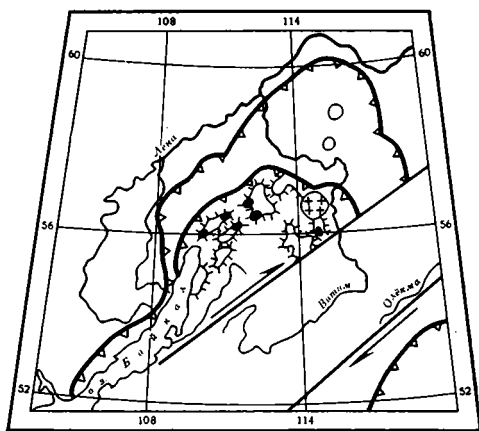


Рис. 3

Рис. 2. Схема кинематики Северо-Востока СССР по данным анализа космических снимков

1, 2 — фронтальные части сорванных покровов и направление их смещения: 1 — в позднем мезозое, по внешней границе Охотско-Чукотского вулканического пояса, 2 — в кайнозое, в Корякском нагорье; 3 — современные островные дуги и направление их смещения; 4 — подводные хребты; 5 — глубоководные желоба; 6, 7 — вихревые структуры: 6 — установленные, 7 — предполагаемые. Цифры на рисунке: вихревые структуры: 1 — Эльгыгытгынская, 2 — Танюерская, 3 — Западно-Камчатская, 4 — Бауэрская; подводные хребты: 5 — Ширшова, 6 — Бауэрская, 7 — Императорский; глубоководные желоба: 8 — Курило-Камчатский, 9 — Алеутский

Рис. 3. Сорванные покровы в байкалидах по данным анализа космических снимков. 1 — фронтальные части аллохтонов; 2 — границы зоны сдвигов, стрелки ориентированы в направлении смещения; 3 — поля выходов офиолитов Байкало-Муйского пояса; 4 — площади, на которых установлен серпентинитовый меланж; 5 — кольцевые блоки в аллохтоне; 6 — фрагмент древней континентальной коры в аллохтоне (Северо-Муйская глыба)

вартовой [8]. А после того как Н. А. Богданов [3] выделил там серпентинитовый меланж, шарьяжи устанавливаются различными исследователями как в пределах самого нагорья, так и на прилегающих площадях Охотско-Чукотского вулканического пояса и Камчатки. Дискуссионным остается вопрос о направлении движения аллохтонов.

Морфология фронтов покровных комплексов, выявленная при дешифрировании космических снимков, результаты которого приведены на рис. 2, позволяет установить, что смещение аллохтонов в разное время и на разных участках было ориентировано неодинаково. В меловом периоде при тектоническом скучивании, приведшем к образованию коры на площади Охотско-Чукотского вулканического пояса, оно было направлено на юго-восток и юго-запад. В кайнозое при аккреции коры Корякского нагорья движение направлено на северо-запад. А современные Курило-Камчатская и Алеутская островные дуги смещаются соответственно на юго-восток и юго-запад. Таким образом, отчетливо воспроизводится картина кинематики гигантских покровов этого региона с конца мезозоя по настоящее время.

Покровно-чешуйчатая структура байкалид. Используем полученные сведения о фотопортрете шарьяжей для анализа строения складчатых сооружений западного Забайкалья, именуемых обычно байкалидами. Структура данного региона остается дискуссионной на протяжении многих десятилетий. В конце 20-х — начале 30-х годов нашего столетия по этому вопросу происходил длительный спор между двумя известными исследователями Сибири — В. А. Обручевым и М. М. Тетяевым. Первый из них утверждал, что складчатость является глыбовой, а второй — пок-

ровно-чешуйчатой. Недостаточная изученность, плохая обнаженность и труднодоступность региона не позволили в те годы окончательно решить эту проблему. Была принята точка зрения В. А. Обручева, которая до настоящего времени остается наиболее широко распространенной.

В последние годы в регионе выявлено большое количество шарьяжных чешуй, но многие геологи объясняют их происхождение гравитационным оползанием на крыльях глыбовых складок или надвиганием таких складок на разделяющие прогибы, называя «каркогенными надвигами». Появляющиеся в литературе высказывания об общей покровной структуре [13 и др.] не получают всеобщего признания.

Анализ космических снимков, результаты которого приведены на рис. 3, свидетельствует о типично шарьяжном фотоизображении байкалид. Фронтальные части аллохтонов, установленные при дешифрировании, образуют близкие к концентрическим дуги, расходящиеся от северной оконечности оз. Байкал и обращенные выпуклыми частями в сторону Сибирской платформы. С юго-востока дуги срезаны широкой зоной правосторонних сдвигов, за которой располагается следующая дуга. На рисунке изображена крайняя северо-западная ее часть, в пределах которой шарьяжи были установлены М. М. Тетяевым в 1927 г. [25].

Геологические данные подтверждают эту точку зрения. Обратимся к некоторым из них. По периферии дуги, протягивающейся от северной оконечности оз. Байкал к р. Витим, располагается Байкало-Муйский офиолитовый пояс [5, 18, 24], представляющий собой широкую полосу выходов габброидов, гипербазитов, основных вулканитов. Согласно современным представлениям, такие пояса в континентальной коре приурочены к основаниям глубинных сорванных покровов [20]. Здесь же развиты типичные для шарьяжей зоны серпентинитового меланжа, установленные Е. С. Кутейниковым с сотрудниками в 1982—1983 гг. Аллохтонная природа этой чешуи не вызывает сомнения. В ее строении наряду с офиолитовой серией участвуют фрагменты древней коры (например, Северо-Муйская глыба), весьма характерные для крупноамплитудных шарьяжей складчатых сооружений [20]. Во многих работах приведены убедительные данные об аллохтонной природе внешних чешуй, в которые вовлечен фундамент и чехол Сибирской платформы [1, 2, 6 и др.]. Следовательно, определяющими структуру байкалид являются гигантские сорванные покровы.

В аллохтонах байкалид, как видно на рис. 3, выделяются кольцевые структуры, которые представляют собой, согласно предложенной авторами терминологии [10, 11], кольцевые блоки. Такие блоки характерны для сорванных покровов других складчатых сооружений, но их линейное расположение устанавливается только в рассматриваемом регионе. Округло-изометричная конфигурация данных объектов обусловлена вращательными движениями при горизонтальном смещении [14].

Вихревые структуры. Анализ космических снимков Северо-Востока СССР (см. рис. 2) позволил установить, что на сочленении современных и древних островных дуг располагаются вихревые структуры. Их фотоизображение напоминает спираль, что иллюстрирует космический снимок Камчатки (рис. 4). Геологическая сущность таких структур пока еще не полностью определена [12].

Образование вихревых структур легко объяснить, сравнивая их с близкими по морфологии атмосферными вихрями — циклонами. Они представляют собой в плане спирали с расходящимся «хвостом» (рис. 5), наиболее четко очерченные края которых являются границами теплых (легких) воздушных масс, надвигающихся в сторону холодных (тяжелых) [17]. Вихревые структуры в средах низкой вязкости, согласно законам гидродинамики [9], образуются при распаде поверхности раздела масс различной плотности, ведущему к выравниванию их свойств (к восстановлению равновесия). Вращение циклонов обусловлено силами Кориолиса.

Такой же механизм образования имеют, вероятнее всего, вихревые структуры литосферы, в которой на разных уровнях установлены слои

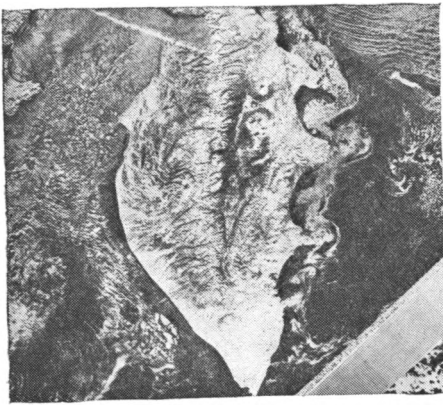


Рис. 4

Рис. 4. Западно-Камчатская вихревая структура на космическом снимке со спутника «Метеор-30»



Рис. 5. Циклон на космическом снимке со спутника «Метеор-25»

Рис. 5

пониженной вязкости, а достаточно высокая пластичность в целом не вызывает сомнения. Термин «тектоническое течение» был введен А. В. Пейве [19], а раз вещество способно течь, значит, под влиянием сил Кориолиса могут образовываться вихри на границах раздела континентальной или островодужной коры (легкой) при надвигании ее на ложе океана с соответствующей корой (тяжелой). Вот почему такие вихревые структуры наиболее четко выражены в зонах сочленения разноориентированных островных дуг у границ с океаническими плитами. К ним, например, относятся спиральные завихрения геосинклиналей морей Банда, Сулавеси, Хальмахера и ряд других.

В средах низкой вязкости вихри существуют сравнительно короткое время и при выравнивании плотностей масс, на границе которых они возникли, распадаются, не оставляя следов. В высоковязкой литосфере время их формирования охватывает многие миллионы лет, а следы их остаются в континентальной коре или коре переходного типа. Их, по-видимому, мы и наблюдаем на космических снимках.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные материалы свидетельствуют о том, что космические снимки содержат богатую информацию о горизонтальных перемещениях пластин литосферы. По ним оконтуриваются фронтальные части покровов, выделяющиеся фестончатым рисунком. Определяется направление относительного движения аллохтонов и представляется возможность создавать научно обоснованную кинематическую модель литосферы, что было показано на примере Северо-Востока СССР. При этом устанавливается изменение ориентировки напряжений как в латеральном направлении (такая картина подчеркнута А. В. Пейве [19] для альпийских структур Европы), так и во времени. Уточняется покровно-чешуйчатая структура отдельных регионов, как это выполнено для Западного

Забайкалья. Устанавливается связь вихревых структур с зонами сочленения современных и древних островных дуг.

Для объективной оценки кинематики и динамики горизонтальных движений литосферы, как свидетельствует анализ фотоизображения, применимы положения гидрогазодинамики. Их использование объясняет направление смещения аллохтонов выпуклым фронтом вперед и формирование вихревых структур под влиянием сил Кориолиса на границах раздела земной коры различной плотности.

Литература

1. *Арсентьев В. П., Александров В. К.* О природе шарьяжей Западного Прибайкалья// Докл. АН СССР. 1977. Т. 232. № 1. С. 162—165.
2. *Барышев А. С., Закузенный В. И.* Некоторые вопросы тектоники Северного Прибайкалья// Структурные элементы региона Байкало-Амурской магистрали и их микротектонические особенности. Л.: Недра, 1979. С. 5—17 (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 303).
3. *Богданов Н. А.* Некоторые особенности тектоники востока Корякского нагорья// Докл. АН СССР. 1970. Т. 192. № 3. С. 607—610.
4. *Буш В. А.* Трансконтинентальные линейные элементы и проблемы мобилизма// Геотектоника. 1983. № 4. С. 14—25.
5. *Грудинин М. И.* Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1979. 156 с.
6. *Замараев С. М., Сизых В. И., Мешалкин С. М., Новокишенов Ю. А.* Особенности строения Ангарского надвига// Геология и геофизика. 1983. № 5. С. 126—129.
7. *Космическая информация в геологии*// Ред. Яншин А. Л. М.: Наука, 1983. 536 с.
8. *Кропоткин П. Н., Шахарстова К. А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 366 с.
9. *Кузов К.* Мир без форм. М.: Мир, 1976. 244 с.
10. *Кутейников Е. С.* Структурное дешифрирование при геологической съемке. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1981. 24 с.
11. *Кутейников Е. С., Кутейникова Н. С.* Что же такое кольцевые структуры// Природа. 1981. № 6. С. 48—57.
12. *Кутейникова Н. С.* Шарьяжи Корякского нагорья и прилегающих территорий по космическим снимкам// Космогеологические методы исследования в Арктике. Л.: Изд-во ПГО Севморгеология, 1984. С. 38—48.
13. *Лейтес А. М., Федоровский В. С.* Тектоника и важнейшие этапы становления континентальной коры юга Сибирской платформы в раннем докембри// Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978. С. 109—170.
14. *Ли Сыгуан.* Вихревые структуры и другие проблемы, относящиеся к сочленению геотектонических систем Северо-Западного Китая. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 131 с.
15. *Макаров В. И., Трифионов В. Г., Шукин Ю. К. и др.* Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1981. 115 с.
16. *Можжаев Б. Н., Астахов В. И., Богородский С. М. и др.* Применение материалов космических съемок при геологических исследованиях плит древних и молодых платформ: Обзор ВИЭМС. Общая и региональная геология, геологическое картирование. М.: Изд-во ВИЭМС, 1978. 48 с.
17. *Назирова М.* Исследование закономерностей формирования крупномасштабных геолого-геоморфологических структур по космическим фотоизображениям// Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. 1975. № 4. С. 67—75.
18. *Павлова Т. Г., Клитин К. Д.* Офиолитовый комплекс Байкальской складчатой области// Докл. АН СССР, 1974. Т. 215. № 2. С. 413—416.
19. *Пейве А. В.* Тектоника и магматизм// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 3. С. 36—54.
20. *Пейве А. В., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л. и др.* Тектоника Северной Евразии. Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии м-ба 1 : 5 000 000. М.: Наука, 1980. 220 с.
21. *Пейве А. В., Пушаровский Ю. М.* Теоретические проблемы геологии океанов// Природа. 1982. № 1. С. 30—41.
22. *Пейве А. В., Трифионов В. Г.* Мобилизм и тектоническая расслоенность литосферы// Природа. 1981. № 8. С. 2—9.
23. *Руженцев С. В., Соколов С. Д., Марков М. С. и др.* Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.
24. *Салоп Л. И.* Геология Байкальской горной области. Т. 2. М.: Недра, 1967. 699 с.
25. *Тетяев М. М.* К геологии и тектонике Забайкалья// Вестн. Геолкома. 1927. № 8—9. С. 1—5.
26. *Bertrand M.* Repports de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord// Bull. Soc. Geol. France. Ser. III. 1884. Т. 2. P. 318—330.

УДК 551.242.3(517)

ЯРМОЛЮК В. В., ГОРДИЕНКО И. В., ДУРАНТЕ М. В.,
БОЛД Д.СТРОЕНИЕ ИДЭРСКОЙ ЗОНЫ КАЛЕДОНИД
СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

В строении Идэрской зоны развиты венд-раннекембрийские основные эффузивы, вероятно, принадлежащие офиолитовому комплексу, девонские кислые вулканиты и вулканогенно-осадочные породы, а также позднепалеозойские вулканические и вулканогенно-осадочные образования. Последние распространены наиболее широко, выполняя крупный Северо-Хангайский позднепалеозойский прогиб с мощностью отложений до 6—7 км, который является западным звеном Селенгино-Витимского вулканического пояса. В строении прогиба участвует ряд толщ: 1 — основных и средних вулканитов; 2 — кислых вулканитов; 3 — осадочно-вулканогенная; 4 — бимодальных вулканитов; 5 — конгломератовая. Нижние три толщи составляют тело прогиба. Они характеризуются взаимными переходами и преемственным развитием. Вулканические породы толщ принадлежат к субщелочному ряду и объединяются в единый дифференцированный комплекс. Вулканиты бимодальной толщи связаны с системами грабенных, косо ориентированных к прогибу, и отвечают рифтогенной стадии развития территории. Формирование Северо-Хангайского прогиба тесно связано с общим развитием позднепалеозойского вулканического пояса Центральной Азии.

Идэрская зона ранних каледонид была выделена В. А. Благодравовым с соавторами в бассейне среднего течения р. Идэр-Гол на основании наличия в этих местах кембрийских осадочно-вулканогенных отложений, иногда с горизонтами археоциатовых известняков (район сомона Тэлмэн), а также широкого развития раннепалеозойских габброидов и гранитоидов. В последующем эти образования были прослежены до истоков р. Селенги на расстоянии 250—300 км, при ширине полосы в 30—50 км. В таком виде Идэрская зона ранних каледонид выделялась на всех изданных геологических и тектонических картах Монгольской Народной Республики. До последнего времени считалось, что в пределах Идэрской зоны в течение раннего кембрия происходила интенсивная вулканическая деятельность, в результате которой накопились мощные толщи вулканитов среднего и кислого составов [1, 2, 4]. В. А. Благодравов и др. [2] выделили два типа разрезов нижнекембрийских отложений: а — вулканогенно-карбонатный и б — вулканогенный. Считалось, что первый тип разрезов развит незначительно, и поэтому Идэрская зона в основном сложена вулканогенными образованиями кислого и среднего состава. По этим признакам она отличалась от Озерной и Джидинской эвгеосинклинальных зон ранних каледонид. Однако геолого-съёмочные и тематические работы, проведенные в последние годы в пределах зоны, показали, что крупные поля кислых, средних и отчасти основных вулканитов были ошибочно отнесены к кембрию и в основном являются позднепалеозойскими. Это подтверждается многочисленными находками пермской флоры в осадочно-вулканогенных отложениях практически по всей Идэрской зоне.

Первые данные о распространении пермских образований в пределах зоны представлены В. А. Благодравовым [2], который выделил в верховьях р. Дод-Харгантуин-Гол комплекс вулканитов и вулканогенно-осадочных пород, охарактеризованный флорой поздней перми. Позднее пермские вулканиты были установлены в восточной части зоны на левобережье нижнего течения р. Идэр [9]. После этих первых находок в результате среднемасштабных геолого-съёмочных работ (Е. Батчулуун, Д. Чулунбат, С. Цэвэннамжил, Б. Гурлхаажав, Х. Далилхан и др.) перм-

ские образования были выделены во многих местах Идэрской зоны. Однако собранные этими геологами флористические комплексы из пермских отложений не были изучены, поэтому состав, возраст и взаимоотношения пород трактовались по-разному. В одних случаях почти все вулканогенные и интрузивные образования относились к перми, в других выделялись спорные более древние толщи вулканитов, такие, как бугсэин-гольская свита условно кембрийского возраста, которая занимала обширные поля по всей Идэрской зоне.

Специальные палеовулканологические исследования в пределах зоны провели авторы статьи. В результате этих работ были установлены соотношения между разновозрастными геологическими комплексами, участвующими в строении зоны, а также собрана флора, обосновывающая возраст и стратиграфическое расчленение пермских толщ. Детальные исследования вулканогенно-осадочных пород бугсэин-гольской свиты, а также выделяемых на среднемасштабных геологических картах пермских вулканических комплексов показали, что в их состав включались гетерогенные и разновозрастные образования, принадлежащие по крайней мере к трем возрастным группам: венд-кембрийской, девонской и пермской (рис. 1).

Венд-кембрийские образования представлены кремнисто-терригенными отложениями и зеленокаменно измененными вулканитами основного состава (базальты), ассоциирующими с габброидами и гранитоидами повышенной основности (тэлмэнский комплекс). Как указывалось выше, в западной части Идэрской зоны в них появляются горизонты известняков с археоциатовой фауной (район сомона Тэлмэн). Все эти породы обнажаются в виде отдельных глыб и блоков практически по всей зоне и ее периферии. Кроме того, по северному краю Тарбагатайского выступа на правом берегу р. Идэр-Гол в зонах разломов наблюдаются линзы серпентинитов, которые можно объединить с мощными толщами зеленокаменно измененных базальтов в офиолитовый комплекс, тем самым указав на эвгеосинклинальный характер ранних каледонид Идэрской зоны.

Девонские вулканические и субвулканические образования зоны характеризуются двумя типами разрезов. Первый тип развит в восточной части Идэрской зоны и к югу от нее в районе Тарятского прогиба и Ацатуинской наложенной впадины [8]. Разрезы представлены преимущественно известково-щелочной серией пород раннего девона, наиболее ранними членами которой являются базальты, а более поздними — дациты и риолиты. Роль андезитов невелика. Вулканиты нередко ассоциируют с рассланцованными кремнистыми породами. В частности, они широко распространены в районе оз. Дзун-Нур, где обнаружена проблематичная девонская флора. Второй тип разрезов, с участием вулканитов преимущественно кислого и среднего состава повышенной щелочности, характерен для западной части Идэрской зоны, где девонские вулканиты слагают Тэлмэн-Нурскую, Шурхеамскую и Ойгон-Нурскую наложенные впадины. Девонские субвулканические и интрузивные образования представлены лейкократовыми гранитами, граносиенитами и сиенитами повышенной щелочности (тэский интрузивный комплекс). Они комагматичны вулканитам раннего девона.

В строении зоны преобладают разнообразные по составу пермские вулканогенные толщи. По существу на месте Идэрской зоны каледонид можно выделить самостоятельную позднепалеозойскую Северо-Хангайскую вулканическую зону, являющуюся западным продолжением трансрегионального позднепалеозойского Селенгино-Витимского вулканического пояса [3, 11].

Северо-Хангайская вулканическая зона представлена непрерывной цепью вулканических полей, протягивающейся от слияния рек Идэр и Дэлгэр-Мурэн вдоль долин рек Бугсэин-Гол и Бугдегени-Гол и осевой части хр. Болнай до оз. Тэлмэн-Нур и далее на запад. В бассейне среднего и нижнего течения р. Идэр она имеет незначительную (30—50 км) ширину, но западноее поле распространения пермских образований расширяется к югу.

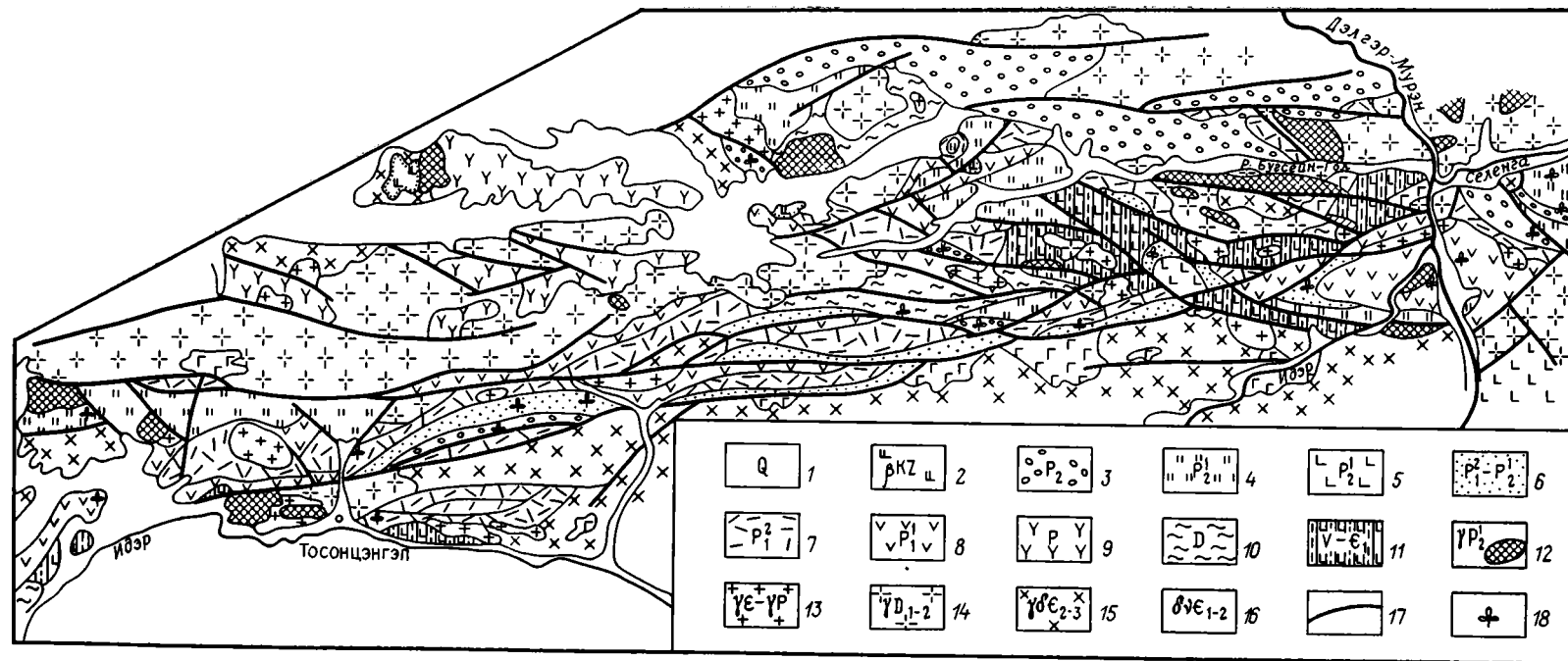


Рис. 1. Схема геологического строения Идэрской зоны каледонид Северной Монголии
 1 — четвертичные отложения; 2 — кайнозойские базальты; 3—9 — пермские осадочно-вулканогенные толщи: 3 — песчано-конгломератовая, 4 — контрастная базальт-командит-трахириолитовая, 5 — трахибазальтовая, 6 — осадочно-вулканогенная (туффитовая), 7 — трахидацит-трахириолитовая, 8 — трахибазальт-трахиандезитовая, 9 — нерасчлененные вулканогенные образования; 10 — девонская дацит-трахириолитовая толща; 11 — венди-нижнекембрийские кремнисто-терригенно-карбонатно-вулканогенные отложения; 12—16 — интрузивные комплексы: 12 — щелочно-гранитоидный, 13 — монзонит-граносиенит-гранитовый, 14 — граносиенит-лейкогранитовый, 15 — диорит-гранодиоритовый, 16 — диорит-габбровый; 17 — разрывные нарушения; 18 — места находок флоры

Распределение растительных остатков в разрезах верхнепалеозойских образований Северо-Хангайской зоны
(сборы И. В. Гордиенко, В. В. Ярмолюка, определения М. В. Дуранте)

Пермская система	верхний отдел	Фитогоризонты	V	12. <i>Cordaites cf. clericii</i> , <i>Cordaites ex gr. gracilentus</i> , <i>Lepeophyllum ex gr. rotundatum</i> , <i>Niazonaria sp.</i> Конгломератовая толща						
			IV	11. <i>Rufloria ex gr. brevifolia</i> , <i>R. cf. delicata</i> , <i>Rufloria aff. ulannurica</i> Конгломератовая толща						
			III	4. <i>Cordaites cf. singularis</i> Толща контрастных вулканитов	5. <i>Rufloria</i> с узкими дорсальными желобками <i>Cordaites ex gr. concinna</i> Конгломератовая толща	6. <i>Glottophyllum sp.</i> , <i>Cordaites ex gr. gracilentus</i> , <i>Cordaites aff. singularis</i> , <i>Cordaites ex gr. concinna</i> Вулканогенно-осадочная толща	7. <i>Cordaites ex gr. gracilentus</i> , <i>C. aff. kuznetskianus</i> , <i>C. cf. sulcatus</i> Конгломератовая толща	8. <i>Rufloria sp.</i> , <i>Cordaites cf. gracilentus</i> Толща контрастных вулканитов	9. <i>Rufloria sp.</i> с узкими дорсальными желобками, <i>Cordaites cf. singularis</i> , <i>C. cf. kuznetskianus</i> Толща контрастных вулканитов	10. <i>Cordaites cf. kuznetskianus</i> Толща контрастных вулканитов
			II	3. <i>Rufloria</i> с узкими дорсальными желобками, <i>Rufloria aff. kerulenica</i> , <i>Cordaites ex gr. concinna</i> Толща кислых вулканитов						
			I	1. <i>Rufloria aff. theodirii</i> , <i>Cordaites ex gr. singularis</i> , <i>Paragon-dwanidium sp.</i> Конгломераты в основании толщи основных и средних вулканитов		2. Декортицированные стволы папоротниковидных, <i>Angaropteridium</i> , <i>Paracalamites sp.</i> , <i>Rufloria sp.</i> Конгломераты в основании толщи основных и средних вулканитов				

Примечание. 1 — южный склон хр. Баян-Даурх-Ула; 2 — левый борт долины р. Чулутын-Гол, в устьевой части; 3 — гора Джинс-Цохир-Чулу-Ула; 4 — руч. Урт-Булак, приток р. Бугдегени-Гол; 5 — слияние Чулутын-Гола и Идэр-Гола; 6 — междуречье Дод-Хангантуин-Гол и Хуяхтуин-Гол; 7 — нижнее течение р. Ар-Тэлийн-Гол; 8 — северный борт верхнего течения р. Бугсэин-Гол; 9 — нижнее течение р. Бугдегени-Гол; 10 — верховья р. Дунд-Шумултай-Гол; 11 — верховья р. Дод-Харгантуин-Гол; 12 — южный борт верхнего течения р. Бугсэин-Гол

В строении вулканической зоны пермские образования слагают мощную серию, в составе которой снизу вверх выделяются пять толщ: 1 — основных и средних вулканитов, 2 — кислых вулканитов повышенной щелочности, 3 — осадочно-вулканогенная, 4 — бимодальная (базальт-трахириолитовая с комендитами и кварцевыми трахитами), 5 — конгломератовая.

Комплексы растительных остатков, собранные в перечисленных выше толщах, довольно бедны, но последовательность их совпадает с той последовательностью флористических комплексов, которая наблюдается в пределах всей азиатской части Ангариды. В флороносных пермских отложениях этого обширного региона М. В. Дуранте в настоящее время выделяет шесть перечисленных ниже межрегиональных фитогоризонтов, названия которых показывают, каким пермским свитам Кузбасса отвечает тот или иной фитогоризонт. Снизу вверх по разрезу это следующие фитогоризонты: 1 — нижнепромежуточный (ранняя пермь до середины артинского века включительно), 2 — верхнепромежуточно-ишановский (вторая половина ранней перми, но, очевидно, без самых молодых горизонтов), 3 — кемерово-старокузнецкий (конец ранней — начало поздней перми), 4 — митинско-ильинский (середина поздней перми), 5 — ленинский (вторая половина поздней перми без самых молодых горизонтов), 6 — грамотеинско-тайлуганский (конец поздней перми).

Как видно из приведенной ниже таблицы, в Северо-Хангайской зоне присутствуют аналоги пяти из шести перечисленных выше межрегиональных фитогоризонтов. Это показывает, что накопление вулканогенных молассоидных толщ в Северо-Хангайской зоне происходило в течение всей ранней и значительной части поздней перми.

Распределение разновозрастных комплексов растительных остатков между перечисленными выше толщами в общем согласуется с той последовательностью толщ, которая вытекает из наблюдаемых между ними соотношений. В ряде случаев, однако, разные толщи (вулканогенно-осадочная, контрастных вулканитов, конгломератовая) характеризуются близкими по возрастному объему комплексами растений. И хотя эти комплексы указывают на чрезвычайно широкий возрастной интервал, присутствие их в разных толщах может косвенно свидетельствовать в пользу фациального замещения перечисленных толщ.

Строение пермского разреза выдерживается практически на всей протяженности изученной части вулканической зоны (рис. 2, см. рис. 1). Фундаментом, на котором протекали позднепалеозойские вулканические процессы, являлись выступы каледонского основания, сложенного зеленокаменно измененными базальтами венда — раннего кембрия, гранитоидами раннего палеозоя, а также вулканитами и гранитами девона. Вулканиты перми обычно залегают на фундаменте с глубоким размывом и отделены от него не выдержанными по простиранию маломощными пачками дресвянистых брекчий или же горизонтами переслаивающихся туфопесчаников, туфогравелитов и туфов смешанного состава.

Толща основных и средних вулканитов сложена лавами базальтов, андезитобазальтов и андезитов повышенной щелочности, местами переслаивающимися с туфопесчаниками, алевролитами и гравелитами. Пирокластические разновидности сравнительно редки и представлены лапиллиевыми и псефитовыми туфами, обычно содержащими примесь терригенного материала. В ряде мест в составе толщи участвуют туфы и реже лавы андезитодацитов и дацитов. В основании толщи, там, где это удается, наблюдать, например в верховьях р. Бугсэин-Гол, распространены дресвянистые брекчий по породам допермского фундамента, которые либо надстраиваются маломощными пачками туфобрекчий с обломками пород фундамента, туфопесчаниками и туфогравелитами (перевал к северу от Тосон-Цэнгэла), либо непосредственно перекрыты лавовыми потоками (левобережье верхнего течения р. Бугсэин-Гол). Мощность толщи изменяется от нескольких сот метров до 2000 м (см. рис. 2). Она уменьшается к бортам зоны (левобережье р. Бугсэин-Гол) и на ее вос-

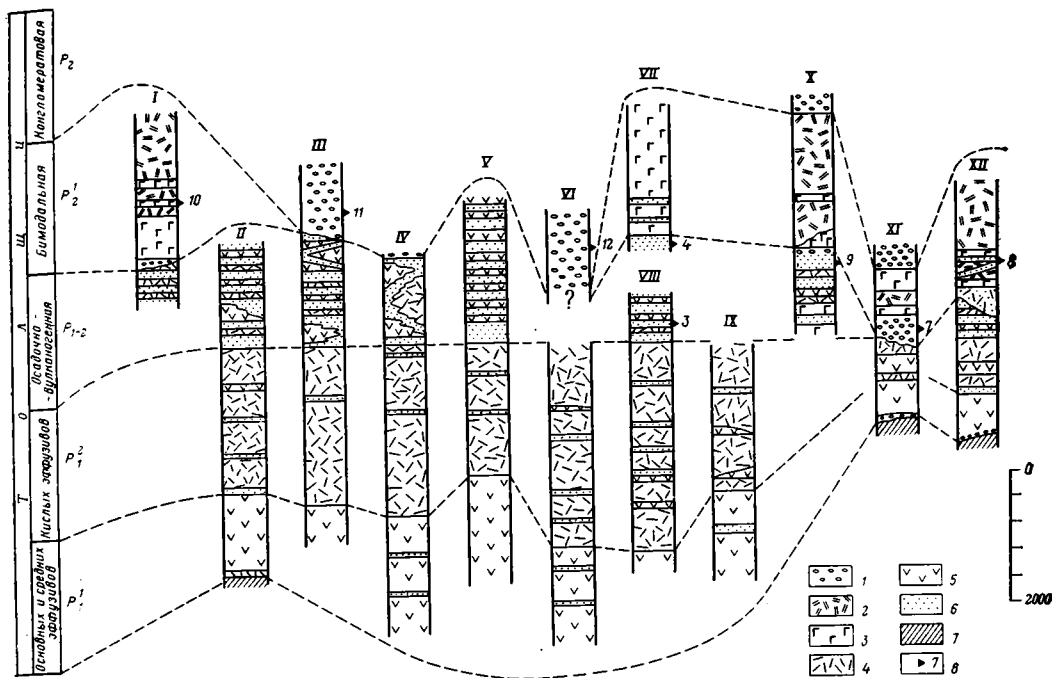


Рис. 2. Схема сопоставления стратиграфических разрезов пермских образований Северо-Хангайской вулканической зоны

1 — конгломераты, 2 — трахириолиты, кварцевые трахиты и комендиты; 3 — оливковые базальты и андезитобазальты, 4 — трахидацинты и трахириодациты; 5 — андезитобазальты и андезиты; 6 — осадочные и туфогенно-осадочные образования; 7 — допозднепалеозойский фундамент; 8 — местоположение флоры в разрезе, номер отвечает номеру в таблице. Римские цифры на рис.: I — среднее течение р. Дунд-Шумултай-Гол, II — среднее течение р. Шумултай-Гол, III — междуречье верховьев рек Дод-Харгантуин-Гол и Хуяхтуин-Гол, IV — левый борт р. Хавцагайн-Гол в районе горы Джаргалант-Обо, V — правый борт р. Хавцагайн-Гол, район высоты 2364,0, VI — бассейн руч. Цаган-Бургасуни-Гол, VII — правобережье руч. Урт-Булак, VIII — район горы Джинс-Цохир-Чулу-Ула, IX — бассейн нижнего течения р. Бугдегени-Гол, X — северный борт нижнего течения р. Идэр, XI — долина р. Ар-Тэлийн-Гол, XII — бассейн р. Бургулуин-Гол, верхнее течение р. Бугсэнн-Гол

точном фланге (район слияния рек Чулутын-Гол и Идэр-Гол), тогда как в центральных районах достигает максимальных значений.

Среди пород толщи местами встречаются отпечатки кордаитов плохой сохранности. Определенные растительные остатки были обнаружены в двух пунктах в пачке туфогенно-осадочных пород, залегающей в основании верхнепалеозойского разреза (см. таблицу): по левобережью р. Чулутын-Гол в устьевой ее части и на южных склонах хребта Баян-Дзурх-Ула (к западу от оз. Тэлмэн-Нур). Растительные остатки из первого пункта могут встречаться от второй половины среднего карбона по раннюю пермь включительно. Комплекс растений из второго пункта, характерный для большей части промежуточной свиты Кузбасса (I фитогоризонт), более определенно указывает на первую половину ранней перми (вплоть до начала артинского века). Именно в это время в пределах Северо-Хангайской зоны, по-видимому, и началась вулканическая деятельность (излияния базальтов).

Толща кислых вулканитов сложена лавами, обычными и спекшимися туфами трахидацинтов, трахириодацитов и в меньшей степени трахириолитов. В составе толщи обычны туфогенно-осадочные породы — туфопесчаники, туфоалевролиты и туфогравелиты, образующие местами пачки мощностью до 100—150 м, а также отдельные покровы андезитов и андезитобазальтов, закономерно распределенные по разрезу. На толще основных эффузивов кислые вулканиты залегают согласно и обычно отделены от них пачками туфогенно-осадочных пород и туфов смешанного состава, среди которых появляются и отдельные горизонты кислых ту-

фов. Растительные остатки, собранные в описываемой толще в районе горы Джинс-Цохир-Чулу-Ула (см. таблицу), характерны для II (верхне-промежупочно-ишановского) межрегионального фитостратиграфического горизонта, датируемого ранней пермью.

Толща характеризуется сложным фациальным составом, с преобладанием в одних разрезах лав, а в других — игнимбритов и туфов. Мощность толщи резко меняется в пределах вулканической зоны. В западной части зоны между сомонами Тосон-Цэнгэл и Шинэ-Идэр ее мощность в среднем составляет около 2000 м. Восточнее, в междуречье Бугсэин-Гол и Бугдегени-Гол, она возрастает до 3000 м и более (см. рис. 2), а в районе слияния рек Чулуту и Идэр резко сокращается и не превышает первых сотен метров. Мощность толщи уменьшается также вдоль северного борта вулканической зоны, в частности на левобережье р. Бугсэин-Гол, где она оценивается в 500—600 м. Важно подчеркнуть, что в районах распространения маломощных разрезов толщи она приобретает особый облик, определяемый относительно высокой долей основных пород в ее строении.

Осадочно-вулканогенная толща отличается сложной фациальной структурой, обусловленной незакономерным распределением в разрезах осадочных, туфогенно-осадочных и вулканических пород. Облик толщи определяют пестроокрашенные туфопесчаники и туфогравелиты, переслаивающиеся с подчиненными им кремнистыми и глинистыми алевролитами, мелко- и среднегалечными конгломератами, а также маломощными прослоями туфов. Эти породы составляют не менее 30—40% объема отдельных разрезов. Вулканические породы толщи представлены смешанными туфами, базальтами, андезитами, трахиандезитами, трахитами и трахидацитами. Местами они составляют до 70% мощности конкретных разрезов и образуют быстро выклинивающиеся линзы, отвечающие, по-видимому, изолированным вулканам небольших размеров. Характер соотношений между различными по составу вулканитами указывает на их одновременные излияния. На подстилающих кислых вулканитах породы вулканогенно-осадочной свиты залегают согласно, а местами смешиваются с переслаиванием.

Мощность толщи меняется от 0 до 3700 м. Она выпадает из разреза позднепалеозойских образований на восточном борту р. Чулуту в месте ее слияния с р. Идэр, там же, где резко сокращена мощность толщи кислых вулканитов. На запад мощность толщи возрастает и к западу от сомона Шинэ-Идэр достигает максимальных значений. Западнее сомона Тосон-Цэнгэл мощность толщи снова уменьшается. Растительные остатки, встреченные в осадочно-вулканогенной толще (см. таблицу), можно сопоставить с комплексом III или первой половиной IV фитогоризонта. Они датируют возраст вмещающих пород в интервале конца ранней — начала поздней перми.

Толща бимодальных вулканитов сложена оливиновыми и пироксен-плагиоклазовыми базальтами и андезитобазальтами, кварцевыми трахитами, трахириолитами и агпайтовыми риолитами (комендитами). Различные по кремнекислотности породы местами распространены совместно, образуя разрезы контрастного состава, местами пространственно разобщены и слагают более или менее однородные толщи базальтового (левобережье р. Бугдегени-Гол) или трахириолит-комендитового (левобережье р. Бугсэин-Гол) состава. Эти образования с размывом и конгломератами в основании перекрывают три нижние толщи. Растительные остатки из терригенных прослоев в толще бимодальных вулканитов характерны для второй половины ранней — начала поздней перми. Однако, учитывая стратиграфическое положение толщи, ее можно считать уже позднепермской. Мощность толщи достигает 2500 м.

Особенности строения толщи на флангах изученной части вулканической зоны были рассмотрены В. В. Ярмолюком [10]. Приведенные в его работе примеры характеризовали контрастные вулканические ассоциации толщи, т. е. сложенные чередующимися породами основного и кислого состава. В центральной части вулканической зоны наряду с кон-

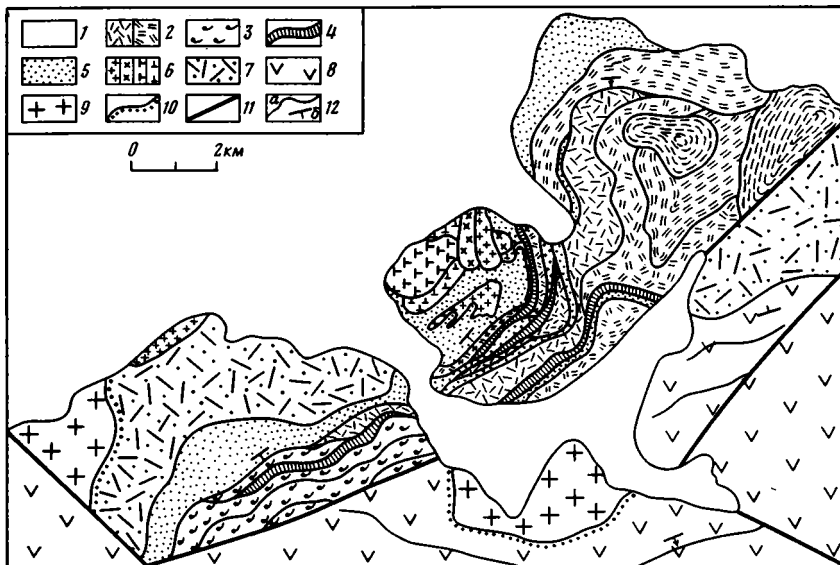


Рис. 3. Схема геологического строения трахириолит-комендитового вулкана в бассейне р. Бургулуин-Гол

1 — рыхлые отложения; 2 — трахириолиты и комендиты различных покровов; 3 — игнимбриты трахириолитов и комендитов; 4 — базальты; 5 — вулканические брекчии, туфы, туфогенно-осадочные образования; 6 — трахириолиты и комендиты субвулканических интрузий; 7 — свиты кислых вулканитов; 8 — свита основных и средних вулканитов; 9 — девонские граниты; 10 — контакты налегания вулканитов на гранитоиды; 11 — разломы; 12 — геологические границы (а), направления падения толщ (б)

трастными распространены ассоциации, существенно однородные по составу пород: базальтовые или трахириолит-комендитовые.

Так, на левобережье р. Бугдегени-Гол в районе руч. Урт-Булак выделяется крупное поле, сложенное серией базальтовых покровов, залегающих на пачке туфогравелитов, песчаников, кремнистых и глинистых алевролитов. Иное строение толщи наблюдается по правобережью верхнего течения р. Бугсэн-Гол в долине руч. Бургулуин-Гол (рис. 3). Здесь в ее составе преобладают трахидациты, кварцевые трахиты, трахириолиты и комендиты. Вулканиты распространены на площади 120 км² в пределах вытянутого в северо-восточном направлении поля, где слагают погружающуюся в южных румбах моноклинал. Они залегают с валунными конгломератами в основании на породах толщи кислых вулканитов и характеризуются двучленным разрезом. Нижнюю его часть, мощностью до 900—1000 м, образуют вулканические брекчии с отдельными покровами базальтов, трахидацитов и кварцевых порфиров, а также туфогенно-осадочных пород с флорой верхней перми (см. таблицу). Верхнюю часть разреза (мощностью 1100 м) слагают линзообразные экструзии комендитов, разделенные пачками туфов и туфогенно-осадочных пород, а также игнимбриты комендитов и трахириолитов, развитые в западной части поля. Вулканические образования района связаны с центральным вулканом, который реконструируется по распределению субвулканических и покровных образований и по изменениям мощности вулканитов. Его выводящую зону фиксируют субвулканические интрузии и вулканические брекчии, достигающие вблизи интрузий максимальной мощности. Мантию вулкана слагают грибообразные лавовые потоки трахириолитов и комендитов, сосредоточенные вблизи центра вулкана, а также игнимбриты кварцевых трахитов и комендитов, распространенные на более широкой площади по обрамлению вулкана.

Конгломератовая толща перекрывает все вулканические и интрузивные образования в пределах вулканической зоны. Ее слагают светло-серые, желтые и красновато-серые средне- и мелкогалечные, редко крупногалечные конгломераты с хорошо окатанной галькой, переслаиваю-

щиеся с гравелитами, песчаниками, глинистыми и углистыми алевролитами. Мощность толщи колеблется от сотен метров до 2000 м и более. Местами она, по-видимому, не накапливалась в связи с расчлененностью рельефа. Рельефом обусловлен и состав обломочного материала конгломератов, обычно отвечающих местному источнику сноса. Так, вблизи выходов вулканитов галька обычно вулканогенная, а вблизи гранитов имеет гранитный состав.

В конгломератовой толще присутствуют разновозрастные комплексы растительных остатков. В нижнем течении Ар-Тэлийн-Гол в ней обнаружен смешанный комплекс растений, который может встречаться как в III, так и низах IV фитогоризонта. Кроме того, здесь известны комплексы, характерные для IV и V фитогоризонтов (см. таблицу). В целом весь набор растений свидетельствует в пользу позднепермского возраста конгломератовой толщи.

Необходимо отметить, что в вулканической зоне мы не обнаружили проявлений коррелятивной конгломератам магматической деятельности. В связи с этим подчеркнем, что соотношения, описанные В. А. Благодеровым [1, 2] по р. Дод-Харгантуин-Гол и свидетельствующие о перекрывании верхнепермских конгломератов толщей вулканитов, не подтвердились нашими исследованиями. Мы установили, что конгломераты слагают узкую, сильно сжатую синклиналиную складку и залегают на вулканогенно-осадочной толще с остатками *Glottophyllum sp.*, *Cordaites ex gr. gracilentus* (Gorel) S. Meyen, *Cordaites aff. singularis* (Neub.) S. Meyen, *Cordaites ex gr. concinna* (Radcz.) S. Meyen, характерными для начала поздней или, что менее вероятно, для конца ранней перми.

Пермские интрузивные образования объединены в два комплекса. Один из них представляет интрузии преимущественно средне- и мелкозернистых и порфириовидных монзонитов, сиенодиоритов, граносиенитов и мелкозернистых гранитов. Они слагают как крупные массивы, так и многочисленные дайки, которые прорывают допермские образования, а также по крайней мере две нижние толщи пермского разреза, но не известны среди пород бимодальной и конгломератовой свит. Сиенодиориты и биотитовые граниты рвутся щелочными гранитами, которые параллелизуются с комендитами бимодальной свиты. Поэтому мы считаем, что интрузии этого комплекса являются допозднепермскими и, вероятно, комагматичны вулканическим образованиям трех нижних толщ.

Второй интрузивный комплекс объединяет щелочные граниты и сиениты и связанные с ними дайки пантеллеритов и комендитов. Интрузии этих пород прорывают все образования вплоть до нижних горизонтов бимодальной свиты [10]. По составу они тождественны щелочным вулканитам. Более того, они тяготеют к центральным глубоко эродированным участкам комендит-трахириолитовых вулканов и приурочены к тем же грабенообразным структурам, в которых происходило накопление вулканитов бимодальной серии. По возрасту они также были близки вулканитам, так как их обломки часто встречаются в конгломератах верхней перми, в особенности по левобережью р. Бугэин-Гол, и, следовательно, эти интрузии формировались в начале поздней перми.

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ И ВУЛКАНИЗМА СЕВЕРО-ХАНГАЙСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

В пределах вулканической зоны ее допермское основание вскрыто слабо, обнажаясь в горстообразных выступах, где преобладают разнообразные палеозойские интрузии. В связи с этим очень трудно судить о структуре и составе основания. Определенно можно говорить лишь о том, что распространение венд-нижнекембрийских зеленокаменноизмененных основных эффузивов и ассоциирующих с ними габбронидов отмечается на всей протяженности позднепалеозойской вулканической зоны, тогда как уже в структурах ее южного обрамления эти эффузивы не известны. Такие же эффузивы распространены и несколько севернее вулканической области, например в районе сомона Бурэн-Хан, однако далее к се-

веру они сменяются кремнисто-терригенными и карбонатными комплексами того же возраста. Таким образом, зеленокаменноизмененные эффузивы связаны с узкой структурой, примерно совпадающей в своих границах с вулканической зоной.

Позиция зеленокаменноизмененных эффузивов контролируется Северо-Хангайской системой разломов, вдоль которой они протягиваются как к востоку, так и к западу, где участвуют в строении венд-раннекембрийских офиолитовых ассоциаций соответственно Джидинской и Хан-Хухэйской офиолитовых зон. На основании этих данных можно предполагать, что в венд-раннекембрийскую эпоху на месте позднепалеозойской вулканической зоны существовал трог, выполненный основными эффузивами, возможно, принадлежащими к офиолитовой ассоциации, и обрамленный с юга Тарбагатайским, а с севера — Тувино-Монгольским докембрийскими выступами. В пределах этой структуры вдоль ее южного борта в позднем палеозое сформировалась вулканическая зона.

Для позднепалеозойских вулканических образований характерен ярко выраженный мозаично-блоковый современный структурный план. Они разбиты кулисообразно сопряженными субширотными разломами на узкие протяженные блоки, в пределах которых позднепалеозойские образования залегают моноклинально с крутыми (60—80°) углами падения пород. Лишь на флангах зоны, в районе слияния рек Идэр и Чулутун-Гол, к западу от сомона Тосон-Цэнгэл, и по северному ее обрамлению толща залегают менее круто (30°).

Как уже отмечалось, низы пермского разреза слагает толща основных и средних вулканитов. Она встречается на протяжении всей зоны, образуя сплошной лавовый покров, мощность которого возрастает до 1800—2000 м в центральной части вулканической зоны в междуречье Бугдегени-Гол и Бугсэин-Гол и в бассейне р. Хавцагайн-Гол и сокращается на ее западном и восточном флангах (см. рис. 2).

Залегающая выше толща кислых вулканитов характеризуется еще более ярко выраженным линзообразным строением. Ее максимальная мощность, превышающая 3300 м, отмечается в центральной части зоны в бассейнах верхнего течения рек Бугсэин-Гол и Бугдегени-Гол и резко сокращается до 200—300 м к востоку в районе слияния рек Идэр- и Чулутун-Гол, а также на северном борту зоны (левобережье р. Бугсэин-Гол). Подобным же строением обладает и вулканогенно-осадочная толща. Наиболее мощные ее разрезы (до 3000 м и более) наблюдаются в центральных участках вулканической зоны, тогда как на восточном ее окончании на правобережье нижнего течения р. Чулутун-Гол толща выпадает из разреза. Исчезает она и на западном фланге зоны к западу от оз. Тэлмэн-Нур.

Таким образом, данные по распространению нижних трех свит верхнепалеозойского разреза вулканической зоны показывают, что эти образования выполняли крупный прогиб, который можно назвать Северо-Хангайским, имевший протяженность свыше 200 км и по этому параметру сопоставимый с Орхон-Селенгинским прогибом. Наиболее прогнутая его часть с мощностью выполняющих отложений свыше 6000 м охватывала междуречье Бугсэин-Гол и Бугдегени-Гол и лежащую далее к западу часть хр. Болнай вплоть до сомона Тосон-Цэнгэл. С востока Северо-Хангайский прогиб ограничен поднятием, отделившим его от Орхон-Селенгинского прогиба. В строении этого поднятия сокращена мощность нижней толщи, в сильно редуцированном виде присутствует толща кислых вулканитов, а вулканогенно-осадочная толща выпадает из разреза. В структурном отношении это поднятие контролируется мощной Восточно-Хангайской системой северо-западных разломов, в пределах которой на южном ее продолжении находится Восточно-Хангайский выступ докембрийского основания, разделивший Хангайский и Хэнтэйский моноклиналильные прогибы.

Нижние три толщи Северо-Хангайского позднепалеозойского прогиба характеризуются взаимными переходами и преемственным развитием. Обладают они также и общими особенностями химизма слагающих их

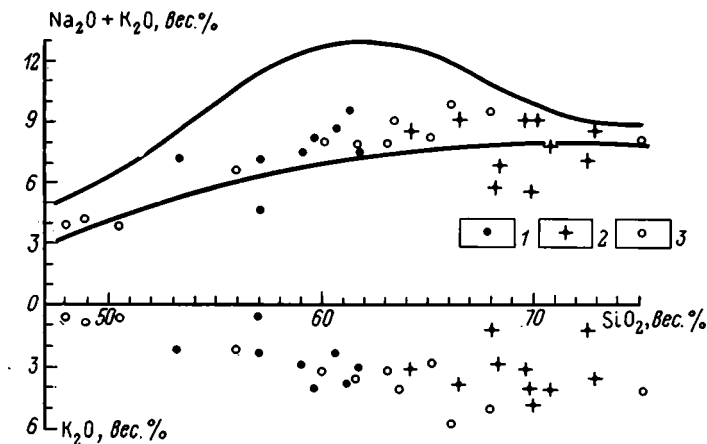


Рис. 4. Размещение составов пород дифференцированного комплекса на классификационной петрохимической диаграмме 1—3 — толщи: 1 — основных и средних вулканитов, 2 — кислых вулканитов, 3 — вулканогенно-осадочная

пород. Так, вулканические породы свит относятся к субщелочному ряду. В частности, породы нижнепермской толщи основных и средних эффузивов характеризуются содержанием SiO_2 от 49 до 62% и высокой общей щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4,0\text{—}9,8\%$) при преимущественном преобладании натрия над калием (рис. 4). Породы толщи дифференцированы по составу от базальтов до андезитов при преобладании андезитобазальтов и андезитов.

Для толщи кислых эффузивов наиболее типичны дациты и риодациты, хотя диапазон составов при содержании SiO_2 от 64 до 73% довольно широк. Породы в основном обладают общим высоким уровнем щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7\%$) и преобладанием Na_2O над K_2O (см. рис. 4).

Породы вулканогенно-осадочной толщи характеризуются наиболее пестрым набором пород (от 48 до 75% SiO_2), хотя по типу щелочности и содержанию других петрогенных элементов они сближаются в области основных и средних составов с породами нижней толщи, а в области кислых составов — с породами второй толщи.

На петрохимической диаграмме (см. рис. 4) составы пород всех трех толщ образуют практически непрерывную последовательность точек с максимальной их группировкой в интервале от 53 до 70% SiO_2 , причем в общих чертах эта последовательность коррелирует с размещением пород в разрезах.

Установленные геологические и петрохимические связи пород рассматриваемых толщ позволили нам объединить их в один комплекс, который в соответствии с преемственной дифференциацией составов внутри него мы называем дифференцированным. Следует отметить, что такие комплексы пород свойственны Орхон-Селенгинскому прогибу [9, 11] и другим позднепалеозойским вулканическим областям Центральной Азии, в строении которых они приурочены к нижним горизонтам разреза и слагают мощные, распространенные на значительных площадях лавовые чехлы, преобладающие над остальными проявлениями позднепалеозойского вулканизма [3, 7, 10].

В отличие от пород дифференцированного комплекса вулканиты бимодальной толщи не имели сплошного распространения в пределах Северо-Хангайского прогиба. Они были связаны с приразломными грабенами, приуроченными к уходящим за границу прогиба разломам запад — северо-западного простирания. Этот вывод следует из того, что наиболее молодая среди пермских образований конгломератовая толща залегает как на вулканитах бимодальной толщи, так и на породах дифференцированного комплекса без структурного несогласия и существ-

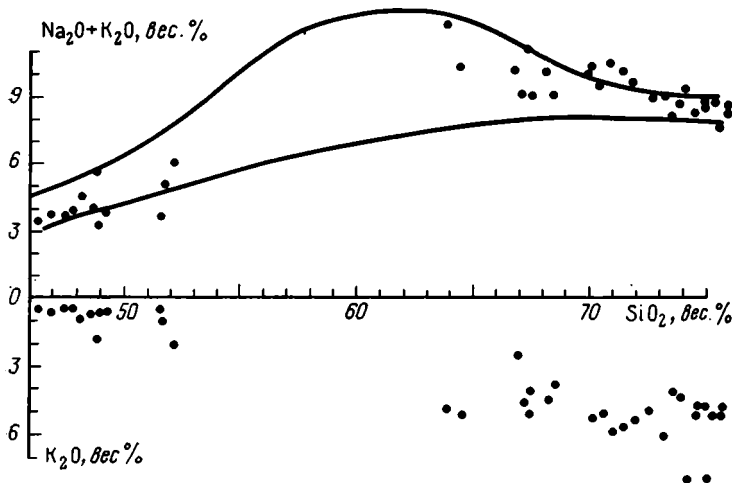


Рис. 5. Размещение составов пород бимодального комплекса на классификационной петрохимической диаграмме

венного размыва, тем самым исключая смыв бимодальной толщи с больших площадей.

Необходимо также отметить, что к разломам, контролировавшим распределение пород бимодальной толщи, приурочены дайки комендитов и пантеллеритов, трещинные тела и массивы щелочных гранитов и сиенитов. Установленные в районах сомонов Нумурга [4] и Тосон-Цэнгэл [10] соотношения между щелочными гранитами и вулканитами позволяют предполагать, что интрузии фиксируют бывшие питающие камеры щелочно-кислых вулканов и, следовательно, их распределение отмечает главные магмовыводящие зоны бимодального вулканизма.

Выделяется несколько цепочек грабенов, контролировавших распределение бимодальной толщи. Они параллельно или кулисообразно сочленяются между собой и по протяженности превышают 100 км. С одной из них, протянувшейся между сомонами Нумурга и Тосон-Цэнгэл, связаны бимодальные вулканиты и щелочные граниты в западной части вулканической зоны. В восточной части зоны установлены две такие цепочки. Одна прослеживается от устья р. Бугсэин-Гол вплоть до северной оконечности оз. Сонгийн-Далай-Нур, другая — от района сомона Аршант на восток вдоль долины р. Бугдегени-Гол.

По составу вулканиты бимодальной толщи отличаются от продуктов дифференцированной серии. На петрохимической диаграмме фигуративные точки составов пород группируются в двух компактных областях (рис. 5). Одна ограничена интервалом от 48 до 52% SiO_2 , составы пород другой группы в основном лежат внутри интервала 67—75% SiO_2 . Породы характеризуются высокой щелочностью, причем кислые вулканиты толщи, имеющие по содержанию SiO_2 большой интервал перекрытия с кислыми продуктами дифференцированной серии, отличаются от последних более высокой щелочностью. На диаграмме их составы группируются вдоль линии, разделяющей поля пород щелочного и субщелочного рядов. Это находит отражение и в минералогическом составе кислых вулканитов, который определяют щелочной полевой шпат (ортоклаз-пертит), а также щелочные темноцветные — амфиболы и эгирин.

Вулканические образования позднепермской бимодальной толщи отличаются от продуктов дифференцированного комплекса также условиями формирования, тяготеют к грабенам и не связаны с развитием раннепермского Северо-Хангайского прогиба. Они характеризуются своими отличительными особенностями состава, поэтому мы выделяем их в качестве самостоятельного бимодального комплекса.

Формирование конгломератовой толщи было сопряжено с продолжающейся глыбовой дифференциацией в пределах вулканической зоны.

Конгломераты накапливались в межгорных впадинах и поэтому имеют в своем составе преимущественно местный материал, представленный продуктами размыва расположенных по соседству образований.

Боковое сжатие зоны и складчатые деформации в ее пределах произошли после завершения формирования пермских образований, что определило для них одинаковый стиль складчатости. Возможно, процессы смятия продолжались до средней юры включительно, поскольку юрские отложения к северу от оз. Сонгийн-Далай-Нур деформированы в том же структурном плане, что и пермские образования. Деформация пермских толщ была очень значительной, особенно в центральной части Северо-Хангайского прогиба, где породы нередко стоят на «головах» или погружаются под крутыми (60—80°) углами. На флангах прогиба породы залегают более полого со средними углами падения около 30°.

СОПОСТАВЛЕНИЯ И ВЫВОДЫ

Северо-Хангайская вулканическая зона является западным окончанием крупного пермского вулканического пояса, протянувшегося от хребтов Монгольского Алтая через всю Северную Монголию до северо-восточной границы страны и далее на территорию Забайкалья [3, 7, 11]. Наиболее крупной и хорошо изученной структурой в его пределах является Орхон-Селенгинский прогиб [8, 9, 11], расположенный непосредственно к востоку от вулканической зоны. В строении западной части вулканического пояса нами выделяется Северо-Хангайский прогиб, особенности строения которого были рассмотрены выше.

Сопоставление разрезов позднепалеозойских образований в Орхон-Селенгинском и Северо-Хангайском прогибах показывает их большое сходство как по последовательности накопления вулканических продуктов, так и по возрастным диапазонам формирования важнейших подразделений разреза. Так, в нижней части разреза Северо-Хангайского прогиба выделяется толща основных и средних вулканитов, которая непосредственно прослеживается в Орхон-Селенгинский прогиб и также занимает в его строении нижние части разреза.

Толща основных и средних эффузивов в обоих прогибах перекрыта кислыми породами, которые, как это следует из приведенных выше данных В. В. Кепежинскас и И. В. Лучицкого [6], обладают близким химическим составом.

На кислых вулканитах в Орхон-Селенгинском прогибе залегают вулканогенно-осадочная, или туффитовая, свита, характеризующаяся тонкой стратификацией и преобладанием туфогенно-осадочных пород [9]. В ее строении участвуют также миндалекаменные базальты, долериты, габбро-диабазы, туфовые брекчии и туфоконгломераты основного и среднего состава. В Северо-Хангайском прогибе возрастным аналогом этой свиты является пестрая серия пород, которую мы выделили под тем же названием. Как было отмечено, в ее строении преобладают туфогенно-осадочные и осадочные образования, но кроме того, широко представлены базальты, андезиты, трахиты и трахидациты. В этом, собственно, и состоит главное отличие вулканогенно-осадочной толщ Северо-Хангайского прогиба от соответствующих образований Орхон-Селенгинского прогиба.

Вулканогенно-осадочная свита Орхон-Селенгинского прогиба перекрыта серией покровов трахибазальтов, датируемой поздней пермью. В Северо-Хангайской вулканической зоне этим образованиям отвечает толща бимодальных вулканитов. В ее строении участвуют кислые породы повышенной щелочности и щелочные, а также трахибазальты, играющие места самостоятельную роль. Последние по составу сопоставляются с трахибазальтовой толщей Орхон-Селенгинского прогиба [7]. Это позволяет говорить о том, что позднепермский импульс однотипного вулканизма распространился на всю Северную Монголию.

Необходимо отметить, что при наблюдаемом сходстве в строении разрезов Северо-Хангайского и Орхон-Селенгинского прогибов существуют

и определенные различия в характере проявления магматизма в их пределах. Так, в составе свиты кислых эффузивов Орхон-Селенгинского прогиба, по данным Р. М. Яшиной и А. Т. Матреницкого [11], появляются трахиты и как наиболее дифференцированные породы комендиты, неизвестные на соответствующем уровне в Северо-Хангайском прогибе. Туффитовая свита междуречья Орхона и Селенги содержит вулканические породы в подчиненном количестве, а в составе трахибазальтовой свиты отсутствуют щелочно-кислые дифференциаты, но зато проявлены интрузии монцонитового состава. Возможно, что эти различия обусловлены особенностями тектонической позиции прогибов. Так, если Северо-Хангайский прогиб возник на месте Идэро-Джидинского эвгеосинклинального прогиба, то Орхон-Селенгинский прогиб формировался на консолидированном докембрийском основании. Влияние структур фундамента, обычно сказывающееся на характере магматизма, вполне вероятно, могло определить существующие различия в проявлении магматических процессов.

Результаты проведенного сравнения свидетельствуют о большом сходстве разрезов позднепалеозойских вулканитов в Орхон-Селенгинском и Северо-Хангайском прогибах, а следовательно, и о том, что развитие вулканизма в пределах вулканического пояса Северной Монголии происходило довольно однотипно в различных его сегментах. Накопление вулканитов осуществлялось в крупных конседиментационных прогибах, характеризовавшихся огромной мощностью выполнявших их образований (7000—10 000 м). В этом отношении вулканический пояс Северной Монголии имеет сходство, пожалуй, лишь с одной структурой — грабеном Альтиплано Южной Америки, в строении которого мощность слагающих его толщ достигает 10 000 м и более. Грабен Альтиплано занимает тыловую позицию в структуре Андийского краевого вулканического пояса. Его формирование связывается с условиями реализации тектономагматических процессов в зоне субдукции, в области ее наибольшего погружения [5, 7]. Точно так же и Северо-Монгольский вулканический пояс расположен в тыловой части позднепалеозойского вулканического ареала Монголии по отношению к океаническому бассейну палео-Тетиса [3, 7], поэтому, вероятно, и его формирование происходило в таких же условиях, что и грабена Альтиплано.

Строение Северо-Монгольского вулканического пояса осложнено конседиментационным выступом, который контролировался Восточно-Хангайской зоной северо-западных разломов. Как было показано [10], эта система разломов оказала существенное влияние в целом на структуру позднепалеозойского магматического ареала, и в частности на строение Северо-Монгольского пояса. Различия в строении и развитии Орхон-Селенгинского и Северо-Хангайского прогибов, по-видимому, незначительные на ранних стадиях их формирования, достаточно определенно проявились на уровне формирования позднепермского комплекса вулканитов. Еще более существенные различия устанавливаются в характере деформаций стратифицированных образований прогибов. Сравнительно простые в Орхон-Селенгинском прогибе, они были очень напряженными в Северо-Хангайском прогибе. Это привело к значительному дроблению и изменению вулканических образований, что, по-видимому, не в последнюю очередь повлияло на первоначальное отнесение пермских толщ к более древним венд-раннекембрийским комплексам.

Литература

1. Амантов В. А., Благодрагов В. А., Борзаковский Ю. А. и др. Основные черты стратиграфии палеозоя Монгольской Народной Республики//Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1970. С. 8—63.
2. Геология Монгольской Народной Республики. Т. I. М.: Недра, 1973. 731 с.
3. Гордиенко И. В. Магматизм и геодинамика палеозоя северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса//Геология и геофизика. 1984. № 4. С. 19—31.
4. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. М.: Наука, 1975. 288 с.

5. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
6. Кепежинская В. В., Лучицкий И. В. Континентальные вулканические ассоциации Центральной Монголии. М.: Наука, 1974. 70 с.
7. Коваленко В. И., Моссаковский А. А., Ярмолюк В. В. Петрохимическая зональность и геодинамика позднего палеозоя Монголии//Геотектоника. 1983. № 6. С. 13—29.
8. Континентальный вулканизм Монголии. М.: Наука, 1983. 190 с.
9. Моссаковский А. А., Томуртогоо О. Верхний палеозой Монголии. М.: Наука, 1976. 127 с.
10. Ярмолюк В. В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. М.: Наука, 1983. 190 с.
11. Яшина Р. М., Матреницкий А. Т. Верхнепалеозойский магматизм Северной Монголии и его металлогенические особенности//Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979. С. 96—113.

Советско-Монгольская геологическая
научно-исследовательская
экспедиция, Москва

Поступила в редакцию
13.V.1985

УДК 551.243(477.6)

КОРЧЕМАГИН В. А., ЕМЕЦ В. С.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ И ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ ДОНБАССА И ВОСТОЧНОГО ПРИАЗОВЬЯ

В статье рассматривается история развития структуры Донбасса, в которой выделяются: позднепротерозойский и девонский этапы развития с рифтовым режимом, герцинский цикл парагеосинклинального развития с завершающей складчатостью и альпийский цикл неотектонической активизации платформы. Каждый из перечисленных режимов характеризуется индивидуальным полем напряжений и механизмом формирования структурных форм.

В истории развития структуры Донбасса можно выделить авлакогенный, парагеосинклинальный и платформенный этапы. Каждый из этих этапов, как показывают результаты проведенных в последние годы тектонофизических исследований, сопровождался характерным развитием тектонического поля напряжений. Особенности последнего, полнее выявляемые при сопоставлении данных по Донбассу и по Приазовскому кристаллическому массиву, позволяют сделать более обоснованные выводы о механизмах структурообразования отдельных этапов развития региона.

Донецкий бассейн представляет собой складчатый сегмент Доно-Днепровского прогиба (авлакогена), располагающийся между Приазовским (на юго-западе) и Воронежским (на северо-востоке) кристаллическими массивами Восточно-Европейской платформы [13]. Ограничения Донбасса служат глубинные краевые разломы северо-западного простираения [15]. В его строении принимают участие докембрийский кристаллический фундамент, проблематичный рифейский комплекс пород, герцинский и альпийский структурные этажи [13, 15]. Породы фундамента доступны для наблюдений лишь в пределах Приазовского массива. Гипотетические рифейские образования, мощностью до 10 км, возникшие на авлакогенном этапе, по данным ГСЗ развиты преимущественно в центральном Донецком грабене, погружаясь здесь на большие глубины [15]. Целесообразность их выделения подтверждается не только результатами ГСЗ, но и сравнительным палеотектоническим анализом: аналогичный по ориентации и условиям образования соседний Пачелмский прогиб выполнен мощной толщей рифейских отложений. Герцинский структурный этаж, определяющий общий морфологический облик Донбасса, сложен девонскими вулканогенно-терригенными отложениями, обнаженными в южных районах, мощной толщей угленосных отложений карбона (до 22 км) и пермскими соленосными образованиями, распространенными лишь на северо-западных окраинах региона. Каменноугольные отложения, образовавшиеся в парагеосинклинальных условиях [2], смяты преимущественно в крупные линейные складки северо-западного простираения. Осевые поверхности складок практически вертикальные, шарниры их слегка ундулируют, углы падения пород на крыльях в среднем составляют 30—40°. Довольно регулярное чередование широких синклиналей и узких антиклиналей обуславливает гребневидный облик складчатости. Вкрест общедонецкого простираения кород намечается своеобразная структурная зональность: срединная зона крупных линейных складок сменяется к окраинам южной и северной зонами мелкой складчатости, приуроченными к глубинным разломам, которые обособляют внутренний, центральный грабен Донбасса. Еще далее к периферии, непосредственно у бортов бассейна, выделяется зона крупных поло-

гих синклиналих структур, переходящая за краевыми разломами в моноклинали. Среди разрывных структур герцинского этажа наиболее крупные продольные надвиги, концентрирующиеся у бортов Донбасса и наклоненные к его центру, а также поперечные сбрососдвиги, особенно интенсивно развитые в пределах Ровеньковского поднятия. Альпийский структурный этаж представлен типичными платформенными осадками мезозоя и кайнозоя, сохранившимися лишь на периферии Донбасса. Местами породы альпийского этажа претерпели достаточно выраженные дислокации. Простирающиеся пологих складчатых форм здесь, как и наложенных молодых дислокаций в герцинском этаже, восток — северо-восточное [13]. В процессе упомянутых тектонофизических исследований проводились определения характеристик полей напряжений локального и регионального структурных уровней. Реконструкция локальных полей выполнена на участках Донбасса и Приазовья, во всех важнейших районах и разновозрастных комплексах пород (рис. 1). Методика этих реконструкций приведена в работах О. И. Гущенко [7], В. А. Корчмагина и В. С. Емеца [11]. Определение параметров полей напряжений регионального уровня, проявившихся в Донецком бассейне и Восточном Приазовье на различных этапах, осуществлялось путем анализа пространственного распределения локальных осей главных нормальных напряжений, полюсов зеркал скольжения, кварц-карбонатных жил и даек магматических образований соответствующих возрастных комплексов пород на сводных стереограммах. Методика этих определений рассмотрена в работах О. И. Гущенко [7], Л. А. Сим [14] и Д. Н. Осокиной и Н. Ю. Цветковой [12] и дополнена ниже в данной статье. Всего изучено более 5000 зеркал скольжения, 620 минеральных жил, 210 даек магматических пород, выполнено 310 реконструкций поля напряжений локального и регионального уровней.

Характеристики полей напряжений авлакогенного этапа развития региона выявлены по данным о пространственном распределении верхнепротерозойских даек диабазовых порфиритов Восточного Приазовья, а также по результатам изучения структур тектонических трещин покровов девонских базальтов зоны сочленения Донбасса и Приазовского кристаллического массива (рис. 2). Абсолютный возраст даек колеблется в пределах 0,8—1,2 млрд. лет. Позднепротерозойский возраст их подтверждается также тем, что они секут породы граносиенитового комплекса (1,4—1,6 млрд. лет), а их обломки находят в девонских терригенных толщах [4].

Судя по распределению даек в пространстве, расположение оси алгебраически минимальных нормальных напряжений σ_3 регионального уровня почти вертикальное. Об этом свидетельствует отчетливый абсолютный минимум плотности полюсов даек в центре стереограммы. В пределы окошка с радиусом 45° , совмещенного с указанным положением оси σ_3 (см. рис. 2, А), не попадает практически ни одной дайки. Ось алгебраически максимальных нормальных напряжений σ_1 , напротив, совпадает, как это видно на диаграмме, с максимумом плотности полюсов даек и ориентирована почти горизонтально вкрест простираения Донецкого прогиба. Примечательно также распределение даек по мощности: чем ближе их ориентировка к перпендикулярному относительно оси σ_1 положению, тем больше их мощности (до 30 м). С другой стороны, средняя мощность даек увеличивается с юга на север по мере приближения со стороны кристаллического массива к зоне его сочленения с Донбассом. Все это может свидетельствовать об активности растягивающих напряжений, действовавших вдоль оси σ_1 . Аналогичный характер регионального поля напряжений выявляется по наблюдениям в девонских базальтах (см. рис. 2, Б). Субвертикальная позиция оси σ_3 регионального уровня уверенно определяется по отчетливому минимуму плотностей локальных осей σ_1 и полюсов карбонатных жил с типичной для базальтов медной минерализацией. Почти горизонтальному, вкрест простираения Донецкого прогиба, расположению оси σ_1 регионального уровня соответствуют минимум плотности локальных осей σ_3 , максимум полюсов карбонатных

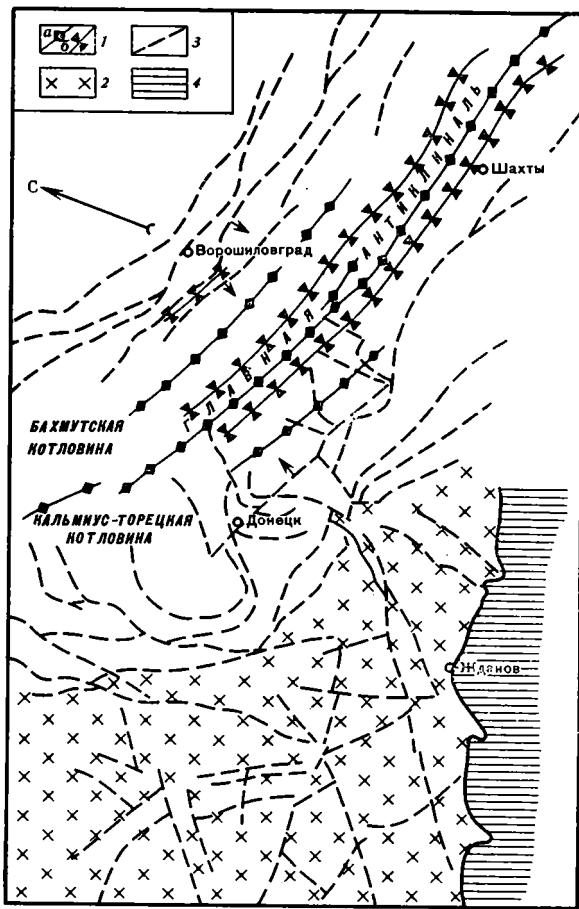


Рис. 1. Схема геологического строения Донбасса и Приазовья
 1 — оси складок: *a* — антиклинали, *b* — синклинали; 2 — кристаллические породы Приазовья; 3 — разрывы; 4 — Азовское море

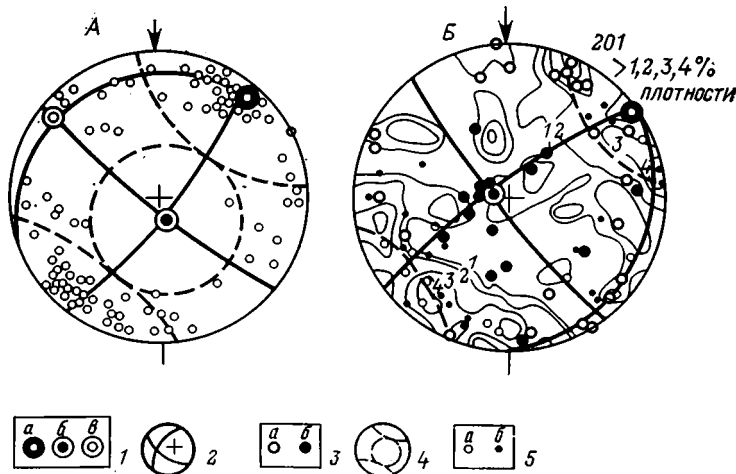


Рис. 2. Характеристика поля напряжений периода грабенообразования
 А — стереограмма полюсов даек позднепротерозойского возраста. Б — стереограмма полюсов зеркал скольжения (в изолиниях плотности), кальцитовых жил и выходов осей напряжений локального уровня в покровах девонских базальтов (цифрами показано количество разрывов и значение изолиний плотности в процентах). 1 — выходы осей нормальных напряжений (*a* — σ_1 , *b* — σ_3 , *v* — σ_2) регионального уровня; 2 — плоскости главных нормальных напряжений регионального уровня; 3 — оси нормальных напряжений (*a* — σ_1 , *b* — σ_3) локального уровня; 4 — следы конических поверхностей; 5 — полюса карбонатных жил: *a* — мощность > 5, *b* — мощность < 5 см

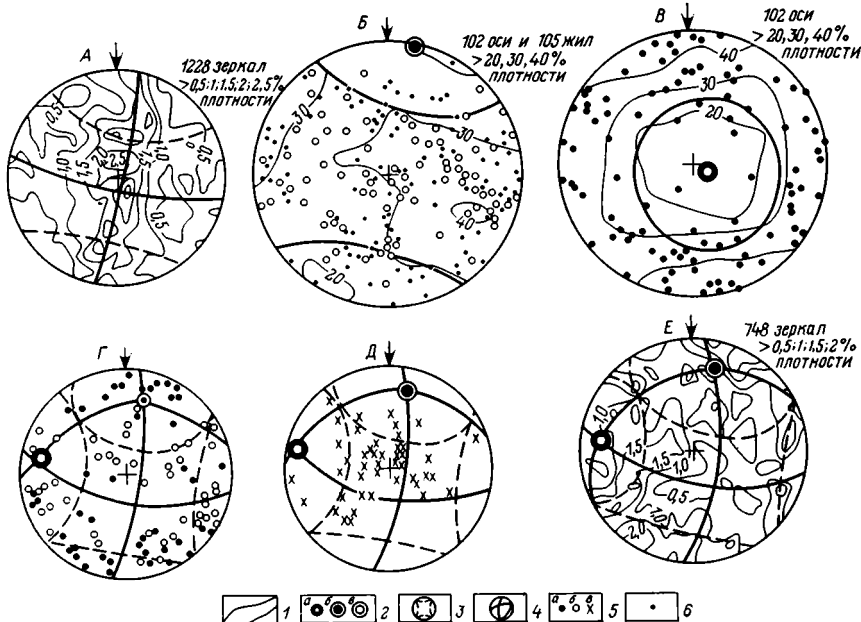


Рис. 3. Характеристика поля напряжений герцинского этапа (период складкообразования)

А, Б, В — стереограммы полюсов зеркал скольжения (А), кварцевых жил (точки — 105) и выходов локальных осей σ_1 (кружки — 102) (Б), выходов локальных осей σ_3 (В) в изолиниях плотности (Донецкий бассейн), Г, Д, Е — стереограмма локальных осей σ_1 и σ_3 (Г), σ_2 (Д) и полюсов зеркал скольжения (Е) Приазовья. 1 — изолинии плотностей; 2 — выходы осей нормальных напряжений (а — σ_1 , б — σ_3 , в — σ_2) регионального уровня; 3 — конусные поверхности; 4 — плоскости главных нормальных напряжений; 5 — выходы осей нормальных напряжений локального уровня (а — σ_3 , б — σ_1 , в — σ_2); 6 — полюса жил

жил и характерное распределение полюсов зеркал скольжения. Последние образуют ярко выраженный пояс вдоль малого круга, что может свидетельствовать об активности напряжений, действовавших вдоль оси σ_1 , и позволяет характеризовать напряженное состояние базальтов в процессе деформации как близкое к одноосному растяжению.

Приведенная характеристика региональных напряжений, а также характер магматизма и проницаемости земной коры авлакогенного этапа развития региона хорошо соответствуют особенностям рифтового режима [1]. Ведущим механизмом деформации земной коры на данном этапе, очевидно, являлось продольное растяжение, возникающее в своде крупного поднятия, образованного Украинским щитом и Воронежской антеклизой. По-видимому, можно выделить две стадии рифтообразования: позднепротерозойскую, с которой связано становление даек диабазовых порфириров и заложение центрального грабена Доно-Днепровского прогиба, и позднемедведонскую с проявлением базальтовых покровов и окончательным оформлением грабена [15].

Рассмотренный активный период заложения структуры Донбасса, как известно, сменился вначале относительно спокойным накоплением мощной, преимущественно угленосной толщи верхнего палеозоя и затем довольно интенсивным складкообразованием и магматизмом (силлы, дайки, локколиты плагиигранитов и трахиандезитов) в течение пфальцской и заальской фаз герцинского тектогенеза. Реконструкции характеристик напряжений, выполненные в многочисленных участках герцинского структурного этажа Донбасса, показывают чрезвычайно неустойчивость ориентировок осей σ_1 и σ_3 поля локального уровня (рис. 3, А, Б, В). Оценка их возраста при этом в каждом конкретном случае оставалась мало достоверной до завершения исследований и обобщения результатов. Лишь последующий анализ распределения локальных осей σ_1 и σ_3 с определением ориентации осей напряжений регионального

уровня и их сопоставлением с главными структурными элементами складчатого сооружения региона дает уверенность в преимущественном проявлении здесь напряжений позднегерцинского этапа. Судя по четким минимумам плотностей распределения осей σ_1 и σ_2 локальных напряжений, выявляемым на сводных стереограммах при радиусе подсчетного круга в 45° , ось максимального сжатия регионального уровня ориентирована строго перпендикулярно к осевым плоскостям складок Донбасса. Максимальные растягивающие напряжения σ_1 направлены при этом почти вертикально, а ось промежуточных напряжений σ_2 совпадает с положением шарниров складок. Надежность данной реконструкции позднегерцинского поля напряжений регионального уровня Донецкого бассейна подкрепляется данными о распределении полюсов зеркал скольжения (см. рис. 2, А), мощных кварцевых жил и магматических образований позднегерцинского возраста (см. рис. 2, Б). Общее напряженное состояние пород, оцененное по среднему значению показателя Лодэ — Надаи для всей совокупности зеркал скольжения, равное нулю, и по характеру структуры тектонических трещин (распределение полюсов вдоль дуги большого круга, совпадающего с плоскостью главных деформаций, максимумами в позиции τ_{\max} (см. рис. 2, А)) соответствует чистому сдвигу. Чистый сдвиг или плоское напряженное состояние предполагает отсутствие напряжений вдоль оси σ_2 и равенство по модулю напряжений, действующих вдоль осей σ_1 и σ_3 .

Приведенная характеристика позднегерцинских напряжений Донбасса в сочетании с морфологическими особенностями складчатости (параллельность и линейность складок первого порядка, сочетание складок концентрического скольжения с подобными и др.) позволяет в качестве основного процесса складкообразования предполагать механизм продольного изгиба и сжатия [6]. Продольное сжатие осадков могло развиваться вследствие увеличения их объема при региональном метаморфизме в условиях ограниченного с боков пространства за счет внутренних, объемных напряжений.

Такая складчатость была получена экспериментально в процессе прогревания слоистой модели, сложенной глинистым материалом, при увеличении его объема на 10—15% [5]. Увеличение объема реальных, существенно глинистых толщ при их метаморфизме, как показал В. В. Белоусов [2], обусловлено физико-химическими преобразованиями глин, и в частности переходом воды из связанного состояния в свободное, что при ограниченной проницаемости толщ неизбежно приводит к их разуплотнению и реализуется в тектонических движениях. Угленосная толща Донбасса в среднем на 70% состоит из глинистых пород. Судя по широкому развитию антрацитов в центральных районах, она испытала достаточно интенсивный региональный метаморфизм. Об этом же свидетельствуют также данные изотопно-геохимических и термобарометрических исследований широко распространенной в Донецком бассейне кварцево-карбонатной минерализации, мобилизованной из вмещающей толщи метаморфогенными и погребенными океаническими водами [9]. В пользу предлагаемых представлений о природе складчатости Донбасса свидетельствует также соизмеримость данных об общем укорочении пластов пород при складкообразовании, которое составляет в целом по региону 10%. Представляется также, что только механизм внутреннего (объемного) расширения осадочной толщи мог обеспечить равенство по модулю региональных напряжений, действовавших вертикально и горизонтально, вкрест прогиба. Поскольку с боков осадочная толща была ограничена кристаллическими массивами, в ней в процессе увеличения объема развивалось сжатие. В то же время в единственно свободном направлении, вверх, происходило высвобождение толщи и действовали растягивающие напряжения. Линейность возникающих при этом складок первого порядка и их параллельность бортам бассейна может объясняться приуроченностью антиклиналей к продольным разломам фундамента, что отчетливо устанавливается по данным ГСЗ [3].

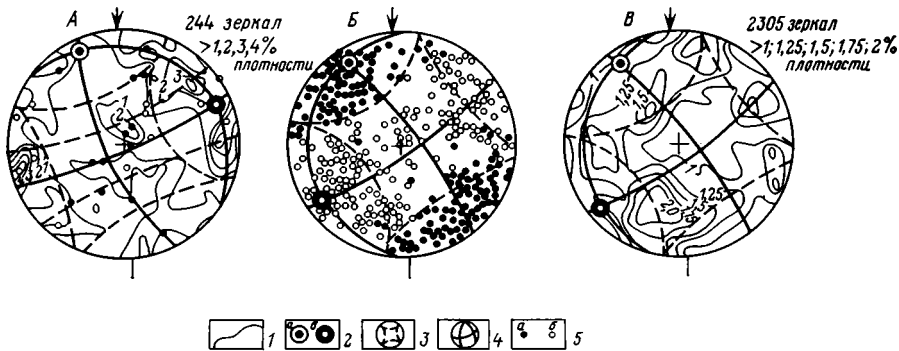


Рис. 4. Характеристика поля напряжений альпийского этапа (период неотектонической активизации)

А — стереограмма полюсов зеркал скольжения в изолиниях плотности (отложения псичего мела Донбасса); Б, В — стереограммы выходов локальных осей σ_1 и σ_3 (Б) и полюсов зеркал скольжения (В) Никитовского рудного поля. 1 — изолинии плотности полюсов скольжения; 2 — оси главных нормальных напряжений регионального уровня ($a - \sigma_3$, $b - \sigma_1$); 3 — конические поверхности; 4 — плоскости главных нормальных напряжений ($a - \sigma_3$, $b - \sigma_1$); 5 — оси локальных нормальных напряжений ($a - \sigma_3$, $b - \sigma_1$)

Примечательными оказались результаты реконструкции напряжений позднегерцинского этапа в пределах Приазовского кристаллического массива. Ориентация напряжений регионального уровня, выявленная здесь при анализе сводных стереограмм распределения осей локальных напряжений (см. рис. 2, Г) и полюсов зеркал скольжения (см. рис. 2, Е), характеризуется высокой симметрией по отношению к смежной складчатой системе Донецкого бассейна. При совпадении осей σ_3 , прослеживаемых в обоих сопоставляемых регионах почти горизонтально вкрест общедонецкого простираения складчатости, ось σ_1 в Приазовье ориентируется вдоль направления, параллельного шарнирам складок Донбасса. На основании данного сопоставления, казалось бы, можно предполагать, что складчатость в Донбассе обусловлена горизонтальным давлением Приазовского и Воронежского кристаллических массивов в процессе их встречного смещения. Этому предположению, однако, противоречит распределение интенсивности деформаций по площади Донбасса, в частности непосредственно у его бортов она относительно малая. Такому предположению противоречит, по-видимому, и сопоставление вида напряженного состояния пород Донбасса и Приазовья. Судя по четко выраженному малокруговому распределению полюсов зеркал скольжения вокруг оси σ_1 (см. рис. 2, Е) и среднему значению коэффициента Лодэ — Надаи, близкому к -1 , напряженное состояние Приазовского массива в целом приближалось к одноосному растяжению вдоль прогиба.

Тектоническое поле напряжений платформенного этапа развития структуры Донбасса было восстановлено по наблюдениям сколовых смещений в обнажениях псичего мела, развитых в северных и южных периферических областях региона. Спорадические его проявления были выявлены также в герцинском структурном этаже в пределах развития диагональных наложенных складок, простирающихся, как и слабо выраженные складки мезозойских пород, в восток — северо-восточном направлении. С указанным направлением совпадает ось σ_1 регионального уровня, поперечно к нему прослеживается ось σ_3 , и вертикально располагается промежуточная ось региональных напряжений. Возникновение данного молодого поля напряжений, фиксируемого в горном массиве Донбасса и в настоящее время [6], может быть связано, как показывают полевые наблюдения сместителей крупных разломов Никитовского рудного поля [10] и результаты моделирования на эквивалентных материалах [8], с правым сдвиганием вдоль продольных разломов фундамента. Механизм сдвигания отчетливо проявляется, как это видно на стереограмме (рис. 4, В), в образовании двух малокруговых поясов полюсов

зеркал скольжения, центры которых совпадают с осями σ_2 и σ_1 региональных напряжений.

Приведенные результаты показывают, что характеристики тектонических полей напряжений могут служить дополнительным критерием в изучении эндогенных режимов и механизмов развития структур земной коры. В истории развития структуры Донбасса, например, выделяется позднепротерозойский и девонский периоды развития с рифтовым режимом, герцинский парагеосинклинальный этап развития с завершающей складчатостью и альпийский режим неотектонической активизации платформы. Каждый из перечисленных режимов характеризуется индивидуальным полем напряжения и механизмом формирования структурных форм.

Литература

1. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.
2. Белоусов В. В. Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. 334 с.
3. Белоцерковец Ю. И., Бородулин М. И. О связи складчатости осадочной толщи Донецкого бассейна с глубинными разломами//Геол. журн. АН УССР. 1977. Т. 37. Вып. 1. С. 30—36.
4. Бутурлинов Н. В., Нечаев С. В. Вулканогенные формации, малые интрузии Донбасса и их металлоносность//Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления. Киев: Наук. думка, 1975. С. 523—531.
5. Вихерт А. В., Курбатова Н. С. Моделирование складок, возникающих вследствие увеличения объема вещества//Геотектоника. 1968. № 2. С. 136—143.
6. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
7. Гущенко О. И. Метод кинематического анализа структур размещения при реконструкции тектонических полей напряжений//Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7—25.
8. Емец В. С., Корчемагин В. А., Михайлова А. В. Механизм формирования структуры Никитовского рудного поля (Донбасс) по данным тектонофизических реконструкций тектонических напряжений и моделирования//Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1982. 90 с.
9. Корчемагин В. А., Панов Б. С., Купенко В. И., Бутурлинов Н. В., Пилот И. О генезисе гидротермальной минерализации Донбасса по данным изотопной геохимии//Геохимия. 1980. № 3. С. 408—415.
10. Корчемагин В. А., Емец В. С., Купенко В. И., Пилоченко Д. Г., Проценко А. И. Структура, рудоносность и тектонические поля напряжений центральной части Никитовского рудного поля//Ртутные месторождения Донбасса. Киев: Наук. думка, 1982. С. 70—79.
11. Корчемагин В. А., Емец В. С. К методике выделения и реконструкции наложенных тектонических полей напряжений//Докл. АН СССР. 1982. Т. 263. № 1. С. 163—168.
12. Осокина Д. Н., Цветкова Н. Ю. Изучение локального поля напряжений и прогноз вторичных нарушений в окрестностях тектонических разрывов и очагах землетрясений с учетом третьего главного напряжения//Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 163—184.
13. Попов В. С. Тектоника Донбасса//Геология месторождений углей и горючих сланцев СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 103—151.
14. Сим Л. А. Определение регионального поля напряжений по данным о локальных полях напряжений на отдельных участках (на примере сочленения Мезеньской синеклизы и среднего Тимана)//Изв. вузов. Геология и разведка. 1982. № 4. С. 35—40.
15. Сологуб В. Б., Бородулин М. И., Чекунов А. В. Глубинная структура Донбасса и сопредельных регионов//Геол. журн. АН УССР. 1977. Т. 37. № 2. С. 23—31.

Донецкий политехнический институт

Поступила в редакцию
29.VIII.1983

УДК 551.252(571.53)

ТАКРАНОВ Р. А.

АНАЛИЗ ТРЕЩИНОВАТОСТИ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ИРКУТСКОГО УГОЛЬНОГО БАСЕЙНА

Основной объем трещиноватости юрских пород Иркутского угольного бассейна представлен повсеместно развитыми внутрипластовыми трещинами. Их геологическая природа связана с совместно проявляющимися деформационными процессами, вызванными литификацией пород и сингенетической тектоникой. Поэтому эта трещиноватость, являющаяся литогенетической, в общем случае не зависит от существующих структур, и ее пространственно-генетические закономерности обусловлены структурно-тектоническими условиями периода формирования пород, которые в общем виде характеризуются рисунком изопахит соответствующей толщи. Установленные соотношения и величины распределения продольных, поперечных и диагональных систем с планом напряжений сингенетической тектоники, реставрируемым по изопахитам, являются основой для прогнозирования трещиноватости.

Успешному решению многих задач геологии и горного производства способствуют прогнозные данные о трещиноватости конкретного участка или горизонта. Но для достоверного прогнозирования необходимо знать геологическую природу и закономерности распространения трещин по площади и разрезу. Актуальность надежного прогнозирования трещиноватости пород и угля Иркутского бассейна определяется необходимостью промышленного освоения новых его месторождений, особенно при проектировании и строительстве угледобывающих предприятий.

Изучению трещиноватости Иркутского региона (амфитеатра) уделяется сравнительно много внимания, в первую очередь в связи с изучением трещинных коллекторов нефти и газа в породах нижнего палеозоя [1, 3, 6 и др.]¹.

В. И. Данилович и Г. В. Чарушин [6] исследовали трещиноватость для выявления локальных складок по способу Е. Н. Пермякова, разработанному для Русской платформы, а также с целью обоснования теории деформации геологических тел, уточнения генезиса и методики изучения трещиноватости. В публикациях ВНИГРИ, СНИИГГИМС, ИГиРГИ и др. отмечается, что на складках платформы повсеместно распространена нормально секущая трещиноватость, развитая в одном или нескольких пластах и относящаяся к тектоническому типу. Поэтому на разных участках складок количество, ориентировка систем и густота трещин различны. Г. В. Чарушин [7] считает, что при образовании складок возникают только две системы трещин, а увеличение их количества вызвано наложением региональных или разрывных деформаций. Нашими исследованиями в юрских породах установлено, что количество систем, их взаимоотношение и густота трещин зависят от морфогенетического типа складок и интенсивности складчатой деформации.

В нижнепалеозойских породах трещиноватость возникает и обновляется в течение всех этапов формирования складок. На первом этапе при поднятии участка и прогибе пласта возникают нормальные к напластованию трещины продольной, поперечной и диагональной систем. При следующем этапе складчатости эти системы обновляются и дополняются косесекущей трещиноватостью, а в более молодых породах возникают те же первоначальные системы нормально секущих трещин. В. Н. Калачева на примере Киренских складок, образовавшихся в течение четырех

¹ Из-за ограниченности объема статьи рассматривается только часть работ, посвященных проблеме трещинных коллекторов палеозоя.

этапов, установила четыре этапа формирования трещин, а также тот факт, что «...наиболее древние системы трещин обнаруживают нарушение закономерной связи направлений с существующей ориентировкой плоскости наслоения» [3, с. 92].

Эти наблюдения отвечают нашим представлениям о формировании основного объема трещиноватости при первичных этапах тектогенеза, синхронных процессу становления соответствующей толщи юрских пород. Последующие тектонические деформации, сформировавшие наблюдаемые структуры, в общем случае происходят по произвольному (неунаследованному) плану. Это и определяет произвольную ориентировку первичной трещиноватости «наиболее древних систем» относительно «существующей ориентировки плоскости наслоения» наблюдаемых структур. Отсюда и предлагаемое [3, 7] прогнозирование трещиноватости по существующим структурным элементам не всегда обоснованно.

Закономерности проявления трещиноватости в юрских угленосных отложениях Иркутского бассейна трудно объяснить зависимостью от наблюдаемых складчатых деформаций пластов с позиции только тектонического (экзогенного) или внутреннего (эндогенного) генезиса, как это делается в известных работах Е. Н. Пермякова [5], Г. А. Иванова [2] и их последователей. Для устранения указанных недостатков и противоречий нами предпринята попытка дать другое объяснение геологической природы образования трещин в горных породах.

Наши исследования в Иркутском угольном бассейне, направленные на уточнение генезиса трещиноватости и разработку геологических основ и предпосылок ее прогнозирования, проводились также с целью решения актуальной задачи по установлению закономерности практически неизученной трещиноватости юрских угленосных отложений. Трещиноватость изучалась в разных геотектонических районах бассейна и разных свитах известными методами массовых замеров.

На платформе работы проводились в западном районе, ограниченном линией Тулун — Шеберта — Катарбей — Икей — Владимировка — Азей; в центральном районе на Черемховском, Владимиро-Головкинском и Делюрском месторождениях. Район предгорного прогиба, зоны перехода платформы к складчатому обрамлению, характеризуется результатами исследований в Прииркутской впадине, Кудинской и Приангарской мульдах. Проведено более 15 200 замеров элементов залегания и густоты трещин, наблюдаемых в естественных обнажениях и горных выработках.

В осадочных породах при слабой их дислоцированности основной объем трещиноватости представлен внутрипластовыми трещинами, как правило, нормально секущими напластование. Такая повсеместно распространенная трещиноватость, именуемая другими авторами общей, первичной, трещинами отдельностей и т. д., является, по нашему мнению, функциональным проявлением всех трещинных деформаций, имеющих место в процессе становления горной породы. Геологическая природа таких трещин, являющихся первичными разрывами сплошности породы, определяется совместным проявлением внутренних физико-химических и минералогических процессов литификации и одновременных (сингенетических) тектонических движений. Комплексная деформация происходит в процессе литогенеза, в особенности при постседиментационном преобразовании осадка при диагенезе и катагенезе. (Некоторые из этих преобразований являются даже прямым следствием тектонического воздействия.) Таким образом, комплексное проявление всех деформационных процессов, возникающих при литификации и имеющих внутренний и внешний характер, является причиной образования трещин. (Трещины в уже литифицированных породах возникают и при наложении вторичных процессов при метаморфизме, выветривании и различных дислокациях пластов, особенно тектонических.)

Собственно эндогенная трещиноватость встречается редко в виде реликтовых швов древних трещин усыхания, образующих многоугольные фигуры на поверхности напластования мергелей и глинистых пород. Та-

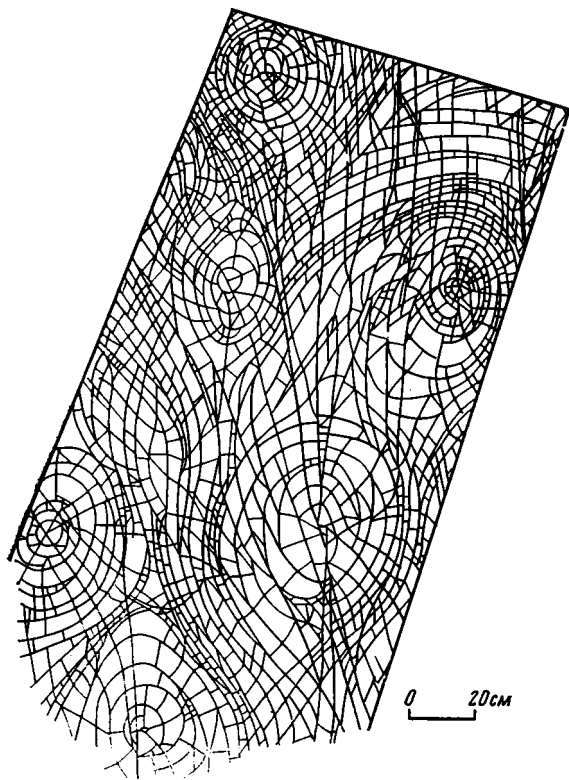


Рис. 1

Рис. 1. Сеть эндогенных трещин в плоскости напластования пачки блестящего угля. Черемховский угольный район

Рис. 2. Особенности трещиноватости угольной пачки, вмещающей плитообразную конкрецию. Черемховский угольный район: 1 — углисто-силикатная порода; 2 — песчаник

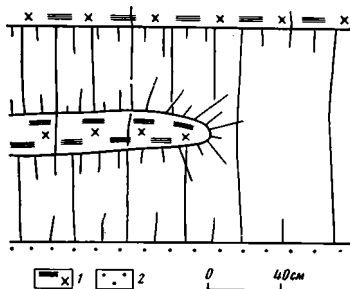


Рис. 2

кие трещины подобны трещинам усыхания в современных глинистых отложениях — такырах с характерной полигональной отдельностью, образуемой морфологически часто не выдержанными и беспорядочно ориентированными трещинами. Эти признаки и перпендикулярность трещин к напластованию вызваны растягивающими напряжениями, направленными вдоль пласта в связи с сокращением его мощности и объема в результате дегидратации и уплотнения осадка при равномерном расположении центров трещинной деформации, которое характерно для тонкодисперсных пород. Реликтовые трещины обычно секутся более поздними прямолинейными трещинами.

Однотипная эндогенная трещиноватость в виде полигональной и концентрической сети нередко наблюдается в пачках блестящего угля (рис. 1). Она генетически связана с эндогенными процессами углефикации, которые в блестящих углях протекают относительно кратковременно, так как вызваны коагуляцией коллоидного материала, каковым является гелифицированная органическая масса — основная составляющая этих углей. Такое образование трещин происходит без участия тектонических напряжений, реализующихся при длительном воздействии. Эти трещины в угле обычно заполнены корочками кальцита и пересекаются серией более поздних прямолинейных трещин. Эндогенная трещиноватость в мощных пачках блестящего и полублестящего угля часто распространяется не на всю мощность, а наблюдается только в зальбандовых зонах и наиболее часто проявляется на контакте угля с плитообразными конкрециями кремнисто-органогенного состава (рис. 2). Изменение пространственного положения при перпендикулярности к контакту, полигональность сети трещин отличают этот тип трещиноватости от парагенетически связанных с тектоникой протяженных прямолинейных трещин, секущих всю пачку и группирующихся в системы с выдержанной ориентировкой (см. рис. 2).

Но в регионе повсеместно распространена другая трещиноватость, имеющая две группы генетических признаков. На эндогенную природу повсеместной трещиноватости указывает развитие трещин в пределах пласта (слоя) по нормали к напластованию. В то же время другие признаки: однонаправленность и сгруппированность трещин в пространстве в виде систем (серий), из которых одна бывает более четкой, протяженной и выдержанной по морфологии, можно объяснить только такими напряжениями, которые определенным образом ориентированы на значительной площади. Такие деформационные условия обусловлены тектоническим полем напряжений. Совместное проявление отмеченных признаков указывает на то, что эндогенное растрескивание пород усиливалось и корректировалось синхронными тектоническими воздействиями на пласт. В таких деформационных условиях находятся и перекрывающие пласты, общая мощность которых достаточна для интенсивного постседиментационного преобразования в данном пласте. Поэтому часть внутрислоевых трещин при своем развитии распространяется за пределы пласта, «погасая» в вышележащих или пересекая серию пластов, что зависит от степени их литификации, интенсивности эндогенного и тектонического напряжения. Такое проявление повсеместной трещиноватости имеет широкое распространение в юрских породах региона. В обнажении нередко наблюдаются и переходные формы трещин, нормально секущие один и несколько пластов, подтверждая их генетическое родство.

В связи с тем, что повсеместно развитая трещиноватость, являющаяся первичной, образовалась в результате комплексного проявления трещинных деформаций, вызванных единым геологическим процессом — литогенезом при постседиментационном преобразовании осадка и сингенетическом тектоническом воздействии, целесообразно именовать ее литогенетической с новым содержанием этого понятия.

Характер основной трещиноватости юрских пород, а именно сгруппированность в системы, их количество, ориентировка и взаимоотношение предопределены тектоническим планом деформации юрского периода. Это подтверждается рассмотренными далее закономерностями, а также отсутствием в платформенных районах пространственной связи основных систем с современным залеганием пластов, отражающим тектонику завершающего этапа формирования наблюдаемых структур. При преобладании в этих районах одинакового, практически горизонтального залегания пластов основные системы даже на ограниченной площади ориентированы неодинаково. Такое соотношение наблюдалось нами на западе бассейна у с. Владимировка, Харанут, Петровское, д. Александровка, пос. Мугун; в центральном угольном районе у станции Головинская, на Аларском угольном карьере.

В связи с отсутствием закономерности в ориентировке систем сводная роза-диаграмма имеет многолучевую форму при почти одинаковой выраженности максимумов. Например, диаграмма трещиноватости углевещающих пород западных районов состоит из семи максимумов, отличающихся один от другого не более чем на 12%. Такое проявление трещиноватости затрудняет ее прогнозирование известными приемами.

Для анализа соотношения современных и юрских структур использовались результаты непосредственного изменения элементов залегания пород конкретной толщи и положение элементов палеоструктур, характеризующихся конфигурацией соответствующих изопахит. Результаты изучения связи существующих структур переходной области бассейна с основными системами трещин и структурами заларинского, черемховского и кудинского времени приведены в табл. 1.

Данные табл. 1 позволяют отметить следующую закономерность. Основные системы трещин однозначно и прямо связаны с современным залеганием пластов (главная является продольной, второстепенная — поперечной) в случае прямой связи палео- и современных структур; и наоборот, системы располагаются произвольно и независимо от элементов залегания, если связь существующей и палеоструктуры отсутствует. При

Связь систем трещин с юрскими и современными структурами

Связь современного залегания пластов с				Пункт наблюдений
палеоструктурой		трещиноватостью		
прямая	обратная	прямая	обратная	
Черемховская свита				
++	++	++	++	с. Александровка, Харанутский угольный карьер, севернее Иркутска. северо-восточнее г. Шелехово, среднее течение р. Олха с. Хомутово, ст. Кая пос. Базой, с. Олонки Северо-западнее пос. Усть-Орда с. Жердовка, платформа Студенческая
+	+	0	+	
+	+	+	+	
0	+	0	0	
Заларинская подсвита				
++	++	++	++	с. Горячие Ключи 52-й км дороги Иркутск — Листвянка с. Олонки с. Большая Речка, 46-й км дороги Иркутск — Листвянка
+	+	0	+	
0	+	0	0	
Кудинская свита				
++	++	++	++	Северо-западнее пос. Усть-Орда с. Жердовка
+	+	+	+	

Примечание. Связь: ++ — полная (подобная), + — частичная (неполная), 0 — отсутствует (произвольная).

неполном подобии разновозрастных структур основная трещиноватость чаще всего располагается произвольно относительно залегания пород существующих структур. При взаимно обратной связи, когда направление падения пластов в юрских и современных структурах перпендикулярное, соотношение с последними основных систем трещин взаимнообратное, а именно главная наиболее развитая система располагается не по простиранию, как обычно, а по падению.

Приведенные и подобные данные по платформе свидетельствуют о парагенетической связи основных систем литогенетической трещиноватости с наблюдаемыми структурами, если они образованы в юрское время или унаследованно развивались в последующем. В случае унаследованности тектоники ориентировка систем не изменяется, ибо происходит прежде всего обновление ранее созданных трещин. При неунаследованном развитии структур эта связь отсутствует. В природе наблюдается усложнение сети трещин за счет наложенных систем, а иногда и изменение геометрических характеристик и густоты первичной трещиноватости.

Реконструкция плана тектонических напряжений периода становления горной породы производится методами палеотектонического анализа для толщи, включающей данный пласт и являющейся литолого-фациально однотипным, самостоятельно анализируемым палеотектоническим подразделением. При этом отметим, что физико-химические процессы преобразования осадка, приводящие к эндогенному трещинообразованию, начинаются сразу после перекрытия пласта (слоя) другими, а накопление вышележащих отложений еще продолжается. Поэтому и конседиментационные тектонические движения также являются активно действующим трещинообразующим фактором и способствуют зарождению и развитию трещин. Конседиментационное развитие крупных структур характерно для бассейна и неоднократно отмечалось в работах М. М. Одинцова, Ю. П. Деева, С. М. Замараева, П. П. Тимофеева и др. Более мелкие конседиментационные структуры хорошо прослеживаются на угольных карьерах, вскрывающих угленосную толщу на большом протяжении. Например, на Азейском карьере нами наблюдалась син-

клинальная складка, в которой по мере увеличения стрелы прогиба увеличивается мощность основного породного прослоя рабочего угольного пласта.

При палеотектоническом анализе по рисунку изопахит определяется общий характер движений и палеоструктурные условия соответствующего периода. Это позволяет оценить направление экстремальных деформаций, а также наиболее вероятное положение и количество систем трещин. Например, при моноклинальном опускании (прогибе) и стабильных тектонических движениях деформационные условия периода образования и литификации сложенных характеризуются взаимно перпендикулярным положением траекторий тектонических напряжений, ориентированных согласно равномерно параллельному рисунку изопахит. В таких условиях трещинообразующие эндогенные напряжения дополняются и корректируются тектоническими в направлении, прежде всего нормальном к наибольшему наклону. В результате наиболее четкие и выдержанные в пространстве трещины образуются параллельно палеозалегаю и изопахитам (продольная система), а перпендикулярно изопахитам — второстепенная трещиноватость (поперечная система). Более сложные тектонические движения, образующие, например, брахиформные структуры, отображаются изогнутыми и замкнутыми изопахитами. В этих условиях наряду с продольной и поперечной трещиноватостью значительное развитие получают диагональные системы.

Такая трактовка геологической природы литогенетической трещиноватости подтверждена результатами сравнительного анализа палеотектонических условий формирования юрских пород и развитой в них трещиноватости.

Карты изопахит строились по результатам разведки, выполненной Иркутским геологическим управлением (ИГУ) и другими организациями. В наиболее распространенной стратиграфической схеме юрских отложений [8] выделяются (сверху вниз) кудинская, присаянская и черемховская свиты, а в последней — заларинская подсвита. Построение изолиний мощности этих подразделений велось автоматически на ЭВМ при корректировке ручным построением, учитывающим результаты палеогеографических исследований ИГУ и густоту сети скважин. Автоматическое построение изолиний на ЭВМ «Минск-32» с помощью графопостроителя фирмы Бенсон (Франция) осуществлялось по программе, разработанной во ВНИМИ для геометризации месторождений. Для формирования математической модели распределения мощности использовались ее значения в пунктах, ближайших к узлам сетки квадратов. Интерполирование производилось по методу взвешенного среднего, что оказалось достаточным по сравнению с исследованными более сложными математическими моделями.

Для сравнительного анализа связи трещиноватости со структурно-тектоническими условиями формирования пород использовались совмещенные карты трещиноватости и изопахит (рис. 3).

На рис. 3 по соотношению изопахит и максимумов роз-диаграмм трещиноватости черемховских пород можно судить о связи трещиноватости с сингенетической тектоникой черемховского времени в западных районах бассейна. При относительно простом рисунке изопахит, отвечающем простым структурно-тектоническим условиям, развита простая двухсистемная сеть трещин, в которой продольная к изопахитам система является главной (см. рис. 3, пункты 2, 11, 12). При усложнении рисунка изопахит основные системы дополняются диагональными трещинами (см. рис. 3, пункты 1, 9, 13, 14). Последние становятся главными при более сложных структурно-тектонических условиях, отображенных соответствующим по сложности рисунком изопахит (см. рис. 3, пункты 5, 6).

Подобные же закономерные связи установлены нами в центральной части бассейна (табл. 2).

Распределение систем трещин относительно черемховских структур в западных платформенных районах дано в табл. 3. Например, при простых структурно-тектонических условиях в черемховское время преиму-

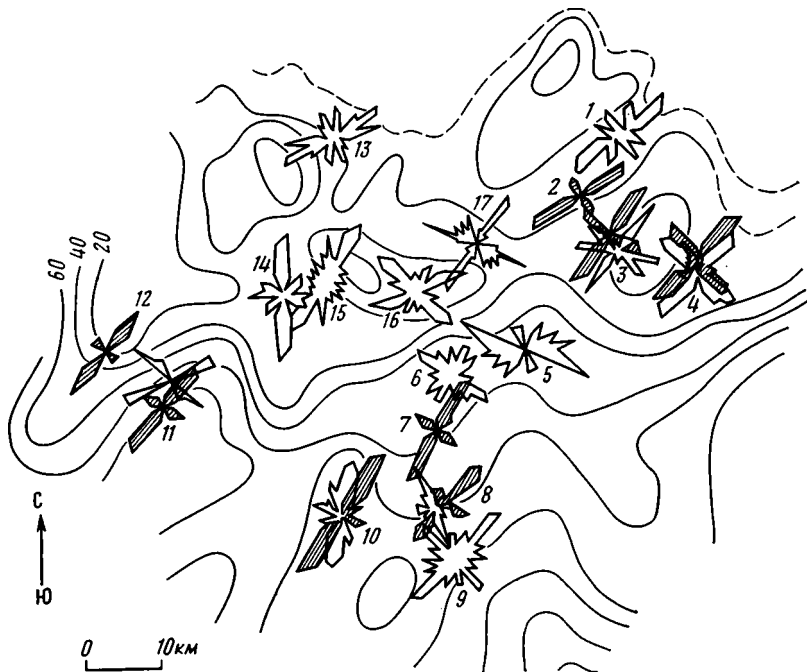


Рис. 3. Карта трещиноватости и изопахит черемховской свиты западной части Иркутского бассейна. Трещиноватость угольных пластов изображена заштрихованными розами-диаграммами. Участки изучения трещиноватости (цифры на схеме): 1 — севернее г. Тулуна; 2 — западнее г. Тулуна; 3 — Тулунский угольный карьер; 4 — Азейский угольный карьер; 5 — д. Перфилово; 6 — с. Петровское; 7 — д. Едогон; 8 — с. Вознесенское; 9 — с. Владимировка; 10 — пос. Икей; 11 — д. Миллерово; 12 — д. Катарбей; 13 — ст. Будагово; 14 — с. Харанут; 15 — восточнее с. Харанут; 16 — с. Мугун; 17 — д. Александровка

ществленное развитие получили продольная (60%) и поперечная (30%) системы. При поперечных изгибах сингенетических моноклиналей и брахиформности складок возрастает роль поперечных и тангенциальных деформаций, что обуславливает преимущественное (до 75—80%) развитие поперечных и диагональных систем.

Некоторое различие в распределении систем трещин в угольных пластах и в породах (см. табл. 2 и 3) вызвано, видимо, тем, что процесс углефикации менее, чем литификация терригенных пород, соизмерим с медленно протекающими тектоническими движениями, определяющими пространственно-генетические закономерности трещиноватости.

Таблица 2

Распределение систем трещин относительно черемховских структур в центральной части бассейна

Сингенетическая структура	Распределение систем трещин, %			Район наблюдений
	продольные	поперечные	диагональные	
Моноклираль с небольшим поперечным изгибом	42	46	12	Аларский угольный карьер, шахта Забитуй, шахты и карьеры г. Черемхова
	49	42	9	
Крыло брахискладки	50	38	12	Станция Головинская
	30	28	42	
	35	26	39	Станция Залари

Примечание. Здесь и далее: в знаменателе данные для угольных пластов, в числителе — вмещающих пород. Для удобства обобщений две диагональные системы объединены в одну группу.

Распределение систем трещин относительно черемховских структур на западе бассейна

Сингенетическая структура	Распределение систем трещин, %			Район наблюдений
	продольные	поперечные	диагональ- ные	
Моноклиналъ	52	37	11	Западнее г. Тулуна, д. Едогон, д. Миллерово, пос. Икей
	69	30	1	
Крыло складки с поперечным изгибом	40	40	20	д. Александровка, с. Вознесенское, с. Петровское
	68	32	0	
Крыло брахискладки	43	30	26	Азейский угольный карьер, с. Владимировка, д. Перфилово, Тулунский угольный карьер
	60	30	10	
Крыло мульды	21	47	32	с. Харанут, ст. Будагово
	28	33	39	
Замок вытянутой складки*	—	—	—	д. Катарбей
	80	20	0	
Замок складки с поперечным перегибом	25	45	30	с. Харанут
	—	—	—	
Замок брахискладки	38	28	35	с. Мугун
	—	—	—	

* Распределение систем трещин установлено относительно оси.

Таблица 4

Распределение систем трещин относительно черемховских структур на востоке бассейна

Сингенетическая структура	Распределение систем трещин, %			Район наблюдений
	продольные	поперечные	диагональ- ные	
Моноклиналъ с небольшим поперечным изгибом	47	27	25	р. Иркут юго-западнее г. Шелехово
	45	55	0	
	48	28	22	
	44	37	19	
	45	55	0	Юго-западнее ст. Кая
	46	44	9	с. Бурдаковка
Крыло брахискладки	46	44	10	Северо-западнее пос. Усть-Орда
	34	36	30	20-й км севернее пос. Усть-Орда
	42	38	20	р. Олха, восточнее г. Шелехово
Крыло складки с резким поперечным изгибом (желоб, гребень, структурный «нос»)	26	50	25	Харанутский угольный карьер
	16	48	36	Северо-восточнее г. Иркутска
	21	49	28	Ожнее г. Иркутска
	20	31	49	с. Московщина
Замыкание складки	22	36	42	ст. Кая
	26	44	30	с. Хомутово
Крыло мульды	7	6	87	с. Урик
Замок складки с небольшим перегибом	48	32	20	Бухта Курма Иркутского водохранилища
	54	30	16	22-й км дороги Иркутск—Листвянка
	50	27	23	ст. Студенческая
	71	29	0	Северо-восточнее г. Шелехово
	53	25	22	с. Жердовка
амок мульды	30	34	35	с. Александровка
				пос. Базой
				с. Усть-Балей
				Среднее течение р. Кая

Связь литогенетической трещиноватости черемховской свиты с сингенетической тектоникой в переходной области количественно характеризуется значениями распределения систем трещин разного типа, приведенными в табл. 4.

Закономерности распределения трещиноватости в породах черемховской свиты подтверждаются результатами изучения трещиноватости в

Распределение систем трещин относительно структур заларинского и кудинского возраста на востоке бассейна

Сингенетическая структура	Распределение систем трещин, %			Район наблюдений
	продольные	поперечные	диагональ- ные	
Заларинская подсвита				
Моноклиналь с небольшим поперечным изгибом	51	32	17	с. Горячие Ключи
Крыло брахискладки	34	32	33	46-й км дороги Иркутск—Листвянка
Крыло складки с резким поперечным изгибом	25	48	27	34-й км дороги Иркутск—Листвянка
Замыкание складки	35	33	32	с. Большие Коты
	17	33	50	52-й км дороги Иркутск—Листвянка
	22	34	43	Левый берег Иркутского водохранилища
Замок вытянутой складки	71	26	3	с. Олонки
Замок брахискладки	15	15	40	с. Большая Речка
Замок мульдообразной складки	26	44	30	20-й км юго-восточнее г. Иркутска
. Кудинская свита				
Крыло складки с поперечным изгибом	36	45	19	Северо-западнее пос. Усть-Орда
	43	47	10	с. Жердовка

грубообломочных и глинистых породах кудинского и заларинского возраста Прииркутского района (табл. 5).

Отметим следующую особенность проявления трещиноватости заларинских отложений. При формировании пород заларинской подсвиты в условиях тектонической активности предгорной депрессии с достаточно четким планом деформации литогенетическая трещиноватость имеет вполне определенную уже рассмотренную пространственно-генетическую закономерность (см. табл. 5). Но в условиях тектонической пассивности и нечеткого плана деформации, имевших место в этот период на платформе, установить подобную закономерность затруднительно. На тектоническую пассивность указывает [8] широкое распространение в заларинских отложениях продуктов коры выветривания. Таковыми являются кварцевые пески (песчанки) Тулунского месторождения. Залежь кварцевых песков сформировалась при резком изменении гидродинамического режима за счет разного сечения и формы руслового потока [4]. Такое образование пород происходило без влияния тектонических движений, что и отразилось на характере трещиноватости. Исследованиями, проведенными нами на карьере стекольного завода, установлена многосистемность трещин и отсутствие стабильности в их ориентировке по площади и мощности, а также в различных типах песков.

В результате сравнительного анализа трещиноватости юрских пород и структурно-тектонических условий их формирования получены следующие общие закономерности. При простом сингенетическом плане деформации, когда траектории тектонических напряжений прямолинейны и ортогональны, трещиноватость представлена двумя взаимно перпендикулярными системами: продольной (>50%) и поперечной (35%). При усложнении плана деформации в зависимости от кривизны и взаимоположения траекторий тектонических напряжений увеличивается роль деформаций по поперечным и диагональным направлениям. Например, на сингенетических брахискладках уже 25% составляют диагональные системы, а на участках поперечных изгибов образуется в среднем 40—45% поперечных и до 30—35% диагональных трещин. В замке вытянутых узких складок более 70% всех трещин — продольные, а в замках брахискладок — только 40—45%, но диагональной трещиноватости — 40%.

В предгорном прогибе тектонические движения более интенсивны, чем на платформе, что определяет более контрастное проявление локальных брахиструктур и связанной с ними поперечной и диагональной трещиноватости (см. табл. 3, 4, 5). Кроме того, тектонические деформации по скорости были, видимо, соизмеримыми с эндогенными деформациями в угле и в породах, что обусловило близкие пространственно-генетические закономерности трещиноватости в угольных пластах и вмещающих породах. Это подтвердилось нашими исследованиями на Ишинском и Базойском месторождениях, в районе пос. Усть-Орда и г. Иркутска.

Установленные закономерности распределения основных систем трещин соответствуют тектонофизической интерпретации механизма складкообразования, проводимой путем реставрации траектории тектонических напряжений. Данные о количественном распределении систем трещин в породах разного возраста и в разных геотектонических районах указывают на отсутствие сколько-нибудь заметного объема трещиноватости, не отвечающего приведенной закономерной пространственно-генетической связи повсеместной трещиноватости со структурно-тектоническими условиями периода формирования пород, вмещающих трещины. В послеюрский период в юрских уже консолидированных породах не образовалось сколько-нибудь значительного количества систем трещиноватости, по ориентировке отличающихся от ранее созданных систем. Это связано с тем, что послеюрские тектонические движения на платформе проявились весьма слабо, а в условиях переходной области бассейна носили унаследованный характер. Последнее подтверждается нашими исследованиями (см. табл. 1), а также данными Н. А. Флоренсова, Ю. П. Деева, П. П. Тимофеева и др. Собственно послеюрская трещиноватость развита локально близ разрывных нарушений и в кайнозойских породах юго-востока бассейна.

В заключение отметим, что повсеместная трещиноватость юрских угленосных пород Иркутского бассейна является литогенетической и образовалась в результате совместной реализации комплекса трещинообразующих напряжений, вызванных как внутренними физико-химическими процессами литификации, так и внешними синхронными тектоническими движениями. Закономерности пространственного проявления трещиноватости, в первую очередь количество систем, их ориентировка и взаимоотношение, зависят от структурно-тектонических условий периода формирования пород, которые в общем виде характеризуются рисунком изопакит соответствующей толщи. Установленное соотношение продольной, поперечной и диагональных систем с рисунком изопакит, отражающим положение основных тектонических напряжений соответствующего периода, является генетической основой прогнозирования трещиноватости. Для прогноза используются результаты палеотектонического анализа, и в особенности карты изопакит, а также установленные значения распределения основных типов систем трещин.

Литература

1. Воробьев В. Н. Трещиноватость и ее связь с региональной тектоникой юго-запада Сибирской платформы//Тр. СНИИГГИМС. 1969. Вып. 89. С. 115—120.
2. Иванов Г. А. Кливаж (отдельности) в углях и вмещающих породах и пути его практического использования. М.—Л.: ГОНТИ, 1939. 107 с.
3. Калачева В. Н. Закономерности распространения тектонической трещиноватости и прогнозирование трещинных коллекторов (на примере Иркутского амфитеатра)//Тр. ВНИГРИ. 1968. Вып. 264. С. 63—99.
4. Кашик С. А., Бронников В. А. О генезисе Тулунского месторождения кварцевых песков//Докл. АН СССР. 1962. Т. 142. № 2. С. 429—430.
5. Пермяков Е. Н. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. М.: Изд-во МОИП, 1949. 215 с.
6. Чарушин Г. В. Тектоническая трещиноватость слабо дислоцированных осадочных пород юго-востока Иркутского амфитеатра//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1957. Т. 32(3).
7. Чарушин Г. В. О тектонической трещиноватости на платформенных складках//Сов геология. 1973. № 12. С. 107—114.
8. Юрские континентальные отложения юга Сибирской платформы/Ред.Одинцова М. М. М.: Наука, 1967. 321 с.

ВНИМИ
Ленинград

Поступила в редакцию
19.II.1985

УДК 551.243.8(571.5)

ГАЙДУК В. В.

ВИЛЮЙСКАЯ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ РИФТОВАЯ СИСТЕМА

Приведены новые данные о строении Вилюйской палеорифтовой системы по материалам буровых и сейсморазведочных работ. В истории формирования палеорифтовой системы выделяются: стадия пологой депрессии (средний девон), стадия сводового поднятия и массового излияния базальтов (первая половина франа), стадия рифтовых долин (вторая половина франа — ранний карбон). Именно на последней стадии сформировались среднепалеозойские структуры первого порядка: Кемпендяйская впадина (рифтовая долина), ограничивающие ее Сунтарское и Арбайско-Синское краевые поднятия (полусводы), Тюкян-Чыбыдинская поперечная зона поднятий и др., а также продольная система сбросов, симметричная относительно рифтовой долины. Максимум тектонической активности приходится на фаменское время.

Среднепалеозойский комплекс Вилюйской синеклизы в конце 50-х годов Н. М. Чумаков рассматривал в составе «краевой поперечной системы», формировавшейся на входящем углу Байкальской геосинклинали. В конце 60-х годов В. Л. Масайтис и М. В. Михайлов выделили Патомско-Вилюйский среднепалеозойский авлакоген. Рифтогенная природа среднепалеозойского комплекса впервые обоснована К. К. Левашовым [6], им же выделена Вилюйская рифтовая система.

Вилюйская среднепалеозойская рифтовая система (ВРС) выделяется в основании Вилюйской синеклизы Сибирской платформы. Она ограничена Вилюйско-Мархинским и Чаро-Синским дайковыми поясами. Протяженность ВРС около 800 км, ширина — до 450 км. ВРС является входящей в платформу ветвью более грандиозной Верхоянской среднепалеозойской рифтовой системы (рис. 1). Тюкян-Чыбыдинской поперечной зоной поднятий ВРС разделяется на Западный и Восточный сегменты. В составе Западного сегмента выделяются Ыгыаттинская, Кемпендяйская и Сарсанская впадины, разделенные Сунтарским поднятием и Арбайско-Синской зоной поднятий; в составе Восточного сегмента — Сыангдинская, Линденская и Тангнарынская впадины, разделенные Логлорским и Хапчагайским поднятиями (см. рис. 1).

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Рифтогенный вулканогенно-осадочный комплекс Вилюйской синеклизы представлен отложениями среднего девона — нижнего карбона.

Среднедевонские отложения прослеживаются вдоль северо-западного и юго-восточного бортов Западного сегмента. В центральной части они отсутствуют, здесь верхнедевонские базальты перекрывают отложения нижнего палеозоя (см. рис. 3). Среднедевонские отложения северо-западного борта Ыгыаттинской впадины выделяются в харьяюрскую свиту (35—75 м), сложенную пестроцветными аргиллитами и глинистыми доломитами с маломощными прослоями трахитовых туфов (эйфельский ярус) и пачкой известняков в кровле (живетский ярус) [5]. Харьяюрская свита залегает на отложениях нижнего силура. На юго-восточном борту Западного сегмента к среднему девону условно относятся пестроцветные гипсоносные алевролитно-карбонатно-глинистые отложения андылахской свиты (до 120 м) бассейна рек Бирюк и Черендей, перекрывающие отложения ордовика и нижнего силура [8].

Верхнедевонские отложения бурением и сейсморазведкой прослежены на большей части Вилюйской синеклизы (см. рис. 1), они залегают на разновозрастных горизонтах среднего девона и нижнего палеозоя. В их

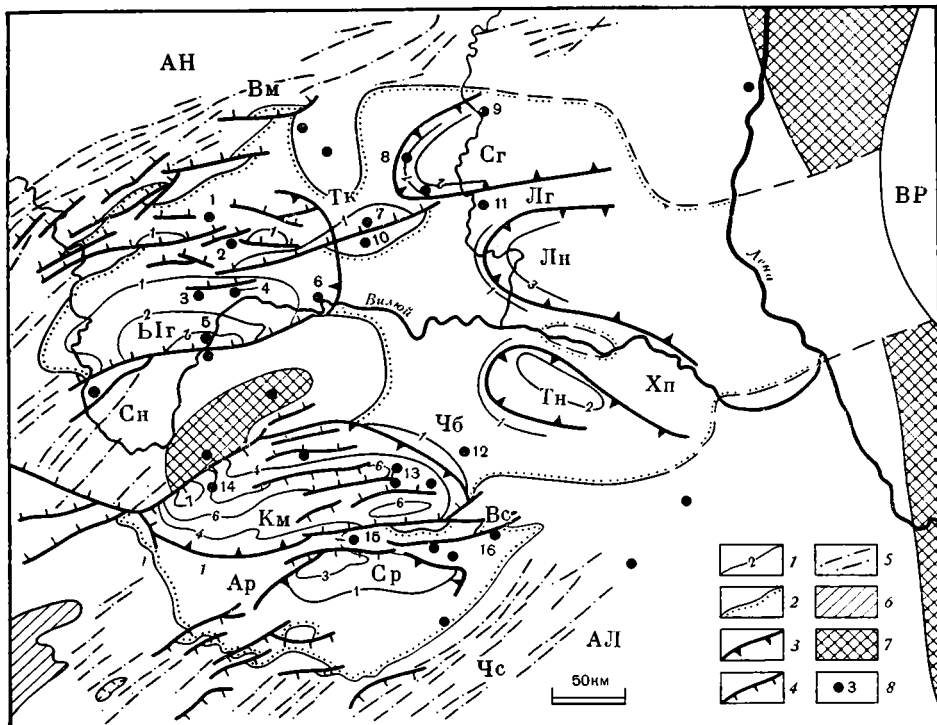


Рис. 1. Тектоническая схема среднепалеозойского комплекса Вилуйской синеклизы (со снятым позднепалеозойско-мезозойским чехлом)

1 — изопахты отложений верхнего девона — нижнего карбона; 2 — границы распространения отложений верхнего девона — нижнего карбона; 3 — контуры структур первого порядка; 4 — разломы; 5 — дайки основных пород; 6 — рифейский комплекс Уринского антиклинория; 7 — кристаллический фундамент; 8 — скважины: 1 — гидрогеологическая 5 (с. Хаты), 2 — 405, 3 — 401, 4 — 410, 5 — 471, 6 — Усть-Мархинская 1П, 7 — 290, 8 — 301, 9 — 281, 10 — 291, 11 — 239, 12 — Чыбыдинская 1П, 13 — 442, 14 — Кемпендйская Р-1, 15 — Арбайская 2, 16 — Кумахская 2. ВР — Верхоянская среднепалеозойская рифтовая система; антеклизы: АЛ — Алданская, АН — Анабарская; дайковые пояса: Вм — Вилуйско-Мархинский, Чс — Чаро-Синский; впадины: Км — Кемпендйская, Лн — Линденская, Сг — Сянгинская, Ср — Сарсанская, Тн — Тангнарынская, Бг — Бгыаттинская; поднятия: Ар — Арбайское, Вс — Верхнесинское, Лг — Логлорское, Сн — Сунтарское, Тк — Тюянское, Хп — Хапчагайское, Чб — Чыбыдинское

составе снизу вверх выделяются базальтовый, сероцветный карбонатно-песчаниковый и красноцветный терригенный эвапоритонесный комплексы.

Базальтовый комплекс основания верхнего девона (аппаинская свита Бгыаттинской и Сянгинской впадин, Тюянское, Чыбыдинское и Логлорское поднятия, тисикская свита Верхнесинского поднятия (рис. 2), наманинская и хайалахская свиты юго-западного склона Сарсанской впадины) на 75—90% сложен покровами базальтов, переслаивающихся с красноцветными эвапоритонесными карбонатно-терригенными отложениями. Мощность базальтового комплекса закономерно увеличивается от оси ВРС к ее бортам (рис. 3) и в сторону Верхоянья. Так, вдоль юго-восточного борта Бгыаттинской впадины мощность аппаинской свиты не превышает 128 м (скв. Усть-Мархинская 1П), в центральной части впадины составляет 143—161 м (скв. 401 и 410), а на северо-западном борту превышает 265 м (скв. 5, основание не вскрыто). Вдоль Тюянское поднятия мощность изменяется от 540 (скв. 311) до 720 м (скв. 290); на северном склоне Сянгинской впадины вскрытая мощность составляет 1006 м (скв. 281), а полная мощность, судя по сейсморазведочным данным, достигает 2—3 км. На Верхнесинском поднятии мощность тисикской свиты изменяется от 146 (скв. Арбайская 2) до 528 м (скв. Кумахская 2), тогда как на юго-западном склоне Сарсанской

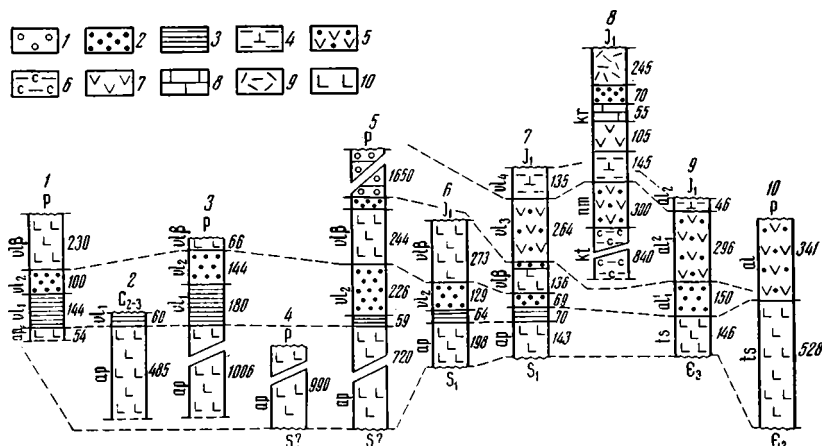


Рис. 2. Схема корреляции верхнедевонско-нижнекаменноугольных разрезов
 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — аргиллиты и алевропелиты; 4 — известковистые алевролиты; 5 — гипсоносные красноцветные туфогенные песчаники и алевролиты; 6 — переслаивание каменной соли с терригенными породами; 7 — гипсы и ангидриты; 8 — известняки и мергели; 9 — переслаивание кислых туфов, мергелей и алевролитов; 10 — базальты. Свиты: ар — аппанинская; ал — алтаноттохская (толщи и пачки: ал¹ — сероцветная карбонатно-песчаниковая, ал² — красноцветная терригенная гипсоносная, ал² — сероцветная алевролитовая); кр — курунгурыхская; кт — кыгылтусская; пт — намдырская; тс — тисикская; вл — вилючанская (толщи и пачки: вл¹ — красноцветная глинистая сульфатонесная, вл² — сероцветная песчаниковая, вл³ — базальтовая, вл³ — красноцветная терригенная гипсоносная, вл⁴ — сероцветная алевролитовая). Цифры над колонками — скважины: 1 — Чыбыдинская 1П, 2 — 239, 3 — 281, 4 — 301, 5 — 290, 293; 6 — 405, 7 — 401, 8 — Кемпендяйская Р-1, 9 — Арбайская 2, 10 — Кумахская 2

впадины (в бассейне р. Намана), по оценке В. Л. Масайтиса и др. [8], мощность наманинской и хайалахской свит достигает 700—900 м. В Кемпендяйской впадине эта часть разреза не вскрыта, но сейсмические горизонты, связанные с базальтовым комплексом, прослеживаются и здесь.

Выше выделяется сероцветный карбонатно-песчаниковый комплекс, отвечающий максимуму франской трансгрессии [2] (карбонатно-песчаниковая пачка основания алтаноттохской свиты Верхнесинского поднятия, песчаниковая толща вилючанской свиты центральной части Ыгыаттинской впадины и Тюкян-Чыбыдинской поперечной зоны поднятий (см. рис. 2), верхняя сероцветная толща вилючанской свиты р. Вилюй). В составе комплекса помимо осадочных пород присутствуют прослои трахиандезитовых туфов и покровы базальтов. В ряде районов Ыгыаттинской впадины, на Тюкян-Чыбыдинском поднятии и в Сыангдинской впадине в этой части разреза выделяется базальтовая толща (см. рис. 2) мощностью до 273 м.

Красноцветный эвапоритонесный терригенный комплекс завершает разрез верхнего девона, для него характерно регрессивное строение, выраженное в увеличении вверх по разрезу доли красноцветных и обломочных пород и их гранулометрии. Состав и мощность комплекса не выдержаны. В Кемпендяйской впадине комплекс представлен кыгылтусской и намдырской свитами (см. рис. 2). Кыгылтусская свита на 75% сложена каменной солью и на 15—20% — красноцветными алевролитами, максимальная вскрытая мощность составляет 2 км. Намдырская свита (200—300 м) сложена красноцветными песчаниками и алевролитами с пластами кислых туфов. Судя по сейсморазведочным данным, мощность комплекса достигает 5—6 км.

На Верхнесинском поднятии фаменские отложения (до 300 м) представлены гипсоносными песчаниками и алевропелитами с прослоями трахиандезитовых туфов (красноцветная пачка алтаноттохской свиты — ал¹, см. рис. 2). Аналогичные отложения близкой мощности вскрыты в пределах односторонних горстов (см. рис. 3) Ыгыаттинской впадины (красноцветная терригенная толща вилючанской свиты — вл¹, см. рис. 2).

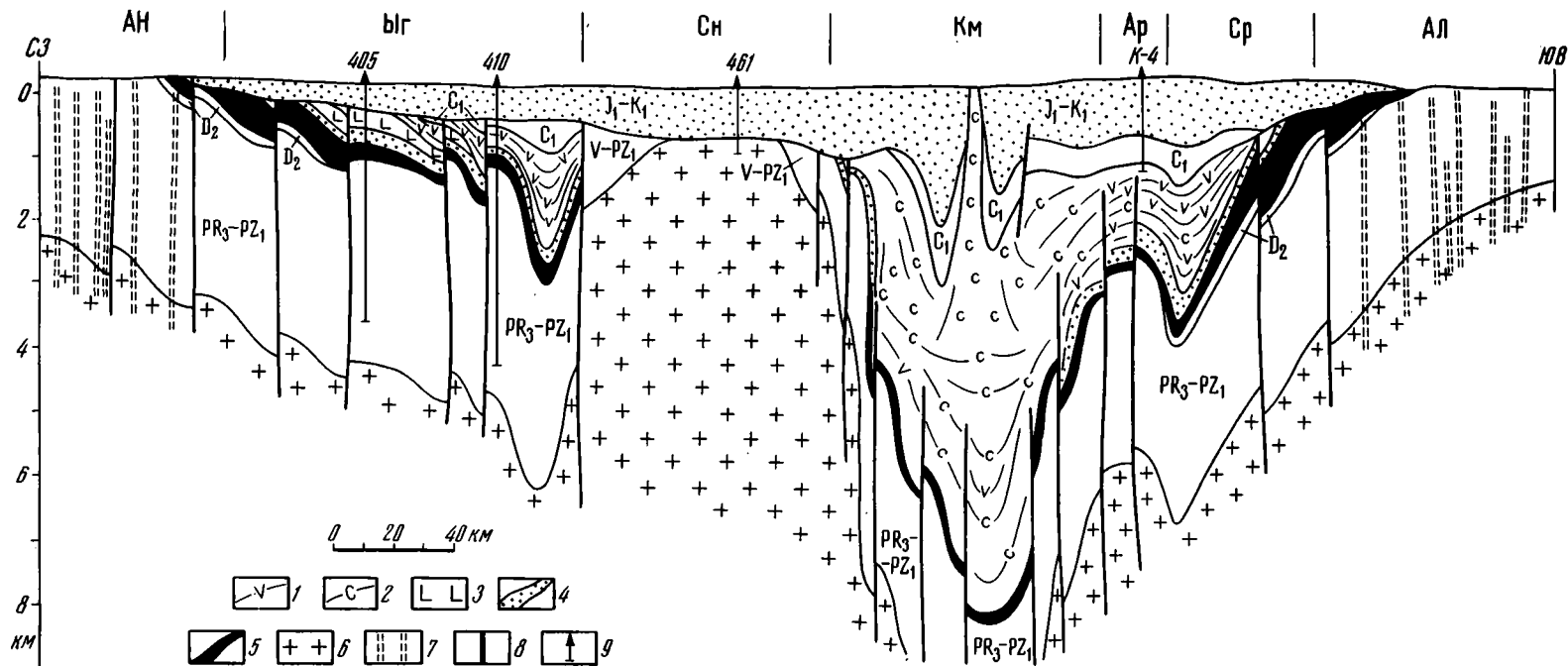


Рис. 3. Геологический разрез Западного сегмента ВРС

1—2 — красочетные терригенные отложения: 1 — сульфатоносные, 2 — солоносные; 3 — базальтовая толща вилучанской свиты; 4 — франские карбонатно-песчаниковые отложения; 5 — базальтовый комплекс основания верхнего девона; 6 — кристаллический фундамент; 7 — дайки габбро-диабазов; 8 — разломы; 9 — скважины. Названия структур см. на рис. 1

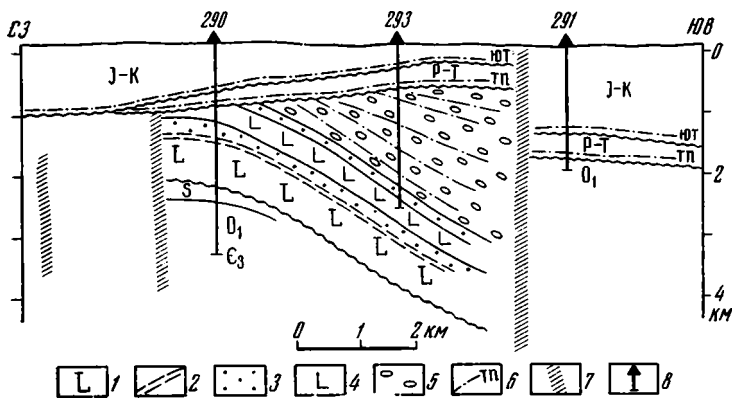


Рис. 4. Геологический разрез Южно-Сагытайского микрограбена
 1 — базальты аппалинской свиты; 2—4 — вилучанская свита, толщи:
 2 — красноцветная глинистая сульфатоносная, 3 — сероцветная пес-
 чаниковая, 4 — базальтовая; 5 — конгломератовая толща; 6 — сей-
 смические отражающие горизонты; 7 — разломы (по сейсморазве-
 дочным данным); 8 — скважины

Судя по сейсморазведочным данным, в смежных линейных прогибах и микрограбенах мощность этой части разреза достигает 1,5—2 км. Вдоль юго-восточного борта Ыгыаттинской впадины (в зоне сочленения с Сунтарским поднятием), а также в Южно-Сагытайском микрограбене (рис. 4, см. рис. 2) разрез верхнего девона завершается конгломератами и гравелитами мощностью от 200—300 м (скв. 471 и Усть-Мархинская 1П) до 1,6 км (скв. 293).

Нижекаменноугольные отложения установлены в Кемпендяйской и Ыгыаттинской впадинах. Отложения турнейской трансгрессии в Ыгыаттинской впадине представлены сероцветными кварцевыми и аркозовыми песчаниками с 1—2 покровами базальтов (эмяксинская свита, до 390 м), а в Кемпендяйской впадине — песчаниками и известняками с пластами кислых туфов (нижняя толща курунгурахской свиты, до 150 м). Регрессивный комплекс, приуроченный к границе турне и визе, в Ыгыаттинской впадине сложен красноцветными туфогенными алевролитоглинистыми породами (нижняя толща онкучахской свиты, до 35 м), а в Кемпендяйской впадине — сульфатами, доломитами и туфами, иногда с пластами каменной соли (сульфатоносная толща курунгурахской свиты, до 250 м). Визейский трансгрессивный комплекс представлен глинисто-карбонатными породами с частыми прослоями туфов (сероцветная толща онкучахской свиты, соросская толща курунгурахской свиты, до 200 м). Выше в разрезе Кемпендяйской впадины выделяются песчаниковая толща (до 60 м) и вулканогенно-карбонатно-терригенная (до 200 м), сложенная кислыми туфами либо туфогенными карбонатно-терригенными породами.

МАГМАТИЗМ

Магматические образования ВРС представлены силлами и дайками толеитовых и субщелочных габбро-диабазов, монзонит- и сиенит-порфи-ров, покровами основных эффузивов и базальтовыми трубками взрыва (континентальная оливин-базальтовая формация, по К. К. Левашову [6]), кимберлитами (щелочно-ультраосновная формация, по В. Л. Масайтису) и туфами семейства дацитов. Суммарный объем интрузивных базитов составляет не менее 30 000 км³, а эффузивных покровов — не менее 50 000 км³.

Дайки в основном развиты на плечах рифтовой системы, формируя Вилуйско-Мархинский и Чаро-Синский (Хоринский) дайковые пояса (см. рис. 1) [8], отдельные дайки и их рои приурочены к ее центрикли-нальному замыканию. Пластовые интрузии установлены среди ниже-

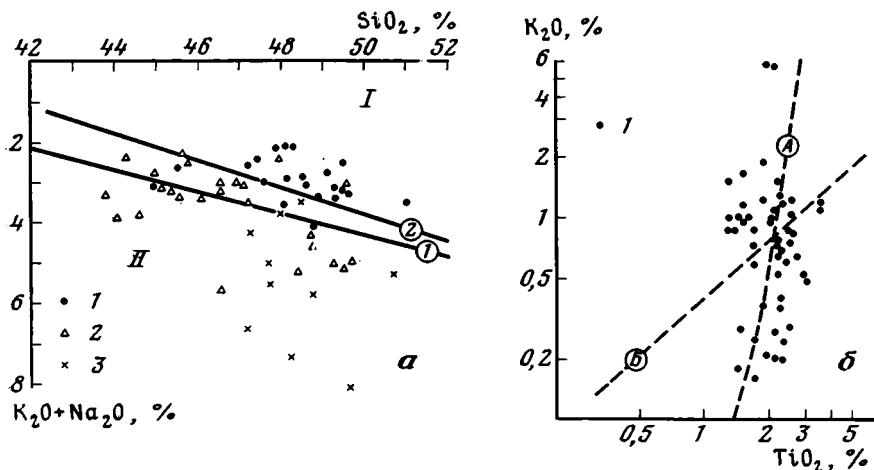


Рис. 5. Положение среднепалеозойских базальтов Вилюйской синеклизы на диаграммах $(K_2O+Na_2O)-SiO_2$ (а) и K_2O-TiO_2 (б)
 Для а: 1—3 — базальты: 1 — Ыгыаттинской впадины и северо-западного склона Сыангдинской впадины, 2 — Тюкянского, Чыбыдинского и Логлорского поднятий, 3 — Верхнесинского поднятия. Граничные линии толеитовой (I) и субщелочной (II) серий: 1 — по [4], 2 — по [13]. Для б: 1 — среднепалеозойские базальты Вилюйской синеклизы. Тренды базальтов по [7]: А — континентальных рифтов, Б — трапповой формации платформ

палеозойских отложений как на бортах рифтовой системы, так и в ее погруженных частях.

Габбро-диабазы Вилюйско-Мархинского пояса представлены толеитовыми и субщелочными разностями [8, 9]. В Чаро-Синском поясе магматическая активность началась со становления силлов и даек толеитовых габбро-диабазов. Затем внедрялись дайки субщелочных габбро-диабазов, далее формировались монцитит-порфиры, и завершился магматизм образованием сиенит-порфиров [10].

Эффузивные покровы связаны с аппаинской, вилючанской, тисикской, наманинской, хайалахской и эмьяксинской свитами [2, 3, 5, 8, 11]. Содержание щелочей в базальтах увеличивается от северо-западного борта ВРС к юго-восточному. Толеитовые базальты приурочены к Ыгыаттинской впадине и северо-западному склону Сыангдинской впадины. Среди базальтов Тюкянского, Чыбыдинского и Логлорского поднятий встречаются как толеитовые, так и субщелочные разности (рис. 5, а). На Верхнесинском поднятии преобладают субщелочные базальты. По данным В. Л. Масайтиса и др. [8], на юго-западном склоне Сарсанской впадины наряду с толеитовыми базальтами широко распространены трахибазальты и трахиандезитобазальты, а также трахиты.

В целом для интрузивных и эффузивных базитов Вилюйской синеклизы как периферийных [8—10], так и погруженных частей характерны повышенные содержания щелочей (при натровой специализации), титана, фосфора, высокие значения редкоэлементного индекса. На диаграмме титан — калий базальты Вилюйской синеклизы попадают в поле тренда базальтов континентальных рифтов (см. рис. 5, б).

Таким образом, базитовый магматизм среднего палеозоя Вилюйской синеклизы несет черты магматизма континентальных рифтов [6, 10].

Кислыми туфами наиболее насыщены отложения верхов фамена, турне и визе (намдырская и курунгурияхская свиты и их аналоги). Туфонасыщенность разреза заметно изменяется в пределах Вилюйской синеклизы. Наиболее насыщены туфами разрезы Кемпендяйской впадины. Здесь на их долю приходится до 20—30% мощности. На Арбайском поднятии туфы слагают 5—10% мощности разреза, а в Ыгыаттинской впадине — менее 5%.

В Кемпендяйской впадине максимальная туфонасыщенность и наиболее мощные пласты туфов установлены в разрезах хр. Хонгуруу и в

рядом расположенной скв. К-2. Мощность пластов туфов уменьшается от северо-западного борта Кемпендяйской впадины к юго-восточному от 7—15 м в скв. К-2 до 0,5—1,5 м в скв. К-4. Туфы хр. Хонгуруу и скв. К-2 наиболее грубозернистые [5]. Все это указывает на то, что источники вулканогенного материала располагались вдоль северо-западного борта Кемпендяйской впадины, вероятно, в зоне Кемпендяйского разлома [5].

Состав туфов одних и тех же пластов в пределах Кемпендяйской впадины изменяется от липаритов до трахитов, а отношение окиси калия к окиси натрия — от 0,1 до 5,— преобладают натровые дациты, тяготеющие к предполагаемым центрам извержения. Туфы Верхнесинского поднятия соответствуют натровым трахиандезитам — трахитам, а туфы Ыгыаттинской впадины и северо-запада Сарсанской впадины [8] — калиевым трахитам. В целом щелочность и основность туфов увеличиваются по мере удаления от северо-западного борта Кемпендяйской впадины. Более щелочные и более основные туфы, как правило, более тонкозернистые и образуют более маломощные прослои. Все это может свидетельствовать о постэксплозивной дифференциации дацитовой тефры за счет ветрового разделения, геохимических условий туфонакопления и вторичных изменений [5].

МОРФОЛОГИЯ И ВОЗРАСТ СТРУКТУР

Западный сегмент. Основные черты тектоники Западного сегмента изложены в ряде работ [3, 5, 8, 11], наиболее полно (М. К. Вейнберг) освещено строение Кемпендяйской впадины [1]. Поэтому остановимся на наиболее характерных особенностях строения и новых результатах буровых и сейсморазведочных работ.

Ыгыаттинская и Сарсанская впадины асимметричны, глубина залегания подошвы и мощность верхнедевонско-нижнекаменноугольных отложений увеличиваются от смежных склонов Анабарской и Алданской антеклиз к Сунтарскому поднятию и Арбайско-Синской зоне поднятий (см. рис. 1, 3). В наиболее погруженных частях Ыгыаттинской впадины, судя по сейсморазведочным данным, мощность D_3 — C_1 -отложений достигает 2,5 км, а в Сарсанской — 3,5 км.

Сунтарское поднятие и Арбайско-Синская зона поднятий также асимметричны, приподнятый борт этих поднятий прилегает к Кемпендяйской впадине (к зоне сочленения с Кемпендяйской впадиной приурочены выходы наиболее древних образований: кристаллического фундамента на Сунтарском поднятии и нижнепалеозойских отложений на Верхнесинском) (см. рис. 1).

Кемпендяйская впадина — наиболее глубокая впадина в структуре Западного сегмента. Мощность D_3 — C_1 -отложений достигает 6—8 км [1].

Впадины и поднятия Западного сегмента ограничены высокоамплитудными сбросами либо крутыми флексурами. Так, Ыгыаттинская впадина и Сунтарское поднятие разделены Нюрбинским разломом с амплитудой 1—4 км; амплитуда Кемпендяйского разлома, отделяющего Сунтарское поднятие от Кемпендяйской впадины, достигает 8 км [1]. Кемпендяйская впадина и Верхнесинское поднятие разделены разломом со смещением 4—5 км. Арбайско-Синская зона поднятий от Сарсанской впадины отделена флексурой с амплитудой до 2 км, нарушенной сбросами со смещением до 0,5 км.

Впадины и поднятия Западного сегмента и ограничивающие их разломы формировались в позднем девоне — раннем карбоне, наиболее активно в фамене, о чем свидетельствуют следующие данные. Мощность венд-нижнепалеозойских отложений в пределах Западного сегмента достаточно выдержана (2,5—3,5 км). Основные изменения мощности связаны с D_3 — C_1 -отложениями (от 0 до 7—8 км). Там, где впадины и поднятия сопряжены через флексуры, на сейсмических профилях наблюдается сокращение мощности между отражающими горизонтами, приуроченными к верхнедевонским отложениям. Вдоль юго-восточного бор-

та Ыгыаттинской впадины (в зоне сочленения с Сунтарским поднятием) вскрыты D_3 — C_1 -конгломераты мощностью до 400 м, сложенные обломками нижнепалеозойских пород. На Верхнесинском поднятии мощность фаменских отложений почти на порядок меньше, чем в смежных впадинах. Кроме того, эти отложения отличаются большей долей терригенного материала (75% против 20).

Среднепалеозойские и подстилающие их отложения разбиты многочисленными разломами северо-восточного простирания на систему односторонних горстов (ступеней). Частота встречаемости разломов вкрест простирания — 2—15 км. Протяженность разломов — от первых километров до десятков километров, реже до 150 км. Относительно один другого разломы расположены кулисообразно. Амплитуда смещения — от первых десятков метров до 3 км, обычно 0,1—1 км. К северо-западу от Кемпендйской впадины по разломам опущено северо-западное крыло, а к юго-востоку — юго-восточное (см. рис. 3).

Многочисленные разломы и связанные с ними односторонние горсты формировались на протяжении позднего девона — раннего карбона, наиболее активно в фамене, так как: а) мощность и состав нижнепалеозойских отложений разломами не контролируются; б) амплитуда смещения по подошве верхнедевонских отложений такая же, как и по нижнепалеозойским отложениям; в) наибольшие изменения мощности и состава связаны с отложениями вилючанской свиты и ее аналогов.

Западный сегмент построен симметрично относительно оси Кемпендйской впадины. Ыгыаттинская впадина является противолежащей Сарсанской впадине, а Сунтарское поднятие — Арбайско-Синской зоне поднятий. Эти структуры отличаются по размерам, но подобны по форме. Симметрия проявлена также в распределении мощности и состава отложений, в характере смещений по разломам.

Восточный сегмент. Кровля среднепалеозойских отложений на большей части территории погружена на глубину 4—8 км. Среднепалеозойские впадины и поднятия в целом совпадают с одноименными мезозойскими впадинами и валами.

Сыангдинская впадина выделяется по комплексу буровых и сейсморазведочных данных. Впадина асимметрична. Подошва девонских отложений погружается от склонов Анабарской антеклизы к Логлорскому поднятию. Мощность среднепалеозойских отложений, судя по сейсморазведочным данным, достигает 2—3 км. На северо-западном и западном борту впадины вскрыта аппаинская свита (до 990 м), в сторону центральных частей появляются все более молодые толщи вилючанской свиты (неполная вскрытая мощность 1597 м). Логлорское поднятие выделяется по сейсморазведочным и буровым данным и находится на продолжении Южно-Сагытайского горста (см. рис. 1). Пермские отложения здесь перекрывают нижнюю толщу вилючанской свиты, тогда как в смежной Сыангдинской впадине присутствуют более молодые отложения. Линденская впадина, судя по сейсморазведочным данным, наиболее глубокая впадина в структуре Восточного сегмента. Мощность среднепалеозойских отложений здесь не менее 3 км, поскольку, по данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), фундамент ее погружен на глубину 13—14 км, а горизонт ПК, связывающийся с кровлей карбонатного нижнепалеозойского комплекса, — на глубину 10 км. Горизонт П, приуроченный к нижней половине аппаинской свиты, по сейсморазведочным данным прослеживается на глубине 7—8 км. В пределах Хапчагайского поднятия предполагаются резко сокращенные мощности среднего палеозоя либо его полное отсутствие. По сейсмическим и гравимагнитным материалам, глубина фундамента оценивается в 8—9 км [12]. Скважина 27 при забое 6506 м не вышла из верхнепалеозойских отложений. Учитывая выдержанную мощность нижнего палеозоя (около 3 км), на среднепалеозойские отложения места не остается. Судя по гравимагнитным данным, Хапчагайское поднятие ограничено высокоамплитудными сбросами [12]. Тангнарынская впадина выделяется по сейсморазведочным данным. Мощность среднепалеозойских отложений увеличивается

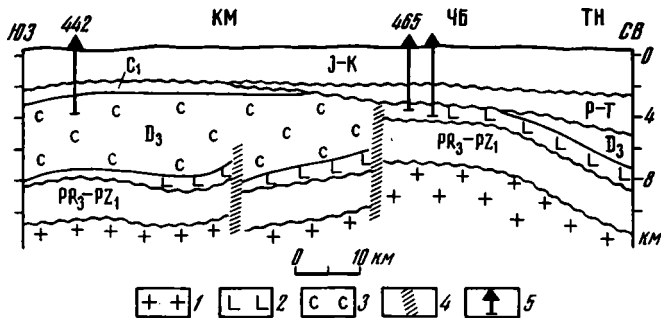


Рис. 6. Геологический разрез Чыбыдинского поднятия
 1 — кристаллический фундамент; 2 — базальтовые толщи основания верхнего девона; 3 — соленосные фаменские отложения; 4 — разломы; 5 — скважины. КМ — Кемпендяйская впадина, ЧБ — Чыбыдинское поднятие, ТН — Тангнарынская впадина

от склонов Алданской антеклизы к Хапчагайскому поднятию и достигает, по-видимому, 2 км.

Тюкян-Чыбыдинская поперечная зона поднятий состоит из Тюкянского и Чыбыдинского поднятий и совпадает с Алдано-Анабарским раннепалеозойским рифовым поясом. Поперечная зона поднятий разделяет глубокие среднепалеозойские впадины Западного и Восточного сегментов и выделяется по комплексу геофизических и буровых материалов. В пределах этой зоны отложения среднего палеозоя либо отсутствуют, либо представлены аппаинской и низами вилючанской свит, т. е. франскими отложениями, тогда как в Кемпендяйской и Ыгыаттинской впадинах присутствуют фаменские и нижнекаменноугольные отложения (рис. 6).

Многочисленные разломы и связанные с ними односторонние горсты Западного сегмента прослеживаются в пределы Тюкянского и Чыбыдинского поднятий. Амплитуда смещения, как, например, для Южно-Сагытайского разлома, достигает 4 км (см. рис. 4). Об активном развитии этого разлома в позднем девоне свидетельствует толща конгломератов мощностью 1,6 км (скв. 293), галька которых представлена аппаинскими базальтами. Интересно, что в мезозое движения по разлому были обратны позднедевонским (см. рис. 4). Инверсия движений по девонским разломам в мезозойский этап доказана бурением также для Кумахской площади (зона сочленения Чыбыдинского и Верхнесинского поднятий).

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ И ВЫВОДЫ

Среднепалеозойский тектонический комплекс Вилюйской синеклизы имеет много общих черт строения и развития с классическими рифтовыми системами (Восточно-Африканской, Байкальской и Рейнской). Н. А. Флоренсов историю Байкальского рифта рассматривал как историю перерождения пологих прогибов в грабены на фоне растущего сводового поднятия. Такая же последовательность установлена для Восточно-Африканского и Рейнского рифтов.

Формированию собственно рифтогенного комплекса предшествует заложение пологой депрессии. В ВРС этой начальной стадии (стадии заложения, по Е. Е. Милановскому) соответствуют отложения среднего девона.

Со следующей (второй) стадией связано внедрение основных интрузий, массовое излияние эффузивов континентальной оливин-базальтовой формации и заложение «сводового поднятия». В ВРС сводовое поднятие возникло на рубеже среднего и позднего девона и занимало территорию Сунтарского поднятия, Кемпендяйской впадины и Арбайско-Синской зоны поднятий. О формировании сводового поднятия в это время свидетельствует увеличение глубины размыва в основании верхнего девона в сторону осевой части Вилюйской синеклизы. Так, базальты аппаинском

свиты на северо-западном борту Ыгыаттинской впадины перекрывают отложения среднего девона и нижнего силура, в центральной части — ордовика и силура, а в зоне сочленения с Сунтарским поднятием (скв. 471) — отложения верхнего кембрия. Такая же ситуация характерна для юго-восточного борта рифтовой системы, здесь верхнедевонские базальты последовательно перекрывают отложения от среднего девона — ордовика на склонах Алданской антеклизы и в Березовской впадине до верхнего кембрия на Верхнесинском поднятии. В результате предпозднедевонского размыва на месте сводового поднятия было уничтожено не менее 500 м осадков нижнего палеозоя и среднего девона, именно по этой причине отложения среднего девона сохранились только по бортам Западного сегмента ВРС.

Вслед за становлением сводового поднятия начались массовые излияния базальтов. Базальты перекрывали территорию не только современной Вилюйской сивеклизы, но и смежные склоны Алданской и Анабарской антеклиз, о чем свидетельствуют останцы базальтовых покровов и ксенолиты в кимберлитовых трубках. Наиболее массовые излияния происходили на территории Тюкян-Чыбыдинской поперечной зоны поднятий и в восточном сегменте. Излияния происходили на фоне продолжающегося развития сводового поднятия, о чем свидетельствует увеличение мощности базальтового комплекса к бортам рифтовой системы (см. рис. 3).

Во время следующей (третьей) стадии (стадии проседания, по Е. Е. Милановскому) на своде формируются рифтовые долины, ограниченные краевыми асимметричными поднятиями (полусводами), закладываются и активно развиваются многочисленные сбросы (листрическая или планарная система разломов) и связанные с ними односторонние горсты, симметричные относительно рифтовой долины, вулканизм локализуется в осевой части.

В ВРС также после завершения массового излияния базальтов, начиная с вилючанского времени (со второй половины франа), происходит раскол свода и в его осевой части начинает формироваться Кемпендьяйская рифтовая долина, ограниченная Сунтарским и Арбайско-Синским краевыми асимметричными поднятиями, наиболее приподнятые борта которых прилежали к рифтовой долине. К концу позднего девона в наиболее приподнятой части Сунтарского поднятия был полностью смыт венд-раннепалеозойский чехол (около 2,5 км) и размывался кристаллический фундамент, о чем свидетельствует галька метаморфических пород. Ыгыаттинская и Сарсанская впадины в это время являлись краевыми по отношению к рифтовой долине; в отличие от предыдущей стадии осадконакопление здесь концентрировалось в узких линейных грабенообразных прогибах, приуроченных к внутренним бортам впадин. В это же время активно формировались многочисленные продольные разломы и связанные с ними односторонние горсты, симметричные относительно рифтовой долины. Перемещения по разломам были таковы, что многие горсты размывались и в смежных микрограбенах накапливались конгломераты мощностью до 2 км (см. рис. 4).

Данные для уверенных реконструкций истории Восточного сегмента отсутствуют. На наш взгляд, рифтовой долине здесь соответствовала Линденская впадина, ограниченная краевыми Логлорским и Хапчагайским поднятиями, аналогичными Арбайско-Синскому и Сунтарскому, Сыангдинская и Танггарынская впадины являлись краевыми по отношению к рифтовой долине, подобно Ыгыаттинской и Сарсанской. Впадины Западного и Восточного сегментов разделялись Тюкян-Чыбыдинской поперечной зоной поднятий. Благодаря этой приподнятой зоне в Кемпендьяйской рифтовой долине сложились условия изолированного бассейна, в котором происходило накопление мощных соленосных толщ.

Максимум тектонической активности третьей стадии приходится на фаменское время. В раннем карбоне интенсивность и дифференцированность движений по разломам уменьшаются, формируются прогибы более широкие и плоские, чем фаменские грабены.

В отличие от площадного базальтового вулканизма второй стадии на третьей стадии преобладали извержения кислых вулканов, приуроченные к разломам, ограничивающим Кемпендйскую рифтовую долину.

С начала позднего палеозоя рифтовый режим сменяется режимом синеклизы.

Литература

1. *Вейнберг М. К.* Тектоника юго-западной части Вилюйской синеклизы по результатам сейсморазведки: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ВНИГРИ, 1974. 16 с.
2. *Гайдук В. В.* Новые данные по верхнедевонско-нижнекаменноугольным отложениям Вилюйской синеклизы.— Деп. в ВИНТИ 28.01.85, № 685—85. 11 с.
3. *Дукardt Ю. А., Коробков Г. В.* К вопросу о возрасте среднепалеозойских отложений Мархинской впадины//Геология и геофизика. 1973. № 11. С. 15—20.
4. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.
5. *Колодезников К. Е.* Девон и нижний карбон западной части Вилюйской синеклизы. М.: Наука, 1982. 101 с.
6. *Левашов К. К.* Среднепалеозойская рифтовая система востока Сибирской платформы//Сов. геология. 1975. № 10. С. 49—58.
7. *Лутц Б. Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
8. *Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В.* Вулканизм и тектоника Патомско-Вилюйского среднепалеозойского авлакогена. М.: Недра, 1975. 183 с.
9. *Олейников Б. В., Саввинов В. Т., Погудина М. А.* Основные типы трапповых интрузивов среднепалеозойской и верхнепалеозой-нижнемезозойской трапповых формаций зоны сочленения Тунгусской и Вилюйской синеклиз//Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1973. С. 4—75.
10. *Олейников Б. В., Томшин М. Д., Королева О. В. и др.* Глубинная эволюция субщелочной толеит-базальтовой магмы в режиме палеорифтогенеза (на примере Чаро-Синской зоны). Препринт. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. 32 с.
11. *Фрадкин Г. С.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности западной части Вилюйской синеклизы. М.: Наука, 1967. 203 с.
12. *Фрадкин Г. С., Болдырев М. В., Гайдук В. В. и др.* Тектоническое положение и природа Вилюйской синеклизы//Геология и геофизика. 1984. № 1. С. 38—50.
13. *MacDonald G. A., Katsura T.* Chemical composition of Hawaiian lavas//J. Petrol. 1964. № 1. P. 82—113.

Институт геологии
Якутского филиала АН СССР

Поступила в редакцию
4.XII.1984

УДК 551.252 : 551.243.4(571.52)

РОДЫГИН А. И., НЕГРЕЙ Л. Я.

ДИНАМИКА ОБРАЗОВАНИЯ КЛИВАЖА ОСЕВОЙ ПЛОСКОСТИ В СКЛАДКАХ АЛЛОХТОНА (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

Изучена ориентировка кальцита, биотита и кварца метаморфических пород из фронтальной части субгоризонтальной надвиговой пластины, внутреннее строение которой характеризуется разномасштабными лежащими изоклинальными складками. Биотит ориентирован параллельно кливажу осевой плоскости S_1 . Плоскости оптических осей аномально двуосного кварца почти перпендикулярны S_1 . Острая биссектриса угла оптических осей лежит в S_1 параллельно шарниру складок. Кальцит расщепленного мелкокристаллического мрамора характеризуется диаграммами оптических осей и нормалей к плоскости двойникования ($01\bar{1}2$), аналогичными таковым деформированного монокристалла. Динамические оси сжатия, определенные по кальциту, составляют с S_1 острый угол. Деформация, вызвавшая образование S_1 , является сочетанием простого сдвига и чистого сдвига с преобладанием первого. Кливаж осевой плоскости развит параллельно направлению односистемного скальвания.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение микроструктурной ориентировки нескольких сосуществующих минералов одной и той же горной породы представляет значительный интерес, так как позволяет вскрыть не только кинематику, но в некоторой степени также и динамику различных мезо- и макроструктурных образований. Особенно информативны карбонаты (кальцит, доломит), нередко дающие ценные указания о направлении дифференциальных скольжений, приведших к появлению механических двойников этих минералов.

Как известно, микроструктурный анализ наиболее эффективен в сочетании с детальным полевым изучением геологических структур. Ниже рассматривается опыт увязки микро-, мезо- и макромасштабных структурных элементов, наблюдавшихся на сравнительно хорошо изученном участке нагорья Сангилен (Тувинская АССР), где в надвиговой пластине развиты сильно сжатые лежащие разномасштабные складки с отчетливым повсеместно распространенным кливажем осевой плоскости [16].

Сопоставление разномасштабных структур дало материал, касающийся более чем вековой проблемы — кинематики и динамики формирования кливажа осевой плоскости, проблемы, многократно обсуждавшейся и привлекающей внимание до сих пор.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Древнейшими толщами нагорья Сангилен, согласно стратиграфической схеме А. В. Ильина и В. М. Моралева [9], являются тесхемская и мугурская свиты, сложенные гнейсами и кристаллическими сланцами, существенно карбонатная балыктыгхемская свита, карбонатно-гнейсово-сланцевые чартысская и нарынская свиты. Предполагалось, что все они образуют непрерывный разрез, нижняя часть которого (чартысская и более древние свиты) относится к среднему, а нарынская — к верхнему протерозою [8].

Согласно данным И. Н. Қазакова, Ф. П. Митрофанова [11] и Б. А. Блюмана [3], самыми древними являются породы гранулитового комплекса (AR), выше несогласно залегают балыктыгхемская и чартысская (PR_2) и нарынская (PR_3) свиты.

На правобережье р. Нарын, в районе старого прииска (рис. 1, а), распространены отложения, которые, по данным А. В. Ильина, относятся

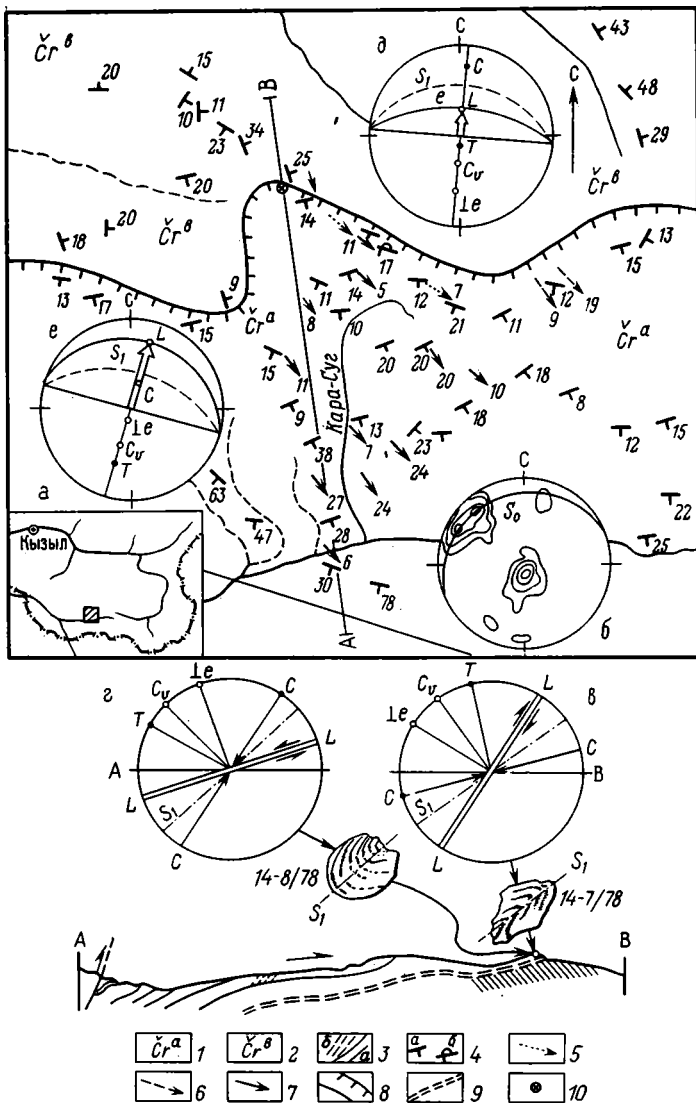


Рис. 1. Схема геологического строения правого борта долины р. Нарын в бассейне ручья Кара-Суг (а — местоположение изученного участка)

1 — породы надвиговой пластины (аллохтон); 2 — чартысская свита (автохтон); 3 — слоистость (а) и сланцеватость (б) пород (на разрезе); 4 — залегание слоистости, наклонное (а) и опрокинутое (б); 5 — минеральная линейность; 6 — шарниры складок, определенные на сетке Вульфа как пересечение кливажа и слоистости; 7 — шарниры складок и линейность пересечения плоскостей, замеренные непосредственно; 8 — разрывные нарушения; 9 — подошва аллохтона (на разрезе); 10 — место взятия образцов 14-7/78 и 14-8/78 на микроструктурный анализ. Диаграммы (б—е) б — диаграмма в изолиниях — залегание пород бассейна ручья Кара-Суг. Максимум в центре — полюса слоистости, 87 замеров, изолинии 5—10—15—25—35% на 1% площади полушеры. S_0 — генерализованное залегание слоистости и осевых плоскостей складок: азимут падения 160° , угол падения 10° . Максимум в северо-западном квадранте — линейность, параллельная шарнирам складок (В — линейность), 22 замера, изолинии 10—20—40%. Координаты линейности: азимут погружения 144° , угол погружения 10° . Здесь и на других рисунках диаграммы построены на сетке Вульфа в проекции с верхней полушеры; в, г, д, е — диаграммы ориентировки кальцита: в, г — в плоскости геологического разреза АВ, д, е — в горизонтальной плоскости (в, д — сводные по восьми диаграммам, обр. 14-7/78, см. рис. 2; г, е — сводные по 11 диаграммам, обр. 14-8/78, см. рис. 3; LL — плоскости скольжения в кальците $e(01\bar{1}2)$, C_0 — центр тяжести максимума оптических осей, $\perp e$ — нормали к тупому ромбоэдру $e(01\bar{1}2)$, С — ось сжатия, Т — ось растяжения)

к нижней подсвете нарынской свиты, а по А. Б. Гинцингеру с соавторами [4] — к чартысской свите. Эта свита залегает очень полого, местами почти горизонтально, образуя открытую мульду, осложненную разрывными нарушениями. Она сложена серыми и темно-серыми мелкокристаллическими плитчатыми известняками с подчиненными прослоями слюдисто-кремнистых сланцев и амфиболитизированных пород.

Нами изучены структурные особенности этой толщи в бассейне р. Кара-Суг и притоков р. Чартыс — ручьев Адыр, Сайлыг, Хорум-Мыт. Здесь практически в любом коренном выходе можно видеть признаки интенсивных тектонических преобразований. К их числу относятся разномащтабные сильно сжатые лежащие складки, птигматитовые структуры, кливаж осевой плоскости и межпластового скольжения, будинаж и разлинзование кварцевых жил, кварцитов, микрогнейсов, развитие различных типов линейности и разнообразных динамометаморфитов (милонитов, бластомилонитов и т. п.). Все эти структурные особенности не могли возникнуть при формировании простой брахисинклинальной складки. В совокупности они позволили сделать следующие выводы [16]: толща, выполняющая пологую мульду нарынской синформы, представляет собой аллохтонную пластину, надвинутую на чартысскую свиту в северном направлении. Аллохтон имеет сложное складчатое строение. Образование сильно сжатых, изоклинальных лежащих складок явилось результатом интенсивных дифференциальных движений, на что указывают будинаж, рассланцевание, милонитизация пород. Шарниры складок полого, под углом не более 10° , погружаются на юго-восток и составляют с линией простирания генерализованной осевой плоскости угол $50\text{—}75^\circ$. Ориентировка основных структурных элементов показана на рис. 1, б.

Фронтальная линия изученной части аллохтона проходит в широтном направлении по верховьям рек Хорум-Мыт, Сайлыг, Ак-Адыр. Корневая зона находится на левобережье р. Нарын (см. рис. 1, разрез АВ). Длина аллохтона от разлома в корневой зоне до фронтальной линии 6—8 км, ширина изученной части 6 км, западная и восточная границы нами не наблюдались. В двух километрах севернее участка, изображенного на рис. 1, на левом борту долины р. Сайлыг в чартысской свите наблюдается еще одна лежащая складка. По-видимому, лежащие складки и надвигание вообще характерны для этой свиты и не ограничиваются изученным участком.

МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ ИЗУЧЕННЫХ ОБРАЗЦОВ

Микроструктурный анализ проведен по двум образцам, представляющим собой небольшие складки, развитые во фронтальной части аллохтона (см. рис. 1), хорошо выраженной в рельефе в виде скалистого выступа высотой 10—20 м. Коренной выход, в котором взяты образцы, образован желтовато-серыми тонкослоистыми мелкокристаллическими мраморизованными известняками, интенсивно рассланцованными параллельно поверхности сместителя. Сланцеватость падает под углом $14\text{—}20^\circ$ по азимуту 175° . В основании скалы под рассланцованными известняками залегают светло-серые микрогнейсы, содержащие линзовидные скопления мелкочешуйчатого биотита. По-видимому, это породы автохтона: они менее рассланцованы, залегание их отличается от указанного выше: азимут падения полосчатости 95° , угол падения 20° .

В мраморизованных известняках наряду со сланцеватостью наблюдаются мелкие складки с амплитудой от нескольких дециметров до первых сантиметров. Из них-то и взяты ориентированные образцы, два из которых изучены детально. Первый образец (14-7/78) представляет собой замковую часть сжатой антиформной складки, обращенной выпуклостью на северо-восток. Осевая плоскость падает на юго-запад по азимуту 215° под углом 28° . Шарнир этой складки погружается по азимуту 144° под углом 4° . Границы слоев карбонатного и кварц-кальцит-биотитового состава сильно зазубрены, особенно в замковой зоне, как обычно бывает в складках скалывания (рис. 2, а).

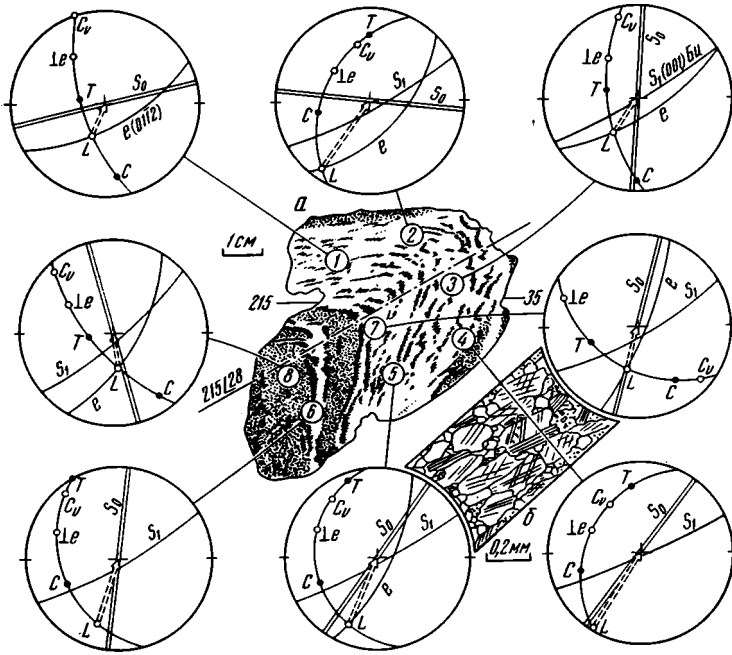


Рис. 2. Ориентировка кальцита в складках скальвания. Обр. 14-7/78. Все диаграммы параллельны профилю складки: азимут простирания 35° , угол падения $85-90^\circ$
 e — плоскость скольжения в кальците — тупой ромбоэдр $(01\bar{1}2)$; S_0 — слоистость породы; L — линия скольжения; $\perp e$ — центр тяжести максимума нормали к ромбоэдру e ; C_v — центр тяжести максимума оптических осей кальцита; C — ось сжатия; T — ось растяжения; S_1 — плоскость (001) биотита — осевая плоскость складки

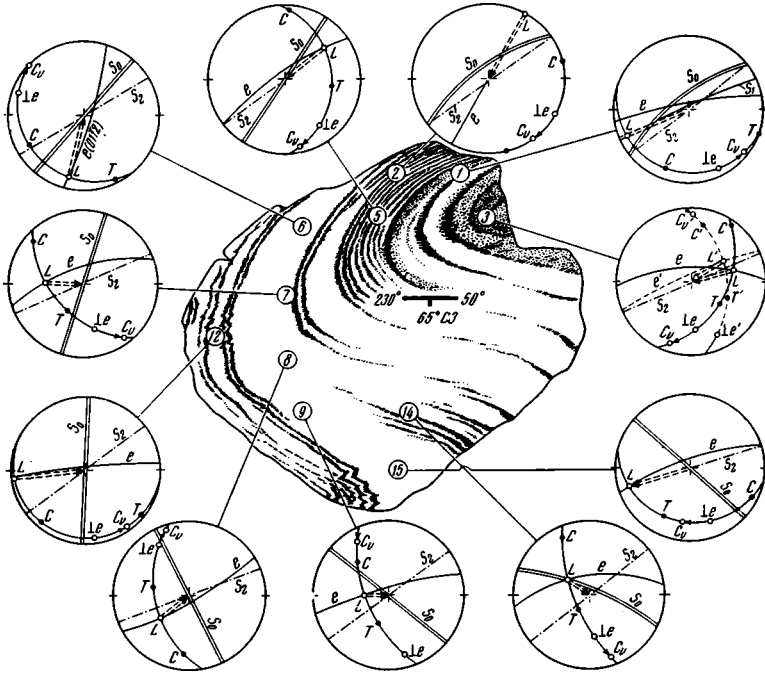


Рис. 3. Ориентировка кальцита в складке скальвания. Обр. 14-8/78. Штрихпунктирная линия S_2 — среднестатистическое удлинение зерен кальцита, наблюдаемое в плоскости шлифа, параллельное следу осевой плоскости. Прочие условные знаки, см. рис. 2

Второй образец (14-8/78) представляет замковую часть менее сжатой синформной складки, обращенной выпуклостью на юго-запад (рис. 3). Осевая плоскость падает под углом $15-20^\circ$ по азимуту $200-230^\circ$. Шарнир имеет такую же ориентировку, как в первой складке. В отличие от первого образца эта складка менее сжата, имеет плавный параболический замок, зазубренность слоев выражена слабее. Создается впечатление, что при образовании этой складки основная роль принадлежала изгибу слоев и лишь второстепенная — скольжению параллельно кливажу осевой плоскости.

РЕЗУЛЬТАТЫ МИКРОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Из образцов 14-7/78 и 14-8/78 изготовлены и изучены соответственно 8 и 11 петрографических шлифов, ориентированных в плоскости, примерно перпендикулярной шарниру складок. Оба образца представлены мелкозернистыми мраморизованными известняками, состоящими из кальцита ($85-90\%$), кварца и биотита. Текстура породы тонкослоистая, структура гетеробластическая. Основной фон шлифа составляют удлиненно-уплощенные кристаллы sdвойникового кальцита размером до $0,3$ мм по длинной оси, ориентированные параллельно осевым плоскостям складок (см. рис. 2, б). Вдоль длинных сторон зерен кальцита кое-где располагаются мелкие чешуйки коричневого биотита, а в торцовых промежутках — округлые, реже с извилистыми границами зерна кварца размером в среднем $0,02-0,07$ мм в диаметре. В небольшом количестве (не более $1-2\%$) присутствуют тонкозернистый графит и примазки лимонита, подчеркивающие заметную макроскопически слоистость породы.

Ориентировка кальцита. Как показано на рис. 2, ориентированные шлифы были сделаны из обоих крыльев складки, представленной в образце 14-7/78, а также из участков вдоль осевой плоскости. Все микроструктурные диаграммы относятся к одному и тому же типу. Диаграммы оптических осей (C_v), как правило, характеризуются одним максимумом с плотностью от 6 до 10% на 1% площади сетки. Диаграммы нормалей к плоскости скольжения ($\perp e$), т. е. к грани тупого ромбоэдра (0112), дают максимум с плотностью от 6 до 16% .

На рис. 2 приведены сводные диаграммы, на которых показано положение центров тяжести C_v и $\perp e$, отстоящих один от другого на расстояние 26° , что отвечает теоретическим и экспериментальным данным: в целом порода характеризуется таким же соотношением C_v и $\perp e$, как в sdвойникованном монокристалле кальцита. Динамические направления (ось сжатия S , ось растяжения T , линия и направление скольжения L) определены графически, исходя из ориентировки C_v и $\perp e$ [10].

Аналогичные результаты получены по 11 ориентированным шлифам из образца 14-8/78 (см. рис. 3). Максимумы оптических осей (C_v) характеризуются плотностью от 6 до 10% (в среднем $7,6\%$), а максимумы нормалей к плоскости скольжения ($\perp e$) — от 5 до 10% (в среднем $7,1\%$) на 1% площади полусферы.

Сравнение рис. 2 и 3 показывает, что в обоих образцах слоистость, хорошо заметная макроскопически, на последнем этапе деформации не играла существенной роли. Основное, определяющее направление — осевая плоскость, которой подчинены все другие черты строения. Особенно показательным совпадением центра тяжести максимума оптических осей с полюсом осевой плоскости в обеих складках, т. е. оптические оси кристаллов кальцита ориентированы нормально к осевой плоскости независимо от местоположения шлифа в складке.

Чтобы нагляднее представить полученные данные, по каждому из образцов были построены суммарные диаграммы для C_v и $\perp e$. В результате определены генерализованные координаты оптических осей и нормалей к плоскости скольжения в кристаллах кальцита. Замечательно, что угол между этими направлениями (C_v и $\perp e$) и на сводных диаграммах оказался равным теоретическому (26°), что указывает на объективность по-

**Координаты плоскостных и линейных структурных элементов и динамических направлений
в деформированном кальците**

Структурный элемент	Образец 14-7/78		Образец 14-8/78	
	азимут падения (погружения)	угол падения (погружения)	азимут падения (погружения)	угол падения (погружения)
Осевая плоскость складки S_1	184	30	197	43
Плоскость скольжения LL	184	58	197	15
Ось сжатия C	184	16	197	60
Ось растяжения T	4	74	17	30
Угол между осью сжатия и осевой плоскостью		20		15
Угол между осевой плоскостью и плоскостью скольжения		25		23
Линия скольжения	4	58	197	15

лученных результатов. По C_e и L_e графически построены динамические направления — оси сжатия C , оси растяжения T , плоскости скольжения и линии скольжения L . Затем эти суммарные диаграммы приведены к вертикальной плоскости, параллельной геологическому разрезу АВ (см. рис. 1, в, г), а также повернуты в горизонтальное положение и ориентированы по странам света (см. рис. 1, д, е). Каждая из этих последних диаграмм интересна в определенном отношении. Вертикальные диаграммы (см. рис. 1, в, г) наглядно показывают положение динамических направлений (C , T , L) относительно макроструктуры, изображенной на геологическом разрезе, построенном вкострости слоистости, сланцеватости и надвиговой поверхности. Диаграммы, ориентированные горизонтально, позволяют определить координаты всех структурных направлений, которые на них изображены (таблица).

Как показывают диаграммы и таблица, оси сжатия C составляют с кливажем осевой плоскости S_1 в среднем небольшие углы — 15—20°. На конкретных частных диаграммах выделяются более значительные колебания: в одних случаях ось C лежит практически в плоскости кливажа осевой плоскости (см. рис. 2, диаграммы 4—6; рис. 3, диаграммы 6, 12), в других составляет с нею углы до 60—70° (см. рис. 2, диаграммы 3, 8; рис. 3, диаграммы 3, 7, 14), но ни в одном случае не ориентирована под прямым углом к кливажу.

Ориентировка других структурных элементов и угловые соотношения между ними приведены в таблице. Таким образом, микроструктурное изучение кальцита позволило выявить не только кинематику, но до некоторой степени и динамику образования изученных структурных форм, определить ориентировку внешнего сжатия и растяжения — динамических осей C и T [10], подойти к выяснению вопроса, который без этих данных в большинстве случаев не поддается решению.

Ориентировка биотита. Ориентировка биотита изучена в восьми шлифах из образца 14-7/78. На рис. 4 пять диаграмм (1, 2, 4—6) характеризуют крылья складки, три (3, 7 и 8) — шарнирную зону. На всех диаграммах независимо от их местоположения в складке выявляется четкая S-тектонитовая ориентировка, характеризующаяся одним максимумом с плотностью 20—35% на 1% площади полусферы. Плоскость (001) биотита ориентирована параллельно осевой плоскости складки. На крыльях она почти совпадает со слоистостью, а в шарнирной зоне составляет с нею прямой угол. Как показано на разрезе АВ и диаграммах (см. рис. 1, в, г), осевые плоскости мелких складок в макроструктуре надвиговой пластины располагаются закономерно: они падают в ту же сторону (на ЮЮЗ), что и подошва аллохтона, но под большим углом.

Ориентировка кварца. Ориентировка оптических осей кварца изучена в тех же восьми шлифах, что и ориентировка биотита (см. рис. 4). Как отмечалось выше, кварц образует большей частью мелкие округлые, наподобие хорошо окатанных песчинок, изолированные, не соприкасающиеся одно с другим зерна, расположенные среди кальцитовых тканей.

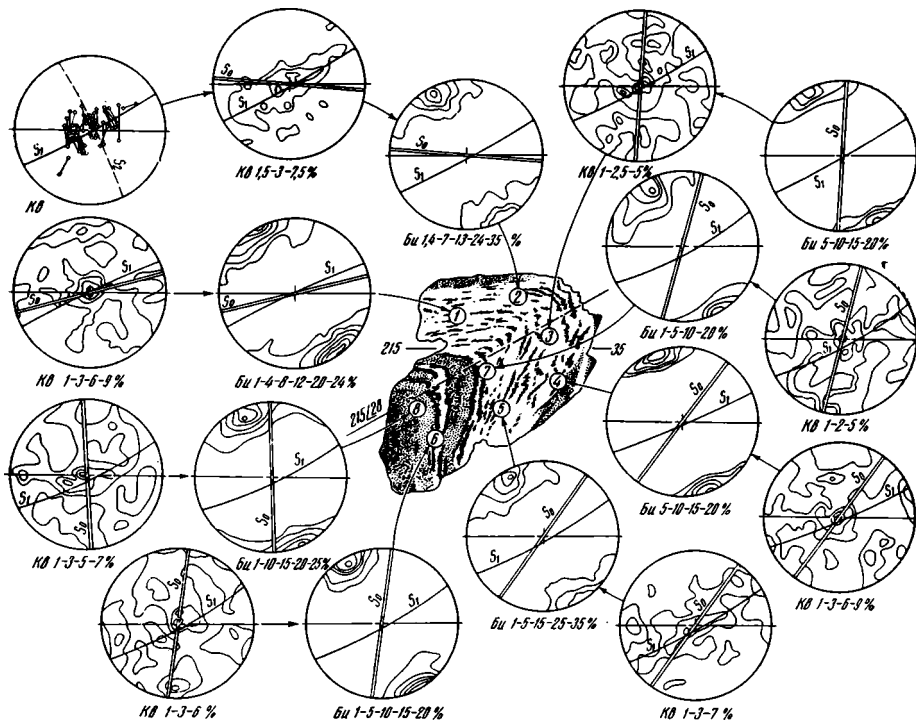


Рис. 4. Ориентировка спайности биотита и оптических осей кварца в складке. Обр. 14-7/78. Местоположение образца и ориентировка диаграммы указаны на рис. 1 и 2. На левой верхней диаграмме показана ориентировка оптических осей аномально двусносного кварца (30 замеров)

S_2 — среднее положение плоскости оптических осей; S_1 — осевая плоскость складки; S_0 — слонстость

Реже встречаются такие же мелкие зерна с извилистыми границами, еще реже — сростки нескольких зерен.

Общая черта всех диаграмм — наличие максимума, ось которого практически совпадает с шарниром складки. Плотность максимума на разных диаграммах колеблется от 5 до 9%, в среднем составляет 7% на 1% площади полушеры. На диаграммах 2 и 5 рис. 4 отчетливо выражено вытягивание максимумов параллельно осевой плоскости складок, т. е. в плоскости пегроструктурных осей ab .

Как отмечает Х. В. Ферберн [17], подобная ориентировка — сочетание необычного пояса в плоскости ab с максимумом оптических осей по направлению оси b — наблюдалась В. Шмидтом (1925 г.), Б. Зандером (1930 г.) и А. Хитенен (1938 г.) в породах, сходных с нашими. Эту ориентировку приобретает кварц, заключенный в виде изолированных зерен в кальцитовый ткани. Механизм ориентировки объясняется следующим образом: «Если зерна некоторого минерала K_2 окружают со всех сторон зерна другого минерала K_1 , то на последнее не может быть перенесена сила, превышающая предел прочности зерен K_2 . Если прочность по отношению к сдвигу зерен K_1 больше, чем K_2 , то зерно K_1 не подвергается деформации, а, так сказать, плавает в среде K_2 и, следовательно, может быть ориентировано только по форме» [14, с. 105]. По-видимому, в изученной породе зерна кварца несколько вытянуты по оси z , чем и обусловлена такая ориентировка. Фактором, вызвавшим ее, может быть вращение вокруг оси b , совпадающей с шарниром складки. Однако в данном случае кроме ориентировки по форме налицо ориентировка по внутреннему строению. В ряде зерен кварца в шлифе 14-7-2 изучена аномальная деформационная двусность, причем угол $2V$ в некоторых зернах достигает 20° . Плоскости оптических осей индивидуальных зерен проявляют предпочтительную ориентировку, что хорошо видно на диаграмме

(см. рис. 4, слева сверху). Усредненная плоскость оптических осей показана на этой диаграмме дугой S_2 . Она располагается перпендикулярно к осевой плоскости складки S_1 и параллельно шарниру складки, который совпадает с линией пересечения S_1 и S_2 . Можно сказать, что плоскость оптических осей параллельна фронтальной части лежащей складки и примерно перпендикулярна оси сжатия, установленной по кальциту.

Интересно отметить, что в экзоконтакте одного интрузивного массива, внедрившегося в метаморфическую толщу, нами наблюдался аномально двуосный кварц, причем плоскость оптических осей его оказалась ориентированной параллельно контакту массива, т. е., по-видимому, также перпендикулярно оси сжатия [15]. Возникает предположение: не может ли ориентировка плоскости оптических осей аномально двуосного кварца служить критерием для определения динамической оси сжатия?

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Структурная сущность кливажа осевой плоскости издавна привлекает внимание исследователей, предлагавших различные объяснения генезиса этого широко распространенного вида делимости горных пород. Как известно, основные представления по этому вопросу сводятся к двум гипотезам. Согласно одной из них, кливаж осевой плоскости развивается перпендикулярно к направлению сжимающей силы и параллельно направлению течения (Д. Шарп, Х. Сорби, Ж. Гогель, П. Фурмарье, Л. де Ситтер и др.). Согласно второй гипотезе, кливаж осевой плоскости представляет результат односистемного дифференциального скольжения по плоскостям скальвания эллипсоида деформации, т. е. наклонно к главным осям последнего (А. Добре, Г. Беккер). Этой гипотезы придерживаются многие авторы и прежде всего те, кто располагал данными микроструктурного анализа тектонитов, представляющими существенный вклад в решение этой проблемы: Б. Зандер, А. В. Пэк, Х. В. Ферберн, Ф. Тернер, Л. В. Вейс [19, 20] и др.

Кроме названных двух альтернативных гипотез имеются промежуточные представления, согласно которым различные генетические типы кливажа могут образовываться по-разному: одни путем скальвания под углом к направлению оси сжатия C , другие — путем пластического течения вещества в плоскости AB эллипсоида [1, 2]. Таковы представления С. ван Хайза о кливаже «зоны разлома» и глубинном кливаже «зоны истечения», Ч. Лизса [12] — о кливаже скальвания и кливаже течения.

Известны также попытки объяснить происхождение кливажа совместным участием обоих процессов. Так, Ф. Гонсалес-Бонорино [5] рассмотрел комбинированное действие скальвания и нормального течения. С. К. Гхош [18] указал на вращение плоскости кливажа в ходе деформации и на наличие некоторого, хотя небольшого, но важного в структурном отношении угла между плоскостью AB эллипсоида и кливажем; наличие этого угла объясняет, почему кливаж может быть приблизительно параллельным плоскости AB и в то же время являться результатом скальвания.

В последние годы вопрос о генезисе кливажа обстоятельно рассмотрен А. М. Гончаровым [6, 7]. По его мнению, проблема возникновения и развития кливажа, занимающего по отношению к слоистости секущее положение, в настоящее время может считаться решенной. Основной процесс, обуславливающий развитие кливажных поверхностей, — деформация расплющивания маловязких включений (глинистого цемента песчаников, битумов, растворов, флюидов и пр.), которые, отличаясь от окружающего вещества резко пониженной вязкостью, сильно расплющиваются, образуя ослабленные поверхности, перпендикулярные к оси сжатия, т. е. в плоскости AB эллипсоида деформации.

Ясно, что это объяснение не выходит за рамки кинематического анализа. Оно характеризует положение осей эллипсоида деформации в элементарном точечном участке и не касается динамической стороны процесса, т. е. ориентировки внешних действующих сил, в частности оси

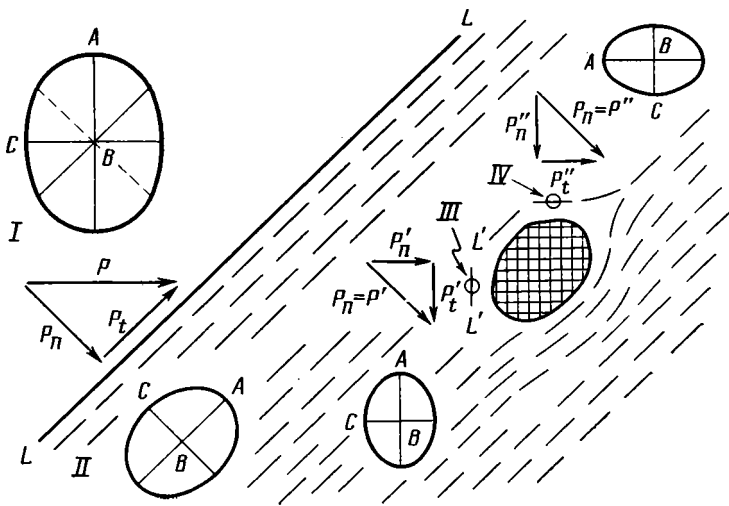


Рис. 5. Соотношение между кинематическими (оси эллипсоида деформации A, B, C) и динамическими (векторы P, P_n, P_t и др.) направлениями
 Цифры $I-IV$ на схеме — домены различных масштабов. Заштрихованный участок — относительно более жесткое включение. LL и $L'L'$ — следы плоскостей скольжения

сжатия. Рисунок 5 показывает, что при одной и той же ориентировке оси внешнего сжатия P ориентировка эллипсоидов деформации (и напряжений) в элементарных участках может быть различной, зависящей от неоднородностей строения породы (см. рис. 5, участки II, III, IV).

Допустим, ориентировки III и IV характеризуют микромасштабные структуры двух отличающихся один от другого доменов, находящихся по разные стороны от более жесткого включения, ориентировка II — мезо-, а ориентировка I — макромасштабные структуры (кроме того, могут быть структуры и более крупного масштаба).

Во всех этих случаях поверхности делимости (кливажа) перпендикулярны к нормальной составляющей, имеющей разную ориентировку в разных доменах, хотя ось внешнего сжатия P ориентирована стабильно. Вектор P_n в домене I представляет часть силы P — ее нормальную составляющую относительно направления максимального скальвания, которым создается инициальная делимость породы; во II домене вектор P_n выступает как ось сжатия C эллипсоида. В доменах III и IV этот вектор выполняет роль внешней силы и разлагается в свою очередь на две составляющие P'_n и P'_t относительно направления $L'L'$ и т. д. Таким образом, вектор P_n в домене II представляет кинематическую ось сжатия, а в III и IV он же является динамической осью сжатия. В этой двойственности, по-видимому, и заключено решение вопроса.

Сложность состоит в том, что определению обычно поддаются только кинематические оси, так как они зафиксированы в строении породы, в то время как динамические оси удаётся определить не всегда. Наш пример показывает, что для этого нужно иметь данные анализа как микроструктур, так и региональных макроструктур.

В изученном нами районе удалось определить не только кинематические, но и динамические направления: оси сжатия C и растяжения T , плоскость скольжения LL , линии и направления скольжения L . Установлено, что ни в одном случае оси сжатия не ориентированы под прямым углом к кливажу осевой плоскости и составляют с ним острый угол. Иными словами, относительно динамических осей, определенных изучением кальцита, кливаж осевой плоскости ориентирован косо, по одному из направлений hol , т. е. следует направлению максимального скальвания. Односистемность его указывает на участие простого сдвига, который нередко мог, по-видимому, доминировать над чистым сдвигом.

Ориентировка кинематических осей иная. Динамическая ось сжатия S , направленная под острым углом к осевой плоскости складок, всегда может быть разложена на две составляющие — нормальную и тангенциальную относительно осевой плоскости, причем нормальная составляющая будет представлять собой кинематическую ось сжатия эллипсоида деформации, которая даже при несколько меняющейся ориентировке динамической оси S будет иметь разную величину, но стабильную ориентировку в пространстве, что способствует развитию кливажа осевой плоскости, ориентированного в плоскости «сплющивания», т. е. в плоскости AB элементарного эллипсоида деформации, перпендикулярно его короткой оси.

Таким образом, кливаж осевой плоскости в динамическом аспекте выступает как результат скальвания, а в кинематическом — как результат «сплющивания». Этим и объясняется компланарность сплющивания и скальвания [13].

По своей сущности деформация, приведшая к образованию кливажа осевой плоскости, представляет собой в данном случае сочетание простого сдвига и чистого сдвига с преобладанием первого, т. е. представляет в основном результат действия пары сил с участием прямого сжимающего стресса.

Литература

1. Ажгирей Г. Д. Кливаж (Общие вопросы генезиса и кливаж межслоевого скольжения)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 11. С. 164—181.
2. Ажгирей Г. Д. Природные ассоциации кливажа в тектонически деформированных породах//Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л.: Наука, 1970. С. 181—193.
3. Блюман Б. А. Стратиграфия и полиметаморфизм раннего докембрия Юго-Восточной Тувы (Сангилен)//Стратиграфия докембрия региона Средней Сибири. Л.: Наука, 1983. С. 134—142.
4. Гинцингер А. Б., Винкман М. К., Фефелов А. Ф. Строение разреза отложений докембрия нагорья Сангилен (Тува)//Верхний докембрий Алтае-Саянской складчатой области. Тр. СНИИГГиМСа. Вып. 268. Новосибирск, 1979. С. 92—119.
5. Гонсалес-Бонорино Ф. Механический фактор происхождения сланцеватости//Тр. XXI МГК. Вып. II. Тектоника и петрография. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. С. 362—384.
6. Гончаров М. А. Кливаж//Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. М.: Недра, 1970. С. 73—101.
7. Гончаров М. А. Кливаж//Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. М.: Недра, 1977. С. 93—119.
8. Ильин А. В. Докембрий Тувы//Геология СССР. Т. XXIХ. Тувинская АССР. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1966. С. 46—64.
9. Ильин А. В., Моралев В. М. Докембрийские толщи Алтае-Саянской области//Сов. геология. 1963. № 11. С. 51—57.
10. Казаков А. Н. Методическое руководство по динамическому анализу микроструктурных ориентировок карбонатов. Л.: Наука, 1967. 108 с.
11. Казаков А. Н., Митрофанов Ф. П. Полиметаморфизм гранулитового основания Сангиленского срединного массива Алтае-Саянской складчатой области//Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976. С. 313—316.
12. Лизс Ч. К. Структурная геология. М.; Л.: ОНТИ, 1935. 297 с.
13. Паталах Е. И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.
14. Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. 149 с.
15. Родыгин А. И. Докембрий Горного Алтая (Курайский метаморфический комплекс). Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1968. 326 с.
16. Родыгин А. И. Структурные особенности чартыской свиты района верхнего течения р. Нарын (нагорье Сангилен, Тувинская АССР)//Вопросы геологии Сибири. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1982. С. 154—169.
17. Ферберн Х. В. Структурная петрология деформированных горных пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1949. 267 с.
18. Ghosh S. K. The problem of shearing along axial plane foliations//J. Struct. Geol. 1982. V. 4. № 1. P. 63—68.
19. Turner F. J. Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. N. Y., 1948. 342 p.
20. Turner F. J., Weiss L. E. Structural analysis of metamorphic tectonites. N. Y.: McGraw-Hill, 1963. 545 p.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.243.4(571.5)

МАЗУКАБЗОВ А. М., СИЗЫХ В. И.

О ПОКРОВНО-ЧЕШУЙЧАТОМ СТРОЕНИИ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

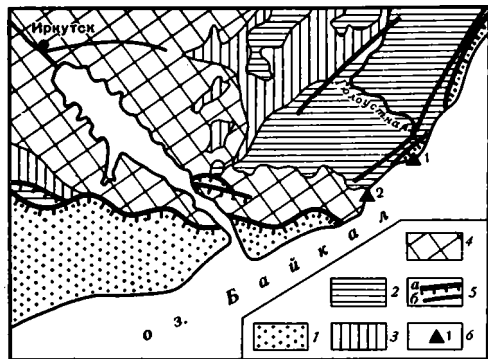
К настоящему времени надвиги в Западном Прибайкалье, особенно в северной части, считаются достаточно обоснованными и получили широкое признание среди исследователей. Об этом свидетельствуют публикации с примерами конкретного описания этих дислокаций [1, 5], а также отображение значительной части надвигов на ряде изданных геологических карт. В структурном отношении надвиги приурочены к зоне сочленения Сибирской платформы со складчатым обрамлением, а именно к прискладчатой зоне Прибайкальского мнгогеосинклинального прогиба в современных его контурах.

Однако, несмотря на значительный интерес к надвигам, их роль в создании структурного плана Западного Прибайкалья еще не получила должной оценки. Результаты детальных исследований указывают на более сложные формы проявления надвигового тектогенеза, приводящего к формированию чешуйчато-надвиговых и покровно-складчатых структур. Показателен в этом отношении район, расположенный вдоль береговой линии оз. Байкал юго-восточнее устья р. Голоустная. Здесь исследования проводились на двух участках: падь Озерко и падь Нижняя (рис. 1).

В строении пади Озерко принимают участие образования двух структурных ярусов. Нижний ярус представлен породами архейского возраста, прорванными гранитоидами приморского комплекса раннего протерозоя. Эти образования являются составной частью фундамента Сибирской платформы. Верхний структурный ярус сложен карбонатно-терригенными толщами рифея байкальской серии в составе трех свит (снизу вверх): голоустенской, улунтуйской и качергатской. Состав пород данного яруса, их мощности и характер седиментации указывают на единый парагенез формаций, типичный для краевых опусканий платформ [3].

Породы байкальской серии в пади Озерко смяты в крупные асимметричные сопряженные складки в поперечном сечении имеющие S-образную форму [6, 8]. При изучении морфологии этой структуры было обращено внимание на характер контактовых соотношений между стратиграфическими подразделениями, которые в большинстве случаев оказались тектоническими (рис. 2).

Рис. 1. Обзорная схема геологического строения
1 — архейские кристаллические породы; 2 — рифейские образования; 3 — венд-кембрийские отложения; 4 — юрские осадки; 5 — а — надвиги, б — прочие разломы; 6 — участки детальных работ: 1 — падь Озерко, 2 — падь Нижняя



Так, тектонические контакты были установлены между подсвитами голоустенской свиты и между улунтуйской и голоустенской свитами в средней части пади Озерко. Здесь терригенно-карбонатные образования улунтуйской свиты обнажаются в средней части долины в тальвеге пади, а борта долины сложены светло-серыми песчаными доломитами средней подсвиты голоустенской свиты. Породы улунтуйской свиты собраны в разноамплитудные изоклинальные складки, составляющие в целом сложный пакет, моноклинально погружающийся в юго-западных румбах под углами 40—60°. В породах прекрасно проявлен клявж осевой плоскости, падающий в этом же направлении. Здесь из разреза выпадает почти целиком верхняя подсвита голоустенской свиты, сложенная кварцевыми песчаниками и алевролитами мощностью около 200 м. При приближении к контакту в доломитах наблюдаются тектонические брекчии мощностью до 0,4 м, состоя-

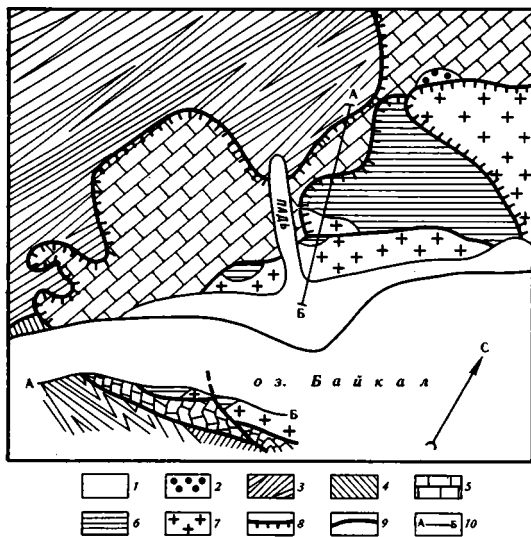


Рис. 2

Рис. 2. Схема геологического строения пади Озерко

1 — четвертичные образования; 2 — олистостромовый комплекс; 3 — известняки, сланцы улунтуйской свиты; 4—6 — голоустенская свита: 4 — кварцевые песчаники верхней подсвиты, 5 — массивные доломиты, известняки средней подсвиты, 6 — слоистые доломиты, карбонатные сланцы нижней подсвиты; 7 — гранитоиды приморского комплекса раннего протерозоя; 8 — надвиги; 9 — сброс; 10 — линия разреза

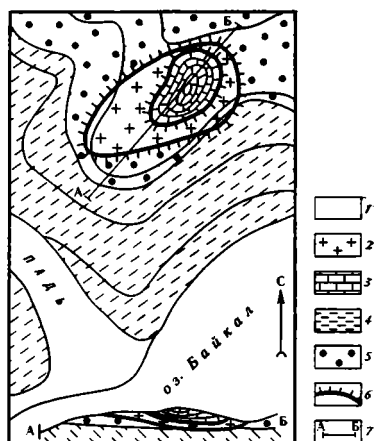


Рис. 3

Рис. 3. Схема геологического строения пади Нижней

1 — четвертичные образования; 2 — нижнепротерозойские гранитоиды приморского комплекса; 3, 4 — рифей, байкальский комплекс: 3 — доломиты средней подсвиты голоустенской свиты, 4 — песчаники, сланцы качергатской свиты; 5 — нижнеюрские конгломераты; 6 — надвиги; 7 — линия разреза

щие из обломков кварцитов, доломитов, молочного кварца, сцементированные милонитом этих же пород. Они приурочены к поверхностям сколов, полого погружающихся на юго-восток, вдоль которых происходил срыв пород и перемещение их на запад. Породы голоустенской свиты залегают субвертикально и осложнены мелкими флексуобразными складками. При прослеживании по простиранию контакта между свитами отчетливо вырисовывается его сложная конфигурация, которую трудно объяснить с позиций нормальных стратиграфических соотношений толщ. Нормальное напластование свит устанавливается в 2 км юго-западнее пади Озерко в береговых обнажениях оз. Байкал. Здесь видно, что улунтуйская свита согласно подстилается голоустенской, а контактовая поверхность под средними углами погружается на северо-запад.

Установленные факты указывают на тектоническое соотношение между свитами, которое осуществляется по волнистой поверхности надвига, погружающейся на юго-восток под углами от 10 до 50°.

Образования средней подсвиты голоустенской свиты имеют неравномерное по площади распространение и постепенно сужаются в северо-восточном направлении. Это обусловлено перекрытием их тектонической пластиной, сложенной пестрыми карбонатно-глинистыми сланцами нижней подсвиты голоустенской свиты и частично гранитоидами приморского комплекса. Для данной чешуи характерна наиболее сложная многопорядковая складчатая структура и развитие лежащих изоклинальных складок. Кливаж осевой поверхности четко проявлен в породах и в поперечном сечении пластины описывает мульдообразный изгиб. Кроме того, на северо-восточном фланге аллохтона было установлено два этапа в формировании складчатых структур, кинематические оси которых различаются на 80°.

Самая верхняя чешуя сложена гранитоидами приморского комплекса и перекрывает образования нижней и средней подсвит голоустенской свиты. Контактная поверхность ее характеризуется волнистостью, что доказывается непосредственными наблюдениями и картированием ее границ. Весьма интересен факт установления вблизи фронта пластины в верхних пади Озерко крупновалунных образований, напоминающих тектонизированный олистостромовый комплекс.

Таким образом, геолого-структурные наблюдения в районе пади Озерко позволяют констатировать наличие трех тектонических чешуй, последовательно надвинутых друг на друга с юго-востока. Амплитуда горизонтального перемещения для самой верхней пластины достигает 3,5—4,0 км.

Для правильной расшифровки тектонических условий формирования геологической структуры Прибайкалья большой интерес представляет район между падами Нижней и Большой Кадильной (рис. 3). В строении этого участка принимают участие песчаники и алевриты качергатской свиты байкальской серии и трансгрессивно перекрывающие их нижнеюрские конгломераты. Породы качергатской свиты характеризуются избирательно развитым клявжем осевой плоскости и смяты в систему линейных, несколько асимметричных складок северо-восточного простирания. Конгломераты юры слабо деформированы и образуют пологие складки с углами наклона слоев до 8°. Среди пород качергатской свиты и юры располагаются гранитоиды, аналогичные гранитоидам приморского комплекса раннего протерозоя, на которых лежат доломиты средней подсвиты голоуспенской свиты. Появление этого комплекса пород среди поля качергатской свиты и юры пытаются трактовать как результат вертикальных дифференциальных движений по системе разломов, приведших к формированию горстового блока площадью около 0,2 км² и амплитудой вертикального перемещения до 1,5 км. Однако с позиции вертикальных движений трудно объяснить появление такого узкого и изолированного блока, а также выпадение из разреза низов голоуспенской свиты. Эти противоречия снимаются, если появление вышеуказанных пород объяснить с позиции горизонтальных перемещений и их аллохтонного залегания. Картирование границ выходов гранитов и изучение контактов привели к выводу о наличии здесь реликта тектонического покрова, аналогичного тектоническим останцам, известным в поле распространения юры юго-западнее рассматриваемого района [2, 7].

Клипп имеет двучленное строение: нижняя пластина мощностью около 40 м сложена гранитоидами, а верхняя — доломитами средней подсвиты голоуспенской свиты мощностью 25—30 м. Останец ориентирован в субширотном направлении и имеет размеры 300×600 м. Северное и южное ограничения гранитоидной пластины вскрыты горными выработками, в которых установлены пологие надвиговые поверхности. Падение их на северном фланге клиппа на юго-восток 170° под углами до 20°, а на южном — в северных румбах под аналогичными углами. В непосредственной близости от контакта конгломераты разбиты системой трещин скола, по которым наблюдаются смещения разорванных частей галек на 3—5 см. В гранитоидах изменения проявились в интенсивном дроблении и гематитизации. Мощность тектонизированных гранитоидов от подошвы пластины достигает 10—12 м. Шов надвига имеет переменную мощность (0,2—0,8 м) и выполнен пестрокрашенными катаклазитами и тонкопосочатыми слабоцементированными милонитами, соответствующими понятию «глинка трения».

Верхняя пластина сложена доломитами и имеет размеры 200×300 м. Поверхность ее подошвы конформна контактовой поверхности нижней пластины, что указывает на наличие пологоволнистой поверхности надвига. Доломиты по мере приближения к контакту приобретают катакластическую текстуру и вишневый оттенок за счет процессов гематитизации.

Изложенный выше материал позволяет полагать, что выявленный останец — фрагмент тектонического покрова, имевшего чешуйчатое строение и надвинутого с юга. Амплитуда горизонтального перемещения покрова достигала нескольких километров.

Таким образом, для рассматриваемого региона Западном Прибайкалье впервые устанавливается серия надвигов, которые создают сложную покровно-чешуйчатую структуру. По своей природе и характеру соотношения с пликативными дислокациями автохтона они наиболее близки к покровам скальвания, возникшим за счет тангенциального сжатия. По времени своего возникновения они разновозрастные. Так, надвиги пади Озерко скорее всего раннепалеозойские, а тектонический покров пади Нижней — мезозойский и является, вероятно, северо-восточным продолжением Ангарского надвига.

Недоучет особенностей строения надвиговых зон в Западном Прибайкалье сказывается на расшифровке геологического строения и на палеотектонических реконструкциях. Особенно это хорошо видно при анализе нижних базальных слоев рифея, для которых характерна резкая фациальная изменчивость [4]. Факт совместного нахождения разграниченных тектоническими нарушениями разнотипных комплексов пород среднего рифея на весьма узком пространстве современной структуры земной коры может служить свидетельством последующего сближения комплексов по серии чешуйчатых надвигов в процессе тектонического скупивания структур и их шарфирования.

Литература

1. Александров В. К. Надвиговые структуры Западной окраины Байкальской горной области: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики, 1978. 22 с.
2. Данилович В. Н. Некоторые структурные элементы южной окраины Иркутского амфитеатра//Тр. Иркутского горного металлургического ин-та. Сер. геол. 1956. Т. 10. 47 с.
3. Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 247 с.
4. Маслов В. К. Палеотектонический и палеогеографический контроль размещения рифейских бокситов в Западном Прибайкалье//Геология и геофизика. 1984. № 2. С. 51—59.
5. Попов Ю. П. О характере сочленения юга Сибирской платформы и Байкальской складчатой области (на примере Западного Прибайкалья)//Геология и полезные ископаемые юга Сибирской платформы. Л.: Недра, 1970, с. 117—123.

6. *Питула Ю. А., Нагаева З. К., Фролов Б. М., Трунов В. П., Бескровная О. В.* Геологическое строение и перспективы нефтеносности Ангаро-Ленской зоны линейных складок. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 147 с.
7. *Сизых В. И., Малых А. В., Новохионов Ю. А.* Новые данные об Ангарском надвиге//Докл. АН СССР. 1982. Т. 267. № 1. С. 184—187.
8. *Чесноков С. В.* О структурных этажах Западного Прибайкалья//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 5. С. 121—136.

Институт земной коры СО АН СССР
Иркутск

Поступила в редакцию
16.I.1985

УДК 551.242.2(267)

ИЛЮХИН С. Р., КАРА В. И., МАМОШИНА К. Н., ШЛЕЗИНГЕР А. Е.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЗАПАДНО-АВСТРАЛИЙСКОГО (БРОКЕН) ПОДВОДНОГО ХРЕБТА И ЖЕЛОБА ОБИ (ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН)

В 1980 г. ПО «Южморгеология» на гидрографическом корабле «Дмитрий Лаптев» был пройден сейсмический профиль, пересекающий западную часть Западно-Австралийского подводного хребта и сопряженный с ним желоб Оби (рис. 1). Он был отработан методом непрерывного сейсмического профилирования центрального луча. Профиль прошел в районе глубоководной скв. 255, для которой имеются сейсмоакустические профили [4]. Сеймостратиграфический анализ временных разрезов с учетом буровой скважины позволил расшифровать строение осадочного чехла. Морфоструктура Западно-Австралийского хребта и взгляды на его тектоническую природу отражены в работах А. В. Живаго [1], Ю. М. Пушаровского, П. Л. Безрукова [2], Г. Б. Удинцева, Е. В. Кореневой [3], Т. Девиса и др. [4].

В рассматриваемой части Западно-Австралийского хребта вершина расположена на глубине 1,1—1,2 км. Хребет отличается пологим северным склоном, постепенно переходя в одноименную котловину (3,5—4 км). Южный склон значительно более узкий, крутой, а местами обрывистый. К его подножию прижат желоб Оби. Он состоит из отдельных частично обособленных котловин, простирающихся в восток — юго-восточном направлении при средних глубинах порядка 5 км.

На вершине Западно-Австралийского хребта, где глубина океана составляет 1144 м, была пробурена скв. 255. В интервале 0—55 м вскрыты нижнемиоцен-четвертичные неконсолидированные желтовато-серые нанофораминиферовые илы. Ниже в интервале 55—75 м встречен иловато-глинистый маломощный мел с примесью глауконита эоценового возраста, перекрытый гравийными отложениями среднего эоцена. И наконец, в интервале 75—108,5 м (забой) обнаружены серые известняки сантона. Их слои наклонены под углом в 15—30°. Миоцен-четвертичные отложения отлагались в относительно глубоководных условиях, а породы эоцена и сантона — в мелководных. В подошве миоцена, возможно, имеется угловое несогласие, а в подошве среднего эоцена оно несомненно [4].

На временном разрезе профиля в пределах Западно-Австралийского хребта отчетливо намечаются три сейсмических комплекса. Верхний из них мощностью до 150 м слагает вершинную часть хребта. Он отличается параллельными горизонтальными регулярными отражениями и несколько нарушенной записью на северном склоне. К северу он постепенно утоняется и одновременно с наклоном дна погружается и практически полностью выклинивается. Близ южной бровки вершины Западно-Австралийского хребта залегающие горизонтально отложения верхнего комплекса прислоняются к наклоненной на север поверхности нижнего комплекса (рис. 2). По данным скв. 255, верхний комплекс относится к миоцен-четвертичным отложениям и представлен карбонатными илами.

Средний комплекс в пределах вершины Западно-Австралийского хребта отличается тонкими частыми отражениями. К северу в нижней части разреза запись постепенно ухудшается и становится прерывисто-волнистой. В северной части профиля средний комплекс вновь характеризуется в верхней части тонкими частыми отражениями и прерывисто-волнистыми — в нижней (рис. 3). Погружение слоев среднего комплекса на север составляет около 35 м/км. На северном склоне хребта наклон слоев совпадает с рельефом дна океана. В пределах вершины подводного Западно-Австралийского хребта слои среднего комплекса последовательно срезаются подошвой верхнего комплекса

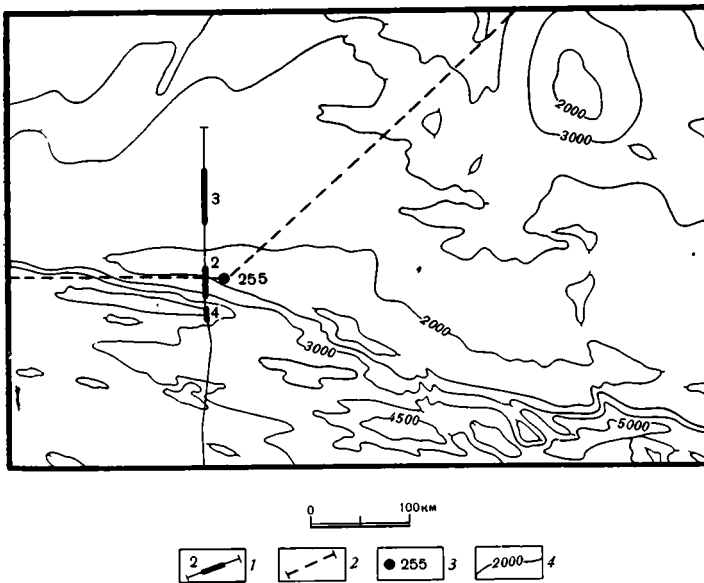


Рис. 1. Схема положения сейсмических профилей 1, 2 — сейсмические профили: 1 — ПО «Южморгеология» (жирной линией выделены фрагменты профиля, демонстрируемые на рис. 2—4), 2 — сейсмический профиль НИС «Гломар Челленджер»; 3 — скв. 255, 4 — изобаты

(см. рис. 2). В свою очередь нижние слои среднего комплекса, возможно, трансгрессивно залегают на поверхности подстилающего нижнего комплекса. На северном конце профиля в среднем комплексе отмечаются эрозионные ложбины с амплитудой до 100 м при протяженности их до 7—8 км. Скважина 255 прошла отложения среднего комплекса на участке резкого сокращения его мощности (до 20 м), где возраст отложений датируется средним эоценом. Здесь верхняя часть разреза срезана подошвой верхнего комплекса, а нижняя, по-видимому, отсутствует в связи с трансгрессивным прилеганием. К северу близ бровки вершины в значительно более полном разрезе мощность среднего комплекса достигает 1 км, а еще севернее, где его подошва перестает регистрироваться, превышает 1,5 км. Несомненно, в этом направлении происходит увеличение возрастного интервала комплекса и он условно считается палеогеновым. Верхняя тонкослоистая часть разреза среднего комплекса, вероятно, складывается терригенными, а нижняя, прерывисто-волнистая, — глинисто-карбонатными отложениями. В верхней части среднего комплекса близ северной бровки вершины хребта намечается линзовидная сейсмическая фация (до 400—500 м) хаотической записи, сложенная, по-видимому, терригенным обломочным материалом.

Нижний сейсмический комплекс осадочного чехла намечается на вершине подводного Западно-Австралийского хребта. Он складывает южную бровку, выраженную в подводном рельефе невысоким (до 100 м) холмом. Для нижнего комплекса характерны резкие отражающие границы, наклоненные к северу в общем согласии с вышележащими слоями второго комплекса. Эти границы прослеживаются на расстояние до 20 км от южной бровки, а кровля комплекса — до 50 км к северу, где перестает регистрироваться. Нижний комплекс осадочного чехла подстилается породами, от которых не происходит отражения. Эти породы принадлежат акустическому фундаменту. Мощность нижнего комплекса достигает 500—600 м. Верхние горизонты нижнего комплекса, вскрытые скв. 255, относятся к сantonу, что позволяет считать, что комплекс в целом сложен карбонатными породами верхнего мела.

Осадочный чехол Западно-Австралийского хребта рассечен многочисленными сбросами с амплитудами в десятки, реже — первые сотни метров. Они последовательно омолаживаются к его вершине. У северной бровки сбросы пересекают слои всех трех комплексов. При приближении к плоскостям сбросов слои подворачиваются. Перемещения по сбросам приводят к образованию горстов и грабенов, амплитуда которых вниз по склону уменьшается.

Южный относительно крутой склон подводного Западно-Австралийского хребта сложен породами акустического фундамента. Осадочный чехол появляется в желобе Оби. Здесь в его строении участвуют два сейсмических комплекса. Верхний отличается тонкими частыми отражениями. По характеру записи он аналогичен верхнему сейсмическому комплексу Западно-Австралийского хребта. На основании отбора проб установлено, что он сложен форамниферовыми неуплотненными илами неоген-четвертичного возраста. Слои верхнего комплекса в желобе Оби залегают горизонтально, выпол-

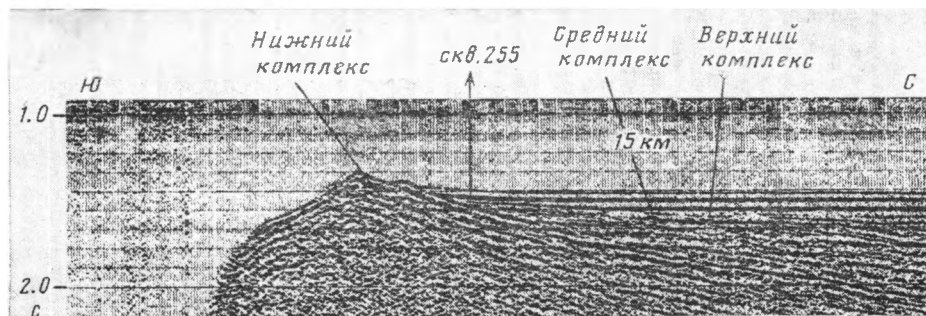


Рис. 2

Фиг. 2. Фрагмент временного разреза, иллюстрирующий срезание палеогеновых слоев миоцен-четвертичными образованиями. Положение фрагментов временных разрезов см. на рис. 1

Рис. 3. Фрагмент временного разреза, иллюстрирующий особенности залегания палеогенового (среднего) комплекса на северном склоне Западно-Австралийского хребта

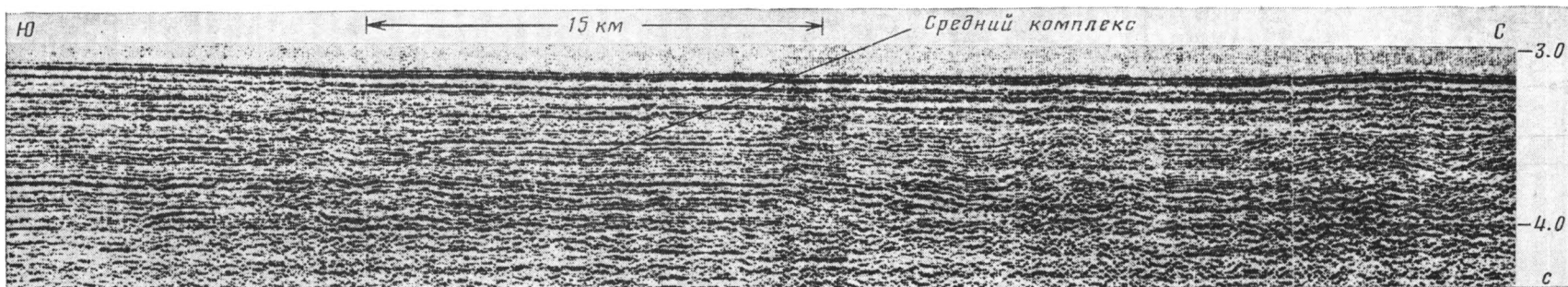


Рис. 3

няя пониженные участки подводного рельефа (рис. 4). На склонах холмов его слои прислоняются к поверхности нижнего комплекса. Мощность верхнего комплекса достигает 250—300 м.

Нижний комплекс желоба Оби отличается редкими нерегулярными отражениями, которые имеют бугристо-волнистую конфигурацию. Его подошвой служит акустический фундамент. Слои нижнего комплекса и поверхность акустического фундамента смяты в складки и разорваны разломами (см. рис. 4). В рельефе дна антиклинали представлены холмами, а синклинали занимают пониженные участки, частично выполненные отложениями верхнего комплекса. Амплитуда деформаций и связанных с ними перепадов подводного рельефа достигает многих сотен метров и в одном случае превышает километр. По характеру сейсмической записи можно предполагать, что нижний комплекс осадочного желоба Оби сложен карбонатными или песчаными породами, вероятно, верхнего мела — палеогена мощностью 1,5—2,0 км.

В поздне меловую эпоху на месте Западно-Австралийского хребта располагался мелководный участок Индийского океана, о чем с несомненностью свидетельствуют

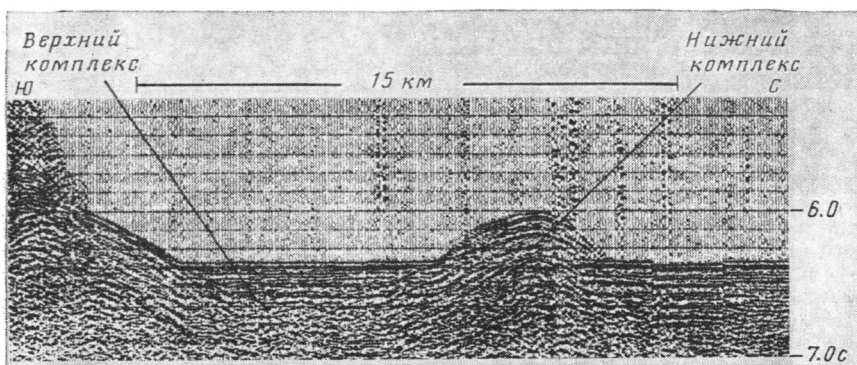


Рис. 4. Фрагмент временного разреза, иллюстрирующий особенности залегания меловых — палеогеновых и неоген-четвертичных слоев в желобе Оби

вскрытые скв. 255 известняки. На рубеже мела и палеогена верхнемеловые отложения были затронуты восходящими вертикальными движениями и у южной бровки хребта оказались выведенными на дневную поверхность. В палеогене начался новый этап погружения с накоплением мелководных толщ осадочного чехла. Возвышающийся остров карбонатных пород поставлял в сопряженные участки палеогенового бассейна грубо-обломочный материал. В конце палеогена южная часть мелководного бассейна испытала восходящие вертикальные движения. Слои палеогена (>1000 м) и частично верхнего мела (по-видимому, десятки метров) были срезаны. В начале неогена эта территория незначительно опустилась с образованием плоского неглубокого (до 100 м) подводного понижения. Оно имело более крутой южный склон, который слагали параллельно ему наклоненные верхнемеловые известняки. Северный склон, сложенный палеогеновыми отложениями, был значительно более пологим. В неогеновое и четвертичное время это понижение пассивно захоронялось относительно маломощными слоями карбонатных илов, которые на южном склоне прислонялись к верхнемеловым известнякам. На остальной большей северной части дна акватории Западно-Австралийского хребта неоген-четвертичные отложения практически не отлагались, здесь образовались не захороненные осадками впадины, что свидетельствует о его высоком состоянии (глубина океана, по-видимому, не превышала первых десятков метров) и отсутствии нисходящих вертикальных движений. В позднечетвертичное время район Западно-Австралийского хребта испытал общее дифференцированное погружение.

В поздне меловое и палеогеновое время к югу от мелководной части Западно-Австралийского хребта, вероятно, располагалась область сравнительно больших глубин. Они разделялись относительно крутым склоном, отвечавшим, по-видимому, крупному разлому. В желобе Оби сформировался осадочный чехол мощностью до 1,5—2,0 км. В преднеогеновое время его слои и поверхность акустического фундамента вследствие блоковых вертикальных движений были деформированы с образованием складок и разломов. Положительные структуры были представлены подводными холмами и возвышенностями, а отрицательные — понижениями. Последние в неоген-четвертичное время частично заполнились горизонтально лежащими слоями, прислонившимися к подстилающему субстрату.

Изложенный выше материал показывает, что тектонические движения приводят к разным результатам в глубоководных и мелководных (шельф) бассейнах. В первом случае они образуют подводный рельеф, отрицательные формы которого захороняются более молодыми отложениями осадочного чехла, прислоняющимися к их склонам. На

шельфе вследствие восходящих тектонических движений происходит срезание ранее накопившихся слоев практически без изменения батиметрии. Поверхность среза представляет ровную горизонтальную плоскость. При последующем захоронении отложениями осадочного чехла она становится поверхностью структурного несогласия.

Литература

1. *Живаго А. В.* Морфоструктура и история развития хребта Брокен (Западно-Австралийского) на юго-востоке Индийского океана//Тез. 5-й Всесоюзной школы морской геологии. Т. 2. Геленджик: Южн. отд-ние Ин-та океанологии АН СССР, 1982. С. 97—100.
2. *Пушаровский Ю. М., Безруков П. Л.* О тектонике восточной части Индийского океана//Геотектоника. 1973. № 6. С. 3—19.
3. *Удинцев Г. Б., Коренева Е. В.* Происхождение асейсмичных хребтов восточной части Индийского океана//Геотектоника. 1980. № 6. С. 13—22.
4. *Davies T. A., Lugendyk B. P. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. v. 26. Washington, 1974. 1129 p.

ПО «Южморгеология», Геленджик
Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
21.III.1984

РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.243

ПАВЛОВСКИЙ Е. В., НИКОЛАЕВ В. Г.

ПРОБЛЕМА АРКОГЕНЕЗА

Недавно в ГДР вышла из печати книга «Статьи об аркогенезе. Тектоника, магматизм и формирование месторождений» [8], посвященная итогам деятельности секции геологических наук Фрейбергской горной академии и Общества геологических наук ГДР. В ней приведены три крупные статьи, несколько коротких выступлений и заключительный отчет совещания. В статьях более или менее детально дана общая характеристика и описаны структурные формы проявления, стадии развития, механизм образования и металлогеническое значение внутриплатформенных процессов аркогенеза, называемых некоторыми тектономагматической активизацией платформ, диасхизисом, эпиплатформенным орогенезом, ремобилизацией фундамента, ревивацией, дива-структурой и т. д.

Основное место в книге занимает статья Л. Баумана, в которой дается характеристика аркогенеза и его роли в системе тектоники плит. После исторического обзора автор статьи приводит следующее понимание термина: «Аркогенез — это тектономагматическая активизация платформ с преобладанием вертикальной ориентировки мантийно-коровой динамики; он составляет в плейттектонических циклах первый этап развития и этим предвращает и начинает раскол плит (сводообразование, рифтинг и ранний дрейфтинг). Процессы аркогенеза совершаются причинно и феноменологически закономерно, направленно и необратимо; они играют в истории развития земной коры существенную структурообразующую роль и в связи с этим охватывают широкую область эндогенного и экзогенного перемещения и привноса вещества (размещение месторождений) [8, с. 15—16].

По Л. Бауману выделяются четыре главных равнозначных этапа в развитии Земли: I — аркогенез: сводообразование (главным образом куполообразование), рифтинг, активизация платформ (аркоген-тип и эмбриональный тип); II — тектоген А — спрединг, возникновение геосинклиналей (юная стадия — красноморский тип, поздняя стадия — атлантический тип); III — тектоген В — замыкание: орогенез/морфогенез (стадия субдукции — тихоокеанский тип, заключительная стадия — средиземноморский тип); IV этап — эпейрогенез — консолидация, стабилизация плит и шовная стадия (гималайский тип).

В первом аркогенном этапе, по Л. Бауману, существует три фазы: фаза сводового поднятия; в качестве неудачного, на наш взгляд, примера приведена куполообразная, по В. К. Беляеву, структура Кольского полуострова с хибинским центром; фаза образования грабенов, где рассмотрена область грабена Верхнего Рейна; заключительная фаза, тектонотипом которой служит Провинция бассейнов и хребтов в США. Далее в достаточно общей форме, правда, без особых оснований, перечисляются области аркогенеза, к которым отнесены Восточно-Европейская платформа, Афарский треугольник и др. Указывается, что на аркогенный этап приходится максимум формирования месторождений свинцово-цинковых, железа и некоторых других.

Итак, в статье Л. Баумана сделана попытка обобщения многих данных об аркогенезе. Эта любопытная работа вызывает существенные замечания. Прежде всего неоправдана метаморфоза самого понятия — аркогенез. Аркогенезом был назван [4] особый тип движений земной коры — процесс длительного формирования геоморфологически выраженных линейных складчатых структур и впадин байкальского типа (рифтовые долины). Эти движения не адекватны ни эпейрогенезу, ни геосинклинальной складчатости, ни синорогенезу Г. Штилле и не являются постумными. Аркогенез формирует крупные линейные (не куполовидные!) сводовые поднятия (антиклинории), разделенные соизмеримыми синклиноными прогибами, к числу которых относятся впадины байкальского типа Восточной Африки, Аравии, Верхнего Рейна и др. С особой силой и ясностью этот процесс проявляется на окраинах древних платформ с середины или с конца мезозойской эры. Аркогенез преобразует [5] равнинный рельеф древних платформ, создавая мощные линейные горные сооружения, разделенные впадинами (хребты Прибайкалья и Забайкалья, область Великого Рифта Африки, Шварцвальд — Вогезы и др.). С аркогенезом связана многообразная магматическая деятельность — лакколлиты и штоки гранитоидов (нормальных и щелочных), длинные дайки основных пород, излияния кислых и основных лав, местами с повышенной щелочностью и, может быть, мезокайнозойские трубки взрыва. Следовательно, аркогенез охватывает мощные толщи литосферы и не является каким-то поверхностным явлением. Аркогенез не предвращает геосинклинальный процесс, он проявляется значительно позже, после его завершения в заключительном IV этапе развития Земли по схеме Л. Баумана.

В свете сказанного следует, что в рецензируемой книге речь идет не об аркогенезе в его первоначальном понимании, а об иных явлениях, которым присвоено старое название, давно вошедшее в литературу, в том числе в справочники, словари, в учебные пособия.

В следующих статьях книги рассмотрены более частные проявления процесса аркогенеза, понимаемого авторами по-своему. О. Леедер описал вещественные процессы, происходящие при аркогенезе. В. Вебер уделил внимание структурам аркогенеза в североатлантическом и западно-европейском секторах земной коры. Им составлена серия палеотектонических карт для этого региона, начиная от карбона до третичного времени. Х. Эльспер обсудил механизм зарождения аркогенеза и пришел к выводу о его зависимости от геотермических конвекционных процессов. Е. Хофман предложил выделять активизацию платформ для фанерозоя и аналогичный процесс для дофанерозоя — активизацию протоплатформ. Особенности протоплатформенной активизации рассмотрены им на примере различных регионов. Представление о протоплатформах он почерпнул, так сказать, из вторых рук, из заметки А. Гудвина [10], хотя этот термин был введен значительно раньше [6] и с тех пор пользуется широкой известностью.

Ряд статей, помещенных в рецензируемой книге, посвящен вопросам магматизма (Л. Крамер, Г. Е. Баутш и Г. Фоллштедт и др.). В них рассмотрено значение проявлений вулканизма в процессе аркогенеза и его связь с состоянием глубоких зон земной коры, а также верхней мантии.

Оценивая в целом выход в свет рецензируемой книги, следует отметить неувдаемый интерес к проблеме аркогенеза, одного из ведущих процессов формирования земной коры. Вместе с тем за время, прошедшее с момента введения термина почти 40 лет назад, сам термин в работах различных авторов стал «линять», терять свой первоначальный смысл. В новой концепции аркогенеза, предложенной нашими коллегами из ГДР, явной исходной позицией служат известные взгляды Г. Клооса [9] на связь куполовидных поднятий с образованием трещин — путей проникновения магмы, а также эклектические представления И. В. Корешкова об обратимости процессов развития земной коры [1]. Подлинный аркогенез, как мы видели, формирует системы геоморфологически выраженных линейных сводов (антиклинориев) и соизмеримых с ними синклинорных впадин. Большая роль сводообразования в тектонике и рельефообразовании впервые была выявлена и подчеркнута еще в начале нашего столетия В. А. Обручевым [2, 3] — корифеем отечественной геологии. Надежное выделение аркогенных структур возможно лишь для областей широкого развития мезо-кайнозойских осадочных и магматогенных образований в пределах континентальных платформ. В последнее время удалось показать, что аркогенез — одно из частных проявлений многоликого процесса термотектогенеза [7].

Как ни заманчива на первый взгляд была бы концепция Л. Баумана и его коллег об аркогенезе в качестве начального процесса тектогенеза, вслед за которым следует геосинклинальная и другие стадии, приходится все же признать, что серьезных доказательств подобного чередования различных режимов не имеется. Кроме того, в этой концепции чувствуется сильное влияние обветшавшего униформизма, от которого отреклись еще в 1973 г. сородичи его создателя — Ч. Ляйелла [11].

Вероятно, лучше было бы не пользоваться старым, давно вошедшим в обиход термином «аркогенез», вводя его в новую концепцию и придавая ему новый смысл. Аркогенез — сугубо континентальный геотектонический процесс, хорошо доказуемый для конца фанерозоя. Вряд ли целесообразно увязывать его с геосинклинальной теорией, тем более с глобальной тектоникой плит.

Литература

1. Корешков И. В. Сводообразование и развитие земной коры. М.: Недра, 1975. 206 с.
2. Обручев В. А. Хребты Яблоновый и Становой по новым данным//За индустриализацию Советского Востока. 1933. № 2. С. 5—32.
3. Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5. С. 13—24.
4. Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезо-кайнозойских структур Восточной Сибири и Великого Рифта Африки и Аравии//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5. С. 25—38.
5. Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953. № 5. С. 82—89.
6. Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ//Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М.: Наука, 1964. С. 7—14.
7. Павловский Е. В., Глуховский М. З. Проблема термотектогенеза//Геотектоника. 1982. № 6. С. 38—52.
8. Beitrage zur Arkogenese. Tektonik, Magmatismus und Lagerstättenbildung. Geowiss.-Lager. С. 398. VEB Deut. Verlag for Grundstoff. Leipzig. 1985. 120S.
9. Cloos H. Hebung-Spaltung-Vulkanismus//Geol. Rundsch. 1939. B. 30. S. 405—527.
10. Goodwin A. M. Precambrian Perspectives//Science. 1981. V. 213. № 450. P. 55—61.
11. Sulton I. Discussion in the evolution of Precambrian crust. Introductory remarks//Phil. Trans. Soc. London. 1973. A273. № 1234. P. 316.

ХРОНИКА

УДК 551.242.5(4)

ГАРЕЦКИЙ Р. Г., КОЛЧАНОВ В. П.

ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРАЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

(итоги проекта МПГК № 86)

2—3 апреля 1986 г. в Потсдаме состоялось заключительное заседание по проекту Международной программы геологической корреляции (МПГК) № 86 «Восточно-Европейская платформа (юго-западный край)» и международный симпозиум «Седиментация и тектоника по юго-западному краю Восточно-Европейской платформы (ВЕП)». На симпозиуме прозвучали теоретические обобщения 10-летних исследований по проекту, выразившихся в основном в составлении серии литолого-палеогеографических карт (ЛПК) и тектонической карты (ТК) Центральной Европы (масштаб 1:1 500 000, 2 печ. л.). К апрелю 1986 г. составлены авторские макеты всех 15 ЛПК и ТК и изданы ЛПК среднего пестрого песчаника, саксона и ТК. Прочие карты выйдут в ГДР в 1986—1988 гг., как и объяснительные записки (ОЗ) к ним. ОЗ к ЛПК имеют объем до 1,5 печ. л., а к ТК — 6 печ. л. Каждую ЛПК сопровождают несколько карт-врезок (масштаб 1:10 000 000) для смежных возрастных интервалов, благодаря чему вся серия карт хорошо отражает изменения палеогеографических обстановок значительной части Европы от позднего рифея до плиоцена. Палинстастические реконструкции при составлении карт не производились, и их содержание представлено на фоне современной географии материка. Тираж ЛПК — 1200 экз., ТК — 1500 экз.

К заседаниям в Потсдаме был подготовлен ряд докладов. Рассматривая байкальско-каледонское развитие области к юго-западу от зоны Тейссейра—Торнквиста (ТТ), Е. Зноско (ПНР) и Д. Франке (ГДР) подчеркнули решающее влияние на нее раскрытий и закрытий Протоатлантики (Япетуса). Жесткая ВЕП примерно синхронно с раскрытием Япетуса в позднем докембрии отделилась зоной ТТ от регенерированной в последальсландское время Западно-Европейской платформы (ЗЕП). Байкальскую зону на севере Центральной Европы надежно выделить пока не удалось, каледонским же зонам в структуре Европы принадлежит видное место. При этом различаются северная ветвь североатлантических каледонид (Северная Ирландия, Шотландия, Гренландия, Шпицберген) и южная ветвь (Южная Ирландия, Англия, Скандинавия), что вызвано различиями характера ограничивающих их континентальных плит, изменением во времени и пространстве соотношений субдукции и обдукции и син- и посткаледонскими смещениями по глубинным разломам. Однако поперек рассмотренных ветвей от дуги Карпат до Северного моря тянется еще одна каледонская складчатая зона. Синхронность ее заложения и развития с процессами тектогенеза в области Япетуса указывает на наличие причинных связей. Трудно отнести к какой-либо из названных зон и каледонские складчатые комплексы юго-востока Англии, Брабантского массива, Арденн и, возможно, расположенные под Северным морем и Северо-Германской низменностью. Скорее они сформировались в частных прогибах между докембрийскими террейнами¹ раздробленной в последальсландское время ЗЕП.

По мнению Е. Папрот (ФРГ) и Я. Дворжака (ЧССР), вариссийскому тектогену близ юго-западного края ВЕП присущи высокие температуры и низкие давления и развитие в условиях сжатия. Первоначально на тектоген влияло поведение форландов, а затем активность перешла к внутренним зонам. В развитии тектогена можно выделить: заложение геосинклиналей и заполнение их осадками; накопление карбонатных отложений, расцвет спилитового вулканизма и опускание форландов; поднятие интернид (при внедрении гранитоидов, кислом вулканизме и накоплении в разных зонах флиша и черных сланцев), его ускорение, смещение флишевых трогов и фронта деформации к форланду; продолжение воздымания интернид, интрузивный и экструзивный магматизм, заполнение межгорных впадин, приостановка прогибания зоны экстернид, накопление на форланде молассоидов; окончание воздымания интернид и завершение вариссийского развития: скопления полезных ископаемых тесно связаны с поведением фундамента, характером осадков и магматических пород девона и карбона.

М. Лупу (СРР), О. Микельсен (Дания) и Р. Дадлез (ПНР) сообщили о литолого-палеогеографических и тектонических тенденциях киммерийского развития зоны ТТ, рассмотрев киммериды на площади работ, лито- и биостратиграфию, фации и прочие особенности отложений триаса, юры и нижнего мела и роль киммерийской тектоники.

М. Блесс (Нидерланды) и Ф. Коккель (ФРГ) отметили, что после позднекиммерий-

¹ Предлагаемое написание возрожденного в плитно-тектоническом аспекте термина «Теггане» представляется более удачным, чем переводной эквивалент «экзотический (тектонический) блок»: оно короче, не использовалось ранее в русской литературе и потому не имеет иных значений.

ского орогенеза сохранился ряд областей киммерийского опускания (грабены Центральный, Викинг, бассейны Соул-Пит, Нижнесаксонский и др.). К концу юры они превратились в сложные грабены, где седиментация (хотя и континентальная, и озерная) продолжилась в титоне и берриасе. Опускание структур замерло в апте, и наступивший этап тектонического покоя ознаменовал конец киммерийской тенденции развития. Туронская трансгрессия перекрыла большинство прежних поднятий (Лондонско-Брабантское, Рейнский и Богемский массивы, обширные площади ВЕП, включая Балтийский щит). Инверсию вызвала субгерцинская фаза: многие киммерийские прогибы и грабены превратились в поднятия, а поднятия опустились. Инверсия не охватила лишь северную часть Центрального грабена, грабен Викинг, бассейны Эгерсунн и Парижский. После ряда колебаний уровня моря в ходе олигоценовой трансгрессии заложилась Верхнерейнский грабен, Гессенская впадина. Но уже в миоцене произошла полная перестройка структурного плана. Исчезли палеогеновые структуры Датского залива и Нижнеэльбского прогиба, а Нижнерейнский залив соединился с Центральным грабеном. Тем самым современный бассейн Северного моря предстает как молодая форма. Киммерийское растяжение на северо-западе Европы связано с раскрытием Атлантики в сочетании со сдвигами вдоль сложной системы разломов, а сжатия в позднем мелу и инверсии — с альпийской коллизией континентов и сдвигами.

И. Бергстрем, М. Кумпас (Швеция), Р. Перрум (Норвегия), А. Нилсен, О. Вейбек (Дания) рассмотрели отрезок зоны ТТ от о-ва Борнхольм до грабена Викинг. Суммарное смещение по нему как по правостороннему сдвигу достигает 350 км и связано с каледонским, варисцидным и альпийским режимом сжатия и режимом растяжения в мезозое. Разломы фундамента Норвежско-Датского бассейна в основном скрыты под полями отложений цехштейна с проявлениями галокинеза, и доцехштейновые образования доступны лишь вне этих полей. Седиментация в палеозое и мезозое распространялась и поперек зоны ТТ, т. е. последняя не выступала как барьер. Эпизоды тектонической инверсии приурочены к раннему мелу и третичному времени, фиксируясь в суббассейне Эгерсунн (Северное море), в Каттегатском море и на Борнхольме. При этом в двух последних районах вся толща меловых известняков после поднятия была размыта.

А. Уиттейкер (Великобритания) рассказал о возможных останках ВЕП в Западной Европе. Фундамент ВЕП включает архейские сооружения древнее 2,5 млрд. лет, окруженные комплексами раннего протерозоя (свыше 1,8 млрд. лет). Структуры к юго-западу от зоны ТТ — северо-западного простирания, узкие и длинные. К западу они становятся более изометричными или изометрично-аморфными — поднятия Рингкёбинг-Фюн и Среднесевероморское, разделенные Центральным грабеном. Кратон Мидленда может служить примером поднятий фундамента близ юго-западного края ВЕП. Его слабают вулканы, вулканокластиты и осадочные породы верхнего протерозоя, перекрытые ненарушенным чехлом шельфовых отложений нижнего палеозоя, что указывает рубеж стабилизации. Подобные выходы в Британии к югу от шва Япетус могут быть элементами коры, разраставшейся в интервале 900—400 млн. лет назад в результате аккреции островных дуг и связанных с ними аккреционных призм и осадков преддугового бассейна. Данные ГСЗ позволяют предполагать более древний кристаллический фундамент на глубине до 15 км хотя бы под частью кратона. Сопряженные северо-западные и северо-восточные системы разрывов, действовавшие в фундаменте в докембрии, наводят на мысль, что поле долготного сжатия могло влиять на кору, предопределяя способность главных разломов к последующей активизации. Благодаря релаксации поля напряжения или изменению его ориентировки могло проявиться дробление. Вслед за ним в условиях растяжения в направлении северо-запад — юго-восток в океане Япетус образовалось вещество океанической коры. Последующее закрытие океана вызвано сжатием в том же направлении. Слабые изменения направления сжатия (например, в северном или северо-северо-западном направлении варисцидского поля напряжений) активизировали локальные растяжения или сжатия.

Р. Е. Айзберг и Р. Г. Гарецкий (СССР) доложили о связях Сарматско-Туранского и Корнуэлл-Реногерцинского линеаментов. Первый тянется от западного края ВЕП до Тянь-Шаня (а может быть и до Тихого океана!) и играет важную роль, как и тектоническая граница между ВЕП и ЗЕП — зона ТТ, линеамент Добруджа — Северное море. Сарматско-Туранский линеамент разделяет несколько крупных блоков коры и по данным геофизики (и ЛПК проекта!) как будто продолжается за юго-западный край ВЕП субширотной мобильной зоной, которая тянется в Центральной Европе, возможно, от восточной части Северной Атлантики (структура Чарли—Гиббса). Реногерцинская система прогибов, вероятно, проходит к востоку через погребенную зону опусканий восточнее Гарца — древний Берлинский прогиб. Характер магнетизма, палеогеодинамические особенности и сопоставимость Днепровско-Донецкой зоны Сарматско-Туранского линеамента и Корнуэлл-Реногерцинской зоны допускают рифтогенез при том же палеогеодинамическом плане сил. Южная граница Берлинского прогиба (северный разлом Среднегерманской кристаллической зоны) сопоставима с южной границей Припятского и Днепровско-Донецкого прогибов с Украинским щитом, а северная граница образования, возможно, погребенным глубинным разломом, на что указывает зона повышенного теплового потока по южному краю внешнего палеошельфа.

М. Лупу (СРР) рассказал о Северной Добрудже — альпийском интракратонном орогенном поясе между разломами Печеняга — Камена на юге и Святого Георгия на севере, в котором выделяются три главных осадочных цикла: досилирийский, палеозойский послесилирийский и раннемезозойский. Вергентность чешуй к юго-западу обязана бретонскому тектогенезу. Затем отложились молассы Карапелита (карбон), внедрились гранитоиды, произошли судетские движения. В альпийскую эпоху вместе с известково-песчаными породами появились анизийско-норийские толентовые лавы и пирокластиты.

Затем накопились детритовые флишеподобные (нижняя юра) и песчано-известковистые оксфорд-кимериджские толщи. Позднекимерийский (австрийский?) тектогенез сформировал три главных покрова, вергентных к северу. Посттектонический чехол начинается сеноманом, а завершается осадочный цикл в коньяке.

Н. В. Аксаментова (СССР) охарактеризовала тектонку кристаллического фундамента запада ВЕП: три этажа отвечают главным стадиям образования земной коры. 1. Граниты и андебиты — чарнокиты раннего архея генетически соответствуют протоконтинентальной стадии развития коры. В конце раннего архея эта базальтоидная кора была преобразована в кору переходного типа (протометаморфический слой). 2. Амфиболит-гнейсовые и гнейсово-сланцевые комплексы позднего архея (состава кварцевого диорита) возникли по протогоеосинклинальным образованиям, аналогичным эффузивно-граувакковым и флишионным формациям фанерозой. 3. Метаморфизованные образования раннего протерозоя андезит-дацит-липаритовой и трахнандезитовой формаций отвечают орогенному и плитному этапам континентального развития коры. Таким образом, для фундаментов древних платформ характерно стадийное развитие, с преобразованием протоконтинентальной коры в зрелую кору континентального типа. На первых двух этапах на ВЕП образовались Белорусско-Балтийская гранулитовая зона, Брягинский гранулитовый массив, Центрально-Белорусский прогиб и другие структуры.

Доклад Р. Г. Гарецкого, Г. В. Зиновенко, И. Б. Вишнякова, В. В. Глушко, Г. М. Помяновской (СССР) касался Балтийско-Приднестровской зоны перикратонных опусканий на пассивной окраине континента и связи с процессами в смежных геосинклиналях, геодинамику которых определяли перемещения Лаврентийско-Гренландской, Восточно-Европейской и Южно-Европейско — Африканской литосферных плит. Она заложилась в позднебайкальский этап, после перестройки, начавшейся в волинского вулканизма и формирования траппов. В валдайское и балтийское время эта зона расширилась и полностью сформировалась на каледонском этапе, протягиваясь вдоль линии ТТ от Северного моря до Черного. Каледонское погружение зоны шло при вертикальных подвижках блоков фундамента с образованием разломов. Резко иным стал вариссийский режим (осадки прибрежных дельт, лагун, блоковая тектоника), но снова приобрел сходство с каледонским на киммерийско-альпийском этапе. С разными режимами связаны разные полезные ископаемые. Так, на каледонском этапе сформировался главный нефтегазоносный этаж запада ВЕП.

Сообщение Е. Зноско и А. Гутерха (ПНР) было посвящено зоне ТТ. К западу от нее мощность коры молодой плиты составляет 30—38 км, а кора ВЕП к востоку — многослойна: фундамент со скоростями 6,1—6,3 км/с залегает на глубинах 2—8 км, а раздел Мохо — на 42—48 км. Ширина зоны ТТ возрастает к юго-востоку от 50 до 90 км, мощность коры — от 50 до 55 км при мощности осадков 10—12 км. В северной половине зоны ТТ на глубине 40—45 км фиксируется сейсмический раздел кора/мантия мощностью около 10 км со скоростями продольных волн 7,4—7,7 км/с, сходный по свойствам с нижним этажом рифтовых систем. Характерно, что малые на ВЕП мощности кембрия—ордовика возрастают в зоне ТТ в 10—20 раз, причем здесь меняется фациальный облик слоев, они смяты, запрокинуты и разбиты на чеши. Зона ТТ остается зоной опускания с докембрия до мезозоя, и все трансгрессии сначала проникают в нее. Обрамляя с юго-запада ВЕП, зона ТТ скорее всего представляет собой грабен глубинно-литосферного заложения и палеорифтового характера. Появление по краю ВЕП крупных седиментационных бассейнов отчасти объяснимо фазовыми преобразованиями в низах литосферы и нижнем этаже коры, а также изостазией, связанной с локальным развитием низов литосферы под влиянием температурных фазовых преобразований, и локальной ролью неэвстатических движений — погружением под ВЕП глубинных разломов северо-восточной границы зоны ТТ. Последнее допускает проявление здесь процессов субдукции. Соответственно к западу от зоны ТТ могут быть обнаружены офиолитовые комплексы и андезиты.

Р. Дадлез (ПНР) доложил об эволюции фанерозойских бассейнов вдоль зоны ТТ. Польско-Балтийский сегмент зоны обычно был наиболее погруженным, и через него распространялись бассейны, смыкаясь с бассейнами внутренних частей ВЕП по трем проходам: Балтийской синеклизе (ранний палеозой, девон), Подляскому грабену (конец юры и мела, третичное время), Волинскому проливу (девон, ранний карбон). В развитии района выделяются три стадии: морская (кембрий — ранний намюр), переменная — от параличско-лимнических условий через накопление красноцветов и эвапоритов (средний намюр — триас) до преобладания параличской и мелководно-морской обстановки (конец триаса — третичное время). Зона ТТ выступала как геоморфологический фактор, разделяя бассейны седиментации и суши (например, в Скандинавском и Украинском сегментах) или, чаще, управляя дифференцированными опусканиями и смещением обстановок внутренних бассейнов (Польский сегмент, фанерозой). На первой стадии эволюции характерно сильное прогибание края платформы и отложение турбидитов. Вторая стадия связана с поздней и постгерцинскими событиями в смежном орогенном поясе, а третья — отражает осциллирующие трансгрессии эпиконтинентальных морей как из Тетической, так и Северо-Атлантической провинций.

Р. Г. Гарецкий, В. П. Колчанов (СССР), Г.-Ю. Тешке (ГДР) сопоставили тектонику ВЕП и ЗЕП как итог циклического процесса разламывания (рифтогенез) и спавания (коллизия) континентальной коры в интервале свыше 1,8 млрд. лет. Юго-западный край ВЕП заложился в среднем протерозое при разделении протоплатформы на западно- и восточно-европейскую части. Обе части находились в одном геодинамическом поле, но его изменения отражались в них различно: тектогенезом с крупными перемещениями коры при высокой термальной активности на западе и эпэйрогенезом при слабом тепловом режиме на востоке. Палеозойское развитие определяло перемещения Лаврентийско-Гренландской, Фенно-Сарматской и Южно-Европейско — Африканской

плит. В мезозое—кайнозое развитие по обе стороны края в корне изменилось из-за смещения на севере главных процессов в Среднюю Атлантику и все большего влияния на юго-западный край ВЕП процессов сближения плит в области Тетиса. При этом ЗЕП и ВЕП оставались геотектонически пассивными единицами в силовом поле двух импульсов движений, сменявшихся во времени и по направлению (долготное — широтное) и по характеру (расширение — сжатие), что приводило к сложному сочетанию сколов и вращения глыб коры более мелких порядков. Север и центр ЗЕП находятся в поствариссийской стадии охлаждения и утонения коры, а юг — в позднеальпийской стадии разогрева, утолщения коры и поднятия.

Д. Франке, Б. Кельбель и Г. Шваб (ГДР) интерпретируют зону ТТ в духе плитно-тектонических представлений, считая, что с распадом гренвилеко-дальсландской Протопангеи на частные плиты в Европе образовалось тройное сочленение. Главная ветвь отвечала североатлантическому отрезку Япетуса, а перпендикулярная побочная — разрывной зоне ТТ. К началу палеозоя спрединг привел к разделению Северо-Американско-Гренландской и Европейской плит, а по побочной ветви образовался авлакоген Торнквиста; Европейская платформа разделилась на добайкальскую ВЕП и неоднократно регенерированную в последальсландское время ЗЕП. Длительный спрединг по швам плит привел к образованию байкальских зон сжатия между добайкальскими микроплитами и террейнами, в генезисе которых видны черты как северного (ВЕП), так и южного происхождения (Южно-Европейско — Африканская плита). Закрытие авлакогена Торнквиста привело к каледонской складчатости и развитию чешуй в байкало-каледонском заполнении; мощность этого этажа коры превысила 10 км, компенсировав ее первоначальное рифтогенное утонение. В девоне-карбоне, видимо, произошли крупные сдвиги вдоль зоны ТТ в связи с вариссийской коллизией Лавразийской и Африканской плит. В конце вариссийского этапа, т. е. в начале распада Пангеи зона ТТ была втянута в процесс образования на кратоне Средне-Европейской впадины. Обособление структур в юре и начале мела происходило при растяжении и относительных смещениях плит континентальной коры Евразии, Африки и Северной Америки. С позднего мела доминируют напряжения сжатия и сдвига, идущие из альпийской зоны коллизии. История зоны ТТ в фанерозое предстает стадийным интраплитно-тектоническим процессом в ответ на движения по окружающим границам плит.

К.-Б. Юбиц (ГДР) доложил о синтезе данных по проекту и в целом итоге — серии из 15 ЛПК и ТК. Заслуга проекта — в рассмотрении мобильной зоны края ВЕП с позиций вещественных и структурно-геодинамических аспектов и выявление связей седиментации с тектоникой. Примечательно, что поля максимальных мощностей платформенного чехла идут поперек зоны ТТ, тогда как зоны главного опускания Средне-Европейской синеклизы обычно параллельны краю ВЕП. Интенсивность палеотектонических опусканий убывает к юго-западу, как и интенсивность деформаций, параллельных зоне ТТ. Зато возрастает роль диагональных, рейнских (северо-северо-восточных) элементов. Эпипалеозойские трансгрессии следуют в основном краю ВЕП, связывая Тетис с Центральной Европой. Но основной контроль развития областей к юго-западу от края ВЕП с раннего палеозоя и с мезозоя осуществлял механизм раскрытия — закрытия Япетуса и процессы коллизии альпид. Крупных сдвигов вдоль юго-западного края ВЕП в поствариссийском развитии не происходило. Важную роль в седиментации играло влияние фундамента. Можно предполагать наличие реликтов ВЕП далеко за ее краем (Восточно-Эльбский массив, кратон Мидленда, поднятия Рингкёбинг-Фюн и Средне-Североморское). Проявление молодого базальтового вулканизма на северо-западном продолжении зоны ТТ (Исландско-Фарерская гряда) позволяет предполагать генетические связи обоих элементов с погребенными глубинными структурами литосферы под океанской и континентальной корой. Юго-западный край ВЕП — элемент древнего заложения, возможно, эквивалентный протерозойским авлакогенам ВЕП.

Итоговому резюме о сути выводов по исследованиям, проведенным в рамках деятельности проекта МПГК № 86, авторы посвящают отдельную статью.

*Институт геохимии и геофизики АН БССР
Институт литосферы АН СССР*

УДК 551.242(234.9)

III СЕМИНАР-ШКОЛА «ГЕОДИНАМИКА КАВКАЗА»

6—10 октября 1986 г. в Севанском р-не Армянской ССР был проведен III семинар-школа по проблемам геодинамики Кавказа, организованный по предложению Межведомственного тектонического комитета АН СССР и Кавказской его секции Институтом геологических наук АН АрмССР и Армянским геологическим обществом. В семинаре участвовало свыше 100 специалистов из 20 академических, производственных и вузовских организаций и предприятий Москвы, Ленинграда, Тбилиси, Баку, Ессентуков, Железноводска, Черкесска, Краснодара, Еревана и Ленинскана. На совещании обсуждались вопросы геодинамики и генезиса офолитов, закономерностей размещения полезных ископаемых, сейсмотектоники, неотектоники. Открывая семинар, А. А. Габриелян от имени Президиума АН Армянской ССР и А. А. Белов от имени Межведомственного тектонического комитета рассказали о задачах геодинамических исследований в све-

те достижений региональной геологии, геофизики и сейсмологических исследований и остановились на некоторых актуальных проблемах современной геотектоники. На семинаре было заслушано 75 докладов, в том числе 40 стендовых. К началу семинара были изданы тезисы докладов.

В ряде докладов были приведены новые данные по покровному геологическому строению Большого Кавказа. Развивались идеи о покровном строении фундамента Большого Кавказа, относимого к «базальтовому» слою, о складчато-надвиговой структуре гранитно-метаморфического слоя, об интенсивном сжатии с возникновением южновергентной чешуйчатой структуры в строении фундамента Закавказья (Ш. А. Адамия и др.). Структуры короуго скупивания авторами рассматривались в связи с субдукцией и присутствием в литосфере Кавказа крупных зон срыва, а складчато-покровное сооружение Большого Кавказа — как результат альпийских тектонических движений, охвативших Скифскую и Закавказскую плиты и разделявшую их обширную морскую депрессию юрского — мелового этапа (С. И. Дотдугев). Фундамент и чехол осевой части депрессии по этой схеме были шарьированы в байосе и бате на ее южное крыло, а затем образовавшееся покровное сооружение было перекрыто Скифской плитой.

В докладе В. Г. Казьмина, Х. М. Саидовой и И. М. Сборщикова приведены данные о средне- и поздне триасовом возрасте верхней части разреза дисковой серии Большого Кавказа. Поставлена под сомнение предполагаемая ранее непрерывность разреза серии от среднего девона до верхнего триаса, впервые доказано надвигово-чешуйчатое строение свиты с северной вергентностью, отмечен иной тип деформаций, залегающей несогласно с конгломератами в основании юрской толщи. Геодинамика раннекайнозойского этапа развития на Кавказе остается далеко не до конца расшифрованной.

В. Г. Казьмин ознакомил участников семинара с новыми палеомагнитными расчетами А. Смита, которые приводят к иным реконструкциям западной части палеотетиса — бассейна малой ширины, а не крупного океана, как ранее считалось.

На III семинаре была в сущности продолжена дискуссия между сторонниками плито-тектонического истолкования строения Большого Кавказа (Ш. А. Адамия, И. П. Гамкрелидзе, С. И. Дотдугев и др.) и их оппонентами (Е. А. Рогожин, В. Н. Шолпо, Б. В. Григорьянц и др.).

По представлениям первых, структура Большого Кавказа есть сочетание покровов, сложенных породами разного возраста, включая породы гранитно-метаморфического слоя. Покровы сформировались в течение нескольких этапов при существенной роли позднеальпийских южновергентных дислокаций.

В этих и близких им схемах (Е. Е. Милановский, Л. М. Расцветаев, М. Л. Копп) показано, что структурный рисунок региона обусловлен сжатием при сближении Евразийской плиты с Аравийской, причем результирующие силы оказались сложными и проявились также в диагональных напряжениях, в частности в сдвиговых деформациях.

И. П. Гамкрелидзе привел многочисленные данные, подтверждающие горизонтальную тектоническую расслоенность земной коры Кавказа, Кавказ и Балкан, полагая, что механизм расслоения компрессионный и поддвиговый. Ш. А. Адамия, Г. Л. Габуния, З. А. Кутелия и О. Д. Хуцишвили настаивали на субдукционном механизме возникновения покровов Большого Кавказа и фундамента Закавказской плиты. М. Б. Лордкипанидзе обратила внимание на квазисинхронность тектонических фаз в области Тетиса и их связь со значительными переломными рубежами кинематики главных плит Тетиса I (155, 80, 65 млн. лет).

С противоположных позиций Е. А. Рогожин и В. Н. Шолпо рассмотрели морфологическую неоднородность голоморфной складчатости Большого Кавказа: фокусирование интенсивной складчатости в осевых частях крупных антиклинорий и омоложение возраста «главной» складчатости с севера на юг, связав это с направленной инверсией Кавказской геосинклинали. Б. В. Григорьянц настаивал на энергетической обеспеченности складчатости в Южно-Каспийской и Куринской впадинах за счет автономных гидродинамических сил без привлечения внешнего сжатия. Эти вопросы стали затем предметом дискуссии.

Не меньший интерес вызвало обсуждение геодинамики, глубинного геологического строения и сейсмичности Малого Кавказа. Выполненные на высоком аналитическом уровне петрологические исследования вулканических пород офиолитовой ассоциации (О. П. Цамерян) показали их полисерийность (исходные составы близки к бонинитам, толеитам срединных хребтов и базальтам областей внутрикратонной активизации). Высказано было мнение о том, что хотя геодинамика их соположения в едином сложнопостроенном разрезе не ясна, тем не менее больше признаков, что вулканы разных серий принадлежат бассейну задугового типа и что они не являются совмещенными тектонически, т. е. ранее они не принадлежали разным фаціальным зонам морского бассейна.

Были высказаны представления, что ксенолиты амфиболитов, гнейсов и зеленых сланцев в офиолитовой серии отражают разные уровни метаморфизма продуктов вулканизма домелового возраста (толеиты срединных хребтов, высокотитанистые толеиты, щелочные базальты областей внутрикратонной активизации). Гранатовые амфиболиты в серпентинитовом меланже соответствуют эклогитовой фации. Р. Г. Магакян в строении сиалической окраины Тетиса выделил вулканические комплексы рифтового интраплитового и островодужного типов. Оконтурены относительно примитивные участки мезозойской сиалической окраины Тетиса. Намечена сопряженность островодужного и рифтогенного типов развития.

На семинаре дискутировался вопрос о возрастном интервале накопления вулканитов офиолитовой серии и задачах дальнейшего их изучения, а также других пород офиолитовой ассоциации (Г. С. Закариадзе, М. А. Сатян и др.).

М. Л. Баженов и В. С. Буртман по результатам палеомагнитного изучения известняков верхнего сенаона Малого Кавказа и Дагестана пришли к выводу о вторичном происхождении Малокавказской дуги, формирование которой сопровождалось сближением Малого Кавказа с Евразийской плитой на 900 ± 350 км. В дискуссии отмечалась необходимость повышения достоверности палеомагнитных результатов (Н. Б. Дортман).

Замечания были высказаны в связи с привлеченной большей вниманием участниками семинара реконструкцией мезозойского желоба вдоль западного края Цахуняцкого кристаллического массива, в разрезе юры которого обнаружены офиолитовые толситы и ассоциирующие с ними туфотурбидиты (В. А. Агамалян).

Генезису офиолитовой ассоциации и строению офиолитовых зон был посвящен на семинаре ряд стендовых сообщений (А. Т. Асланян, С. Б. Абовян, А. Г. Бабаджанян и др.), в частности сообщение о находке высокомагнетальных шаровых лав в Вединской зоне и их значении для геодинамических реконструкций.

В ряде докладов были рассмотрены вопросы глубинного строения региона, места в его структуре глубинных разломов и вопросы сейсмичности Малого Кавказа (А. А. Габриелян, А. Х. Баграмян, В. А. Игумнов и др.).

Геофизическая характеристика земной коры Кавказа в связи с сейсмичностью обсуждалась в докладах Б. К. Балавадзе и Г. Ш. Шенгелая, а также А. А. Никонова, Н. К. Булина.

А. А. Никонову удалось переоценить магнитуду и глубину залегания очагов некоторых сильнейших землетрясений Кавказа и показать их повторное возникновение в некоторых из зон, проявление взбросовых подвижек общекавказского и сдвиговых — антикавказского простирания.

Некоторые стендовые сообщения касались специальных вопросов сейсмичности и неотектоники региона (Л. Н. Зограбян, Н. П. Костенко, Г. Н. Симонян, О. А. Саркисян, А. А. Киракосян, С. Н. Назаретян и др.). Э. М. Микаэлян привел данные о прогнозе полезных ископаемых по результатам изучения систем разломов Кавказа.

9 октября была организована экскурсия на разрезы офиолитовой серии вдоль нижних отметок Севанского хребта, и по ходу экскурсии был обсужден ряд спорных вопросов по данной проблеме (руководитель М. А. Сатиан). Кроме того, были показаны четвертичные вулканические шлаковые конусы и дан краткий обзор плиоцен-четвертичного вулканизма Гегамского нагорья (К. Г. Ширинян).

На заключительном вечернем заседании (10 октября) были подведены итоги работы семинара-школы и принята резолюция. Выступившие (А. А. Белов, В. Г. Казьмин, М. А. Сомин, С. И. Дотдугев, Ш. А. Адамия, М. А. Сатиан и др.) остановились на наиболее спорных вопросах геодинамики и строения региона по результатам докладов и подчеркнули задачи последующих исследований.

М. А. Сатиан, А. А. Белов, Ш. А. Адамия

РЕЗОЛЮЦИЯ

III СЕМИНАРА-ШКОЛЫ ПО «ГЕОДИНАМИКЕ КАВКАЗА»

Собравшиеся на семинар специалисты, представители разных специальностей наук о Земле (всего 100 человек, из них 40 из Армении и 60 из других республик), прослушав и обсудив 75 докладов и научных сообщений, отмечают:

1) хорошую организацию школы-семинара Институтом геологических наук АН Армянской ССР и секцией по тектонике Кавказа Междудементовского тектонического комитета,

2) высокий научный уровень докладов и сообщений, свидетельствующих о широких исследованиях, проводимых на Кавказе, охвативших различные геологические, геофизические, геохимические, а также сейсмогеологические и металлогенические вопросы,

3) недостаточность наших знаний о глубинном строении Кавказа и крайнюю ограниченность литологических исследований на современном уровне.

Участники семинара рекомендуют:

1) в дальнейшем активизировать работу секции по тектонике Кавказа по следующим направлениям: а) составление тектонической карты Кавказа масштаба 1 : 500 000, учитывая современный уровень развития геотектоники; б) составление космогенной тектонической карты Кавказа масштаба 1 : 1 000 000; в) подготовка монографии по тектонике и истории тектонического развития Кавказа. Привлечь к участию в этой коллективной работе сотрудников геологических и геофизических организаций республик Закавказья, Северного Кавказа, Москвы, Ленинграда и других городов. При составлении карты и монографии обратить внимание на тектоническое строение дна Черного и Каспийского морей и привлечь для участия в этой работе сотрудников Института океанологии АН СССР и других организаций, ведущих исследования на акваториях внутренних морей,

2) заинтересованным геологическим и геофизическим организациям и секции по тектонике Кавказа проявить инициативу по созданию геодинамического полигона на Кавказе,

- 3) усилить геофизические работы с применением новых методов исследования, в частности методом отраженных волн (вибропрофилирование и др.) по поперечному профилю через горное покровно-складчатое сооружение Кавказа,
- 4) усилить металлогенический аспект геодинамических исследований,
- 5) шире развернуть палеомагнитные исследования и изотопное датирование пород и улучшить их качество,
- 6) обратить особое внимание на необходимость специальных литологических исследований, имеющих важное значение для геодинамических построений. Секции по тектонике Кавказа Междуведомственного тектонического комитета обсудить практические пути реализации таких исследований с Междуведомственным литологическим комитетом,
- 7) издать наиболее интересные доклады настоящего совещания,
- 8) созвать следующее совещание по геодинамике Кавказа в 1990 г. в г. Баку и просить Институт геологии АН Азербайджанской ССР взять на себя его организацию.

УДК 551.254 (470.21)

ПЕРВАЯ СЕССИЯ ВСЕСОЮЗНОЙ ШКОЛЫ ПО СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ (ОРГАНИЗОВАННАЯ НАУЧНЫМ СОВЕТОМ ПО ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ И МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫМ ТЕКТОНИЧЕСКИМ КОМИТЕТОМ ПРИ ОГГГГ АН СССР)

С 14 по 18 апреля 1986 г. в пос. Черноголовка Ногинского научного центра АН СССР (Московская обл.) состоялась первая сессия Всесоюзной школы по структурной геологии кристаллических образований. В работе сессии приняло участие более 130 человек — представителей научно-исследовательских институтов, вузов и производственных организаций страны. Было заслушано 32 основных и 35 стендовых докладов, проведены дискуссии и консультации.

Первый день совещания начался с приветственной речи председателя школы А. Н. Казакова. Тематика дня «Тектогенез и структурный анализ» была открыта докладом М. С. Маркова и В. С. Федоровского «Ранняя история Земли и проблемы геодинамики», текст которого опубликован в журнале «Геотектоника», № 6 за 1986 г.

Н. Л. Добрецов и А. А. Меляховецкий выступили с докладом «Принципы корреляции структурной и геохимической эволюции метаморфических комплексов и проблемы их структурного анализа». Авторы обсудили механизмы деформации метаморфических комплексов Северного Прибайкалья и критерии их определения. Термическую историю метаморфических комплексов они рассматривают как основу для правильного понимания их деформационной эволюции.

А. В. Лукьянов в сообщении «Методология структурных исследований кристаллических комплексов» вынес на обсуждение четыре методологические проблемы: реконструкции генезиса метаморфических толщ и определения их возраста, структурообразующих событий в геологическом пространстве, совместимости деформаций и взаимосвязи метаморфизма и деформаций. Автор показал возможные пути решения этих вопросов.

Доклад В. В. Эза «Проблемы структурной геологии метаморфических комплексов» был посвящен состоянию проблемы внедрения структурных методов в геологическую практику и детальному рассмотрению природы границ деформированных геологических тел.

В. С. Милеев выступил с докладом «Тектонофации метаморфических комплексов», в котором предложил объединять парагенезисы структур по степени их деформированности. Им выделено семь тектонофаций, которые могут быть использованы при структурном картировании.

Е. И. Паталаха в докладе «Морфологическая тектоника неметаморфических комплексов» изложил результаты тектонофацального анализа складчатых сооружений и рудных полей, привел описание детальных разрезов и тектонофацальную карту Казахстанской складчатой области.

Ю. В. Миллер выступил с сообщением «Структурная корреляция эндогенных процессов», которое было посвящено обсуждению методов построения и анализу схем корреляции эндогенных процессов на примере гранит-зеленокаменной области докембрия Карелии и альпийского складчатого пояса Центрального Памира. Автор указал на трудности, возникающие при построении структурно-метаморфических корреляционных схем, и подчеркнул необходимость выделения тектонометаморфических циклов, которые лежат в основе выявления разновозрастности метаморфических комплексов и крупных стратиграфических единиц.

В сообщении «Перспективы использования дистанционных методов для структурного анализа кристаллических комплексов» В. М. Моралев осветил современное состояние методов дистанционного зондирования и возможности использования их для структурного анализа. Так, на основе дешифрирования космических снимков среди пород докембрия были выделены кольцевые структуры и линеamentные сети. Исследование

природы этих структур, несомненно, одна из первостепенных задач структурной геологии.

А. С. Флаас в докладе «Деформации и перераспределение вещества в пликвативных структурах» на основании теоретических построений и геометрического анализа складок и сдвигов в слоистых толщах отмечает изменение первичного субстрата вследствие разуплотнения вещества. Автор привел количественные оценки степени разуплотнения деформированного материала.

А. Н. Казаков в докладе «Тектонотип ареальной раннедокембрийской складчатости» рассмотрел этапы становления земной коры в докембрии и связь с ними складчатых деформаций. Для Кольского и Беломорского регионов Балтийского щита автор выделил четыре типа региональных складчатых форм, соответствующих определенным этапам развития земной коры. Морфологические и генетические признаки позволили отнести подобные складчатые системы к особой категории — тектонотипу ареальной раннедокембрийской складчатости. Второй доклад А. Н. Казакова «Местные провинциальные и структурно-региональные шкалы докембрия» был посвящен изложению принципов построения и интерпретации местных и региональных структурно-возрастных шкал этого времени.

Проблеме сдвиговых деформаций в метаморфических толщах был посвящен доклад В. П. Мясникова, А. А. Савельева, Ю. Ф. Соколовой «Сдвиговые деформации при метаморфизме». Авторы показали, что сдвиговые деформации приводят к образованию минеральных ассоциаций, степень метаморфизма которых выше, чем в окружающей матрице, не затронутой сдвигом. Дается математическая модель вклада сдвиговой деформации в общую величину давления, обеспечивающего ход метаморфических реакций.

Л. Ф. Добржинецкая выступила с докладом «Пластичность кристаллов — теория и эксперимент». Она показала, что способность пород к пластическому течению определяется, главным образом, пластическими свойствами порообразующих минералов. Был сделан обзор мировых экспериментальных данных по выявлению механизмов пластического течения в силикатах, изложены основные теоретические представления о механизмах деформации кристаллов на основе дислокационной теории. Рассмотрены методы исследования деформаций минералов в шлифах горных пород. Обсуждались карты деформации оливина и кварца.

Второй день совещания был посвящен проблеме «Структурный анализ». В. С. Заика-Новацкий выступил с сообщением «Дидактические проблемы и перспективы структурной геологии». Автор указал на недостатки в обучении структурной геологии в вузах страны и предложил некоторые пути решения этой проблемы.

В докладе Е. П. Васильева «Структурная зональность метаморфических комплексов» была рассмотрена структурно-метаморфическая зональность в различных комплексах пород юга Восточной Сибири и Центральной Европы; выделены тектонометаморфические фации, отвечающие определенному *PT*-диапазону.

Доклад Е. В. Шаркова «Первичные текстуры интрузивов» был посвящен первичномагматическим текстурам, которые возникают в ходе затвердевания магматического расплава.

Ю. П. Видяпин и М. Л. Сомин в сообщении «Латеральная неустойчивость структурной эволюции метаморфических комплексов» изложили данные по структурному анализу метаморфитов Большого Кавказа. Авторы показали, что в пределах одной серии пород внутри единой тектонической зоны могут наблюдаться существенные различия характера структурной эволюции.

В тот же день были заслушаны доклады: В. А. Занкевича «Этапы формирования складчатости Кривбаса», А. И. Родыгина «Линейность и ее значение в структурном анализе сложнослоистых комплексов», Ю. А. Морозова «О роли разномасштабной деформационно-метаморфической расслоенности в структуре кристаллических комплексов» и Ю. В. Миллера «Исследование структурно-метаморфической зональности методом количественной оценки деформаций с помощью коэффициента сплющивания лавовых подушек».

Последний день совещания был отведен теме «Микроструктурный анализ», А. Н. Казаков сделал доклад «Микроструктурный анализ (современное состояние, перспективы)», в котором показал, что в настоящее время необходим отход от методики Зандера, основанной на выделении типов тектонитов по характеру петроструктурных узоров. Автор подчеркнул, что должна решаться задача по восстановлению динамики формирования предпочтительных ориентировок минералов и механизмов их течения.

Различным аспектам микроструктурного анализа были посвящены доклады И. С. Деличина «Дифрактометрическое изучение пластической деформации кварцита», Л. Ф. Добржинецкой и И. К. Кацура «Предпочтительная ориентировка "с"-осей кварца и их интерпретация»; О. М. Розена и В. Е. Соношкина «Механизм деформации кварца и эволюция метаморфизма пород Анабарского щита». Деформации оливинов и пироксенов, слагающих базит-гипербазитовые комплексы, были рассмотрены в докладе В. В. Золотухина «Микроструктурный анализ базитов». Приведены методические рекомендации, полезные при изучении предпочтительных ориентировок минералов.

А. В. Вихерт выступил с докладом «Методика статистической оценки величины деформации горных пород в шлифах по зернам произвольной формы». Автор изложил теоретические основы метода, а также результаты его практического применения к рифейским толщам Таласского хребта.

В докладе В. Д. Парфенова «Анализ напряженно-деформированного состояния в сульфатных тектонитах» были приведены результаты экспериментальных данных, позволяющие выяснить термодинамические процессы, сопровождающие двойникование баритов. Реставрированы поля напряжений.

В последний день совещания состоялись стендовые доклады и общая дискуссия. В ходе дискуссии было отмечено, что за последнее время структурный анализ в СССР стал одним из ведущих методов исследования метаморфических комплексов. Он проник в области разных геологических дисциплин и тесно связан с тектоникой, петрологией, минералогией и кристаллографией. Детально разработанная полевая методика структурного анализа — хорошая основа как для геологического картирования, так и для выявления оруденения в недрах земной коры. Было отмечено также, что преподавание структурного анализа в вузах страны часто проводится без учета современных мировых и отечественных достижений в этой области.

Особое внимание было обращено на состояние принципиальных положений в области корреляции эндогенных процессов на структурной основе, поскольку это направление традиционно развивается советскими геологами. Было признано, что корреляция эндогенных процессов на основе структурно-временных реперов является важнейшей формой систематизации данных по метаморфизму, магматизму и метасоматозу, а также по выявлению их взаимосвязи с тектоническими процессами. Кроме того, структурная корреляция эндогенных процессов является главным методом познания причинно-следственных связей между различными геологическими процессами. И наконец — это единственный метод комплексного выделения таких крупных тектонических категорий, как тектонометаморфические циклы.

Кроме исследования генетических аспектов структурообразования в породах, слагающих области древней континентальной коры, в СССР широко развернулись исследования мантийных деформаций ультрабазитов. Развитие этого направления было стимулировано повышенным вниманием исследователей к изучению особенностей структур мантийных ксенолитов, а также к исследованию структур гипербазитов из офиолитовых поясов фанерозоя и зеленокаменных поясов докембрия. Параллельным путем идут исследования тектонофизических аспектов деформации горных пород. Развиваются теоретические направления по проблемам пластического течения и массопереноса внутри коры и мантии. Особый интерес вызывают структуры пластического сдвига и глубинного пластического надвигообразования, отражающие тектонику древней прото-континентальной коры на ранних стадиях развития Земли.

Из докладов и выступлений в дискуссии стало ясно, что структурный анализ превратился сейчас в хорошо разработанный метод, применяемый при изучении различных геологических явлений. Широкое использование структурных методов в разных областях геологии — лучшее доказательство необходимости его дальнейшего развития и усовершенствования. К сожалению, у нас в стране отсутствует специальный периодический журнал, который бы освещал направленность структурных работ, помогал бы широкому кругу геологов ощущать главное плодотворное направление внутри этой тематики. Поэтому, как это стало очевидно, обмен новейшей информацией между учеными, занимающимися разными аспектами одного и того же направления в разных точках СССР, значительно затруднен. Надеемся, что создание постояннодействующей всесоюзной школы по структурному анализу кристаллических образований при Научном совете по геологии докембрия при ОГГГТ АН СССР позволит преодолеть эти трудности.

Л. Ф. Добрыжинская, Т. В. Молчанова.

К 70-летию Великой Октябрьской социалистической революции

КОРОНОВСКИЙ Н. В., ПЕРФИЛЬЕВ А. С., РАЗНИЦЫН Ю. Н.

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТониКИ СССР И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

26—28 января 1987 г. в Московском государственном университете состоялось XX Всесоюзное тектоническое совещание «Актуальные проблемы тектоники СССР и закономерности размещения полезных ископаемых», посвященное 70-летию Великой Октябрьской социалистической революции, организованное Межведомственным тектоническим комитетом совместно с Отделением геологии, геофизики, геохимии и горного дела АН СССР и геологическим факультетом МГУ. На совещании присутствовало свыше 600 геологов и геофизиков из различных организаций Советского Союза. Был заслушан 31 доклад. В прениях по ним выступили 54 человека.

* * *

Председатель Межведомственного тектонического комитета акад. Ю. М. Пущаровский в своем вступительном слове изложил основные задачи и цели совещания.

В докладах были рассмотрены важнейшие особенности региональной тектоники СССР и размещения полезных ископаемых в тектонических структурах. Ряд докладов касался общих вопросов тектоники СССР, ее глубинного строения, эндогенных режимов, тектоники плит, значения сверхглубокого бурения для тектонических исследований.

Ю. М. Пущаровский, М. С. Марков и А. С. Перфильев, выступившие с докладом «Тектоническая эволюция территории СССР и мобилизм», подчеркнули, что подвижные пояса фанерозоя представляют собой покровно-складчатые сооружения и мобилистская трактовка структуры земной коры должна предусматривать возникновение и закрытие структур с океаническим строением коры. Было показано различие между мозаичными и линейными структурными областями и закономерная смена во времени первых вторыми. Наиболее существенными процессами в пределах восточной окраины СССР были преобразование океанической коры в континентальную и тектоническое скручивание материала. Отмечено, что в связи с развитием мобилистского подхода к анализу тектонического строения СССР настало время для создания новой понятийной базы в геотектонике.

Е. Е. Милановский предложил и обосновал новую схему тектонического районирования СССР с выделением метаплатформенных областей — промежуточных между кратонами (древними платформами) и подвижными поясами. В каждом типе тектонических областей было выделено два главных мегаэтапа развития. Доклад В. В. Белоусова был посвящен обоснованию и выделению на территории СССР различных континентальных эндогенных режимов и режимов переходных зон. Неравномерность глубинных процессов приводит к тому, что разные режимы развиваются одновременно. Н. И. Павленкова огласила новые данные о материалах ГСЗ и о реологических свойствах земной коры, в которой на глубине 10—25 км выделяется ослабленный слой, играющий большую роль в геодинамических процессах. Установлена неоднородность верхних 100 км в мантии по сейсмическим скоростям. Н. В. Короновский рассмотрел успехи в региональной тектонике СССР за 10 лет и акцентировал внимание на проблемах, которые возникают в связи с поступлением огромного количества новых данных. В докладе Л. И. Красного были проанализированы закономерности размещения геоблоков в СССР в связи с особенностями минерации.

Целый ряд докладов был посвящен рассмотрению структуры СССР с позиций тектоники плит. Среди них выделялся доклад Л. П. Зоненшайна, М. И. Кузьмина и Л. М. Натапова, которые продемонстрировали картину «спаивания» Евразийского континента из мозаики разнообразных плит, проделавших длинный путь до их воссоединения. Весьма содержательным было выступление С. Д. Соколова и его соавторов, показавших сложное покровно-складчатое и аккреционное строение Корякского нагорья и Камчатки. Аккреционной тектонике и металлогении Северо-Востока СССР был посвящен доклад С. М. Тильмана, Л. М. Парфенова и Л. М. Натапова. В этих

двух докладах поднимался весьма актуальный вопрос о «террейнах» — экзотических блоках земной коры или тектоностратиграфических комплексах, последовательно прилежавшихся к краю Сибирского континента. Подобный подход, как считают докладчики, повлечет за собой переосмысливание методики геологического картирования и прогноза минерального сырья.

Тектонике Казахстана и Алтае-Саянской области был посвящен ряд докладов. А. А. Абдулин, Г. Ф. Ляпичев, Л. А. Мирошниченко и Е. И. Паталаха обобщили новые данные по тектонике Казахстана за последние годы, изложив их в традиционной геосинклинальной схеме развития региона, базирующейся на выделении формационно-тектонических комплексов. Иной подход, основанный на расшифровке очень сложного покровно-складчатого строения и признания тектонического скупивания масс земной коры в Центральном Казахстане, был продемонстрирован С. Г. Самыгиным и Т. Н. Херасковой, по мнению которых настало время для переосмысливания общей структуры этого региона. В докладе Н. Н. Хераскова, А. А. Моссаковского и Н. Л. Добрецова была впервые продемонстрирована Тектоническая карта Алтае-Саянской области м-ба 1:1 000 000, на которой отражены геодинамические обстановки формирования венд-раннепалеозойских структурно-формационных комплексов. Предполагается при этом существование венд-кембрийского океанического бассейна, на меланократовом основании которого накапливались толентовые и кремнисто-сланцевые толщи. И. А. Ротараш и Л. М. Трубников выдвинули идею о широком развитии надвигов и олистостромовых образований на Рудном Алтае. Как следствие — пересмотр возраста толщ, вмещающих полиметаллическое оруденение, в сторону его удешевления вплоть до раннепалеозойского. С позиций плитной тектоники и концепции тектонической расслоенности рассмотрена эволюция Кавказского сектора Альпийского пояса в докладе Ш. А. Адамия, И. П. Гамкрелидзе и А. Л. Кнппера и показана большая роль тектонических покровов его формирования. Шарьяжно-надвиговая структура Волго-Уральской области в связи с формированием залежей углеводородов обсуждалась в докладе М. А. Камалетдинова, Т. Т. Казанцевой, Ю. В. Казанцева и Д. В. Постникова. Было показано, что в пределах восточной окраины Русской плиты надвиговые пластины развиты очень широко. С. Н. Иванов, В. А. Каротеев и В. Н. Пучков продемонстрировали сложный процесс формирования современной структуры Урала через эпиконтинентальный рифтогенез, образование впадины с океанической корой, поглощение океанической коры в зоне субдукции с аккрецией океанических и островодужных осадков и тектоническим скупиванием материала. Южному Тянь-Шаню было посвящено два доклада. В одном из них, сделанном Д. П. Резвым и его соавторами А. В. Алексеенко, И. А. Марушкиным и П. Д. Резвым, охарактеризованы оvoidные (концентрические) структуры, которые связываются с участками относительно большего прогибания на среднепалеозойском этапе и последующей более ранней инверсии. По мнению С. И. Белова, С. А. Куренкова, В. М. Ненахова и А. С. Перфильева, к Южному Тянь-Шаню применима новая модель мобилистских реконструкций, заключающаяся в признании ордовикско-силурийского рифтогенеза, крупных шарьяжных перемещений в московском веке с массовым внедрением интрузивов, замедливших формирование покровов. Не существовало единого и обширного палеоокеанического бассейна в раннем палеозое в этом регионе.

Целый ряд докладов был посвящен различным проблемам тектоники платформ и молодых плит и вопросам их нефтегазоносности. Р. Г. Гарецкий и Р. Е. Айзберг подчеркнули геодинамические особенности развития как древних, так и молодых авлакогенов и отметили периодическое возникновение некомпенсированных прогибов в зонах перикратонных опусканий и в других структурах. Н. С. Малич, Е. П. Миرونюк и Е. В. Туганова проанализировали тектонические структуры различных этапов развития Сибирской платформы и их геодинамику. В докладе С. А. Куренкова были рассмотрены проявления внутриплитного (траппового) магматизма мезозойского времени в пределах Таймыра и Восточной Сибири и показано, что ведущим здесь был процесс рассеянного спрединга, во время которого формировались комплексы «дайка в дайке» в ультраосновных, щелочных и толентовых сериях. В то же время фиксируются и фазы сжатия, особенно на Таймыре, где им отвечают олистостромы. А. В. Чекунов и В. Б. Соллогуб сделали обзор закономерностей строения тектоносферы юга европейской части СССР, подчеркнув ее расслоенность и неоднородность. В. А. Дедеев с соавторами рассмотрели структуру платформенного чехла Печорской плиты, выделив в нем три этажа: 1) верхнекембрийско-нижнедевонский; 2) среднедевонско-триасовый; 3) среднеюрско-антропогеновый. Проанализирована приуроченность месторождений углеводородов и каменных углей к формациям и структурам Западно-Сибирской плите были посвящены доклады С. В. Аплонова и М. Я. Рудкевича и Л. Ш. Гиришгорна. В докладе впервые развивается представление, основанное на геолого-геофизических данных о превращении одного из раннемезозойских рифтов в процессе своей эволюции в молодой океан, прекративший свое развитие в начале среднего триаса. Подобная трактовка мезозойской палеогеодинамики Западной Сибири является геофизической моделью, весьма необычной, но очень интересной. Во втором докладе детально рассмотрена структура юрско-кайнозойского чехла плиты и показано, что в ее северной половине триасовые и палеозойские отложения также образуют платформенный чехол, перекрывающий раннепротерозойские либо байкальские блоки земной коры. Во всех этих образованиях выделяется восемь региональных нефтегазоносных комплексов, независимых друг от друга в отношении генерации углеводородов. Тектонике мезозойских отложений Туранской плиты был посвящен доклад Ш. Д. Давлятова и Р. В. Пака, а структура Охотского региона освещена в докладе И. И. Хведчука.

В. Е. Хаин, К. А. Клещев, Б. А. Соколов и В. С. Шенн в своем докладе остановились на тектонических и геодинамических обстановках нефтегазоаккумуляции на территории СССР, выделив ряд типичных нефтегазоносных бассейнов, приуроченных к областям внутриконтинентального рифтогенеза, пассивных окраин, зон конвергенции и коллизионных зон.

Доклады вызвали большое количество вопросов и оживленную дискуссию. В прениях подчеркивались те новые данные, которые были получены в последние годы по региональной тектонике СССР. В настоящий момент в трактовке геодинамических обстановок явно преобладает мобилистский подход. Все больше появляется данных о покровном и чешуйчато-надвиговом строении разновозрастных складчатых систем и областей. Вместе с тем возникает большое количество проблем и вопросов, еще ждущих своего решения. Острые разногласия существуют о ширине раскрытия в прошлом бассейнов с корой океанического типа. На повестку дня выходит проблема «террейнов». Не все предложенные на совещании концепции тектонического строения различных регионов в достаточной степени были аргументированы.

В заключительном слове председателя Межведомственного тектонического комитета акад. Ю. М. Пушаровского было отмечено, что необходимо тесно сочетать теоретические работы с практикой. Региональная тектоника СССР за 10 лет добилась больших успехов, но необходимо наращивать усилия в тектонических исследованиях, творчески применяя современные идеи и гипотезы, и целенаправленно получать новые фактические данные.

МГУ им. М. В. Ломоносова
ГИН АН СССР

Поступила в редакцию
16.III.1987

**Решение XX Всесоюзного тектонического совещания
«Актуальные проблемы тектоники СССР и закономерности размещения
полезных ископаемых»**

Тектоника отдельных регионов и всей территории СССР успешно изучается большими коллективами советских геологов. За десять лет, истекших после предыдущего совещания, рассматривавшего ту же проблему, наши представления о строении земной коры существенно продвинулись. Это стало возможным в результате более глубокого изучения геологии земной коры при региональных исследованиях, широкого применения традиционных и новых геофизических методов, бурения многочисленных глубоких скважин и данным первых сверхглубоких скважин. Все возрастающее значение приобретает координация всех тектонических исследований, проводимых в Советском Союзе.

Совещание показало, что получены принципиально новые данные по тектонике подвижных поясов и платформ, которые позволяют предложить более обоснованные модели формирования их структуры. По таким регионам, как Урал, Средняя Азия, Альпийский пояс, Казанстан и Алтае-Саянская область, новые данные заставляют пересмотреть сложившиеся ранее представления об их строении или существенно их дополнить. Большие успехи достигнуты в изучении восточных регионов Советского Союза, таких, как Северо-Восток и Дальний Восток СССР, в частности Корякское нагорье, Камчатка, Сахалин, Сихотэ-Алинь. Изучение строения подвижных поясов показывает повсеместное существование в них тектонических покровов, надвигов, чешуй и сдвигов. Разные исследователи придают разное значение роли горизонтальных движений в формировании структуры земной коры, однако сам факт широкого распространения таких структур не вызывает сомнения. Успехи, достигнутые в изучении конкретных регионов, позволяют рассчитывать на создание обобщающих моделей строения и развития территории СССР в целом, основанных на новых научных и фактических данных.

Совещание показало, что все еще недостаточно изучаются тектонические закономерности размещения полезных ископаемых в земной коре. Некоторый прогресс в этом отношении имеется в части горючих ископаемых. Тектонические закономерности размещения рудных месторождений изучены все еще не в полной мере. Также недостаточно используются для целей тектонического анализа некоторые геофизические методы (в особенности палеомагнитный метод); во многих случаях слабо анализируется конкретная связь эволюции вещественного состава с тектоническим развитием. Особенно это касается детальных геохимических данных, анализ которых должен проводиться в тесном контакте с тектоникой.

Совещание считает необходимым сконцентрировать усилия по разработке утвержденного направления исследований на двенадцатую пятилетку и на период до 2000 г.— Структуры континентов, океанов и переходных зон, их развитие и происхождение в связи с выяснением закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых и создания современных научных основ геологического картирования.

Дальнейшее развитие детальных тектонических исследований должно проводиться в комплексе с изучением вещества и геофизическими исследованиями со сравнительным изучением современных тектонических обстановок.

Необходимо перейти к обобщающим работам по тектонике крупных структурных областей, в которых должны быть синтезированы все новейшие данные по структуре земной коры больших естественных регионов. Желательно возобновить издание серии монографических описаний тектоники отдельных регионов территории СССР.

Совещание поддерживает начатое по инициативе Министерства геологии СССР изучение крупных полигонов, в пределах которых вырабатываются новые методические основы крупномасштабного геологического картирования и поисков полезных ископаемых. Необходимо, чтобы эти исследования проводились в тесном контакте геологов Министерства геологии СССР с учеными Академии наук СССР и академий наук союзных республик, а также высших учебных заведений страны.

Необходимо развивать совместные теоретические и региональные исследования геологов-тектонистов и специалистов по полезным ископаемым, имея целью создание новых подходов для установления генетических закономерностей размещения месторождений в земной коре.

В связи с программой геологического картирования СССР в масштабе 1 : 50 000 Межведомственному тектоническому комитету необходимо провести обобщение опыта составления средне- и крупномасштабных тектонических карт и разработать соответствующие рекомендации для разных по типу строения районов.

Совещание одобряет деятельность Межведомственного тектонического комитета по координации тектонических исследований, проводимых советскими геологами, и считает, что нужно продолжать усиливать эту координацию в дальнейшем.

Совещание обращает внимание Минвуза СССР на необходимость сохранения в новых учебных планах вузов и втузов самостоятельного курса геотектоники для всех геологических специальностей.

Совещание считает необходимым издать сборник прочитанных докладов.

**АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКИ
И ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ СССР**

29—30 января 1987 г. в Геологическом институте АН СССР проводились секционные заседания XX Всесоюзного тектонического совещания на тему «Актуальные проблемы современной геодинамики и глубинного строения территории СССР», организованные секцией неотектоники и современной геодинамики Межведомственного тектонического комитета. В заседаниях приняли участие 130 специалистов из 40 организаций 15 городов СССР. Было представлено 18 докладов. Заслушаны и обсуждены:

— новые результаты изучения неотектоники Западного Кавказа (В. А. Вигинский и В. И. Громин), Тянь-Шаня (О. К. Чедия и Ф. Н. Юдахин), области перехода от Памира к Тянь-Шаню (С. Ф. Скобелев), Центральной Камчатки (А. И. Кожурин), некоторых океанических рифтовых зон (В. Г. Казьмин), корреляции неотектонических событий в подвижных поясах (Н. В. Лукина, В. И. Макаров, В. Г. Трифонов), регистрации и анализа проявлений современной тектонической активности в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню (Т. В. Гусева, А. А. Лукк и Ю. П. Сквородкин; С. Н. Устинов), анализа сейсмических структур литосферы (К. Г. Леви);

— новые методы изучения неотектоники и современной геодинамики, основанные на применении аэрокосмической информации (С. С. Шульц, мл.), интерпретации вариаций параметров графиков повторяемости землетрясений как индикаторов сейсмического течения вещества, различающегося на разных уровнях тектоносферы (Г. А. Востриков), физическом и математическом моделировании тектонических процессов на активных континентальных окраинах (С. А. Ушаков и А. И. Шеменда);

— новые пути геодинамической интерпретации неотектонических данных и их применения в сейсмическом и металлогеническом прогнозировании, основанные на системном подходе к анализу факторов тектогенеза (В. С. Пономарев и В. Г. Трифонов) корреляции параметров неотектонической активности с применением кластерного анализа (Г. И. Рейснер и М. Г. Рейснер), комплексном использовании результатов геологических, геоморфологических, геодезических, различных геофизических наблюдений (Б. В. Ермаков, В. Н. Семов и Ю. К. Шукин; другие доклады), количественной оценке деформаций (Е. И. Паталаха), применении теории деформаций к анализу результатов геодезических наблюдений до и после землетрясения (А. К. Певнев).

Проведенное обсуждение поможет развитию перечисленных направлений исследований. Для их внедрения в геологическую науку и практику совещание посчитало необходимым опубликовать представленные доклады. Следующее совещание секции неотектоники и современной геодинамики предложено приурочить к очередному Всесоюзному тектоническому совещанию и посвятить теме «Современное напряженное состояние литосферы и неотектонические исследования при средне- и крупномасштабном геологическом картировании».

В. Г. Трифонов

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Журнал «Геотектоника» освещает общие и региональные геоструктурные закономерности, механизмы, природу тектонических деформаций, типы и историю тектонических движений, связи тектоники и магматизма, а также связи тектоники и полезных ископаемых.

Редакция журнала «Геотектоника» просит авторов при оформлении для печати статей соблюдать следующие обязательные правила.

1. Работа должна быть представлена в окончательном подготовленном для печати виде и иметь соответствующую документацию.

2. Объем статей не должен превышать 18 стр. и кратких сообщений — 6 стр. машинописного текста.

3. Рукопись печатается на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, адрес и номер телефона автора.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью. Тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные двумя черточками снизу, а строчные — сверху; правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские: h и n, g и q, i и j и др., а также делать четкое различие между O (большим), o (малым) и 0 (нулем).

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

6. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным измерениям.

7. Цитируемая литература дается в конце статьи по алфавиту: сначала — русско-му, затем — латинскому, литература должна быть пронумерована.

В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы авторов, далее для журналов — название статьи и журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, страницы, для книг — название работы, изд-во, место и год издания, количество страниц.

8. Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер.

9. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной). В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

10. Все иллюстрации, приложенные к рукописи, должны быть пронумерованы, на обороте каждой из них надписывается фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях. Список подрисунков подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях, а в тексте обязательно ссылки на них.

11. Все рисунки, карты должны быть четко выполнены и пригодны для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на рисунке. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.

12. Иллюстрирование статей рисунками допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество — 4 рисунка на статью.

13. К статье должна быть приложена аннотация (до 1 стр. машинописного текста в двух экземплярах).

14. Редакция сохраняет за собой право сокращать статьи и подвергать их правке, а также возвращать статьи в случае несоблюдения приведенных выше правил. По решению Редколлегии отдельные статьи, затрагивающие частные или узкорегиональные вопросы, будут рекомендованы авторам для депонирования через свои организации. Журнал в этом случае будет предоставлять авторам отзыв рецензента.

15. Корректурная статья авторам не высылается. В подготовленном к набору (отредактированном и перепечатанном) оригинале статьи нужно тщательно проверить текст и рисунки. Все исправления и дополнения делать только простым карандашом.

16. Проверенный текст статьи и рисунков подписать карандашом «в печать»: в тексте — в конце статьи, на рисунках — на обороте.

17. После выхода статьи в свет автор получает 25 оттисков.

Редакционная коллегия

Главный редактор Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

Зам. главного редактора М. С. МАРКОВ

Ответственный секретарь А. А. МОССАКОВСКИЙ

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, А. Л. КНИППЕР, В. И. КОВАЛЕНКО,
Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ, П. Н. КРОПОТКИН, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ,
В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР

Телефон 230-81-77

Зав. редакцией М. Н. Шуплецова

Технический редактор Л. В. Кожина

Сдано в набор 06.03.87	Подписано к печати 15.04.87	Г-05555	Формат бумаги 70×108 ^{1/16}	
Высокая печать	Усл. печ. л. 9,8	Усл. кр.-отт. 16,9 тыс.	Уч.-изд. л. 11,9	Бум. л. 3,5
		Тираж 1698 экз.	Зак. 4079	

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

В-437
ОСТРОВИТЯНОВА 17-1-116
БОЛУЕВ А С
70228

Цена 1 р. 40 к.
Индекс ^М 70228

Геотектоника, 1987, № 3



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»