

*И. И. Мурзаев*  
АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

4

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1971

## СОДЕРЖАНИЕ

XXIV съезд КПСС и некоторые наши задачи . . . . .	3
С. С. Шульц. Планетарные трещины и тектонические дислокации . . . . .	6
Е. И. Паталаха. О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях (вязкостная ин- версия) . . . . .	15
Н. П. Херасков. Эбетинский шарьяж на Южном Урале . . . . .	26
Ю. С. Перфильев, В. М. Моралез. Массивы древних кристаллических пород Индо- Памирской области . . . . .	31
Е. С. Постельников. Верхнерифейские орогенные образования на северо-востоке Енисейского кряжа . . . . .	40
Л. П. Зоненшайн, Н. Г. Маркова, М. С. Нагибина. О соотношении палеозойских и мезозойских структур Монголии . . . . .	54
В. Г. Трифонов. Об импульсивном характере тектонических движений в областях нового горообразования (Копетдаг и Юго-Восточный Кавказ) . . . . .	65
В. А. Бельский. Некоторые особенности новейшей тектоники юго-западного Дар- ваза . . . . .	69
Р. И. Павлов. О поперечных зонах повышенной деформации Зирабулакских гор (Западный Узбекистан) . . . . .	79
Е. М. Максимов, М. Я. Рудкевич. Количественная оценка режима вертикальных движений мезозойско-кайнозойской истории Западно-Сибирской плиты . . . . .	145
И. М. Сборщиков. Складки гравитационно-оползневой типа в Верхоянье . . . . .	92
В. П. Колчанов. Палеогеографические построения О. Х. Хильгенберга для рас- ширяющейся Земли . . . . .	99

## Краткие сообщения

О. М. Адаменко. Надвиги в краевых зонах неотектонических поднятий Алтая . . . . .	108
---	-----

## Критика и дискуссии

А. А. Белов. Положение герцинид в Альпийской складчатой области юга СССР и сопредельных стран (по поводу статьи Б. П. Бархатова «О палеозойской истории и северной границе Альпийского складчатого пояса юга СССР») . . . . .	111
---	-----

## Хроника

Коллоквиум по тектонике Иберийского полуострова . . . . .	115
Сессия редакционного комитета Международной тектонической карты Европы (Париж, 19—30 января 1971 г.) . . . . .	117

## GEOTECTONICS

JULY — AUGUST

MOSCOW

№ 4, 1971 г.

## CONTENTS

XXIV congress of CPSU and some our problems . . . . .	3
S. S. Shultz. Planetary fractures and tectonic dislocations . . . . .	6
E. I. Patalakha. On a differentiated mobility of heterogenous geological bodies subjected to a joint deformation, on its causes and consequences (inversion of viscosity) . . . . .	15
N. P. Kheraskov. Ebetinsk overthrust sheet in Southern Urals . . . . .	26
Yu. S. Perfiliev, V. M. Moralev. Massifs of old crystalline rocks of the Indo-Pamir area . . . . .	31
E. S. Postelnikov. Upper Riphean orogenic forms in the north-east of Yenissei ridge . . . . .	40
L. P. Zonenshain, N. G. Markova, M. S. Nagibina. On the relations between Paleozoic and Mesozoic structures of Mongolia . . . . .	54
V. G. Trifonov. On an impulse nature of tectonic movements in the areas of latest mountain-building (Kopetdag and South-Eastern Caucasus) . . . . .	65
V. A. Belsky. Some specific features in the latest tectonics of South-Western Darvaz . . . . .	69
R. I. Pavlov. On transverse zones of more intense deformation in Zirabulak Mountains (Western Uzbekistan) . . . . .	79
E. M. Maksimov, M. Ya. Rudkevich. Quantitative appraisal of vertical movement regime in the Meso-Cenozoic history of the West-Siberian platform . . . . .	85
I. M. Sbornichikov. Folds of gravity-landslide type in Verkhoyanie . . . . .	92
V. P. Kolchanov. O. H. Hilgenberg's paleogeographical reconstructions for an expanding Earth . . . . .	99

## Short Notes

O. M. Adamenko. Overthrusts in marginal zones of neotectonic uplifts in the Altay Mountains . . . . .	108
---	-----

## Critique and Discussions

A. A. Belov. The position of Hercynides in the Alpine folded area in the south of the USSR and adjacent countries (about B. P. Barkhatov's article «On the Paleozoic history and northern boundary of the Alpine folded belt in the south of the USSR») . . . . .	111
---	-----

## Chronicle

Colloquium on the tectonics of the Iberian Peninsula . . . . .	115
Session of the Editorial Committee of the International tectonic map of Europe (Paris, January 19—30, 1971) . . . . .	117

## XXIV СЪЕЗД КПСС И НЕКОТОРЫЕ НАШИ ЗАДАЧИ

Съезды нашей партии всегда являлись великими вехами на пути движения советского народа к коммунизму. XXIV съезд КПСС подвел итоги титанической деятельности партии и народа за последние годы, выработал политическую линию и научно-обоснованную экономическую программу на предстоящее пятилетие. Исключительно мощно было продемонстрировано на съезде крепнущее единство всех подлинно демократических сил мира, так как в работах съезда активно участвовали коммунистические и рабочие партии, представляющие 91 государство. Съезд убедительно показал всемирно-историческое значение коммунистического строительства в СССР, показал тот величайший вклад, который вносит наша страна в мировой революционный процесс.

Главное содержание экономической политики партии на современном этапе составляет забота о благе народа, об удовлетворении его экономических и культурных потребностей.

Для нас, как и для всех ученых страны, особое значение имеет коренной вопрос экономической политики — вопрос о ресурсах, которые страна должна мобилизовать для решения стоящих экономических задач. Съезд ярко выражает линию партии, направленную на значительное повышение в новой пятилетке роли **интенсивных** факторов развития общественного производства. Главным из них является прогресс науки и техники, обеспечение органического соединения достижений научно-технической мысли с преимуществом социалистической системы работы.

В Отчетном докладе ЦК указывается, что экстенсивные факторы роста народного хозяйства, связанные с привлечением дополнительной рабочей силы, в следующем пятилетии будут ограничены. Имеют свои пределы и темпы роста капитальных вложений. Следовательно, главное, на что мы должны рассчитывать — это повышение эффективности производства. За счет производительности труда в предстоящей пятилетке должно быть получено не менее 80% прироста национального дохода, 87—90% прироста промышленной продукции, 95% прироста строительно-монтажных работ, весь прирост объема перевозок грузов на железнодорожном транспорте.

Соответственно в докладе Л. И. Брежнева говорится: «Это ставит еще более ответственные задачи перед нашей наукой, требует повышения ее эффективности, дальнейшего развертывания фундаментальных исследований, концентрации сил и внимания ученых на наиболее важных и перспективных направлениях научно-технического прогресса... Наша партия не жалеет усилий, чтобы обеспечить плодотворное развитие всего фронта общественных и естественных наук». Численность научных работников достигла ныне огромной цифры — 930 тысяч человек. Создаются новые научные центры на Урале, на Дальнем Востоке, на северном Кавказе.

Огромная сумма — 41 миллиард рублей — была затрачена на науку в прошлой пятилетке.

В Отчетном докладе ЦК отмечается, что «большую и плодотворную работу проделала в истекшем пятилетии Академия наук СССР. Она определяет стратегию научного поиска, выявляет наиболее перспектив-



ные, нужные обществу направления и формы исследовательских работ, объединяет усилия ученых страны». Среди основных успехов в области науки в отчете ЦК названо и открытие крупнейших месторождений полезных ископаемых.

В докладе А. Н. Косыгина о Директивах на пятилетку говорится, что партия высоко ценит вклад наших ученых в повышение экономического и оборонного потенциала нашей Родины. Далее указывается, что наши ученые, теоретики и экспериментаторы имеют необходимые условия для плодотворной научной работы, но в то же время «проводимые некоторыми академическими и отраслевыми институтами и вузами исследования недостаточны для решения важных проблем научно-технического прогресса. Дальнейшее повышение эффективности научных исследований зависит от творческой активности научных работников. Следует, видимо, совершенствовать и систему оплаты труда ученых, которая учитывала бы в большей мере действительный вклад каждого работника в дело научно-технического прогресса. Это будет способствовать улучшению состава научных кадров и повышению результативности исследований».

Приведенные здесь основные факты, оценки и предложения, содержащиеся в главнейших документах XXIV съезда и касающиеся науки и научно-технического прогресса, глубоко правильны и безусловно затрагивают коренные вопросы работы в каждой научной отрасли.

В Директивах поставлена задача резкого увеличения в новой пятилетке добычи нефти (до 480—500 млн. т.), горючего газа (до 300—320 млрд. м<sup>3</sup>), угля (до 185—195 млн. т.), производства стали и минеральных удобрений. В связи с этим необходимо огромное увеличение запасов горючих ископаемых, руд черных и цветных металлов, неметаллических ископаемых и строительных материалов.

Нет сомнения, что успешное выполнение больших задач по увеличению минерально-сырьевых ресурсов страны будет существенно определяться созданием новых научно-обоснованных прогнозов поисков полезных ископаемых. А это, естественно, требует дальнейшей разработки основных проблем теоретической геологии, в частности и крупных проблем геотектоники. Известно, что тектонические карты являются основой для металлогенических и прогнозных построений. Следовательно, эту работу нужно совершенствовать. Современное состояние теоретической тектоники позволяет нашим ученым по-новому подойти к решению ряда принципиальных и весьма важных научных вопросов. Прежде всего, в связи с увеличением объема информации о строении дна океанов и характере слагающих дно пород создались условия для выяснения значительно более достоверных закономерностей о строении и структурном развитии Земли в целом. Большой интерес представляют такие вопросы, как направленность развития земной коры, соотношение во времени и пространстве крупнейших структур Земли — континентов и океанов, выявление места и роли геосинклинального процесса в общем ходе развития земной коры, а также установление временных и пространственных закономерностей размещения геосинклинальных областей на лике планеты, что исключительно важно для практической геологии, ибо такие области являются поставщиками многих видов, минерального сырья.

В ходе установления общих закономерностей строения и развития Земли можно будет подойти и к такой сложнейшей проблеме тектоники, как происхождение складчатости и выяснение роли горизонтальных и вертикальных движений в формировании структур. Это также может способствовать более правильной ориентировке поисковых и разведочных работ в складчатых областях и краевых прогибах.

Очень важно выявить закономерности развития складчатых систем, особенно их связи с процессами магматизма вообще и с формированием интрузивных комплексов, что поможет уточнить условия формирова-

ния многих рудных месторождений и облегчит их поиски. Для этого также важно знать палеотектонические условия многих конкретных рудных районов (Урала, Алтая, Казахстана, Приморья и др.).

Не менее остро стоят многие тектонические вопросы и для платформенных областей, особенно в связи с прогнозом новых нефтегазоносных площадей.

Далее следует обратить внимание на необходимость изучения глубоких недр нашей планеты. Широкое внедрение геофизики, при условии ее правильной геологической интерпретации, наряду со все более развертывающимся глубоким бурением, а также развитием экспериментальных исследований в петрологии позволит выявить особенности строения глубинных частей земной коры и верхней мантии и приведут нас к пониманию источников многих рудных компонентов и особенностей их миграции и концентрации в виде месторождений.

Таковы лишь некоторые наиболее актуальные задачи, стоящие перед отечественной геотектоникой, от решения которых существенно зависит успешное выполнение планов, намеченных XXIV съездом КПСС на девятую пятилетку.

---

УДК 551.243

С. С. ШУЛЬЦ

## ПЛАНЕТАРНЫЕ ТРЕЩИНЫ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДИСЛОКАЦИИ

К планетарным относятся трещины самых разных масштабов, от секущих отдельные пласты до пересекающих всю земную кору. Происхождение трещин различное, но всегда эндокинетическое. Ориентировка систем трещин, одинаковая для всех континентов, связана с ротационным режимом Земли. Рассматриваемые трещины не являются следствием разрядки местных или региональных тектонических напряжений. Напротив, формы структуры (складчатые и разрывные дислокации) так или иначе приспособляются к закономерно построенной сетке планетарной трещиноватости.

## 1

Планетарные трещины имеют на Земле повсеместное распространение. Они наблюдаются и в осадочных, и в изверженных, и в метаморфических породах и развиты как в складчатых областях, так и на платформам.

Масштаб их самый разный: от мелких трещин, секущих отдельные слои и прослои осадочных пород, до крупнейших швов, пересекающих земную кору в целом.

Планетарные трещины всех масштабов имеют отражение в устройстве земной поверхности. Вытянутость горных хребтов и береговых линий, прямолинейные участки гидрографической сети и линий рельефа и ландшафта отражают простирающиеся планетарной трещиноватости. Такие выделенные по направлению прямолинейные элементы рельефа носят название линеаментов (Hobbs, 1911). Они прекрасно видны на картах, на аэрофотоснимках, в том числе на снимках из космоса.

Крупнейшие формы рельефа и структуры Земли давно привлекли внимание ученых, искавших в расположении их те или иные гипотетические планетарные закономерности (Elie de Beaumont, 1852; Buch, 1867—1885 и др.).

Значительные по размерам линеаменты, трещины и некоторые разрывные дислокации, благодаря бросающейся в глаза прямолинейности их простираций, и у нас некоторые ученые достаточно давно связывали с планетарными причинами (Карпинский, 1894; Шатский, 1964; Пейве, 1956 и др.).

Что же касается мелкой трещиноватости рассматриваемого типа, наблюдающейся в любом карьере и обнажении, то в подавляющем большинстве случаев в ней не ищут общих закономерностей, ее не сопоставляют с более крупными формами, а ставят в связь с местными тектоническими причинами.

Не буду здесь повторять морфологической характеристики мелких планетарных трещин. Она изложена мной в предшествовавших публикациях (Шульц, 1964, 1965, 1966, 1969, 1970). Рассматриваемую трещиноватость достаточно полно и четко описал также В. В. Белоусов (1962) под названием «общей трещиноватости».

Планетарной мы называем описываемую трещиноватость потому, что своей ориентировкой в пространстве она связана не с местными, а с общими планетарными причинами. Это доказывается тем, что при стати-

стической обработке массовых (тысячи) замеров трещин данного типа получаются розы и векторные диаграммы, лучи которых всюду имеют одинаковые закономерные простирания.

Они соответствуют простираниям более крупных трещин и линеаментов, а также теоретически вычисленной сети планетарных напряжений, обусловленных ротационными причинами (Шульц, 1969).

Мы говорим лишь об ориентировке планетарных трещин. По своему происхождению они могут быть, по-видимому, связаны с разными явлениями. В осадочных отложениях трещины образуются в результате литификации пород, их обезвоживания и последующих диагенетических изменений. В изверженных породах образование рассматриваемых трещин связывают с уменьшением объема породы при ее остывании, потере летучих компонентов и кристаллизации.

Таким образом, и в осадочных и в изверженных породах описываемые трещины образуются в результате внутренних напряжений, в связи с процессами, происходящими в самой породе, а не в результате внешних усилий.

Литогенетические трещины в формирующихся осадочных породах могут образовываться непосредственно на поверхности, в пределах последнего или последних отложившихся слоев.

Диагенетические трещины достигают глубины первых сотен метров.

С внутренними изменениями осадочных пород могут быть связаны и значительно более глубокие трещины. Они отмечаются в осадочном чехле платформ и проникают до сейсмических горизонтов на глубинах до 3—4 км, совпадающих с поверхностями литолого-стратиграфических комплексов.

В складчатых областях или в кристаллическом основании платформ также устанавливаются пологие сейсмические границы (Булин, 1970). Происхождение этих разделов трактуется по-разному.

А. А. Борисов (1967) считает, что горизонтальное расслоение земной коры определяется поверхностями, которые соответствуют фронтам мигматизации, гранитизации, базальтификации, как правило связанным со специфическими явлениями глубинного метаморфизма. Ряд исследователей приписывают структурное значение рассматриваемым границам, считая их региональными несогласиями или границами скольжения крупнейших надвигов (Пейве, 1961). К уровню этих границ приурочено изменение физических свойств пород, а возможно, что и сами границы обусловлены этими изменениями. Одной из таких границ является и поверхность Мохоровичича.

Все изложенное позволяет предполагать, что в этих крупнейших «слоях» вплоть до земной коры в целом происходят свойственные им внутренние процессы, которые, как процессы эндокинетические, могут сопоставляться с процессами литификации осадков или с процессами застывания магм.

Ориентировка вертикальных трещин, пересекающих рассматриваемые «мегаслои», связана, по-видимому, с теми же ротационными усилиями, которые обуславливают планетарную трещиноватость в поверхностных осадочных и изверженных породах.

Только таким образом можно объяснить одинаковые закономерности простираний, намечающихся как в крупных швах земной коры, так и в мелкой планетарной трещиноватости.

Таким образом, приходим к заключению, что изучаемые нами повсеместно и очень широко распространенные трещины связаны генетически с внутренними напряжениями, происходящими в горных породах, а своей ориентировкой обязаны планетарным ротационным причинам.

Каковы же соотношения между трещинами и тектоническими напряжениями и дислокациями?

До настоящего времени трещины в горных породах, в том числе и трещины, которые мы называем планетарными, рассматривались как результат разрядки тектонических напряжений, как определенная стадия дислокации. Выделялись трещины скалывания (сжатия) и трещины отрыва (растяжения).

По трещинам, по их характеру и расположению судили о направлении давления, об ориентировке осей тектонических напряжений, об эллипсоиде напряжения. Трещина рассматривалась как недоразвитый разрыв, закономерно расположенный в той или иной части структуры. Считалось, что по расположению трещин может быть восстановлена форма складки, образованной теми же тектоническими напряжениями (Пермяков, 1949).

Трещина, с излагаемой точки зрения, образуется тогда, когда предел возможной пластической деформации превзойден. Рано или поздно в зависимости от силы сжатия или растяжения и прочности породы, она треснет и последующая разрядка напряжений выразится в разрывной дислокации в виде сброса, сдвига или надвига.

С позиции этих широко распространенных представлений большинство наблюдаемых в горных породах трещин являются тектоническими, то есть экзокинетическими. Эндокинетические трещины имеют второстепенное значение, проявляясь главным образом при выветривании горных пород, обуславливая характер отдельности и т. д. К нетектоническим трещинам относят также трещины литогенетические.

Как было изложено выше, изучаемую нами планетарную трещиноватость мы рассматриваем как генетически связанную с процессами литификации или эпигенеза осадков, с процессами остывания магмы или с другими эндокинетическими явлениями. Независимо от своего масштаба внутренние процессы, рождающие силы сжатия и расширения, способны вызвать растрескивание любых формирующихся горных пород.

Статистическая обработка огромного материала по ориентировке планетарных трещин относительно стран света показала, что на Европейской и Сибирской платформах они образуют поразительно правильную сеть диагональных и ортогональных систем с простираниями, близкими к С—0°; СВ—45°; З—270°; СЗ—315° (Шульц, 1969). Такая же сеть с такими же простираниями рисуется по линеаментам Западной Сибири и других областей СССР. По литературным данным, она наблюдается в Америке (Plafker, 1964), в Австралии (Хиллс, 1967) и на многих менее крупных территориях, например во Вьетнаме (Резанов, Нгуен Ван Шан, 1968).

Сеть планетарных трещин разбивает отдельные слои, толщи, массивы горных пород и земную кору в целом на блоки различного масштаба и значения.

Тектонические напряжения в условиях блокового строения, в условиях анизотропии среды, должны вызывать дислокации, так или иначе приуроченные к сети планетарной трещиноватости (Hobbs, 1911; Sonder, 1938 и др.). Образно говоря, тектонические напряжения рисуют свои узоры по канве планетарной трещиноватости.

Таким образом, с излагаемой точки зрения, рассматриваемые трещины не являются следствием развития тектонической структуры, а, наоборот, тектоническая структура подчинена в своих формах ориентировке планетарной трещиноватости. Это заключение относится к трещинам и структурным формам всех масштабов: от внутрислойных трещин до глубинных разломов и от локальных разрывов и складок до складок коры. При этом структурные формы могут создаваться тектоническими напряжениями не обязательно одновременно с образованием трещин. Они могут использовать готовую канву как в процессе ее формирования, так и

в любое последующее время и использовать не все трещины, а лишь наиболее подходящие, как более соответствующие разрядке определенным образом направленного напряжения.

Так, в региональном плане в большей части СССР (западнее Байкала) и в Западной Европе преобладают северо-западные простирания тектонических структур (Белоусов, 1962). В то же время на отдельных участках при наличии тех же четких перекрещивающихся систем северо-восточного и северо-западного простирания тектонические нарушения имеют лишь северо-восточное простирание. Примером может служить сложенное карбонатными породами ордовика плато в северо-восточной Эстонии (Шульц, 1969).

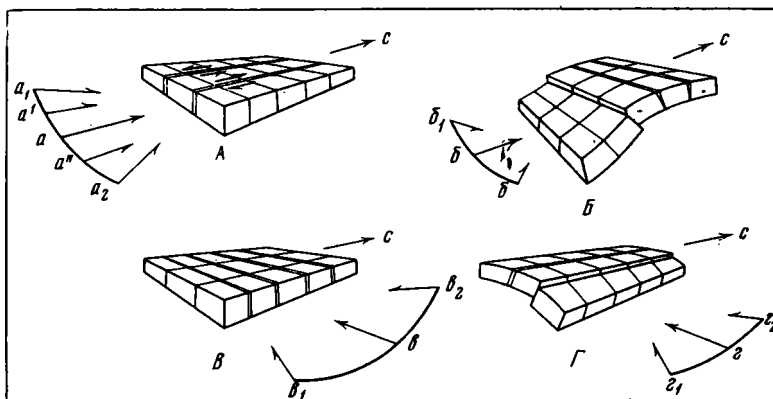


Рис. 1. Блок-диаграммы пласта, пересеченного ортогональными трещинами

А — при давлении с юга без изгиба пласта; Б — при давлении с юга с изгибом пласта; В — при давлении с востока без изгиба пласта; Г — при давлении с востока с изгибом пласта  
 $a, b, v, g$  — направления давления (общие).  $a', a''$  — неравномерное распределение давления ( $a' < a > a''$ ).  
 $a_1, a_2; b_1, b_2; v_1, v_2; g_1, g_2$  — отклонения в направлении давлений от перпендикулярности к одной из трещин

В схеме влияния общего для данного участка поля тектонического напряжения на разбитую на правильные блоки толщу горных пород рисуется мне следующим образом. Представим себе, что толща пересечена сопряженной парой систем ортогональных планетарных трещин, не нарушенных тектоническими дислокациями (рис. 1). При воздействии на толщу тангенциального сжатия с однородным давлением, направленным с юга на север (рис. 1, А, а), широтные трещины будут испытывать сжатие, меридиональные — растяжение (ось сжатия расположена меридионально и горизонтально, ось растяжения — широтно и горизонтально, промежуточная ось — вертикально)<sup>1</sup>.

Тангенциальное сжатие может вызвать изгиб всей рассматриваемой толщи в виде пологой, в данном случае широтной, складки (рис. 1, Б). При пологих эпейрогенических изгибах и при образовании складок роль первичной трещиноватости в отдельных частях растущей структурной формы может изменяться. На своде антиклинали трещины, расположенные перпендикулярно к направлению давления (в растущей структуре они становятся продольными), вместо сжатия испытывают растяжение. Того же направления планетарные трещины на крыльях складки испытывают сжатие. Последующее действие давления вызовет образование

<sup>1</sup> В случае интрузивных пород широтные трещины на нашем рисунке будут трещинами S, по терминологии Клооса (Cloos, 1936), меридиональные — трещинами Q, а горизонтальные — трещинами L.



вдоль широтных трещин разрывов (взбросов и надвигов). Разрядка напряжения может сосредоточиться на более крутом крыле складки, используя опять-таки одну или несколько параллельных планетарных трещин. Можно привести множество примеров раскрытых продольных трещин на сводах складчатых структур и того же простирания надвигов на крыльях складок.

Следует отметить, что при расположении оси складки параллельно одной из систем планетарной сети трещин простирание трещин в процессе роста складки остается неизменным. Продольные трещины, сохраняя свое первоначальное простирание, изменяют лишь угол падения. При наклоне пластов продольные трещины из вертикальных становятся наклонными, оставаясь нормальными к поверхности напластования. (Падение продольных трещин образует угол, дополнительный до  $90^\circ$  к падению пласта). Поперечные трещины при формировании складки сохраняют неизменным не только простирание, но и вертикальное положение. Первоначальное простирание диагональных трещин после изгиба требует пересчетов.

Если поле напряжения неоднородно, допустим, что давление в центральной части рассматриваемого участка (рис. 1, *A, a*) больше, чем по краям ( $a'$  и  $a''$ ), тогда вдоль меридиональных трещин будут происходить сдвиги: правые в правой (восточной) части участка и левые — в левой (западной) части.

Если направление давления в том же рассматриваемом примере будет не строго меридиональным, а, допустим, северо-северо-восточным, ( $a_1$ ) или северо-северо-западным ( $a_2$ ) — складки, надвиги и сдвиги, как правило, станут формироваться не перпендикулярно и параллельно изменившимся направлениям давления. В анизотропной среде в толще разбитой планетарными трещинами на блоки, дислокации сохраняют свою прежнюю ориентировку (см. рис. 1, *A* и *B*).

Иная картина получится, если давление будет не меридиональным, а широтным или близким к широтному (рис. 1, *B* и *Г*). Роль и простирания ортогональной планетарной трещиноватости сохранится. Но характер дислокации по каждой из систем трещин изменится. Меридиональные трещины будут испытывать сжатие, а затем превратятся во взбросы и надвиги, а широтные будут испытывать растяжение, а затем превратятся в сдвиги. Складчатость в этом случае будет иметь меридиональное простирание.

При постепенном изменении направления тектонических напряжений во времени в толще, разбитой планетарными трещинами, перестройка структуры может произойти в определенный момент на определенном стратиграфическом уровне. Именно таким образом можно объяснить описываемую для многих районов «перекрещивающуюся складчатость». Так, по мнению С. А. Захарова (1970), отложения, выполняющие Таджикскую впадину, сминались в мезозое в широтные, а в кайнозое в меридиональные складки.

А. В. Пейве (1956) указывает, что в Центральном Казахстане имеются структуры, где разломы и складки верхнего этажа перпендикулярно пересекают разломы и складки нижнего этажа. По-видимому, и описанное Б. В. Григорьянцем (1968) пересечение под прямым углом складчатостей в восточной части Большого Кавказа отражает планетарный фон.

На анализируемой нами модели до тех пор, пока направление тектонического давления изменяется в пределах северных румбов (рис. 1, *A, a\_1, a\_2; B, б\_1, б\_2*) формируется широтная складчатость. Когда же направление давления переместится в восточные румбы (рис. 1, *B, в\_1, в\_2; Г, г\_1, г\_2*), начнет формироваться меридиональная складчатость (с соответствующими ей надвигами и сдвигами).

Следует отметить еще одно положение: при направлении тангенциального давления под углом к простиранию планетарной трещиноватости могут образоваться сдвиги двух направлений с закономерными подвижками по ним.

В рассматриваемом примере давление, направленное на северо-запад (рис. 2), вызовет образование левых сдвигов по меридиональным трещинам и правых сдвигов по широтным трещинам.

Подобные явления отмечены в ряде районов, но обычно они не связываются с сетью планетарных трещин. Так, например, В. И. Макаров (1969), описывая горы Кавак-Тау (Тянь-Шань) и рассматривая их как выраженную в рельефе «мегантклиналь», образованную меридиональным тангенциальным сжатием, указывает, что по разрывам («швам») северо-западной ориентировки отмечается правоугольное смещение, а по разрывам северо-восточного простирания — левосторонние сдвиги. Локальные складки в этом случае могут образоваться под углом к простиранию планетарной трещиноватости. На рассматриваемой нами модели (рис. 2) с ортогональной сетью трещин складки могут иметь северо-восточное или северо-западное простирание.

Это явление было эмпирически установлено Е. Н. Пермяковым (1949), который показал, что в Среднем Поволжье складки имеют простирание, параллельное диагонали параллелограмма, построенного на главных лучах роз-диаграмм трещин изученного участка. Какую из двух диагоналей параллелограмма нужно взять для определения простиранения и всех параметров структурной формы. Е. Н. Пермяков не установил.

Предложение Р. И. Баевой (1968), заменившей диагональ параллелограмма линией, соединяющей концы векторов на диаграммах трещиноватости, также не позволяет однозначно решить задачу. Она осложняется еще тем, что складки в ряде случаев оказываются вытянутыми вдоль одной из систем трещин (см. рис. 1).

Как показали исследования экспедиции ЛГУ 1965 г., в Среднем Поволжье наблюдаются все эти случаи. В этом районе отчетливо рисуется сеть планетарных трещин северо-восточного и северо-западного простиранения. Хорошо изученные нефтяниками три анализируемые складки имеют в Сокологорском поднятии широтное, в Жирновском меридиональное, а в Тепловском северо-западное простиранения (рис. 3).

Это объясняется, с нашей точки зрения, тем, что не трещины, как это считал Е. Н. Пермяков (1949), образуются в результате изгиба слоев при эпейрогенической складчатости, а складчатость так или иначе приспосабливается к первичной сети планетарной трещиноватости.

Приводимые нами примеры различных простираний осей складок Среднего Поволжья при неизменно сохраняющейся ориентировке простиранения развитой здесь диагональной (относительно меридиана) сети планетарной трещиноватости, достаточно ясно подтверждают такое заключение. По-видимому, имеются четыре варианта формирования складок (и разрывов) при одном и том же рисунке планетарной трещиноватости. На наших рисунках ортогональной сети трещин (см. рис. 1 и 2) оси складок могут быть либо параллельны трещинам (см. рис. 1), т. е. иметь широтное или меридиональное простирание, либо, согласно правилу параллелограмма (Пермяков, 1949), быть вытянутыми в северо-восточном или северо-западном направлении (см. рис. 2). Как показывают наблюдения при относительно слабой напряженности тектонических процессов, в результате разных способов приспособляемости

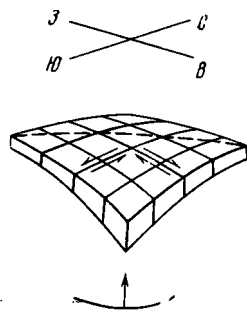


Рис. 2. Блок-диаграмма пласта, пересеченного ортогональными трещинами, при давлении, направленном с ЮВ на СЗ

складчатости к первичной планетарной трещиноватости складки зачастую располагаются не параллельно, а под углом друг к другу.

Отсутствие линейности и горизонтальной ориентированности складчатости особенно отчетливо наблюдается в областях относительно стабильных — на платформах («прерывистая складчатость», по В. В. Белоусову, 1962).

В мобильных областях, где энергия тектонических процессов значительно больше, чем на платформах, отдельные складки, как правило, линейно вытянуты параллельно друг другу, подчиняясь в каждом данном участке лишь одной из систем трещин.

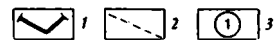
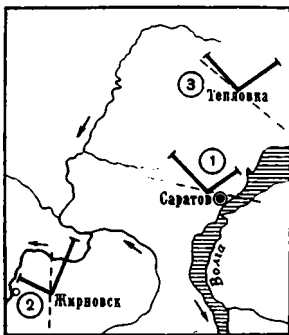


Рис. 3. Обзорная карта дислокаций в районе Саратова

1 — векторные диаграммы трещиноватости; 2 — оси локальных складок; 3 — названия поднятий (1 — Соколовгорское, 2 — Жирновское, 3 — Тепловское)

Но и более или менее перпендикулярная ей система трещин получает то или иное выражение в структуре складчатой зоны. Часто можно видеть ундуляции шарниров, расположенные вдоль параллельных пересекающихся складки линий («поперечная складчатость»), но еще чаще здесь наряду с продольными развиваются поперечные разрывы (Макаров, 1969).

Такие явления известны во всех складчатых областях и горных странах, где они выражены в виде линеаментов в структуре, в рельефе, в ландшафте. Примерами могут служить Кавказское и Антикавказское направления, конкордантные и дискордантные зоны (Sonder, 1938) и т. п.

Но, кроме того, рассматривая обширные горные системы, мы видим, что в пространстве меняются основные простирания всей системы или ее отдельных ветвей. Они образуют дуги, виргации, постепенно изменяющие азимуты своих простираний.

Существует мнение, что внимательное изучение «дуг» показывает, что они состоят из ряда прямолинейных отрезков, соединенных между собой. В некоторых случаях тектонические напряжения, вызывающие образование другообразной структурной формы, действительно получают разрядку, используя ряд первичных разнонаправленных трещин. Происходит явление, принципиально близкое тому, которое мы описали выше, при рассмотрении блока пород разбитого ортогональными трещинами (см. рис. 1). Но в данном случае явление изменения простирания дислокаций происходит не во времени, а в пространстве. При постепенном повороте вектора тектонических напряжений вдоль дуги разрядка этого напряжения может в определенных участках «перескакивать» с одной системы трещин на другую. Такие примеры приводит, в частности и И. В. Архипов (1970) для областей кайнозойской складчатости. Следует отметить, что «перескакивание» с одной системы прямолинейных трещин на другую происходит в описываемых примерах тектонических дуг большей частью менее резко, чем на нашем рисунке. Это может происходить потому, что при сочленении прямолинейных отрезков дуг в месте стыков используются не две взаимноперпендикулярные системы трещин, а большее их количество. Впрочем, среди приведенных примеров можно отметить западный и северный полуострова о. Сулавеси (Целебес), резко сочленяющиеся друг с другом под прямым углом.

И все же я не склонен считать, что все дугообразно изогнутые формы тектонической структуры непосредственно и прямо связаны со стыками прямолинейных отрезков. Так, например, поворот почти под прямым углом хребта Султан-Уиз-Даг связан с крутым, но совершенно постепенным изгибом простираний складок и разрывов в толще палеозойских горных пород, слагающей хребет. Однако в планетарном масштабе, как

мне кажется, хребет Султан-Уиз-Даг лежит на пересечении крупнейших глубинных швов, один из которых продолжает на восток линии Карпинского, а другой — на юг Уральский хребет.

Как закономерно построенные дугообразные формы могут рассматриваться некоторые виргации, кольцевые структуры разных порядков, вулканогенные и интрузивные образования. С формированием последних связаны концентрические и радиальные трещины, кольцевые дайки и т. д. Дугообразно изогнутыми, кольцевыми или овальными выглядят на земной поверхности и на геологических картах также срезы брахиформных структур разных порядков. Попытки во всех случаях непосредственно и прямо увязывать простирания их границ с готовыми (первичными) прямолинейными трещинами не кажутся мне убедительными.

Так же не убедительны, по моему, попытки многих ученых обязательно и в основном связывать горообразование, и в частности новейшее горообразование, с движениями блоков, с горстами и грабенами. Основное значение в новейшей структуре и морфологии современных (и древних) горных областей я приписываю пологим эпейрогеническим изгибам и эпейрогенической складчатости (Шульц, 1970). Изгибы эти в ряде случаев, особенно в наиболее крутых частях крыльев складок, осложняются разрывами. Однако главную роль и в плане и в разрезе орогенических областей играют плавно изогнутые линии.

Поэтому, не отрицая значения разрывов, я не считаю, что блоковая (глыбовая) структура гор создана тектоническими (орогеническими) движениями и не употребляю этого термина в обычно прилагательном к нему тектоническом смысле. Говоря о блоковом строении земной коры, я имею в виду планетарную трещиноватость, действительно разбивающую слои, пачки, толщи, массивы, наконец земную кору в целом, на блоки разной величины и значения. Дислокации же, создающие тектонические формы структуры и, в частности, современные области горообразования, в целом подчиняясь сети планетарной трещиноватости, связаны со своими закономерностями, рассмотрение которых не входит сейчас в нашу задачу.

## Литература

- Архипов И. В. О структурной неоднородности тектонических дуг областей кайнозойской складчатости. Геотектоника, № 3, 1970.
- Баева Р. И. О взаимосвязи планетарной трещиноватости пород со структурными формами Среднего Поволжья. Вестн. Ленингр. ун-та, № 12, 1968.
- Белюсов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. Изд-во «Недра», 1967.
- Булин Н. К. О природе пологих сейсмических границ в консолидированной земной коре. Геотектоника, № 4, 1970.
- Григорьянц Б. В. Условия образования прерывистой складчатости в геосинклинальных областях на примере востока Бол. Кавказа. Геотектоника, № 4, 1968.
- Захаров С. А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе. Изд-во «ДОНИШ», 1970.
- Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. Изв. имп. АН, № 1, 1894.
- Макаров В. И. Структурно-морфологический анализ новейших деформаций Центрального Тянь-Шаня. Автореф. канд. дис., МГУ, 1969.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Статья 1 и 2. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1 и 3, 1956.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм. Изв. АН СССР. Сер. геол. № 3, 1961.
- Пермяков Е. Н. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. Изд-во Моск. о-ва испыт. природы, 1949.
- Резанов И. А., Нгуен Ван Шан. О простирании структур северного Вьетнама по геологическим и аэромагнитным данным. Изв. вузов. Геология и разведка, № 2, 1968.
- Хиллс Е. Ш. Элементы структурной геологии, Изд-во «Недра», 1967.
- Шатский Н. С. 1) Очерки тектоники Волго-Уральской обл.; 2) О происхождении Пачелмского прогиба. Избр. труды, т. II, 1964.

- Шульц С. С. Об изучении планетарной трещиноватости. Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4. Изд-во «Наука», 1964.
- Шульц С. С. Планетарная трещиноватость и ориентировка некоторых линейных форм рельефа. В кн.: «Основные проблемы изучения четвертичного периода». Изд-во «Наука», 1965.
- Шульц С. С. О разных масштабах планетарной трещиноватости. Геотектоника, № 2, 1966.
- Шульц С. С. Некоторые вопросы планетарной трещиноватости и связанных с нею явлений. Вестн. Ленингр. ун-та, № 6, 1969.
- Шульц С. С. Линеаменты. Вестн. Ленингр. ун-та, № 24, 1970.
- Buch L. V. Gesammelte Schriften, Berlin G. Reemer, 1867—1885.
- Gloss G. Einführung in die geologie. Berlin, 1936.
- Elie de Beaumont L. Notice sur les systemes de montagnes. V. 1—3, Paris, 1852.
- Hobbs W. H. Repeating patterns in the relief and the structure of the land. Bull. Geol. Soc. America, v. 22, No. 2, 1911.
- Plafker G. Oriented lakes and lineaments in northeast Bolivia. Bull. Geol. Soc. America, v. 75, No. 6, 1964.
- Sonder R. Die lineament Tektonik und ihre Probleme. Eclogae. geol. Helv., v. 31, No. 1, 1938.

Ленинградский государственный  
университет

Статья поступила  
22 января 1971 г.

---

УДК 551.24.02

ПАТАЛАХА Е. И.

### О ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНОЙ ПОДВИЖНОСТИ СОВМЕСТНО ДЕФОРМИРУЕМЫХ РАЗНОРОДНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ, ЕЕ ПРИЧИНАХ И СЛЕДСТВИЯХ (ВЯЗКОСТНАЯ ИНВЕРСИЯ)

Система «деформируемая среда — включенное в нее тело пониженной вязкости» не является равновесной. В текучем теле возникает избыточное давление, действие которого направлено на прорыв среды. Поэтому гетерогенной земной коре свойственна, кроме плотностной, вязкостная инверсия состоящая в выжимании более текучих тел в конечном итоге по направлению к дневной поверхности.

Хорошо известно, что совместно деформируемые различные по составу и свойствам геологические тела, например слои сминаемой в складки продольного сжатия толщи, проявляют различную механическую подвижность в пределах одних и тех же складок. Одни из них (жесткие слои) изгибаются так, что истинная мощность их почти сохраняется первоначальной, тогда как другие (пластичные) слои, сминаясь, резко утоняются на крыльях и утолщаются в замках настолько, что резко варьирует не только их истинная, но и осевая мощность (измеряемая параллельно осевой плоскости складок). Такие сочетания слоев, в частности, характерны для подобных складок (рис. 1). Известно много примеров, когда мощность пластичных пачек благодаря складкообразовательным деформациям варьирует настолько сильно, что сами эти вариации обуславливают резкую дисгармоничность складчатой структуры в целом. Такую роль иногда играют девонские брекчии Каратау (Южный Казахстан), состоящие из глинистого либо известкового цемента и обломков алевролита либо известняка (рис. 2; Галицкий, 1937).

В предельных случаях материал высокотекучих слоев интенсивно выжимается в своды антиклиналей, прорывает покрывающие слои, подобно жидкости проникает по трещинам, образуя зачастую сложные структуры нагнетания. Например, диапировые и инъекционные структуры тех же брекчии Каратау (Гзовский, 1963; Бронгулеев, 1967), а также связанные с региональными напряжениями соляные диапиры Предуральяского прогиба, Германии, Месопотамии, Ирана, Карпат (Косыгин, 1960), глиняные, угольные диапиры и инъекции различных типов (рис. 3, 4). Характерным примером в миниатюре являются деформированные конгломераты с галькой разнородного состава. Наблюдениями, как правило, устанавливается, что галька «мягких» пород (глинистые сланцы, мергели) сплющивается в плоскости рассланцевания в значительно большей степени, чем галька «жестких» пород — кварцитов, гранитов, песчаников (Войновский-Кригер, 1930).

Во всех подобных случаях приходится констатировать различную степень деформированности (величину деформации) совместно деформированных слоев: более пластичные слои деформированы в большей степени. Материал таких слоев активно воздействует на окружающие толщи, сминая, разрывая, раздвигая в стороны и, наконец, прорывая их.



Если представить себе заключенный в деформируемые толщи магматический резервуар, то, очевидно, эффект такого активного воздействия на вмещающие породы можно ожидать еще большим, так как вязкость

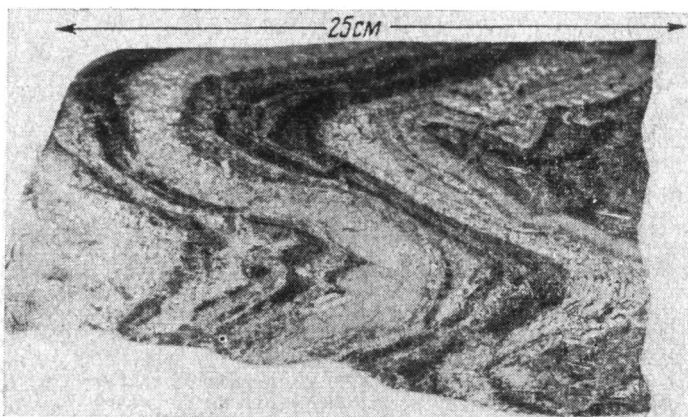


Рис. 1. Подобные складки

Переплавление жестких карбонатно-кремнистых слоев (светлое) с карбонатно-гематитовыми слоями пониженной вязкости. Материал последних заметно выжат из крыльев в замки складок

магм значительно уступает вязкости самых текучих горных пород. Максимального значения этот эффект может достичь во флюидах, фильтрующихся через пористую среду деформируемых горных пород и обладающих ничтожной вязкостью.

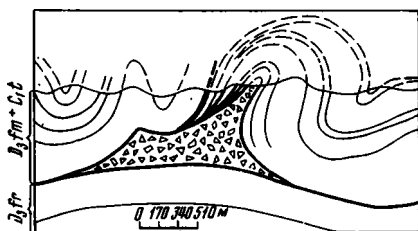


Рис. 2. Дисгармоничная складчатость (Центральный Каратау), вызванная наличием брекчий, претерпевших значительно большие деформации, чем вмещающие толщи (по В. В. Галицкому, 1937)

Брекчия состоит из обломков известняка и глинистого цемента. Покрывающие толщи — известняки, подстилающие — песчаники

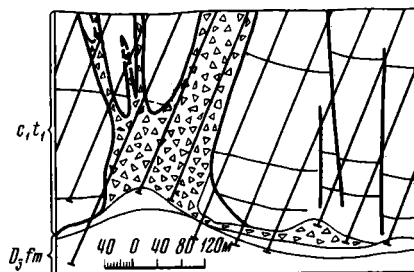


Рис. 3. Крупные амагматические инъекции известняковой брекчий по Бальмазарскому разлому, секущему известняки (Центральный Каратау). Буровой профиль (по В. В. Бронгулеву, 1967)

Возникает вопрос: чем объясняется различная степень деформированности (дифференциальная подвижность) совместно деформируемых тел в более или менее одинаковой обстановке, в чем состоит физическая причина активного воздействия менее вязких тел на окружающую среду?

Для выяснения этого вопроса рассмотрим вначале, каково будет давление жидкости, занимающей некоторую полость внутри деформируемой и непроницаемой для этой жидкости твердой породы, находящейся в условиях негидростатического напряженного состояния типа трехосного

сжатия  $\sigma_1 < \sigma_2 < \sigma_3$  (минимальное, среднее и максимальное нормальные сжимающие напряжения).

Проведем следующий эксперимент. Возьмем жесткую замкнутую камеру, заполненную идеальной (лишенной внутреннего трения) жидкостью. Пусть на жидкость в трех взаимно перпендикулярных направлениях действуют поршни 1, 2, 3 с единичной площадью поперечного сечения.

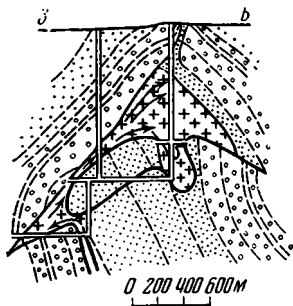


Рис. 4. Антиклинальная складка Зальциттер (Северо-Германская впадина) с необыкновенно сложным внутренним строением, связанным с присутствием в ее ядре высокотекучей пермской соли (по Ю. А. Косыгину, 1960)

Соль помечена крестиками. Вмещающие породы — песчаники и известняки триаса

чения, имитирующие нормальные напряжения в деформирующей среде  $\sigma_1 < \sigma_2 < \sigma_3$  (рис. 5). Прикладывая к поршням сжимающие по отношению к жидкости нагрузки, мы тем самым воспроизведем воздействие деформирующей среды на заключенную в нее жидкость. Давление жидкости покажет манометр. Процесс изохорический, жидкость несжимаема.

Если к поршню 3 приложить некоторую нагрузку  $a_3$ , а два других поршня оставить ненагруженными, то давление жидкости останется первоначальным, так как ненагруженные поршни 1 и 2 будут просто выжаты жидкостью из камеры (трением между поршнями и цилиндрами пренебрегаем).

Чтобы поднять давление жидкости до значения  $a_3$ , необходимо к поршням 1 и 2 приложить точно такие же нагрузки, которые бы препятствовали их выжиманию. Если же к поршням 1 и 2 будут приложены нагрузки соответственно  $a_1 = a_2 < a_3$ , то эти поршни будут выдавливаться из камеры силой  $\Delta a = a_3 - a_2 = a_3 - a_1$ , а давление жидкости, естественно, не превысит при этом  $a_1 = a_2$ . Чтобы приостановить выжимание поршней 1 и 2, к ним необходимо приложить противодействие, равное  $\Delta a$ . Тем самым давление жидкости сможет достичь максимального ( $a_3$ ). Аналогично приложение к поршням 1, 2 и 3 нагрузок соответственно  $a_1 < a_2 < a_3$  вначале вызовет выжимание поршня 1 силой  $\Delta a_1 = a_2 - a_1$ . В этот период давление жидкости не сможет подняться выше  $a_1$ . Если к поршню 1 приложить противодействие  $\Delta a_1$ , будут выталкиваться оба поршня 1 и 2 силой  $\Delta a_2 = a_3 - a_2$ . Давление жидкости будет равным  $a_2$ . И, наконец, приложение противодействия к поршням 1 и 2, равного  $\Delta a_2$ , поднимет давление жидкости до максимального ( $a_3$ ).

Таким образом, в наполненной несжимаемой идеальной жидкостью жесткой камере с тремя поршнями при дифференциальном нагружении поршней и свободном их перемещении гидростатическое давление не может превысить минимального давления одного из поршней. Чтобы поднять давление жидкости до максимальной нагрузки на одном из поршней, необходимо приложить к двум другим поршням противодействие, равное разности соответственно между максимальной, средней и минимальными нагрузками (вначале  $\Delta a_1 = a_2 - a_1$ , а затем  $\Delta a_2 = a_3 - a_2 =$

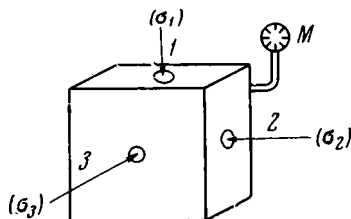


Рис. 5. Заполненная жидкостью жесткая камера с тремя поршнями (1, 2, 3)  
M — манометр

$=a_3 - a_1$ ). Все это следствия закона Паскаля. Если учесть, что твердая, трудно деформируемая среда горных пород всегда окажет необходимое противодействие, чтобы противостоять тенденции включенной в нее жидкости к вытеснению из камеры хотя бы на некоторое время (до полного прорыва камеры), то станет очевидным, что жидкость всегда стремится выйти из замкнутой камеры в направлении минимального ( $a_1$ ) в момент приложения внешней сил, а затем минимального ( $a_1$ ) и среднего давления ( $a_2$ ) в окружающей твердой деформируемой среде горных пород с силой указанных (в случае идеальной жидкости) градиентов ( $\Delta a_1$ , а затем  $\Delta a_2$ ).

Следовательно, мы приходим к выводу о возникновении некоторого избыточного по отношению к внешней среде давления в (идеальной) жидкости, помещенной в деформируемую среду непроницаемых для нее горных пород.

Попытаемся рассмотреть под этим углом зрения три категории геологических явлений: 1) поровый флюид (вода); 2) магматический резервуар (очаг, астенолит); 3) высокотекучие горные породы типа соли, глин, углей, включенные в среду деформируемых горных пород земной коры.

В отличие от рассмотренной идеализированной модели названным явлениям присущи следующие особенности.

1. Размер и форма высокотекучих тел варьируют в очень широком диапазоне от микроскопических изометричных (пора с флюидом, капля магмы, зерно либо агрегат) до крупных плоских (водонасыщенные слои и разрывы, дайки, пласты), штоко- и шарообразных либо неправильных (штоки, магматические очаги, астенолиты) с характерными размерами от метров до многих километров. Столь же неоднородны и разнообразны по физико-механическим свойствам среды, в которых заключены высокотекучие тела в земной коре. Все это порождает исключительную пестроту реальных обстановок совместного деформирования разнородных геологических тел, которая естественно влечет за собой большую неоднородность и разнообразие распределения напряжений даже при одинаковых схемах воздействия сил, деформирующих рассматриваемые участки. Поэтому высокотекучие тела, как правило, деформируются в условиях резко неоднородного поля напряжений (например, фиксируемые геологическими наблюдениями участки выжимания и нагнетания).

2. Флюиды, магмы и высокотекучие горные породы в условиях длительных тектонических процессов в первом приближении можно рассматривать как своеобразный ряд жидкостей, вязкость которых (внутреннее трение) возрастает слева направо от ничтожных значений до очень больших величин<sup>1</sup>. Чем ниже вязкость материала, тем, естественно, в большей степени реальные свойства его приближаются к понятию жидкости как в агрегативном, так и в реологическом смысле слова. Это и понятно, так как тело течет тем легче, чем ниже его внутреннее трение, чем меньше сил и энергии уходит на преодоление внутреннего (реактивного) сцепления частиц. Кроме того, чем меньше вязкость тела, тем лучше оно способно передавать гидростатическое давление на расстояние (в идеальной жидкости градиенты давлений, кроме давления собственного веса, выравниваются мгновенно), тем ближе эллипсоид напряжений ( $\sigma_1 < \sigma_2 < \sigma_3$ ), характеризующий общий случай нагруженного тела, к сферическому ( $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$ ; идеальная жидкость). Так как степень отклонения эллипсоида напряжений от сферического (степень анизотропии давлений) при прочих равных условиях отражает расход

<sup>1</sup> Очень загроуленно, по далеко не достаточным данным, можно принять следующие значения вязкости: флюидов порядка 0,01, магм  $10^4 - 10^{12}$ , солей, глин, углей  $10^{13} - 10^{19}$  и других пород, более жестких  $10^{19} - 10^{23}$  пуаз (Гзовский, 1963; Пэк, 1968, и др.). Эти цифры весьма условны, так как в них слабо учтено влияние основных факторов (температуры, давления, состава, скорости деформаций) на вязкость тел в условиях земной коры.

внешних деформирующих сил на преодоление внутреннего трения, то, очевидно, касательные напряжения порождаются сопротивляемостью тела деформированию, т. е. внутренним трением (в идеальной жидкости они всегда равны нулю, а эллипсоид напряжений сферический). Поэтому определяющее механическую подвижность тела избыточное давление

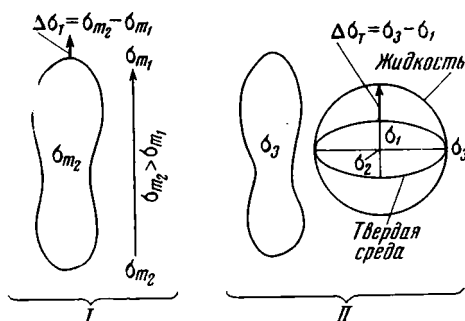


Рис. 6. Способы возникновения избыточного давления в идеальной жидкости, включенной в твердое тело (схема)

Ситуация I: в твердой среде существует перепад давлений  $\sigma_{m_2} > \sigma_{m_1}$  (показан большой стрелкой), в жидком включении устанавливается максимальное давление  $\sigma_{m_2}$ . Следовательно, избыточное давление жидкости (действие его показано маленькой стрелкой) возникает как результат выравнивания перепада давлений в твердой среде:  $\Delta\sigma_T = \Delta\sigma_C = \sigma_{m_2} - \sigma_{m_1}$

Ситуация II: в твердой среде анизотропное напряженное состояние характеризуется эллипсоидом  $\sigma_1 < \sigma_2 < \sigma_3$ , в жидком включении устанавливается гидростатическое давление  $\sigma_3$ . Следовательно, избыточное давление жидкости (стрелка) представляет результат «превращения» эллипсоида напряжений (твердое тело) в сферу напряжений (жидкость) с радиусом  $\sigma_3$ ;  $\Delta\sigma_T = \Delta\sigma_C = \sigma_3 - \sigma_1$

( $\Delta\sigma_T$ ), которое возникает в текущем теле за счет неравномерной передачи на него давления окружающей средой ( $\Delta\sigma_C$ ), при прочих равных условиях будет тем больше, чем меньше вязкость тела. Неравномерность передачи давления на жидкость окружающей средой может возникнуть как в одной точке, так и, кроме того, в удаленных точках. Величина  $\Delta\sigma_C$  будет равна в первом случае разности максимального и минимального нормальных напряжений, а во втором — перепаду давлений в разных точках (рис. 6). Поскольку анизотропность давлений зависит от вязкости, избыточное давление  $\Delta\sigma_T$  может быть как почти чисто гидростатическим (магмы и флюиды), так и с участием касательных напряжений — негидростатическим (породы). В случае идеальной жидкости, очевидно, величины  $\Delta\sigma_T$  и  $\Delta\sigma_C$  будут всегда равны, тогда как в реальных случаях будет иметь место неравенство  $\Delta\sigma_T < \Delta\sigma_C$ , так как часть  $\Delta\sigma_C$  уйдет на преодоление сил внутреннего трения, тем больших, чем больше вязкость текущего тела. Поэтому для близких к идеальной жидкости флюидов  $\Delta\sigma_T \approx \Delta\sigma_C$ , для более вязких магм  $\Delta\sigma_T \ll \Delta\sigma_C$  и для горных пород, обладающих значительной вязкостью, потери  $\Delta\sigma_C$  будут весьма значительными,  $\Delta\sigma_T \ll \Delta\sigma_C$  (рис. 7).

3. Более текучее (жидкое) тело заключено в подвижную, менее текучую среду деформируемых горных пород, которые, оказывая сопротивление его течению (под влиянием избыточного давления  $\sigma\Delta_T$  в направлении его падения либо в направлении  $\sigma_1$ ), проявляют известную податливость. Такая податливость среды заключается для флюидов в возможности фильтрации (перетекании) с вероятным гидроразрывом пород, а для магм и текучих пород — в гидроразрыве (Желтов, 1966; Пэк, 1968б), инъекциях и интрузиях, протрузиях и диапиризме, т. е. в проникновениях за счет механического смятия, оттеснения и раздвигания в стороны вмещающих пород, находящихся под меньшим давлением. Высокотекучие тела при этом проявляют необыкновенную активность: они раздвигают,

сминают, разрывают и дробят, оттесняя в пространстве значительно более «прочные» вмещающие породы.

Отсюда следует вывод общего значения: система «деформируемая среда — включенное в нее менее вязкое тело» не является равновесной<sup>1</sup>, поскольку всегда существует некоторое избыточное давление (как следствие пониженной вязкости тел), действие которого направлено в конечном итоге на прорыв занимаемой этим телом камеры в направлении

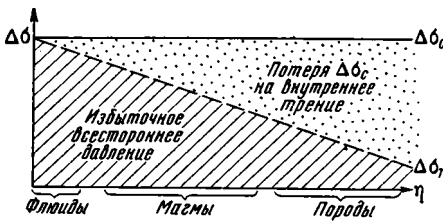


Рис. 7. Избыточное давление как функция вязкости тела (схема)

$\Delta\sigma_c$  — перепад давлений, накладываемых на текучее тело средой,  $\Delta\sigma_r$  — избыточное давление текучего тела

максимального падения давления. Благодаря высокой сопротивляемости среды деформируемых горных пород к воздействию включенных в нее менее вязких слоев полное равновесие (отвечающее или полному выжиманию этих тел или положению литостатического равновесия и исчезновению избыточного давления) почти никогда не достигается, несмотря на значительную длительность процесса. Поэтому обычно приходится наблюдать лишь различные стадии его (см. рис. 1—4).

Попытаемся проверить изложенные соображения с помощью экспериментов по совместному деформированию тел в условиях ламинарного течения материала (табл. 1).

В опытах первой серии модель представляла собой брусок  $2 \times 2 \times 8$  см ПК (см. табл. 1) и раздавливалась поперек в щелевидном прессе (плоская деформация), так что материал растекался вдоль длинной стороны модели (рис. 8). Цилиндрические отверстия, перпендикулярные плоскости деформации, заполнялись путем заливки последовательно материалами: ПКМА, ПКМ, ПК, П, вязкость которых снижается слева направо. После поперечного укорочения моделей в 2 раза (и соответствующего продольного двукратного удлинения их) оказалось, что включения претерпели удлинения: ПКМА только в 1,3 раза, ПК, как и следовало ожидать, примерно в 2 раза; ПКМ в 3 раза; П в 3,5 раза.

Таким образом, чем ниже вязкость включений, тем в большей степени деформация их опережает деформацию среды (и наоборот), причем такое (избыточное) выжимание материала происходит в направлении минимального нормального напряжения  $\sigma_1$  и снижения всестороннего сжатия.

Таблица 1

Материал	Весовая пропорция	Вязкость <sup>1</sup> , пауз (при $\tau$ 0,1—0,2 дин/см <sup>2</sup> и 22° С)
Петролатум (П)	—	$2 \cdot 10^8$
Петролатум—каолин—машинное масло (ПКМ)	3:5:2	$10^8$
Петролатум—каолин (ПК)	2:3	$4 \cdot 10^9$
Петролатум—каолин—цинковые белила (ПКБ)	2:3:3	$6 \cdot 10^9$
Петролатум—каолин—машинное маслообразивный порошок (ПКМА)	2:3:1:2	$10^{10}$

<sup>1</sup> Оценка вязкости произведена по наблюдениям над ползучестью образцов.

В опытах второй серии в аналогичные по форме и размерам брусковидные модели ПК перпендикулярно их длинной стороне вставлялись плоские слои того же состава, что и в предыдущей серии (рис. 9). Результат получился аналогичный: слои ПК, утончаясь на крыльях и утол-

<sup>1</sup> Если это тело не защищено от давления жесткими стенками.

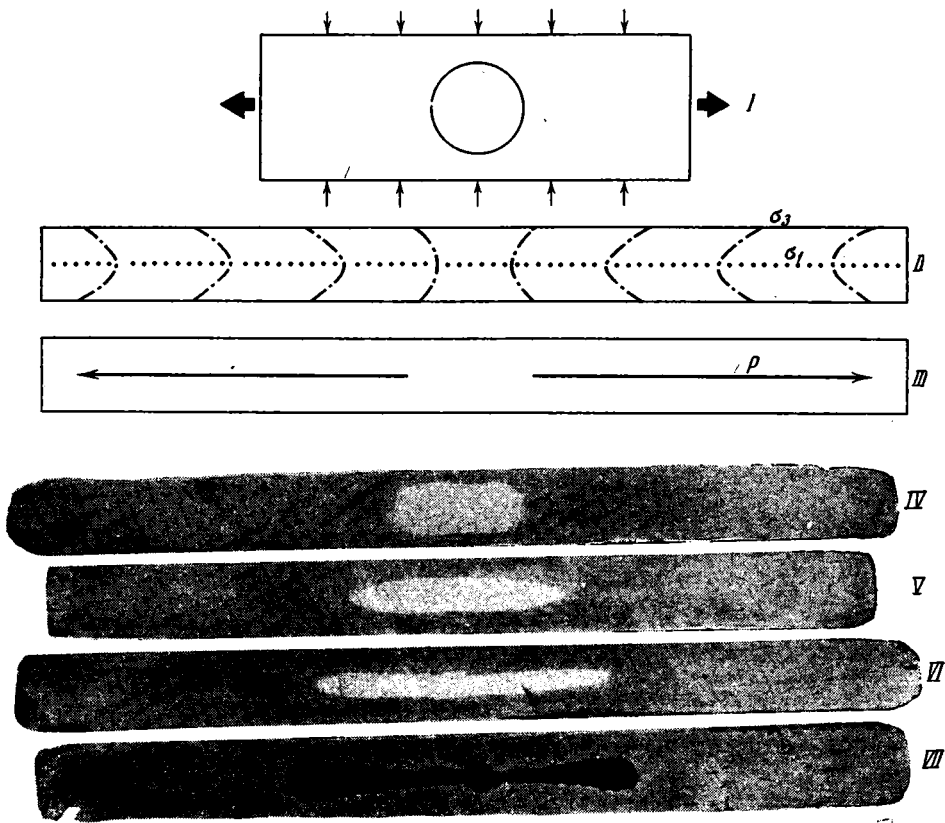


Рис. 8. Эксперименты с брусковидными моделями и включенными в них цилиндрами  
 I — исходное состояние моделей; II — траектории нормальных напряжений; III — распределение всестороннего сжатия (стрелками показано направление падения); IV—VII — деформированные модели (на первом месте материал цилиндра, на втором — модели): IV — ПКМА в ПК; V — ПК в ПК; VI — ПКМ в ПК; VII — П в ПК. Пояснения в тексте

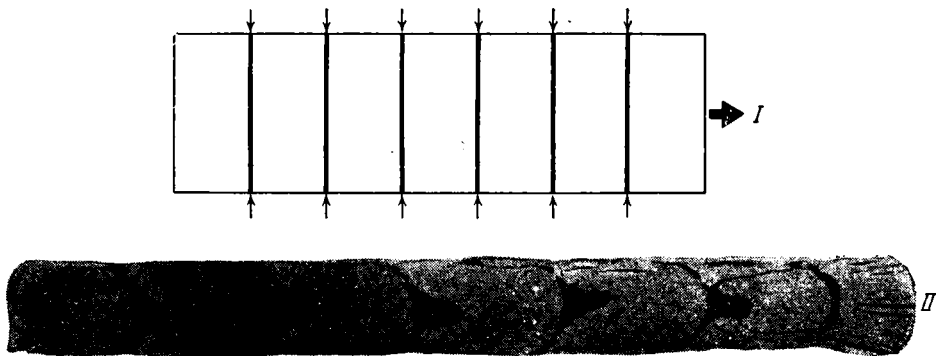


Рис. 9. Эксперимент с брусковидной моделью ПК (сжатие на 40%), в которую вставлены поперечные слои II

I — исходное состояние; II — деформированное (ср. с рис. 8 II—III). Брусковидная модель состоит из продольных слоев. В отличие от рис. 8 растекание модели происходит только в одном направлении

шаясь в замках складок, хорошо передавали «нормальную» картину ламинарного течения в элементарной струе (модели), тогда как более вязкие слои ПКМА сохраняли свою первоначальную мощность, изгибаясь в складки меньшей кривизны (подпружинивая поток), а материал наименее вязких слоев II целиком выжимался в ядро складки, прорывая «выше лежащую толщу» и образуя подобие диапира (Паталаха, 1967).



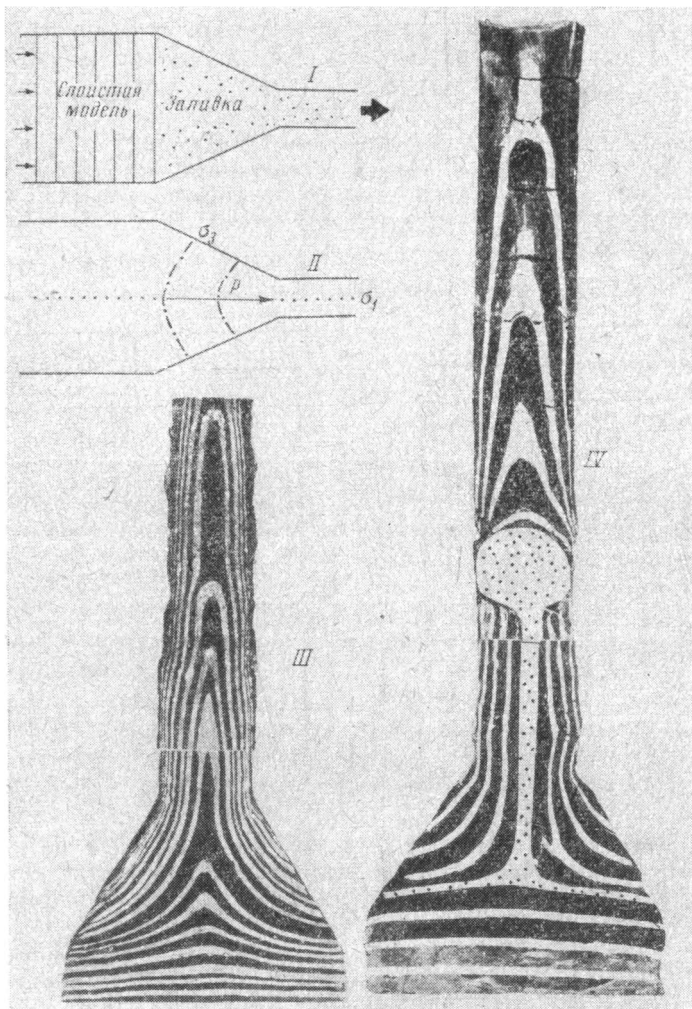


Рис. 10. Эксперименты по продавливанию слоистых моделей через конический диффузор

I — исходное состояние; II — траектории нормальных напряжений и распределение всестороннего сжатия (стрелкой показано направление его падения); III — вид «нормальных» складок ламинарного течения (переслаивание ПКБ — светлое и ПК); модель выжата частично, поэтому видны все стадии процесса; обращают на себя внимание большие раздувы в замках менее вязких слоев ПК; IV — вид складок резко нарушенных, благодаря присутствию слоя высокотекучего П, образовавшего «астенолит»; вязкость ПКБ (светлое); близкая к вязкости ПК (темное). Петролатум показан точками.

В опытах третьей серии с пресс-диффузором (Паталаха, 1968), состоявшими в продавливании слоистых моделей (чередование слоев тех же материалов) из трубы большего диаметра в трубу меньшего диаметра через конический переходник, наблюдалась в принципе все та же картина: деформация материала наименее вязких слоев П опережала деформацию слоистой пачки, материал перетекал в шарнир складок, образуя резко утолщенный на вершине шток, увлекающий своим движением «покрывающие слои» и отчасти прорывающий их (рис. 10). Контакты сводовой части штока П с этими слоями получались «рваными», зигзагообразными, что также свидетельствует о проникании П во вмещающие слои. Как и в предыдущих опытах, избыточное выжимание материала было тем интенсивнее, чем ниже вязкость материала, и про-

исходило в направлении минимального нормального напряжения  $\sigma_1$  и снижения всестороннего сжатия.

Таким образом, поставленные эксперименты хорошо подтверждают вышеизложенные общие данные и соображения.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Система «деформируемая среда горных пород — включенное в нее менее вязкое тело» не является равновесной. В более текучем теле происходит перераспределение передаваемых на это тело окружающей средой анизотропных и неравномерных в разных частях тела нормальных напряжений, что влечет за собой возникновение в нем избыточного давления тем большего, чем ниже вязкость текучего тела. Действие его направлено на прорыв среды, так как деформация текучего тела опережает деформацию среды. При этом создается любопытная ситуация: мало вязкое тело течет под активным воздействием на него среды, но в то же время само активно воздействует на нее. В этом состоит сущность дифференциальной механической подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел. Равновесному состоянию системы «среда — текучее тело» соответствует полное выжимание маловязкого тела в конечном итоге в сторону минимального давления на дневную поверхность (либо в область, защищенную от давлений жесткими стенками). Однако в природе такие случаи (исключая флюиды и магмы) почти не наблюдаются в силу высокого сопротивления прорыву среды, окружающей высоко текучее тело (см. рис. 1—4).

Таблица 2

### Соотношение плотностной и вязкостной инверсий в земной коре

№ п. п.	Соотношение плотности тела ( $\rho_T$ ) и среды ( $\rho_C$ )	Соотношение вязкости тела ( $\eta_T$ ) и среды ( $\eta_C$ )	Поведение тела		Геологические примеры
			А. Среда не деформируется	Б. Среда деформируется	
1		$\eta_T \ll \eta_C$	Всплытие	Всплытие (ускоренное по сравнению с 1-А)	Подъем гранитоидных магм в земной коре
2	$\rho_T < \rho_C$	$\eta_T < \eta_C$	Всплытие (замедленное по сравнению с 1-А)	Всплытие (ускоренное по сравнению с 2-А)	Диapiro соли, глин, угля
3		$\eta_T \leq \eta_C$	Почти неподвижно	Дифференциальная подвижность ограничена утонением слоев на крыльях складок и утолщением в сводах (в складках продольного сжатия)	Наиболее часто встречающиеся переслаивания слабokonтрастных по своим свойствам слоев типа песчанков, алевролитов, конгломератов, вулканитов, известняков и т. п.
4		$\eta_T \ll \eta_C$	Тенденция к погружению	Всплытие	Ультрасосновые магмы в земной коре
5	$\rho_T > \rho_C$	$\eta_T < \eta_C$	Тенденция к погружению (менее интенсивная по сравнению с 4-А)	Всплытие (замедленное по сравнению с 4-Б)	Ультрасосновые массивы в коре (Книппер, 1969), баритовые линзы среди известняков (Атасу) и т. п.
6		$\eta_T \leq \eta_C$	Почти неподвижно	То же, что и 3-Б	То же, что и 3

Примечание. Плотностная инверсия — первична, а вязкостная — вторична, она действует на фоне происходящих движений.

Что же касается величины избыточного давления, то порядок ее в условиях складкообразования, по всей очевидности, может достигать  $10^2$ — $10^3$  кг/см<sup>2</sup> — предела прочности горных пород земной коры на скалывание (в случае флюидов и маловязких магм). Предел текучести слоев пониженной вязкости (если он и есть), очевидно, всегда окажется ниже этих напряжений (иначе бы слои не деформировались). Максимального значения избыточное давление может, естественно, достичь в магматических резервуарах и флюидах. Представим себе, что в магматическом резервуаре возникло избыточное давление порядка  $10^2$ — $10^3$  кг/см<sup>2</sup>.

Как поведет себя магма? Очевидно, она устремится в направлении минимального давления, т. е. в конечном итоге вверх, прокладывая себе дорогу (если исключить ассимиляцию и обрушение) путем оттеснения пород в стороны. При длительном времени действия избыточного давления магма в конце концов достигнет дневной поверхности и даст начало вулканической деятельности. Если же продолжительность действия избыточного давления окажется недостаточной (тектонические движения прекратятся), магма остановится на какой-то глубине, чтобы снова, при возобновлении тектонических движений, продолжить свой путь. Такой процесс «скачкообразного» подъема магмы, отвечающего тектоническим импульсам, будет продолжаться до тех пор, пока магма не попадет в «холодную» среду, благоприятную для кристаллизации и становления плутона. При этом вариации величины избыточного давления будут отражать господствующий на глубине тектонический режим.

Понятно также, что возможное избыточное давление, возникающее за счет движений и деформаций, значительно выше тех препятствующих подъему в статических условиях сил, которые порождаются разностью плотностей ультраосновных ( $3,45$  г/см<sup>3</sup>), базальтовых магм ( $2,9$  г/см<sup>3</sup>) и земной коры ( $2,7$  г/см<sup>3</sup>). Поэтому в условиях контрастной тектонической подвижности земной коры эти магмы могут «легко» достигать фактически любого уровня в ней вплоть до дневной поверхности. В самом деле, избыточное давление может поддерживать столб ультраосновной магмы высотой в  $30$  км [ $(3,45 - 2,7) \cdot 980 \cdot 3 \cdot 10^6 \approx 2 \cdot 10^3$  кг/см<sup>2</sup>]. Как показано в табл. 2, в зависимости от соотношения плотности и вязкости среды и заключенного в нее тела можно наметить шесть характерных случаев. В случаях 1—3 действие описываемого механизма — назовем его «вязкостной инверсией» — совпадает, тогда как в случаях 4—6 противоположно по направлению с действием плотностной инверсии. Поэтому в жизни земной коры в целом этот механизм всплывания (выжимания) относительно подвижных масс, по-видимому, оказывается еще более эффективным, чем плотностная инверсия, так как в известном смысле он более универсален: всплывать (выдавливаться) могут как относительно легкие, так и тяжелые текучие массы, например высокопластичные блоки гипербазитов (Луцицкий и др., 1963; Книппер, 1969). Главное значение здесь приобретает соотношение вязкости тел. Следовательно, в общем геотектоническом плане вопрос нужно ставить о всплывании (выдавливании) тел пониженной вязкости из деформируемой земной коры, т. е. о вязкостной инверсии, которая может комбинироваться с плотностной инверсией. Последняя имеет, по-видимому, определяющее значение, с одной стороны, в более глубоких слоях тектоносферы (Белоусов, 1966; Артюшков, 1969), а с другой — в верхних горизонтах осадочной оболочки при наличии соляных толщ, в условиях относительно слабого проявления общетектонических напряжений (Косыгин, 1960; Артюшков, 1969, и др.).

## Литература

- Артюшков Е. В. Слой пониженной вязкости в верхней мантии Земли и связанные с ним явления. Автореф. докт. дис. М., 1969.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., Изд-во «Наука», 1966.
- Бронгулеев В. В. Проблема складкообразования в земной коре. М., Изд-во «Недра», 1967.
- Войновский-Кригер К. Г. Геологические исследования в бассейнах рек Талман-Борзы и Урулюгя в Восточном Забайкалье. Тр. Гл. геол. упр., вып. 37, 1930.
- Галицкий В. В. Новые данные по тектонике Центрального Каратау. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1937.
- Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М., Изд-во АН СССР, 1963 (части III и IV).
- Желтов Ю. А. Деформации горных пород. М., Изд-во «Недра», 1966.
- Книппер А. Л. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма. В сб. «Проблемы связи тектоники и магматизма». М., Изд-во «Наука», 1969.
- Косыгин Ю. А. Типы соляных структур платформенных и геосинклинальных областей. Тр. ИГН АН СССР, вып. 29, 1960.
- Лучицкий И. В. и др. Сравнительные данные по деформации кварцита, обсидиана, оливинита, серпентинита и мрамора. Геол. и геофиз., № 12, 1963.
- Паталаха Е. И. Экспериментальное изучение влияния вязкости слоев на морфологию складок ламинарного течения. Докл. АН СССР, т. 177, № 6, 1967.
- Паталаха Е. И. Экспериментальное воспроизведение кливажа на эквивалентном материале. Докл. АН СССР, т. 181, № 4, 1968.
- Пэк А. А. О динамике ювенильных растворов. М., Изд-во «Наука», 1968.
- Пэк А. А. Об интрузивной способности магматических расплавов при дайкообразовании. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1968.

Институт геологических наук  
им. К. И. Сатпаева АН КазССР,  
Алма-Ата

Статья поступила  
27 июня 1969 г.

УДК 551.243.4(234.853)

Н. П. ХЕРАСКОВ

**ЭБЕТИНСКИЙ ШАРЬЯЖ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ<sup>1</sup>**

В статье рассматривается шарьяж широтного отрезка р. Урал на Южном Урале, где на кембро-ордовикских отложениях, слагающих Эбетинскую антиклиналь, по пологому шарьяжу залегают докембрийские метаморфические толщи и гипербазиты.

При геологических исследованиях последних лет на Урале отрицалось существование пологих тектонических перемещений по структурам типа шарьяжей. Однако нельзя забывать, что всего 10—15 лет назад многие исследователи картировали шарьяжи в разных частях Урала, допуская достаточно большие перемещения по ним. Вероятно, значение шарьяжей в структуре Урала несколько преувеличивалось, но безусловное отрицание шарьяжных структур вообще столь же неоправданно, как и чрезмерное увлечение ими.

В течение нескольких лет нами, совместно с Е. Е. Милановским и В. Н. Разумовой, проводились детальные исследования по берегам широтного отрезка реки Урал, непосредственно к югу от пос. Хабарный. На этом участке был установлен шарьяж и составлена схематическая геологическая карта. Хорошая обнаженность участка и достаточно большая амплитуда размаха рельефа (до 300 м), прекрасные каньоны р. Урал позволили изучить характер структуры не только в плане, но и непосредственно в разрезе. К сожалению, был изучен только отдельный, но весьма показательный фрагмент крупной шарьяжной структуры, в связи с чем общие выводы о направлении и амплитуде перемещения носят весьма гипотетический характер.

Интересующий нас участок расположен на северном периклиналильном замыкании крупной Эбетинской антиклинальной структуры (рис. 1). Эта структура расположена к югу от южной периклинали Уралтаусского антиклинория. К западу от нее находится полоса развития амфиболитов и зеленых вулканогенных сланцев докембрия, вмещающих гигантские тела гипербазитов, которые образуют два обособленных массива: северный — Хабарнинский и южный — Кемпирсайский. С востока Эбетинская структура обрамлена среднепалеозойскими вулканогенными толщами Магнитогорского синклинория.

Эбетинская структура представляет собой в общем простую крупную антиклинальную складку, шарнир которой полого погружается на север. В настоящей статье рассматривается только северная периклиналильная часть названной структуры, где в ядре антиклинали обнажаются отложения каялинской свиты, выделенной Н. К. Разумовским к северо-западу от рассматриваемой территории. Эта свита представлена мощной (до 6 км) серией вулканогенно-осадочных пород, превращенных в зеленые сланцы, причем наблюдается четкое падение метаморфизма вверх по разрезу. Нижняя часть свиты сложена сланцами по терригенным породам, чередующимися с мощными пачками зеленых вулканогенных

<sup>1</sup> Статья найдена в архивах автора, отредактирована и подготовлена к печати Н. Н. Херасковым. Была написана она в 1948—49 гг.

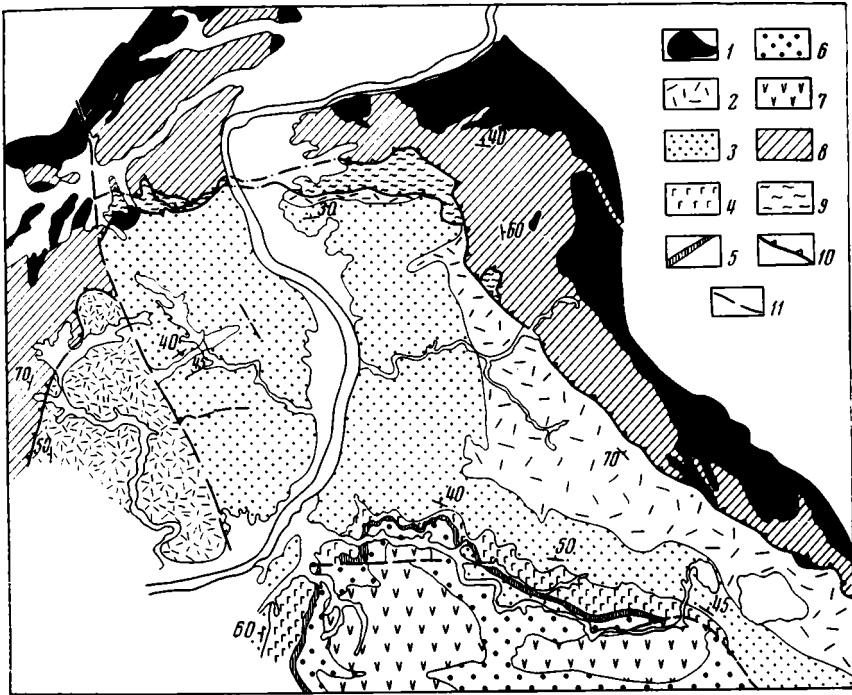


Рис. 1. Схематическая геологическая карта северной части Эбетинского щарьяжа

1 — гипербазиты Хабарнинского массива; 2 — губерлинская свита ( $O_{1-2}$ ); 3 — верхнебулатская подсвита ( $O_1$ ); 4 — нижнебулатская подсвита ( $O_1$ ); 5 — катралинская свита ( $O_1$ ); 6 — чаушская свита (См); 7 — каялинская свита (См); 8 — саадинская свита (рСм); 9 — динамометаморфизованный кембро-ордовик (тектоническое месиво); 10 — шарьяж; 11 — прочие разломы

сланцев основного состава. Средняя часть свиты представлена зелеными сланцами по терригенным породам и по вулканитам среднего состава. Наконец, в верхней части свиты появляются наряду с вулканитами среднего состава метаморфизованные альбитофиры, кварцевые и бескварцевые, туфобрекчии, туфоконгломераты. Возраст этой толщи определяется как кембрийский по стратиграфическому положению ниже фаунистически охарактеризованной тремадокской чаушской свиты. Вулканогенно-осадочные породы каялинской свиты вверх по разрезу совершенно постепенно сменяется песчаниками и алевролитами полимиктовыми, реже аркозовыми, иногда туфогенными, относимыми к чаушской свите.

Чаушская свита в нижней своей части представлена алевролитовыми сланцами, тонко чередующимися с песчаниками и туфопесчаниками. Выше залегает толща аркозовых крупнозернистых песчаников, иногда туфогенных, переходящих в мелкогалечниковый конгломерат. Они сменяются зелеными туфопесчаниками, содержащими пачки альбитофировых туфов. Венчается разрез чаушской свиты мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Мощность свиты 1700—2000 м. В песчаниках В. Н. Карпенко собраны остатки брахиопод, предположительно тремадокского возраста (определения А. Ф. Лесниковой).

Чаушская свита перекрывается характерной маркирующей пачкой (мощностью до 200 м) черных и темно-серых микрокварцитов и кремнистых сланцев. Эта пачка выделена как катралинская свита.

Лежащая выше булатская свита может быть разделена на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена диабазами, диабазовыми порфирирами и их туфами, туфопесчаниками и туфоконгломератами. Мощность



ее 250—300 м. Верхняя подсвета в низах представлена пестрыми туфами и лавами кислого состава, переслаивающимися с песчаниками. В верхней части количество песчаников увеличивается и исчезают лавы кислого состава. Мощность подсветы 650—800 м.

Возраст булатской свиты определяется как нижнеордовикский на основании литологического сходства верхней подсветы с фаунистически охарактеризованной нижнеордовикской кидрясовской свитой, развитой в более западных районах.

Венчается разрез Эбетинской структуры губерлинской свитой, представленной пестрыми альбитофирами, фельзитами и их туфами и туфопесчаниками. Мощность губерлинской свиты определить трудно, но вряд ли она превышает 500 м. Возраст свиты по стратиграфическому положению определяется как ниже-среднеордовикский.

Северная часть Эбетинской антиклинали облекается полосой метаморфических пород саздинской свиты докембрия, залегающей структурно выше и практически согласно на кембро-ордовикских отложениях.

Саздинская свита сложена мелкозернистыми амфиболовыми сланцами, переходящими в амфиболиты, среди которых отмечаются реликтовые участки метаморфизованных вулканитов основного состава. Метаморфизм рассматриваемой свиты несомненно является региональным, независимым от контактного воздействия гипербазитов. На основании этого саздинскую свиту следует относить к докембрию.

Такое положение докембрийских толщ может быть объяснено только залеганием их в пологом тектоническом покрове, что подтверждается детальными наблюдениями. Этот шарьяж в плане образует пологую дугу, обращенную выпуклостью на север.

Покров сложен породами саздинской свиты, образующей полосу шириной от 0,5—1 до 3 км. Слои смяты в изоклинальные складки, почти согласные по простиранию с дугообразным выходом поверхности разлома и опрокинуты внутрь дуги (с преобладающим падением слоев к ее внешней стороне). Среди сланцев развиты тела габбро-амфиболитов инъекционного происхождения с мелкой плейчатостью и более крупными складками, по-видимому связанными с течением материала при процессах инъекции. По падению слоев сланцы почти согласно перекрываются гипербазитами Хабарнинского массива и, таким образом, слагают его подошву. Кроме того, отдельные пачки сланцев и габбро-амфиболитов с теми же элементами залегания встречаются в приконтактной части массива. Здесь видна их частичная ассимиляция с образованием пироксенитов и других пород реакционного ряда.

Кратко остановимся на некоторых наиболее интересных деталях строения шарьяжной зоны, которая неоднократно наблюдалась в обнажениях. Всю дугу, которую образует шарьяж, можно разделить на три отрезка.

Западный отрезок сравнительно плохо обнажен, и здесь непосредственно в обнажениях разлом не наблюдается. В соприкосновении приходят неслонистые альбитофиры кураганской свиты с саздинскими сланцами, падающими на запад под углами 30—40°.

Северная часть дуги обнажена очень хорошо. В поднятом крыле шарьяжа выходят несколько измененные породы булатской и кураганской свит, обычно с падением в северных румбах. Они покрыты своеобразными породами, которые могут быть названы тектоническим месивом или переметой милонитизированной брекчий. Это кварцево-серицитовые сланцы стебельчатого строения, смятые в причудливые складки, концы которых несогласно упираются друг в друга или в зоны брекчий. Реликты и переходы к подстилающим породам позволяют установить, что месиво образовалось из пород губерлинской и булатской свит. Особенно хорошо сохранились реликты альбитофиров.

Мощность линз этих гектонитов вряд ли более 50—100 м, но благодаря пологому залеганию полоса выходов бывает большой, а на правом берегу р. Урала виден отделенный оврагом останец этих тектонитов.

На тектоническом месиве по резкой границе залегают саздинские сланцы, в которых нет плейчатости, сколько-нибудь сходной с той, что наблюдается в тектоническом месиве. Этот контакт тоже очень пологий, что особенно хорошо видно на левом берегу Урала, где сохранились останцы размытого пологого покрова саздинских сланцев.

На левом берегу Урала разлом идет явно несогласно по отношению к внутренней структуре саздинской свиты. Простирание слоев в этой свите обычно северо-северо-восточное, а шарьяж и слои булатской свиты ориентированы почти широтно. На правом берегу на некотором расстоянии все эти структурные элементы падают почти согласно на север под углами 40—50°, но восточнее тектонический контакт явно срезают крупную антиклиналь в саздинской свите.

В восточной части дуги непосредственно в обнажениях видны изгибы поверхности шарьяжа, идущего здесь практически согласно с саздинскими сланцами, а в самых сланцах — лежащие и даже перевернутые складки. Южнее шарьяж проходит по ложине и потому непосредственно не наблюдается. На самом юге района он снова вскрывается поперечным оврагом и здесь видно его пологое падение на восток.

Непосредственно за пределами рассматриваемого участка вдоль разлома появляются гипербазиты, после чего полоска саздинских сланцев быстро теряется внутри гипербазитов юго-восточной апофизы Хабарнинского массива.

Хабарнинский гипербазитовый массив послесилурийского возраста, несомненно, внедрился после главных движений по надвику и шарьяжу,

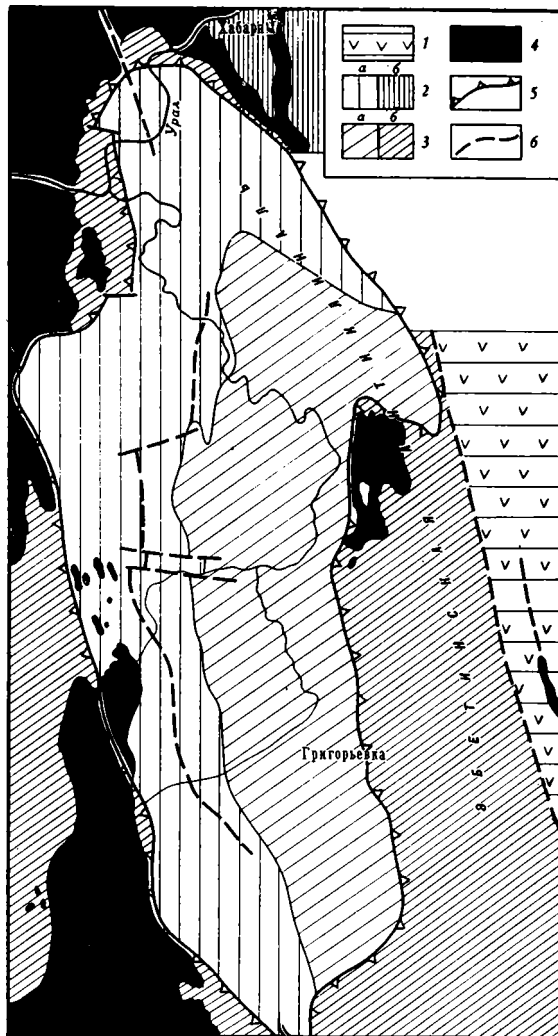


Рис. 2. Тектоническая схема Эбетинского тектонического окна

1 — среднепалеозойские отложения Магнитогорского прогиба; 2 — кембро-ордовикские отложения (а — автохтона, б — аллохтона); 3 — докембрийские отложения (а — автохтона, б — аллохтона); 4 — варисские интрузии ультрабазитов; 5 — шарьяж, ограничивающий Эбетинское тектоническое окно, с указанием падения сместителя; 6 — прочие разрывные нарушения

но при своем проникновении, очевидно, использовал поверхности скольжения этой дислокации, так как строго следует этой структуре.

Массив имеет неправильную квадратную форму с четырьмя крупными апофизами по углам. Две южные апофизы образуют дугу, подчиняющуюся дугообразной форме края тектонического покрова, которая, в свою очередь, связана с формой периклинали Эбетинской структуры.

Эбетинская структура представляет собой тектоническое окно, в котором в виде антиклинали обнажаются автохтонные образования кембрийского возраста (рис. 2).

Западная часть описанной выше дуги шарьяжа прослеживается далеко на юг, переходя в этом направлении в крутой надвиг с западным падением сместителя. Восточная часть дуги южнее, по-видимому, прослеживается далеко на юг.

Расположение и характер разломов позволяют высказать гипотезу о механизме формирования рассматриваемого шарьяжа. Этот шарьяж является своего рода крупным козырьком, возникшим при движении масс на восток по крупному крутому надвигу, в который переходит западная ветвь дуги шарьяжа. Именно с этими надвигом и шарьяжем следует связывать последующее внедрение гипербазитов Хабарнинского и Кемпирсайского массивов.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
5 января 1971 г.

---

УДК 551.242.055(235.2)

Ю. С. ПЕРФИЛЬЕВ, В. М. МОРАЛЕВ

**МАССИВЫ ДРЕВНИХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД  
ИНДО-ПАМИРСКОЙ ОБЛАСТИ**

Рассматриваются тектоническое положение и строение древних кристаллических массивов в пределах области «пенджабского синтаксиса». Выделяются массивы с байкальским и добайкальским складчатым цоколем. Устанавливается приуроченность срединных массивов к глубинной поперечной тектонической зоне, разделяющей альпийскую складчатую область на Памиро-Гималайский и Афгано-Белуджистанский секторы.

Исследования последних лет, выполненные в районах Памира, Гиндукуша, в западной части Каракорума и Гималаев, указывают на широкое развитие здесь кристаллических пород, образующих крупные массивы. Последние большинством советских геологов (Муратов, 1969; Архипов и др., 1970; Хаин, 1969; Бархатов, 1963; Славин, 1968, и др.) относятся к срединным. Другие исследователи эти же массивы рассматривают в качестве «сложных антиклинорий» (Яншин, 1965) или тектонических отторженцев фундамента древней платформы (Пейве, 1969). В связи с недостаточной изученностью эти массивы не были выделены на тектонической карте Евразии (1965) в качестве самостоятельных структурных единиц. В настоящей работе освещаются вопросы геологического строения массивов древних кристаллических пород на основе обобщения материалов новейших геологических исследований, главным образом по зарубежной части Индо-Памирской области.

Древние кристаллические массивы представляют весьма примечательный структурный элемент сложной тектонической области, часто именуемой «пенджабским синтаксисом» или «памирским скупиванием». В целом массивы образуют поперечную «перемычку» внутри Альпийской складчатой области, благодаря которой она разделяется на два сектора — Памиро-Гималайский и Афгано-Белуджистанский. Здесь обособляется несколько крупных массивов кристаллических пород: Бадахшанский, Восточно-Афганский и Хазарский (рис. 1). Ниже приводится характеристика основных особенностей строения каждого массива в отдельности, а затем рассматриваются некоторые общие вопросы их строения.

Бадахшанский массив занимает наиболее северное положение относительно других массивов. Он охватывает территорию Юго-Западного Памира и часть Афганского Бадахшана. Достаточно полное описание геологического строения восточной части массива было дано Б. П. Бархатовым (1963). Афганская часть массива изучена значительно хуже, но основные черты ее строения выявляются достаточно отчетливо, благодаря недавним исследованиям советских геологов.

В современной структуре Бадахшанский массив представляет собой вытянутый в северо-восточном направлении блок кристаллических пород, границы которого намечаются в значительной мере условно. Наиболее изученная северная граница массива на всем своем протяжении совпадает с зоной Гунтско-Аличурского глубинного разлома, к которой приурочена интенсивная мигматизация, тела гранито-гнейсов и грани-

тов, в связи с чем контакт между кристаллическими породами и прилегающими к ним с севера метаморфизованными палеозой-мезозойскими толщами выглядит «постепенным». В области сопряжения наблюдаются

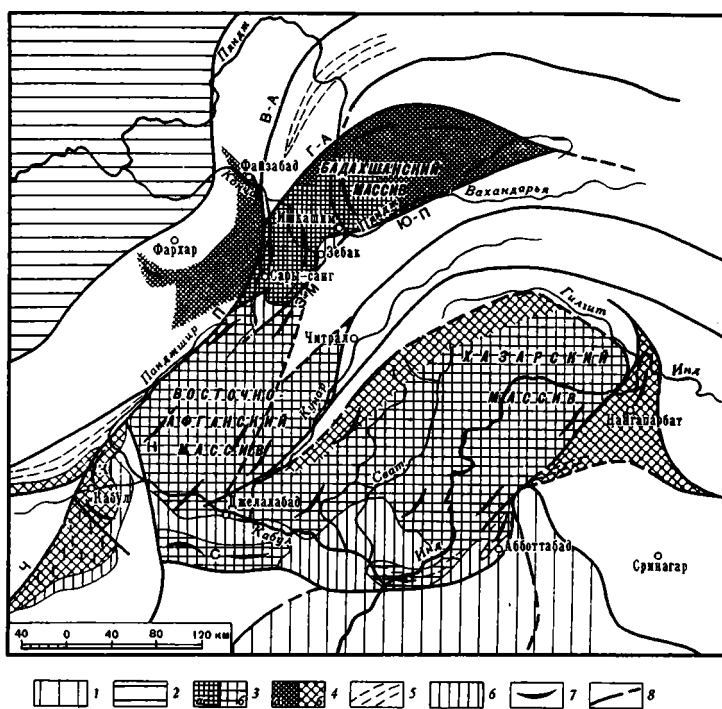


Схема расположения массивов древних кристаллических пород Индо-Памирской области

1 — северная окраина Индийской эппротерозойской платформы; 2 — восточная окраина эппалеозойской платформы; 3 — массивы кристаллических пород: а — раннедокембрийский комплекс, б — позднедокембрийский комплекс (оба включают интрузии мезозойско-кайнозойского возраста). Н — Нуристанский, К — Кабульский, С — Сафедкохский массивы; 4 — те же комплексы в регенерированных частях массивов; 5 — слабометаморфизованные отложения верхов позднего докембрия; 6 — осадочный чехол массивов; 7 — простирания основных структур; 8 — главные разломы: Ч — Чаманский, З — М — Зебак-Мунжонский, Ю — П — Южно-Памирский; В — А — Ванч-Акбайтальский; Г — А — Гунт-Аличурский. Незаштрихованные поля отвечают складчатым комплексам фанерозоя

многочисленные зоны милонитов и blastsмилонитов, разрывные нарушения и интрузии основных и ультраосновных пород. Это подтверждает тектоническую природу северной границы кристаллического массива Юго-Западного Памира (Давыдченко, 1964).

В пределах Афганского Бадахшана северная граница массива также имеет тектонический характер и сопровождается линейно вытянутыми телами слабонейсовидных гранитов Памиро-Шугнского комплекса. В большинстве случаев эти тела располагаются в зоне сочленения кристаллических пород и измененных песчано-сланцевых отложений триас-юрского возраста. Только к северу от озера Шива наблюдался непосредственный контакт, представляющий собой надвиг с падением плоскости к юго-востоку под углом  $45-50^\circ$ , а в более юго-западных районах — до  $80^\circ$ . По этому надвику кристаллические породы оказались надвинутыми (амплитуда перемещения составляет 3 км) на триас-юрские отложения и гранитоиды. Линия надвига сопровождается зоной дробления и интенсивно перетертых пород шириной 10—15 м. К юго-западу от оз. Шива продолжение Гунт-Аличурского разлома прослеживается в район кишлака Джурм, где он сопрягается с Ванч-Акбайтальским разломом.

Южная граница Бадахшанского массива на всем протяжении проходит по территории Афганистана, которая систематически не исследовалась. Она совпадает с тектоническим швом (Южно-Памирский разлом), отделяющим кристаллические толщи Юго-Западного Памира от песчано-сланцевых отложений мезозоя Восточного Гиндукуша. Линия этого шва прослеживается вдоль Пянджа ниже устья р. Вахан-Дарьи до района Ишкашима (Архипов и др., 1970). Далее к юго-западу граница массива проходит по Зебак-Мунжонскому разлому (Desio, 1965).

В строении Бадахшанского массива участвуют глубокометаморфизованные породы, образующие две стратиграфические серии, прослеживаемые как на территории СССР, так и в Афганистане. Нижняя из этих серий, известная в Юго-Западном Памире, под названием горанской, состоит из мраморов, метаморфизованных доломитов, амфиболовых и биотитовых гнейсов, амфиболитов, общая мощность которых более 2000 м. В афганской части Бадахшанского массива аналоги этой серии изучены в верховьях р. Кокча в районе известного месторождения лазурита. Метаморфические породы этого района объединяются в сарысангскую серию. По данным И. А. Ефимова и А. А. Судеркина (1967), она образована в нижней части мраморами и доломитовыми мраморами с телами пироксенитов и горнблендитов, в средней части — гнейсами и кристаллическими сланцами, а в верхах ее располагаются чередующиеся прослои мраморов, кристаллических сланцев, амфиболитов и гнейсов. Общая мощность этой серии более 6000 м.

Породы сарысангской серии равномерно регионально метаморфизованы. Наблюдаемые здесь минеральные ассоциации в кристаллических сланцах (кварц-олигоклаз-дистен-биотит-альмандин; кварц-биотит-силлиманит-дистен; альмандин-роговая обманка-олигоклаз-кварц) свидетельствуют о достаточно сильном их метаморфизме, протекавшем в условиях высоких субфаций амфиболитовой фации. Такие же условия регионального метаморфизма характерны и для пород горанской серии Юго-Западного Памира (Зотов, 1967). Близкий состав пород горанской и сарысангской серий и одинаковые условия метаморфизма определили сходный характер их минерализации (лазурит, флогопит, тальк). Аналоги горанской и сарысангской серий устанавливаются также севернее Зебака (Desio et al., 1964).

Вышележащая серия пород в Юго-Западном Памире (шахдарьинская, по Г. А. Муриной и др., 1965) представлена биотитовыми, гранат-биотитовыми и биотит-амфиболитовыми гнейсами с прослоями кристаллических сланцев, амфиболитов и мраморов. Они без видимого несогласия сменяют породы горанской серии. Шахдарьинская серия разделяется на ряд свит, которые прослеживаются как в советской, так и в афганской частях Бадахшана. В среднем течении р. Кокчи эти образования выделяются в фэйзабадскую серию, изучавшуюся впервые итальянскими геологами (Desio et al., 1964), а в последние годы советскими геологами Г. Г. Семеновым, С. Л. Шварковым и др. В низах этой серии преобладают амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты, а в верхах — биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы иногда с графитом и силлиманитом, переслаивающиеся с мраморами и кальцифирами. Общая мощность фэйзабадской серии не менее 5000 м.

Сходные по составу образования устанавливаются и в северо-западных отрогах Гиндукуша (фулульская свита, по В. П. Колчанову, 1969), однако здесь они образуют небольшие по размерам тектонические блоки, структурно не связанные с Бадахшанским массивом.

В последние годы серии кристаллических пород на Юго-Западном Памире подверглись достаточно детальному изучению как с точки зрения их метаморфизма, так и возраста. Эти толщи претерпели неоднократные преобразования, связанные с докембрийскими и более молодыми периодами плутонической активизации. Наиболее ранние метаморфические процессы, протекавшие в условиях амфиболитовой фации,

происходили в конце нижнего докембрия, о чем отчетливо свидетельствуют определения рубидий-стронциевым методом возраста флогопита в 1440—1600 млн. лет (Мурина и др., 1965; Зотов, 1967). Для мраморов горанской и шахдарьинской серий соответственно были получены свинцовым изохронным методом значения возраста в  $2600 \pm 100$  и  $2400 \pm 100$  млн. лет (Рудник и др., 1970). Таким образом, в свете современных данных можно предполагать, что формирование исходных пород кристаллических серий Бадахшанского массива происходило в архее или раннем протерозое.

Тектоническое строение Бадахшанского массива неоднородно, благодаря наличию различных по характеру и направлению структур. В его пределах могут быть выделены две структурные зоны, отчетливо проявившиеся в Юго-Западном Памире (Давыдченко, 1964). Первая из них, включающая афганскую часть массива и часть Юго-Западного Памира, характеризуется меридиональным и субмеридиональным простираанием структур. Складки сравнительно простые, пологие, достигающие в ширину десятков километров. В пределах афганской части массива таких складок несколько, ядро одной из антиклиналей вскрывается в долине р. Кокчи в районе лазуритового рудника Сары-Санг, а второй — западнее Зебака (Bordet et Boutiere, 1968). Они разделяются крупной синклинальной структурой, сложенной породами шахдарьинской серии. Простые формы складок местами усложняются изоклинальной складчатостью, складками течения, мелкой плейчатостью и разрывными нарушениями.

Вторая зона, включающая северо-восточную часть массива, характеризуется широтным простираанием структур, время образования которых более позднее, чем меридиональных. К этой зоне приурочены многочисленные согласные интрузии гранитов юрско-мелового возраста, затухающие складчатые формы, а также северную границу массива. На продолжении этих структур в Афганистане широтные простираания изменяются на северо-восточные, совпадая в этом районе с направлением Гунт-Аличурского разлома. Однако южнее вновь появляются меридиональные структуры, которые прослеживаются до южной границы массива, где они либо срезаются Зебак-Мунжонским разломом, либо скрываются под комплексом мезозойских отложений. Можно предположить, что структуры в северной краевой и северо-восточной частях массива сильно переработаны молодой складчатостью и их план не соответствует первоначальному.

В юго-западной части Бадахшанского массива, характеризующейся меридиональным или субмеридиональным простираанием структур, сохранились неметаморфизованные терригенные отложения, принадлежащие к осадочному чехлу массива. Этот комплекс (изказырский, по И. А. Ефимову и А. А. Судеркину, 1967) распространен в истоках р. Кокчи, где он с резким угловым несогласием перекрывает сарысангскую серию. Возраст этих отложений неясен. К. Брюкль (Vgüskl, 1935), а также И. А. Ефимов и А. А. Судеркин относят их к мезозою, а по данным П. Борде и А. Бутьера (Bordet et Boutiere, 1969), они включают и нижний палеозой.

Восточно-Афганский массив состоит из нескольких самостоятельных, но близких по строению блоков. Наиболее крупный из них (Нуристанский) полностью занимает междуречье Панджшира и Кунара. Другие блоки (Кабульский и Сафедкохский) располагаются юго-западнее и южнее.

Восточно-Афганский массив на севере примыкает к Бадахшанскому. Его северо-западная граница проходит по Панджширскому глубинному разлому, который является частью Гиндукуш-Памирской тектонической линии, ограничивающей с юга область герцинской складчатости. Юго-западная граница массива совпадает с Пагманским разломом, являю-

щимся северным продолжением тектонического шва Чаман. С востока массив ограничен системой разломов; главный из них проходит по долинам рек Кунар и Читрал.

В строении Восточно-Афганского массива участвует один структурный комплекс, состоящий из метаморфических серий верхнего протерозоя. Нижняя часть этого комплекса обычно сильно метаморфизована, и в нем встречаются мигматиты и мелкие тела гранито-гнейсов. Значительную роль в строении комплекса играют разнообразные по окраске и текстуре мраморы и кварциты, с которыми ассоциируют кристаллические сланцы и амфиболиты. В стратиграфическом отношении эти образования изучены только в районе Кабула и по правобережью р. Кунар в Нуристане.

Кристаллический комплекс в районе Кабула, по данным Г. Меннесье (1963), сложен двумя сериями. Нижняя из них (деэсабзская) состоит в низах из биотит-амфиболовых гнейсов, сменяющихся сверху кварцитами с прослоями мраморов и биотитовых гнейсов. Кварциты местами содержат кварцевую гальку и имеют следы косо́й слоистости. Выше располагаются двуслюдяные, гранатовые, ставролитовые кристаллические сланцы и гнейсы с линзами и прослоями амфиболитов. Верхняя серия (кабульская) состоит из белых массивных, иногда тонкоплитчатых мраморов и редких прослоев биотит-гранатовых сланцев. Метаморфизм пород этих серий соответствует амфиболитовой фации. Среди мраморов деэсабзской серии Г. Меннесье обнаружены «несомненно организмы, близкие к *Soprophyton*» (Mennessier, 1961). Несмотря на присутствие в этой серии строматолитов, характерных для докембрия, некоторые исследователи относят ее предположительно к палеозою, отрицая данные Г. Меннесье об опрокинутом характере структуры в районе Кабула (Andritzky, 1967). На принадлежность основной массы кристаллических пород Кабульского блока к докембрию указывают определения абсолютного возраста гнейсов —  $649 \pm 20$  млн. лет (К/Аг-метод, по биотиту), приведенные в работе Г. Андрички. По данным последнего, на юге и севере Кабульский «клин» образован породами низкой степени метаморфизма — филлитами, темными глинистыми сланцами, кварцитами и мраморами, которые предположительно относятся к палеозою. Сходный комплекс пород уже давно был обнаружен А. Лаппараном западнее Кабула (Lapparent, 1962). Здесь в горах Пагман гнейсы кабульской серии несогласно перекрываются кварцитами, которые выше сменяются филлитами и глинистыми сланцами с прослоями кварцитовидных песчаников (кантандарская серия). Местами метаморфизм этих пород более значителен и достигает начальных стадий амфиболитовой фации. Возраст этой серии определен недостаточно точно, но несомненно, что она не моложе ордовика и может включать верхи позднего докембрия.

Комплекс пород, аналогичный кабульской серии, гораздо шире распространен в пределах Нуристанского блока. В бассейне р. Кунар, по данным С. Л. Шваркова и др., он имеет трехчленное строение. Нижняя его часть (седурская свита) в основном состоит из биотитовых, реже гранатовых и силлиманитовых гнейсов и кристаллических сланцев, среди которых присутствуют прослои кварцитов, мраморов и амфиболитов. Видимая мощность свиты оценивается в несколько тысяч метров. Средняя часть (чападаринская свита) представлена слоистыми светло-серыми мраморами с прослоями кристаллических сланцев общей мощностью около 2000 м. В верхней части комплекса (ричаламская свита) преобладают кварциты, но присутствуют также мраморы и сланцы. Эта часть комплекса несколько отличается от нижележащей более низкой степенью метаморфизма. Среди кварцитов здесь встречаются разности со значительным количеством хлорита, актинолита и серицита. Они формировались, вероятно, в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Определение абсолютного возраста этих пород не произво-



дилось, но наличие в районе Джелалабада перекрывающих неметаморфизованных отложений палеозоя указывает на их докембрийский возраст. Кристаллические породы бассейна р. Кунар практически не отличаются от серий, описанных в районе Кабула. Среди метаморфических пород Нуристана располагаются интрузивные массивы, связанные с мезозойским этапом плутонической активизации. Для них характерна редкометальная минерализация, которая сближает эти интрузии с гранитоидами Памиро-Шугнанского комплекса.

Кристаллические породы Сафедкохского блока фактически не изучены, и можно лишь отметить, что среди них имеются магнезиальные карбонатные породы, с которыми связаны месторождения талька.

Общие черты структуры Восточно-Афганского массива представляются в следующем виде. Большая северная часть массива в Нуристане характеризуется северо-восточным простираем складок. Такое же направление имели и более молодые структуры, о чем свидетельствует почти согласное расположение массивов гранитов и жил пегматитов мезозойского возраста. Структура Кабульского блока гораздо сложнее. Докембрийская складчатость здесь была сильно переработана варисийскими и альпийскими движениями (Andritzky, 1967). На севере Кабульского блока простираются кристаллических пород имеют меридиональное и северо-восточное направления, которые характеризуют наиболее древний докембрийский структурный план. В южной части массива простираются пород более изменчиво, но преобладает широтное направление, связанное, по мнению Г. Андрицки, с варисийской складчатостью. Оно же характерно и для кристаллических пород хребта Сафедкоха, что отмечал еще С. Грисбах (Griesbach, 1892). Это структурное направление прослеживается на восток до Гималаев, а на запад — до Паропамиза. По-видимому, оно является древним, и к нему позднее приспособлялись дислокации альпийского этапа развития. Однако некоторые структуры, например складчатая система Юго-Восточного Афганистана, почти под прямым углом пересекают субширотные структуры массива. Наиболее сильно переработке древние структуры подверглись в краевых частях массива, непосредственно прилегающих к зонам пограничных разломов. В ряде случаев здесь проявился сильный диафторез, а простираемые дислокаций и сланцеватости совпадает по направлению с основными разломами.

В пределах южной части Восточно-Афганского массива в ряде районов сохранились отложения осадочного чехла, представленные карбонатной формацией. Возрастной объем ее неодинаков в разных районах. В юго-восточной части массива эта формация охватывает верхний, средний, а возможно, и нижний палеозой (Kaever, 1965), а в районе Кабула она начинается отложениями перми (Меннесье, 1963). За пределами Восточно-Афганского массива палеозойские отложения имеют иной состав. В зоне Хазараджата они представлены песчано-глинистыми и терригенно-карбонатными породами, мощность которых уменьшается в сторону массива (Fesefeldt, 1964).

Хазарский массив занимает территорию областей Сват и Хазара в северной части Западного Пакистана. Эти районы труднодоступны и поэтому исследованы не полностью.

С северо-востока, севера и северо-запада Хазарский массив окаймляется позднеальпийским прогибом эвгеосинклинального типа, являющимся продолжением известной «флишевой зоны Инда». Последняя при приближении к Хазарскому массиву резко изменяет типичное для Гималаев северо-западное простираем на северо-восточное. Эта зона прослеживается до среднего течения р. Кунар, где, по-видимому, выклинивается. На юге Хазарский массив, и сопряженная с ним часть Восточно-Афганского массива, причленяется к краевой части Индийской платформы. Юго-восточная граница Хазарского массива, по-видимому, совпадает с крупной тектонической зоной северо-восточного простира-

ния (зона Нанга-Парбат-Харамаш по А. Дезио). К ней приурочены многочисленные конкордантные массивы гранитов, гранито-гнейсов и мигматитов, связанные с палеогеновой плутонической активизацией. В этом отношении характер юго-восточной границы Хазарского массива во многом подобен северо-западной границе Бадахшанского массива. В том и другом случае они совпадают с тектоническими зонами повышенной проницаемости. В отмеченных пределах Хазарский массив включает не только массив Хиндураджа, но также и Хазарский синклиниорий, выделенные И. А. Воскресенским и др. (1968).

Древние метаморфические породы Хазарского массива изучены пока только в его юго-восточной части. Здесь отчетливо выделяются две серии (Таууаб Али et al., 1964). Одна из них состоит из кристаллических сланцев (биотит-гранатовые, ставролит-кианитовые, силлиманитовые), кварцитов, мраморов и амфиболитов. Они пользуются широким распространением и совместно с массивами гнейсовидных гранитов и гранито-гнейсов занимают почти всю площадь массива. Другая серия пород состоит из рассланцованных аргиллитов, алевролитов и песчаников. Они занимают небольшую площадь, слагая полосу вдоль южного края массива. В районе Абботабада они известны как «сланцы Хазара», а в более западных районах — как «сланцы Аттока». От более метаморфизованных пород эти сланцы отделены разломом северо-восточного простирания. В прослоях известняков среди сланцев серии Хазара присутствуют строматолиты типа *Collenia* (Krishnan, 1969) и проблематичные организмы типа *Protobolella* Chapman (Latif, 1970), вероятно, принадлежащие верхам позднего докембрия.

Кристаллические породы и сланцы Хазара образуют параллельные структуры северо-восточного простирания. Такое же направление структур, по-видимому, характерно и для всего массива. Согласно с ними располагаются многочисленные тела гранито-гнейсов и гранитов, образующие иногда значительные по размерам плутоны. К ним тяготеют наиболее крупные поля мигматитов и гнейсов. В северной краевой части массива в районе Гилгита отмечаются субширотные и северо-восточные простирания, которые, возможно, связаны с переработкой альпийской складчатостью.

Структурный комплекс чехла массива сохранился только в его южной части в виде небольших останцов. Этот комплекс представлен терригенными и карбонатными породами, образующими несколько последовательных толщ незначительной мощности. Наиболее древняя из них — формация Абботабад с резким угловым несогласием перекрывает кристаллические сланцы и начинается базальными конгломератами. Возраст ее не установлен. На геологической карте Пакистана она отнесена к силур-девону (Geol. Map of Pakistan, 1964). Такой же возраст имеет толща органогенных рифовых известняков, обнаруженная в районе Пешаварской впадины (Teichert, Stauffer, 1965). Характер ее сочленения с метаморфическими породами пока не выяснен. Некоторые геологи предполагают, что часть метаморфических пород этого района произошла за счет изменения толщ палеозойского возраста (Stauffer, 1964), однако подтверждений этого пока нет.

Краевые части Хазарского массива, к которым примыкают мелпалеогеновые геосинклинальные прогибы Инда и Гилгита, сильно переработаны альпийскими тектоно-магматическими процессами. Возможно, что до заложения этих прогибов Хазарский массив имел большие размеры, в особенности на северо-востоке, где к нему мог относиться массив Нанга-Парбат. Последний образован докембрийскими кристаллическими породами серии Салкхала, среди которых располагаются многочисленные массивы гранито-гнейсов и гранитов, возраст которых считается палеогеновым. Этим же возрастом датируется и широко проявленный здесь прогрессивный метаморфизм пород серии Салкхала (Гансер, 1967).

Как видно из приведенного обзора, массивы Индо-Памирской области образованы метаморфическими породами различного состава и возраста. По данным определений и с учетом структурных и вещественных признаков, они отчетливо распадаются на три комплекса.

Нижний комплекс, включающий горанскую и сарысангскую, шахдарьинскую и файзабадскую серии афганского и советского Бадахшана, по-видимому, принадлежит нижнему протерозою, а возможно, и верхам архея. Породы этих серий характеризуются высокотемпературным метаморфизмом и значительной гранитизацией. Геолого-петрологические особенности нижнего комплекса сближают его с древнейшими комплексами Аравалийских гор и Бандельканда. Бадахшанский массив, по-видимому, представляет собой останец кристаллического фундамента с отчетливым субмеридиональным планом складчатых структур. Такая же субмеридиональная ориентация складчатых структур характерна для раннедокембрийских комплексов кристаллического фундамента Индийской платформы.

Второй докембрийский комплекс Индо-Памирской области, слагающий Восточно-Афганский и Хазарский массивы (кабульская и дезабзская серии, седурская, чападаринская и ричаламская свиты и, по-видимому, серия Салкхал), принадлежит верхней половине докембрия, вероятно верхнему протерозою. Породы этого комплекса метаморфизованы в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Гранитизация пород здесь проявлена лишь локально. Характерными первичными отложениями комплекса являются строматолитовые известняки и кварцевые песчаники, часто с рассеянным галечно-гравийным материалом и кривой слоистостью. Близкие этому комплексу отложения известны в докембрии Низких Гималаев, где в известняках присутствуют строматолиты и онколиты, аналогичные второму комплексу рифея (Valdiya, 1969; Наливкин, 1966). Сходство докембрийских отложений этих районов указывает на единство позднепротерозойского субширотного геосинклинального пояса, позднее частично вошедшего в Альпийско-Гималайскую складчатую область. В этот же пояс, по-видимому, входила и Делийская складчатая система, обрамляющая с севера древнюю платформу Индостана.

Третий докембрийский комплекс, участвующий в строении массивов Индо-Памирской области, выявляется менее четко. К нему могут быть отнесены серия Хазара, сланцы Аттока и, по-видимому, серия Катандар. Для этого комплекса характерны песчано-глинистые отложения, региональный метаморфизм которых не поднимается выше фации зеленых сланцев или почти совсем не проявлен. Стратиграфическое положение комплекса отвечает самым верхам верхнего протерозоя; местами он, возможно, включает венд и низы палеозоя. В структурном отношении этот комплекс, по-видимому, не является самостоятельным, так как иногда он оказывается связанным с более древним верхнепротерозойским комплексом, а иногда трудноотделим от палеозоя.

В заключение следует подчеркнуть, что массивы древних кристаллических пород располагаются в широкой меридиональной тектонической зоне, ориентированной поперек простираения Альпийско-Гималайской складчатой области и совпадающей с основным направлением раннедокембрийских структур. Это позволяет думать, что меридиональная глубинная Индо-Памирская зона, значение которой в тектонике Азии было показано Б. А. Петрушевским (1961, 1969) и Д. П. Резвым (1964), наследует элементы раннедокембрийского, вероятно архейского, структурного плана. Анализ тектоники массивов древних кристаллических пород показывает гетерогенность их строения и невозможность отнесения их к категории останцев («осколков») некогда единого фундамента. Общая направленность эволюции Индо-Памирской области отображает не только процесс постепенной, все более глубокой переработки древнейших структур, начавшийся в позднем докембрии и продолжавшийся вплоть до новейшей эпохи, но и влияние древнего структурного плана на весь ход тектонического развития области вплоть до альпийского этапа.

## Литература

- Архипов И. В., Муратов М. В. Области альпийской складчатости. В кн. «Тектоника Евразии». Изд-во «Наука», 1966.
- Архипов И. В., Леонов Ю. Г., Никонов А. А. Основные черты геологии Афганского Бадахшана. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 45, № 1, 1970.
- Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Изд-во Ленингр. ун-та, 1963.
- Воскресенский И. А., Кравченко К. Н., Соколов Б. А. Тектоника Западного Пакистана. Геотектоника, № 2, 1968.
- Гансер А. Геология Гималаев. Изд-во «Мир», 1967.
- Давыдченко А. Г. К тектонике Юго-Западного Памира. Материалы по геологии Памира. Душанбе, вып. II, 1964.
- Ефимов И. А., Судеркин А. А. Месторождение япис-лазури Сары-Санг в Северном Афганистане. Вестн. АН КазССР, № 8, 1967.
- Зотов И. А. Режим температуры и давления при метаморфизме пород кристаллического комплекса Юго-Западного Памира. Докл. АН СССР, т. 177, № 5, 1967.
- Колчанов В. П. Основные черты тектоники и истории развития северных предгорий Западного Гиндукуша. Автореф. канд. дис. М., 1969.
- Меннесье Г. Геологические наблюдения в горах Кабула. Сов. геология, № 7, 1963.
- Мурина Г. А., Хорева Б. Я., Шиголов Н. Д. Становление и активизация метаморфических серий Юго-Западного Памира по геолого-петрологическим и радиологическим данным. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1965.
- Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Зап. Азии и главнейшие этапы развития этого пояса. Геотектоника, № 2, 1969.
- Наливкин В. Д. Геологическое строение южных Гималаев в районе Симлы. В кн. «Проблемы геологии на XXII сессии Междунар. геол. конгресса», «Наука», 1966.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, № 4, 1969.
- Петрушевский Б. А. Некоторые особенности тектоники Памира. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 34, № 4, 1961.
- Петрушевский Б. А. Индо-Памирская глубинная зона и Западно-Деканское землетрясение. Геотектоника, № 2, 1969.
- Резвой Д. П. О великом георазделе Азиатского материка. В сб. «Гималайский и альпийский орогенез», Междунар. геол. конгр., XXII сессия. Изд-во «Недра», 1964.
- Рудник Б. А., Соболевич Э. В., Искандерова А. Д. Свинцово-изотопные отношения как основа периодизации докембрия. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1970.
- Славин В. И. Геологическое строение Афганистана. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 43, № 4, 1968.
- Тектоническая карта Евразии (под редакцией А. Л. Яншина). ГУГК, 1965.
- Хаин В. Е. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., № 1—2, 1969.
- Яншин А. Л. Проблема срединных массивов. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 40, № 5, 1965.
- Andritzky G. Bau- und Entstehungsgeschichte der Altkristallin — Keiles von Kabul (Afghanistan) und seiner Randzonen. Geol. Jahrb., Bd. 84, 1967.
- Bordet P. et Boutière A. Reconnaissance geologique dans l'Hindou Kouch oriental (Badakchan, Afghanistan). Bull. Soc. Geol. France, ser. 7, t. X, No. 4, 1968.
- Brückl K. Über die Geologie von Badakshan und Kataghan (Afghanistan). Neues Jahrb., France Mineral., Abt. B., Bd. 74, 1935.
- Desio A., Martina E. and Pasquare G. On the geology of Central Badakshan (north-east Afghanistan). Quart. J. Geol. Soc., v. 120, No. 478, pt. 2, London, 1964.
- Desio A. Sulla struttura tectonica dell'Asia Centrale. Lincei Rend. Soc. Fis., mat. nat., v. 38, No. 6, 1965.
- Fesefeldt K. Das Paläozoikum im Gebist der oberen Logar und im Ostlichen Hazarajat südwestlich Kabul, Afghanistan. Beith. Geol. Jahrb., 70, Hannover, 1964.
- Geological Map of Pakistan, 1964.
- Griesbach C. L. The Geology of the Safed Koh. Rep. Geol. Surv. of India, pt. 2, 1892.
- Kaever M. Mikropaleontologische Untersuchungen zur Stratigraphie Afghanistans. Erdöl und Kohle Erdgas Petrochemie, N 9, 1965.
- Krishnan M. S. Geology of India and Burma. Madras, 1969.
- Lapparent A. F. Sur une nouvelle serie ante-palcozoique en Afghanistan. Compt. rend. Soc. geol. France, 1, 1962.
- Latif M. A. Explanatory notes on the Geology of South Eastern Hazara to accompany the revised Geological Map. Jahrb. Geol. Bundesanst., Wien, S. 15, 1970.
- Mennessier G. Sur la geologie de la region de Kaboul et ses rapports avec zones limitrophes. Rev. Geogr. Phys. Geol. Dynam. (2), v. IV Fasc. 3, 1961.
- Stauffer K. W. Stratigraphy of northern Pakistan and north-western Kashmir. Report of the Twenty-second session, I. G. C. India, 1964.
- Tayyab Ali S., Salkins J. and Offield T. Mineral deposits of the southern part of the Hazara district, West Pakistan. Rec. Geol. Surv. Pakistan, v. 13, pt. 1, 1964.
- Teichert C., Stauffer K. W. Paleozoic reef in Pakistan. Science, v. 150, 1965.
- Valdiya K. S. Stromatolites of the Lesser Himalayan carbonate formations and the Vindhians. J. Geol. Soc. India, v. 10, No. 1, 1969.

УДК [551.24.31 : 551.72] (571.51)

Е. С. ПОСТЕЛЬНИКОВ

**ВЕРХНЕРИФЕЙСКИЕ ОРОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ НА  
СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА**

Отложения чингасанской серии (800—600 млн. лет) в северной части Енисейского кряжа представлены нижней и верхней красноцветными молассами, флишондами, валунно-галечными конгломератами, доломитами в парагенезе с обломочными пестроцветами, которые накопились в межгорном прогибе сложного строения. В современном эрозионном срезе они заполняют Тейскую, Большелебяжинскую и другие впадины. Эти отложения и впадины отнесены к орогенным образованиям эпохи байкальской складчатости. Позднерифейское орогенное осадконакопление началось в зонах тектонических швов и направленно, но неравномерно расширилось во времени в северо-восточном направлении.

В позднем рифее — раннем кембрии на обширной территории по периферии древней Сибирской платформы произошло завершение геосинклинального развития и оформление многих черт современного тектонического плана. Этот переломный этап рассмотрен для одного из участков складчатого обрамления платформы.

На северо-востоке Енисейского кряжа верхнерифейские — нижнекембрийские породы распространены между р. Тея и низовьями р. Подкаменная Тунгуска; они занимают территорию площадью 9000 км<sup>2</sup>. Состав, стратиграфическое расчленение этих толщ, соображения об их историко-тектонической позиции рассмотрели Г. И. Кириченко (1967 и др.), М. А. Семихатов (1962 и др.), В. Н. Григорьев (1963), А. Г. Гурев, Е. К. Ковригина, Н. С. Подгорная (1966), А. И. Ицков и Д. В. Синельников (Хаин и др., 1967), О. А. Вотях (1968) и др. Морфологию дислокаций, сложенных верхнерифейскими — нижнекембрийскими отложениями, описал Е. С. Постельников (1965). Много ценных материалов дали съемочные работы Красноярского геологического управления. Однако сколько-нибудь подробные сведения о позднедокембрийском — раннепалеозойском тектоническом развитии и обусловленных им особенностях осадконакопления для территории северо-востока Енисейского кряжа отсутствуют. Предлагаемая статья до некоторой степени восполняет этот пробел. Кроме перечисленных материалов, автор использовал в ней данные собственных наблюдений по рекам Тее, Уволге, Чапе, Вороговке, Большой Черной в 1963, 1964 и 1967 гг.

На рассматриваемой территории верхнерифейские — нижнекембрийские породы с размывом залегают на существенно сланцевых образованиях сухопитской серии (нижнего?) — среднего рифея. Они подразделяются на чингасанскую серию (лопатинская, карьерная, чивидинская, огневская и немчанская свиты) и залегающую выше лебяжинскую свиту. Радиологические и палеонтологические определения возраста чингасанской серии свидетельствуют о принадлежности ее к позднему докембрию (800—600 млн. лет), а лебяжинской свиты — к нижнему кембрию. Граница между кембрием и докембрием условно проводится мной в основании лебяжинской свиты.

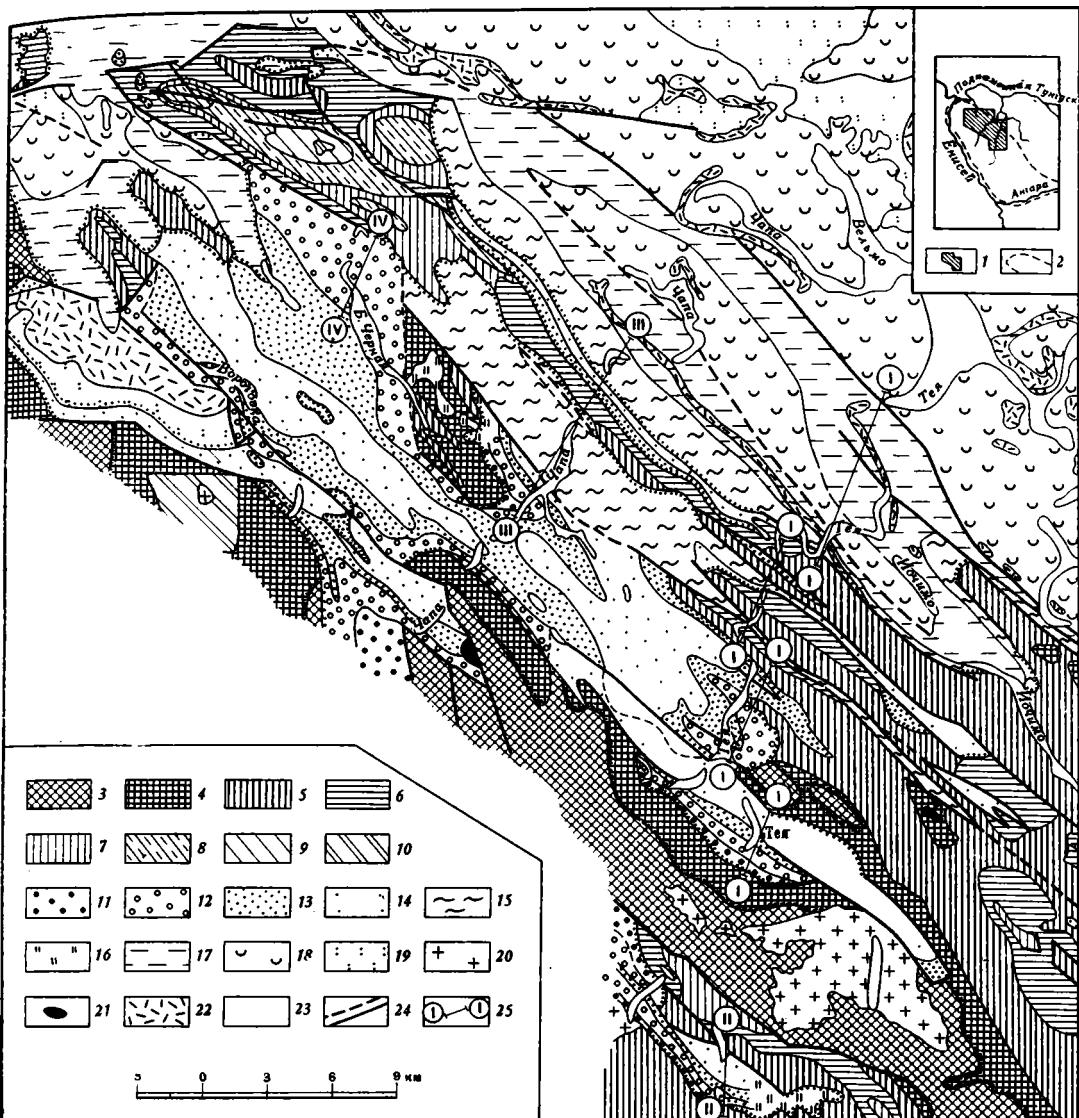


Рис. 1. Схематическая геологическая карта северо-востока Енисейского края. Составил Е. С. Постельников. Используются материалы Л. И. Антоновской, Е. И. Врублевича, А. И. Вызу, М. Н. Вызу, А. Г. Гурьева, В. М. Даценко, Н. И. Карпинской, Р. Б. Карпинского, Г. И. Качевской, Л. К. Качевского, Г. И. Кириченко, И. К. Кокодзеева, В. Н. Кристина, М. В. Крысина, А. Я. Курилина, Л. Е. Лещинской, В. А. Невוליной, Ю. В. Ольшанского, В. Г. Петрова, С. Г. Петрова, А. В. Печерского, Н. С. Подгорной, Е. В. Покровского, Е. С. Постельникова, Е. Д. Селезнева, М. А. Семихатова, Б. М. Струнина, А. Б. Хисамутдинова, С. Д. Хорунова и др.

1 — положение карты (на врезке); 2 — границы Енисейского края по выходам докембрия — нижнего кембрия (на врезке); 3 — тейская серия (Pt), пенчегинская свита; 4—7 — сухопитская серия ( $R_{1=2}$ ), свиты: 4 — кординская и горбилковская, 5 — удерейская, 6 — погорюйская, 7 — карточки и аладьинская; 8—10 — тунгуская серия ( $R_{2=3}$ ), свиты: 8 — потосуйская, 9 — шуитарская, 10 — киргитейская; 11—16 — чингасанская серия ( $R_{3=4}$ ), свиты: 11 — лопатинская, 12 — карьерная, 13 — чивдинская, 14 — огневская и подъемская, 15 — немчанская, 16 — чингасанская серия нерасчлененная; 17 — 18 — кембрий ( $St_{1=3}$ ), свиты: 17 — лебяжинская, 18 — эвенкийская; 19 — нижний и средний палеозой; 20 — граниты; 21 — основные и ультраосновные породы; 22 — траппы (P—T); 23 — аллювий (Q); 24 — разломы; 25 — линии геологических разрезов (см. рис. 2)

Область распространения верхнерифейских — нижнекембрийских отложений приурочена к северо-восточному крылу Центрального мегантиклинория<sup>1</sup> (рис. 1, см. также рис. 3). С юго-запада она ограничена выходами метаморфических пород в своде мегантиклинория, с юго-востока и северо-запада — полями верхнерифейских образований на Енашимском и Северо-Енисейском поднятиях. В современной тектонической структуре этой области выделяются три крупных подразделения. Через всю территорию протягивается Глубокинское поднятие. К юго-западу от него находятся Тейская, Большелебяжинская и Уволжская впадины («юго-западная группа впадин»). К северо-востоку от Глубокинского поднятия расположена Иочимская впадина. Перечисленные структуры в предлагаемых границах выделены впервые. Их характеристики основаны преимущественно на материалах из береговых обнажений крупных рек области.

### ЮГО-ЗАПАДНАЯ ГРУППА ВПАДИН

Впадины юго-западной группы заполнены преимущественно отложениями чингасанской серии и приблизительно одновозрастны по времени заложения. Наиболее изученная Тейская впадина расположена между Глубокинским поднятием и северным окончанием Панимбинского горст-антиклинория (здесь и далее см. рис. 3). Ширина впадины по подошве осадочного заполнения 20—25 км, протяженность 40—85 км. В пределах Тейской впадины выделены Дюбкошский грабен, Нойбинская и Суворовская грабен-синклинали, разграниченные узкими горстами и антиклиналями. Большелебяжинская впадина находится между сводом Центрального мегантиклинория и Чернореченским горстовым выступом. Она отделена от Тейской впадины меридиональным поднятием северной части Панимбинского горст-антиклинория — Крутяковской горст-антиклиналью. Впадина почти изометрична: ширина ее 30—40 км. Узкая Уволжская впадина протягивается на 75 км между сводом мегантиклинория и Панимбинским горст-антиклинорием. Все впадины юго-западной группы асимметричны: их юго-западные борта более круты и построены сложнее, чем северо-восточные (рис. 2). Вдоль юго-западных границ Тейской и Большелебяжинской впадин протягивается полоса интенсивных дислокаций, включающая Дюбкошский и Верхневороговский грабены, глыбовый выступ северного окончания Панимбинского горст-антиклинория, многочисленные разломы и сопровождающие их зоны смятий.

Чингасанская серия начинается красноцветными отложениями *лопатинской свиты*. Наиболее подробно изучен стратотипический разрез свиты в Дюбкошском грабене по р. Тее, где ее отложения с разрывом перекрывают кварц-серицит-хлоритовые сланцы сухопитской серии. Сланцы имеют полосчатую структуру, обусловленную чередованием слюдистых слоев с микрокварцитовыми. Лопатинская свита начинается пластом (2—3 м) темно-бурых конгломератов, которые состоят из неокатаных, разных по размеру (до 10—15 см) кусков подстилающих сланцев, скрепленных песчано-глинистым железистым цементом. Выше залегает толща (150—200 м) из переслаивания красно-бурых песчаников и алевропелитов. Уже в песчаниках ее нижней части начинается дифференциация обломков сухопитских сланцев на их слюдистую и микрокварцитовую составляющие. Микрокварциты сохраняются в обломках, а хлорит-серицитовая часть сланцев входит в цемент песчаников. Одновременно в породах появляется и быстро возрастает количество кварцевых зерен вплоть до полного преобладания в верхней половине красно-бурой толщи. Вблизи основания лопатинской свиты в ее отложениях начинают встречаться обломки каолинизированных калиевых полевых шпатов, каолинита и устойчивых аксессуаров. Содержание окислов железа в цементе пород вверх по разрезу уменьшается параллельно с увеличением ролч

<sup>1</sup> Выделил Г. И. Кириченко (1961).

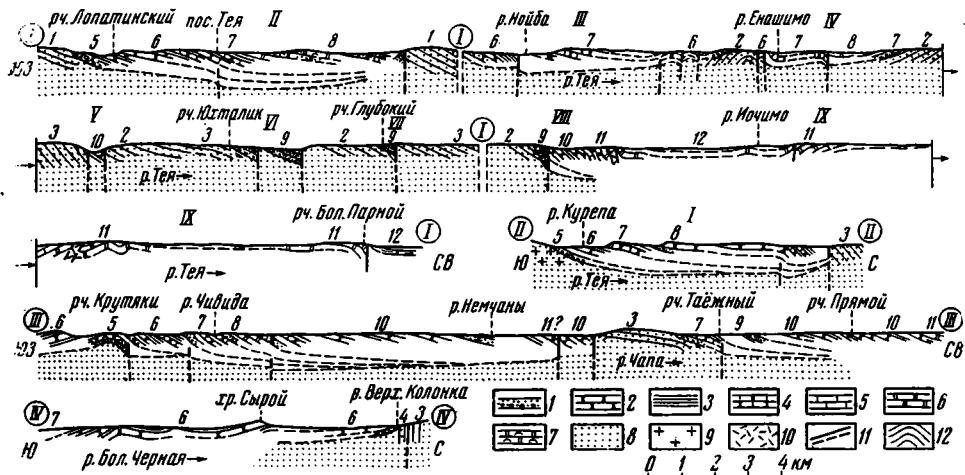


Рис. 2. Геологические разрезы вдоль рек Тея, Уволги, Чапы и Большой Черной.  
Положение разрезов — см. на рис. 1

1 — конгломераты и гравелиты; 2 — песчаники; 3 — глинистые сланцы и алевролиты; 4 — известковые песчаники; 5 — известняки; 6 — доломиты; 7 — строматолитовые доломиты; 8 — слюдястые сланцы, кварциты и другие породы сухопитской и тунгусской серий; 9 — граниты; 10 — траппы; 11 — разломы; 12 — залегание слоев сухопитской серии

Цифры на разрезах обозначают свиты: 1 — горбиловская и кординская, 2 — удерейская, 3 — погоройская, 4 — потоскуйская, 5 — лопатинская, 6 — карьерная, 7 — чивидинская, 8 — огневская, 9 — подъемская, 10 — немчанская, 11 — лебяжинская, 12 — эвенкийская. I—IX — номера стратиграфических колонок, изображенных на рис. 4

глинисто-сланцистого цемента. Породы светлеют. Описанная красная бурая толща постепенно сменяется пачкой (40—50 м) светлых толсто-плитчатых кварцевых песчаников. Еще выше залегает пачка (несколько десятков метров) криптозернистых серых доломитов со стяжениями черного кремня и прослоями аргиллитов. Для лопатинской свиты в целом характерны линзоватость, невыдержанность пластов, неравномерное распределение обломков и цемента, плохая окатанность кластического материала. Состав лопатинских отложений по простиранию быстро меняется и находится в прямой зависимости от состава подстилающих свиту пород. Общая мощность лопатинской свиты в стратотипическом разрезе 300—350 м; она уменьшается к окружающим поднятиям до полного выклинивания.

Отложения карьерной свиты распространены шире лопатинских. На склонах поднятий они нередко начинают разрез чингасанской серии, трансгрессию залегая на нижнерифейских образованиях (юго-восточное окончание Нойбинской грабен-синклинали, южный борт Верхне-вороговского грабена, южная окраина Чернореченского горста и т. д.). В этих случаях в основании свиты появляются горизонты (от нескольких метров до 10—20 м) красноцветных обломочных отложений, состоящих из материала подстилающих пород. В стратотипическом разрезе Дюбоковского грабена по р. Тее отложения карьерной и лопатинской свит залегают согласно, хотя смена состава пород на их границе резкая. Карьерная свита начинается пачкой (100—120 м) кварцевых песчаников, светлых, массивных, разнозернистых. Вверх по разрезу пачка песчаников постепенно переходит в «пачку переслаивания» (свыше 100 м), состоящую из полиритмичного чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов. Песчаники и алевролиты пачки переслаивания, кроме кварца, содержат зерна плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, кварцитов и эффузивов. В целом для пачки характерно увеличение вверх по разрезу количества алевролитов от 10—15% в низах до 60—70% у кровли.

Верхняя часть карьерной свиты в стратотипическом разрезе плохо вскрыта. Лучше она обнажена на крыльях Крутяковской горст-антикли-



нали по р. Чапе. Третья пачка этой свиты имеет там мощность около 100 м и сложена массивно-слоистыми (пласты по 0,2—0,5 м) светлыми карбонатными песчаниками с прослоями аргиллитов и алевролитов, реже — строматолитовых доломитов. В низах пачки песчаники олигомиктовые, полевошпатово-кварцевые, в верхней части — полимиктовые. Четвертая пачка карьерной свиты карбонатно-алевропелитовая. На северо-восточном крыле Крутяковской горст-антиклинали она распадается на два осадочных ритма общей мощностью 80—90 м. В кровле ритмов преобладают линзы и прослой глинистых строматолитовых доломитов. Остальные части ритмов сложены переслаиванием глинистых доломитов, зелено-серых глинисто-карбонатных алевролитов и железистых «шоколадных» алевропелитов.

Мощность карьерной свиты в стратотипическом разрезе по р. Тее 350—400 м. Состав и мощность ее отложений меняются по площади: вблизи поднятий по сравнению с центральными частями впадин нередко увеличена роль песчаников (по южному краю Чернореченского горста, в Верхневороговском грабене, на крыльях Крутяковской горст-антиклинали). В четвертой пачке свиты на склонах поднятий появляется много строматолитов (в Нойбинской грабен-синклинали у Енашимского поднятия, на юго-восточной периклинали Крутяковской горст-антиклинали и т. д.).

*Чивидинская свита* в центре Дюбкошского грабена у пос. Тея согласно залегает на карьерной. Она начинается мощной (300—350 м) флишевой пачкой, состоящей из переслаивания известковистых песчаников, алевролитов и аргиллитов (подробное описание см.— Григорьев, 1956). Простые флишевые ритмы (0,1—1,5 м) слагают пакеты (от нескольких метров до 20—30 м), разделенные горизонтами толсто плитчатых песчаников (2—8 м). В нижних 80 м разреза флишевой пачки горизонты песчаников и флишевые пакеты сопоставимы по мощности, а в верхней ее половине флишевые пакеты резко преобладают; песчаниковые горизонты сменяются алевропелитовыми. Песчаники и алевролиты в горизонтах и в мелких ритмах резко полимиктовые, разнозернистые, неслоистые, с беспорядочной микротекстурой. Цемент их глинисто-карбонатный, обычно базального типа.

Верхняя доломитовая пачка чивидинской свиты (несколько десятков метров) сложена светло-серыми плитчатыми доломитами с примесью терригенного материала и, вероятно, с прослоями тонкоплитчатых аргиллитов, обнаруженных в осыпях. Мощность чивидинской свиты у пос. Тея 350—400 м.

Фациальные изменения отложений чивидинской свиты по площади также связаны с их структурным положением. На склоне Глубокинского поднятия вдоль северного края Суворовской грабен-синклинали флишевые отложения свиты с размывом залегают на породах сухопитской серии. Песчаники флишевой пачки содержат многочисленные обломки подстилающих филлитизированных сланцев и микрокварцитов. Цемент песчаников и алевролитов не карбонатный, а глинисто-хлоритовый, из вещества тех же пород. На Панимбинском горст-антиклинории (юго-восточное окончание Верхневороговского грабена, р. Алманакан) стратиграфический аналог описанной доломитовой пачки свиты начинается плитчатыми серовато-сиреневыми доломитами (10—15 м). Вверх доломиты постепенно сменяются красно-бурными карбонатно-терригенными породами с биогермами строматолитов (30—40 м).

Разительные перемены в составе чивидинской свиты происходят в центральной части Верхневороговского грабена (наблюдения по р. Ворожке). Здесь в зоне крупного тектонического шва свита нацело сложена мощными валунно-галечными конгломератами, сцементированными темной глинистой массой. Конгломераты не сортированы, неслоисты, состоят из местных пород. Ранее они описывались как тиллиты (Николаев,

1930). Теперь большинство геологов считают их пролювиальными образованиями (Григорьев, Семихатов, 1958; Подгорная, Гурьев, 1960; Кириченко, 1967). Исследованиями В. Н. Григорьева и М. А. Семихатова доказано, что к юго-востоку от главного поля распространения конгломератов р. Вороговки, на месте свода Центрального мегантиклинория существовало поднятие, служившее для них источником материала. По мере удаления от области сноса мощность конгломератов уменьшается: на р. Чапе, у устья Чивиды, она составляет первые сотни метров, а в бассейне р. Теи от десятков метров доходит до полного выклинивания. В том же направлении возрастает окатанность галек и валунов, уменьшаются размеры обломков, в конгломератах появляется грубая пластовая отдельность. На значительной территории в бассейнах рек Чапы и Теи конгломераты в разрезе чивидинской свиты занимают базальное положение. Лишь в непосредственной близости от поднятия в подвижной зоне тектонического шва конгломераты нацело фациально замещают флиш.

Стратиграфический разрез чингасанской серии во впадинах юго-западной группы венчается *огневской свитой*. В стратотипическом разрезе по р. Тее ниже пос. Тее она состоит из двух доломитовых пачек и трех пачек красноцветных, существенно обломочных пород, согласно перекрывающих, разделяющих и подстилающих доломиты. К контакту базальных красноцветов с чивидинскими доломитами приурочена очень резкая смена состава пород; на этом уровне возможны локальные размывы.

Красноцветные отложения огневской свиты отличаются несортированностью материала, невыдержанностью состава и мощности слоев по простиранию. Типичны косая и волнистая слоистость, слепки волноприбойных знаков, внутриформационные перемены. В стратотипическом разрезе нижняя красноцветная пачка (50—70 м) сложена разнозернистыми полимиктовыми и олигомиктовыми, почти полностью бескарбонатными песчаниками, гравелитами, алевропелитами. Цемент железистый и кварцево-слиудистый, распределен неравномерно. В средней и верхней красноцветных пачках мощностью 15 и 30 м (видимая) роль доломитов и карбонатного цемента в песчаниках и алевролитах становится значительной. Процентные соотношения карбонатного и обломочного материала в них резко меняются по вертикали и в латеральном направлении на расстоянии нескольких метров. Резкие фациальные изменения характерны также для отложений пачек в целом. Так, по северному борту Дюбковского грабена, в его восточной части, красноцветы верхней пачки огневской свиты контактируют с нижнерифейскими кварц-слиудистыми сланцами и содержат неокатанные обломки (до 1—2 см) этих пород (наблюдения по р. Тее). Доломиты огневской свиты тесно парагенетически связаны с пестрыми кварцевыми и аркозовыми обломочными породами не только в вертикальном разрезе, но и замещаются песчаниками по простиранию. Например, в Уволжской впадине сиреневые кварцевые и аркозовые песчаники с известковисто-железистым цементом слагают большую часть разреза огневской свиты (см. рис. 4, 1). На северо-западе Нойбинской грабен-синклинали вблизи Крутяковской горст-антиклинали на чивидинских отложениях с размывом залегают несортированные красные валунно-галечные конгломераты и полимиктовые песчаники. Мощность этих красноцветов, соответствующих нижней части огневской свиты, увеличивается до первых сотен метров. На склоне Глубокинского поднятия и в грабенах на Енашимском поднятии огневская свита также отличается значительной пестроцветностью и повышенным содержанием обломочного материала.

Тесный парагенез с пестроцветными кварцевыми или аркозовыми обломочными породами, обычно с гидроокислами железа в цементе, типичен не только для хомогенных доломитов огневской свиты, но и для гори-

зонтов доломитов в верхних карбонатных пачках лопатинской, карьерной и чивидинской свит и, как будет показано ниже, для доломитов подъемской свиты на Глубокинском поднятии. Этому типу доломитов присущи значительная примесь терригенного материала, неравномерная перекристаллизация (преобладают тонкокристаллические разновидности), разнообразие текстур. По свидетельству В. Н. Григорьева, М. А. Семихатова и С. Н. Серебрякова (1969), такие доломиты широко распространены в Средней Сибири. Согласно этим авторам, садка доломитов происходила при поступлении в седиментационный бассейн континентальных вод содового и углекисло-магниевого состава, формировавшихся в связи с выветриванием гранитоидных и метаморфических образований.

Породы более молодые, чем отложения нижних четырех свит чингасанской серии, не играют существенной роли в заполнении впадин юго-западной группы. Немчанская и лебяжинская свиты в них достоверно не установлены.

Из приведенных описаний видно, что в нижней части чингасанской серии преобладают кластические красноцветные отложения. Они образованы устойчивыми в условиях выветривания минералами, среди которых доминирует кварц, а в составе цемента — гематит. Кроме обломков местных пород встречаются каолинит, каолинизированные калиевые полевые шпаты, турмалин, циркон и другие минералы, характерные для кор выветривания. По-видимому, к лопатинскому времени эти коры уже были образованы и составляли осадочное вещество в зарождавшиеся прогибы. О незначительной транспортировке обломков свидетельствуют их плохая окатанность, несортированность, прямая зависимость состава базальных горизонтов разреза от состава подстилающих пород, присутствие в обломках таких легко разрушающихся при переносе минералов, как каолинит и слюды.

Для средней части разреза чингасанской серии весьма характерно полиритмичное строение, особенно отчетливое благодаря переслаиванию разных (обломочных, глинистых, хемогенных) пород. Типична полимиктовость обломочных отложений, максимальная для флиша чивидинской свиты. Состав обломков позволяет предположить, что при формировании карьерной и чивидинской свит на участках сноса размывались коренные породы и более глубокие горизонты кор выветривания.

Выше в разрезах чингасанской серии юго-западной группы впадин преобладают хемогенные доломиты и пестрые обломочные отложения огневской свиты. Они также формировались при существенном участии материала кор выветривания.

Распространение, состав, изменения мощностей и фаций отложений чингасанской серии к краям впадин свидетельствуют о формировании этих толщ в локальном седиментационном бассейне (может быть, в нескольких полуизолированных бассейнах) типа межгорной впадины и о главенствующей роли местных источников сноса в осадконакоплении. Неравномерное расширение площади осадконакопления во времени обусловило относительно широкое распространение верхних свит чингасанской серии (см. рис. 1). Подчеркнем, что трансгрессивное залегание отложений разных свит и пачек серии на нижнерифейских породах характерно только для периферии впадин; в их центральных частях осадконакопление было непрерывным. Такие перерывы и несогласия скорее всего вызваны изменениями контуров седиментационного бассейна и никак не связаны с «фазами складчатости».

Наблюдается общее расширение площади седиментации в северо-восточном направлении. Это отчетливо видно в пересечении Тейской впадины по р. Тее (см. рис. 1 и 2). В лопатинское время прогибание началось в южной части современной Тейской впадины. Северо-восточнее, ближе к Глубокинскому поднятию, на нижнерифейских породах с размывом залегают сначала отложения карьерной свиты (Нойбинская

грабен-синклинали), затем чивидинские (Суворовская грабен-синклинали) и подъемские (Юхталикский грабен на Глубокинском поднятии). Такая же резкая асимметрия характерна для Уволжской впадины в сечении по р. Тее (профиль II—II на рис. 2). Асимметрия Большелебяжинской впадины выражена неотчетливо, что, возможно, связано с

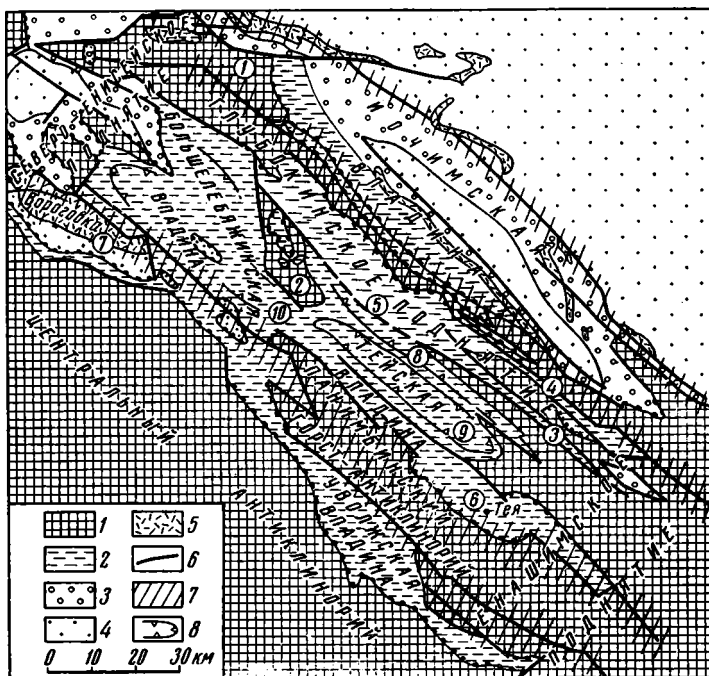


Рис. 3. Структурная схема северо-востока Енисейского кряжа

1 — фундамент: докембрийские метаморфизованные породы (включая орогенные гранитоиды); 2 — орогенные отложения — чингасанская серия ( $R_3-4$ ); 3—4 — платформенные отложения: 3 — лебяжинская свита (Ст), 4 — эвенкийская свита (Ст<sub>2-3</sub>), ордовикские и более молодые палеозойские отложения; 5 — траппы (Р—Т); 6 — разломы; 7 — зоны повышенной тектонической активности; 8 — контуры структур. Цифры на схеме: 1 — Чернореченский горст; 2 — Крутяковская горст-антиклиналь; 3—7 — грабены: 3 — Мадринский, 4 — Юхталикский, 5 — Немчанский, 6 — Дюбошский, 7 — Верхневороговский; 8—10 — грабен-синклинали: 8 — Суворовская, 9 — Нойбинская, 10 — Сукталинская

существованием конседиментационных поднятий не только к юго-западу (свод Центрального мегантиклинория), но и к востоку от нее (Чернореченский горст, Крутяковская горст-антиклиналь). Однако и в Большелебяжинской впадине наиболее полные стратиграфические разрезы приурочены к ее юго-западному борту — Верхневороговскому грабену.

Отмеченное для впадин юго-западной группы асимметричное размещение заполняющей их чингасанской серии обусловлено конседиментационным развитием крупнейшей структуры района — Центрального мегантиклинория и более мелких положительных структур на его северо-восточном крыле. М. В. Муратов (1949) описал сходную направленную миграцию осадочных серий в прогибах альпийской складчатой области и предложил называть такие серии «смещенными комплексами». Подобные же явления подробно разобрала Т. А. Мордвилко (1960) для нижнемеловых стложений Северокавказского прогиба, а А. А. Богданов (1947) — для верхнепалеозойских структур Южного Приуралья (Нугушский разрез и др.). Возможно, что в нашем случае правильнее говорить не о «смещении», а о разрастании седиментационного бассейна в северо-

восточном направлении, так как осадконакопление в Дюбокошском и Верхневороговском грабенах было наиболее длительным. Судя по распространению отложений лопатинской свиты, накопление пород чинганской серии началось в отмеченной подвижной зоне интенсивных дислокаций (см. рис. 1 и 3).

### ГЛУБОКИНСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Глубокинское поднятие протяженностью более 120 км отделяет Тейскую и Большелебяжинскую впадины от Иочимской (рис. 3). На юго-востоке оно сливается с Енашимским, а на северо-западе сначала погружается, затем северо-западнее р. Чапы вновь воздымается. В этой части поднятия к нему относятся Крутяковская горст-антиклиналь и южная половина Чернореченского горста. Глубокинское поднятие сложено слюдястыми сланцами и кварцитами сухопитской серии. Верхнерифейские — нижнекембрийские отложения на поднятии залегают в грабенах. Самый крупный из них — Немчанский грабен — расположен на юго-западном склоне поднятия, в его погруженной средней части. В сторону Енашимского поднятия от него отходят узкие Мадринский и Юхталикский грабены. Пласты осадочных пород в грабенах образуют на поверхности простые моноклинали с северо-восточными падениями (см. рис. 2). Вдоль границ Глубокинского поднятия со смежными впадинами разрезы верхнерифейских — нижнекембрийских отложений начинаются флишевой пачкой чивидинской свиты, трансгрессивно перекрывающей сухопитские образования. Выше залегают отложения подъемской и немчанской свит. На самом поднятии эти свиты с размывом перекрывают породы (нижнего?) — среднего рифея, а чивидинские отложения отсутствуют.

На своде Глубокинского поднятия по р. Тее *подъемская свита* начинает разрез грабена Юхталикского и грабена, расположенного у ручья Глубокого (рис. 4). В составе подъемской свиты выделяются пачки: базальная терригенно-карбонатная (40—60 м) и флишеидная (до 250 м).

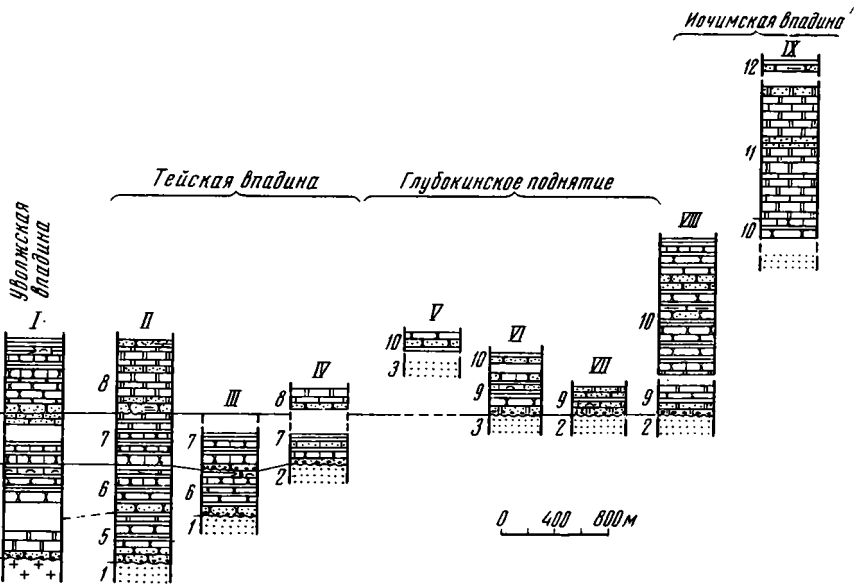


Рис. 4. Стратиграфические разрезы верхнерифейских—кембрийских отложений по р. Тее. (Обозначения пород и положение колонок по номерам I—IX—см. на рис. 2)

I — Уволжская впадина; II — Дюбокошский грабен; III — Нойбинская грабен-синклиналь; IV — Суворовская грабен-синклиналь; V — Мадринский грабен; VI — Юхталикский грабен; VII — грабен у ручья Глубокого; VIII — разрез выше о. Талый; IX — центральная часть Иочимской впадины

Базальная пачка начинается горизонтом (1—3 м) конгломератов, состоящих из несортированных кусков подстилающих рифейских филлитов, скрепленных бурым песчанисто-карбонатно-железистым цементом. Основная часть разреза нижней пачки сложена переслаиванием бурых, сиреневых, серых песчанистых известняков, доломитов и карбонатных песчаников. В 5—10 м от подошвы пачки в ее породах появляется грубая слоистость и признаки сортировки кластического материала. Уменьшается количество гематита в цементе, возрастает его карбонатность. В обломочной части увеличивается содержание зерен белого кварца. Появляются невыдержанные прослои строматолитовых и онколитовых образований. Породы светлеют. Изменения состава и текстуры пород вверх по разрезу пачки напоминают изменения в нижних горизонтах стратотипа лопатинской свиты, отличаясь от них общей значительной карбонатностью осадков.

Флишоидная пачка постепенно сменяет карбонатно-терригенную. В Юхталикском грабене ее нижняя часть (70 м) представлена мелким ритмичным переслаиванием тонкоплитчатых «шоколадных» аргиллитов, зеленоватых и сиреневых известковистых кварцевых алевролитов и песчаников с глауконитом. Карбонатность пород возрастает вверх по разрезу. Появляются пласты песчанистых известняков, а тонкоплитчатые аргиллиты и алевролиты постепенно исчезают. Средняя часть флишоидной пачки (100 м) сложена ритмично переслаивающимися известковистыми песчаниками и песчанистыми известняками. На поверхностях напластования по границам ритмов нередко крупные гиероглифы, знаки ряби. Мощность ритмов — до 1,0 м. Верхняя часть флишоидной пачки (несколько десятков метров) имеет полиритмичное строение. Простые ритмы (до 1—2 м): карбонатные песчаники — алевролиты — строматолитовые породы или алевропелиты. Характерны изменчивость пластов по простиранию, косая и волнистая слоистость, особенно в массивных породах, осадочные брекчии, обилие гиероглифов в подошвах ритмов. Простые ритмы группируются в сложные (по 10—15 м) с той же вертикальной направленностью изменения состава.

Общая мощность подъемской свиты в Юхталикском грабене по р. Тее 270—300 м. В других обнажениях состав и мощность отложений подъемской свиты значительно изменяются. Но общие черты свиты — подразделение на две пачки, пестроцветность, мелководность отложений, их характерное ритмичное переслаивание, особенно четкое в верхней пачке — сохраняются на всей площади Глубокинского поднятия.

Отложения подъемской свиты на Глубокинском поднятии сильно отличаются от стратотипического разреза огневской свиты, который на 80% сложен светлыми доломитами. Мощность огневской свиты в Тейской впадине более чем в два раза превышает мощность подъемской свиты на Глубокинском поднятии. Однако стратиграфическое положение обеих свит сходно: они согласно залегают на чивидинских отложениях и перекрыты немчанскими красноцветами. На крыльях Глубокинского поднятия разрезы подъемской свиты (например, по р. Чапе ниже устья ручья Таежного) и огневской свиты (например, в Суворовской грабен-синклинали) приобретают черты сходства и не так резко различаются по мощности. По-видимому, огневская свита во впадинах юго-западной группы и подъемская свита на Глубокинском поднятии — приблизительные стратиграфические аналоги.

Стратотипический разрез залегающей выше немчанской свиты обнаружен в долине р. Чапы при пересечении ею Немчанского грабена выше и ниже устья р. Немчаны (см. рис. 1; рис. 2, профиль III—III). Его базальные слои залегают на карбонатных породах огневской свиты, но контакт свит не обнажен. Смена состава пород резкая. Базальные горизонты немчанской свиты (несколько десятков метров) сложены бурыми и зеленоватыми кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, гравели-

тами и алевролитами с железисто-карбонатным цементом. Характерны быстрые фациальные замещения по простиранию, линзоватое строение разреза. Выше залегает пачка алевролитов с тонкими прослоями известняков (70—80 м). Еще выше содержание карбонатного материала увеличивается. Появляются ритмы (0,5—3,0 м): песчанистый известняк — карбонатный песчаник (алевролит) — аргиллит. Видимая мощность ритмично построенной толщи 100 м. В средней и верхней частях свиты преобладают бескарбонатные бурые песчаники, аргиллиты и алевролиты. Для них характерны перекрестная и косая слоистость, многочисленные локальные размыты. В обломках, кроме кварца, нередко содержится много пород сухопитской серии, главным образом слюдистых микрокварцитов. Вблизи кровли немчанской свиты наблюдается увеличение роли грубообломочного материала. Мощность стратотипического разреза свиты, определенная путем простого суммирования мощностей в отдельных обнажениях, выражается огромной цифрой 3,0—3,5 км (Семихатов, 1962; Хаин, Волобуев и др., 1967 и т. д.). Возможно, что истинная мощность свиты значительно меньше. Не исключено сдвигание отдельных частей ее разреза по сбросам. В пределах широкого (10 км) Немчанского грабена могло происходить смещение осадконакопления на восток, подобное описанному для Тейской впадины. Если это так, то разные стратиграфические горизонты немчанской свиты с размытом залегают непосредственно на подстилающих свиту породах, а суммарная мощность немчанских отложений «растягивается» на всю ширину грабена (см. рис. 2, профиль III—III).

В целом верхнерифейские — нижнекембрийские отложения на Глубокинском поднятии, по сравнению с отложениями во впадинах юго-западной группы, отличаются еще большей мелководностью, небольшим стратиграфическим объемом. Следует, однако, отметить тесную структурную связь Тейской и Большелебяжинской впадин с Глубокинским поднятием. Последнее, по существу, является наиболее приподнятой, осложненной грабенами частью северо-восточных бортов этих впадин (см. рис. 1).

### ИОЧИМСКАЯ ВПАДИНА

Иочимская впадина протягивается более чем на 100 км вдоль северо-восточного края Глубокинского поднятия, от которого она отделена линейной зоной разломов и флексур. В обнажениях по р. Тее эта зона шириной 3,0—3,5 км состоит из нескольких крутых флексур и моноклиналей, осложненных продольными разломами (см. рис. 2, профиль I—I). Вторая шовная зона ограничивает Иочимскую впадину с северо-востока и пересечена р. Теей у устья ручья Б. Парного, где выражена резким флексурным перегибом пластов лебяжинских доломитов. Ширина впадины между этими зонами — до 20—25 км. В структурном отношении юго-западная половина впадины представляет собой синклиналию, а северо-восточная — антиклинальную коробчатые складки с плоскими ядрами и круглыми, нарушенными разломами крыльями.

Иочимская впадина заполнена отложениями немчанской и лебяжинской свит. Лишь на границе с Глубокинским поднятием на средний (нижний?) рифей налегают породы чивидинской и подъемской свит. По р. Чапе выше устья ручья Таежного флишевая пачка чивидинской свиты начинается невыдержанным пластом зелено-серых конгломератов мощностью несколько дециметров. Конгломераты сложены мелкой галькой, состоящей из подстилающих сланцев и кварцитов сухопитской серии и скрепленной темным глинисто-слюдистым цементом. В нижней части флишевой пачки ритмичность выражена неотчетливо: преобладают массивные волнистослоистые карбонатные песчаники или песчанистые известняки с прослоями алевропелитов. В верхней части пачки полимиктовые песчаники, алевролиты и аргиллиты образуют сложные ритмы мощ-

ностью 2—4 м. У ее кровли песчаники в основаниях ритмов становятся более крупнозернистыми — до гравелитов и конгломератов. Общая мощность чивидинских отложений у ручья Таежного — 400—500 м. Вблизи Енашимского поднятия мощность чивидинской свиты сильно сокращается. Например, в долине р. Теи выше впадения ручья Подъем она составляет всего несколько десятков метров. В обрывах долины р. Теи видно, что на расстоянии 1—2 км вкост простирается на северо-восток отложения чивидинской свиты выклиниваются, и подъемская свита трансгрессивно перекрывает образования сухопитской серии.

Как и в центральной части Глубокинского поднятия, подъемская свита на р. Теи выше о. Талого представлена карбонатно-терригенной и флишоидной пачками, но несколько иного состава. Разрушенные филлитовидные сланцы сухопитской серии здесь перекрывает горизонт (2—3 м) бурых элювиальных конгломератов. Основная часть карбонатно-терригенной пачки (60 м) сложена чередованием песчаных доломитов (карбонатных песчаников) и более чистых доломитов, иногда с глауконитом. Флишоидная пачка (около 100 м) состоит из ритмичного переслаивания карбонатных олигомиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Встречены пласты крупнозернистых косослоистых песчаников с железисто-карбонатным цементом и песчаные доломиты. Вверх по разрезу содержание глинисто-алевритовых отложений уменьшается. Часто, особенно у кровли пачки, наблюдаются следы локальных перемылов и осадочные брекчии. От залегающих выше немчанской красноцветов эти отложения отделены разломом. Мощность подъемской свиты в обнажении выше о. Талого — 180—200 м. По р. Чапе ниже устья ручья Таежного она увеличивается до 350—400 м. В верхней половине разреза свиты здесь возрастает количество пластов серых доломитов. К Енашимскому поднятию и Чернореченскому горсту, вероятно, происходит выклинивание отложений подъемской свиты (см. рис. 1).

Породы немчанской свиты распространены на поверхности преимущественно на юго-западном борту Иочимской впадины. Нормальный контакт ее с подъемской свитой не виден; между свитами возможен размыв. Немчанская свита сложена красноцветными обломочными и глинистыми отложениями, сходными с описанными в Немчанском грабене.

В Иочимской впадине немчанские отложения согласно перекрыты лебяжинской свитой. За пределами впадины, например на Северо-Енисейском поднятии, отложения лебяжинской свиты трансгрессивно перекрывают породы чингасанской серии и более древние образования. В обнажениях по рекам Теи и Чапе лебяжинская свита, по мнению автора, начинается горизонтом кварцевых гравелитов и конгломератов, который до сих пор относился к верхам немчанской свиты. Основная часть разреза свиты сложена светло-серыми, реже пестрыми массивными и плитчатыми доломитами и известняками. Мощность свиты по рекам Теи и Чапе — около 100 м. Пестрые алевролиты, сланцы, мергели и известняки средне-верхнекембрийской эвенкийской свиты венчают стратиграфический разрез Иочимской впадины. Они согласно залегают на лебяжинских отложениях, хотя участки контактов этих свит не обнажены и соотношения их подробно не описаны. Видимая мощность эвенкийской свиты в Иочимской впадине — десятки метров; северо-восточнее впадины, в главном поле развития эвенкийских отложений их мощность достигает 600 м.

Из приведенных описаний видно, что Иочимская впадина заполнена главным образом нижнекембрийской трансгрессивной лебяжинской свитой. Доломиты и известняки этой свиты отличаются от доломитов чингасанской серии фациальной выдержанностью, однообразием состава. Они широко распространены и являются фациями обширного морского бассейна, занимавшего в нижнем кембрии территорию Сибирской платформы.



Как и впадины юго-западной группы, Иочимская впадина характеризуется структурной и седиментационной асимметрией. Наиболее древние подразделения ее разреза — чивидинская и подъемская свиты — известны лишь на юго-западном борту впадины, в пограничной с Глубокинским поднятием шовной зоне флексур и разломов.

### ВЫВОДЫ

На рифейских образованиях восточного склона Центрального мегантиклинория с размывом залегают верхнерифейская (чингасанская) и нижнекембрийская серии. Отложения этих серий широко распространены в прогибах разного возраста: верхнерифейские — в юго-западной группе впадин, нижнекембрийские — в Иочимской впадине. Накоплению чингасанской серии предшествовало общее поднятие территории, обусловившее длительный стратиграфический перерыв в основании чингасанских или более молодых пород.

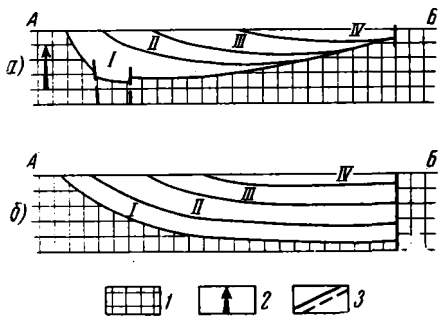


Рис. 5. Схемы поперечной структуры впадины типа Тейской: а — правильная, б — неправильная 1 — основание впадины; 2 — область устойчивого относительного воздымания; 3 — разломы. Цифрами I—IV обозначены осадочные свиты. АБ — современный эрозионный срез

Отложения четырех нижних свит чингасанской серии накопились в структуре типа сложной межгорной впадины и представлены нижней красноцветной молассой, флишоидами, валунно-галечными конгломератами, своеобразными доломитами в парагенезе с обломочными пестроцветами. Состав названных пород свидетельствует об образовании их за счет местных источников сноса. Большую роль, особенно в нижней части серии, играет переотложенный материал кор выветривания, снесенный с расположенных поблизости участков суши. Верхняя красноцветная моласса (немчанская свита) распространена на Глубокинском поднятии и на западе Иочимской впадины. Для свит и пачек чингасанской серии типичны быстрые латеральные изменения фаций и мощностей, выклинивание к окружающим поднятиям. Позднерифейское осадконакопление в рассматриваемом районе характеризовалось территориальной неустойчивостью, частыми перемещениями границ седиментации в связи с интенсивным формированием конседиментационных тектонических структур. Развитие Центрального мегантиклинория обусловило смещение позднерифейского — нижнекембрийского осадконакопления на северо-восток, от свода мегантиклинория. В этом направлении свиты чингасанской серии отчетливо выклиниваются снизу (рис. 5). Их суммарные мощности оказываются как бы «растянутыми» по площади и не соответствуют величине вертикального прогибания каждого конкретного участка, значительно ее превышая.

По всем перечисленным признакам отложения чингасанской серии и тектонические структуры этого времени являются орогенными. Одновозрастные им орогенные образования байкалид широко распространены по периферии Сибирской платформы (Клитин, Постельников, 1966). Позднерифейские орогенные впадины направленно, но неравномерно расширялись во времени. Неравномерность этого процесса отражена в полиритмичном строении стратиграфических разрезов чингасанской серии. Доломиты и известняки лебяжинской свиты нижнего кембрия

отличаются от карбонатных пород чингасанской серии широким распространением и по условиям образования. Они характеризуют новую стадию тектонической истории рассматриваемой области. В сходных фациях эти отложения известны на древней Сибирской платформе, где они входят в состав платформенного чехла.

Для всех впадин характерно асимметричное строение. Прогибания начались в тектонически наиболее подвижных зонах по юго-западным окраинам современных Тейской, Большелебяжинской, Иочимской впадин. Седиментация в пределах этих подвижных зон была наиболее длительной. Соответственно юго-западные склоны перечисленных впадин более круты, осложнены разрывами, флексурами, грабенами. Отмеченная асимметрия резко выражена в размещении осадочного заполнения впадин (см. рис. 1, 2 и 5).

Тектонический план северо-восточного крыла Центрального мегантиклинория был сформирован в конце эпохи байкальского тектогенеза. Он мало изменился до наших дней, о чем свидетельствуют анализ фаций и мощностей позднерифейских — нижнекембрийских отложений по отношению к структурам в современном эрозионном срезе. Последующие движения преимущественно глыбового характера лишь усложнили морфологию байкальских структур. Поэтому описанная территория с полным основанием может быть включена в состав байкальской складчатой зоны Сибири.

#### Литература

- Богданов А. А. Тектоника Ишимбаевского Приуралья. Изд-во Моск. о-ва испыт. природы, 1947.
- Вотах О. А. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. Изд-во «Наука», 1968.
- Григорьев В. Н. О характере нижнекембрийского флиша северо-восточной окраины Енисейского кряжа. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 31, вып. 4, 1956.
- Григорьев В. Н. Осадочные формации нижнекембрийских отложений западной окраины Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Автореф. канд. дис., 1963.
- Григорьев В. Н., Семихатов М. А. К вопросу о возрасте и происхождении так называемых «тиллитов» северной части Енисейского кряжа. Изв. АН СССР. Сер. геол. № 1, 1958.
- Григорьев В. Н., Семихатов М. А., Серебряков С. Н. О происхождении доломитов юдомского комплекса Средней Сибири. Докл. АН СССР, т. 184, № 2, 1969.
- Гурьев А. Г., Ковригина Е. К., Подгорная Н. С. Позднегессинклинальные прогибы байкалид Енисейского кряжа. В сб. «Совещание по проблеме „Прогибы“», Изд-во «Наука», Л., 1966.
- Кириченко Г. И. Тектоника. Енисейский кряж. В кн. «Геология СССР», т. 15, ч. 1, Красноярский край, Госгеолиздат, 1961.
- Кириченко Г. И. Стратиграфия докембрия западной окраины Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири», Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 112, Л., 1967.
- Клитин К. А., Постельников Е. С. Орогенные образования байкалид Восточной Сибири. Геотектоника, № 6, 1966.
- Мордвилко Т. А. Нижнемеловые отложения Северного Кавказа и Предкавказья. Изд-во АН СССР. М., 1960.
- Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. «Тектоника СССР», т. II, Изд-во АН СССР, М.—Л., 1949.
- Николаев И. Г. Ледниковые отложения (тиллиты) нижнекембрийского возраста в Енисейском кряже. Изв. Главн. геол.-разв. упр., т. 49, № 7, 1950.
- Подгорная Н. С., Гурьев А. Г. О некоторых особенностях толщи конгломератобрекчий, развитых по р. Вороговке на севере Енисейского кряжа. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 40, 1960.
- Постельников Е. С. О морфологии дислокаций тасеевской серии в северо-восточной части Енисейского кряжа. Геотектоника, № 4, 1965.
- Семихатов М. А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 68, М., 1962.
- Хаин В. Е., Волобуев М. И., Воробьев И. В., Ицков А. И., Синельников Д. В. Основные этапы тектонического развития Енисейского кряжа в докембрий и раннем палеозое. Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., № 5, 1967.

УДК [55 : 24.31 : 551.73/76] (517)

**Л. П. ЗОНЕНШАЙН, Н. Г. МАРКОВА, М. С. НАГИБИНА**  
**О СООТНОШЕНИИ ПАЛЕЗОЙСКИХ И МЕЗОЗОЙСКИХ**  
**СТРУКТУР МОНГОЛИИ**

В статье дается краткая характеристика домезозойских и мезозойских структур и устанавливается противоположная (субширотная и субмеридиональная) структурно-формационная зональность их, подтверждающая, что на границу палеозоя и мезозоя приходится крупный рубеж, отделяющий домезозойское развитие Монголии от более позднего — мезозойского и кайнозойского.

Мезозойская тектоническая история восточной окраины Азиатского континента до сих пор вызывает оживленные дискуссии у геологов, а ее трактовка и сейчас не может считаться совершенно бесспорной. Вместе с тем правильное понимание природы мезозойских структур и их соотношений с более древними складчатыми сооружениями может предоставить материал для выяснения таких важных проблем, как соотношения Атлантического и Тихоокеанского сегментов земной коры, специфика мезозойского гранитообразования и металлогении, и др. В этом отношении большую важность имеет капитальный труд, вышедший под редакцией А. Л. Яншина — «Тектоническая карта Евразии» и объяснительная записка к ней в виде монографии «Тектоника Евразии».

Во многом решение проблем мезозойской тектоники может быть осуществлено на материалах по геологии Монгольской Народной Республики, так как именно здесь наблюдается переход от насыщенных дифференцированными магматическими проявлениями мезозойских структур западного обрамления Тихоокеанского тектонического пояса к преимущественно амагматичным мезозойским образованиям внутренних частей Азиатского материка.

В результате деятельности совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР в последние годы выполнен ряд обобщающих работ, в частности Тектоническая карта МНР и карта мезозойской и кайнозойской тектоники МНР. Сравнение этих двух карт между собой в совокупности с другими материалами дает возможность определить соотношения мезозойских структур с домезозойскими.

**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ДОМЕЗОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЫ**

Домезозойское основание Монголии имеет сложное складчато-блоковое строение, обусловленное сочетанием разновеликих тектонических элементов, разделенных разломами. Однако в мозаике блоков достаточно четко проступает общее дугообразное расположение структур, приспособляющихся к южному клинообразному выступу Сибирской платформы. Генеральное простираение их по мере движения с запада на восток страны последовательно меняется с северо-западных на субширотные и северо-восточные.

С той или иной степенью детальности строение домезозойских структур освещалось в ряде работ (Васильев и др., 1959; Маринов, 1967; Борзаковский и Хасин, 1966; Амантов и Матросов, 1961; Зоненшайн,

1970 и др.). Для целей, поставленных в настоящей статье, необходимо отметить следующие основные моменты.

Монголия образована разновозрастными складчатыми сооружениями. На севере страны обособливается Тувино-Монгольский (Восточно-Саянский) массив, сформированный преимущественно позднекаледонскими, байкальскими движениями. По периферии он обрамляется раннекаледонскими сооружениями Северной Монголии, закончившими свое геосинклинальное развитие к концу кембрия. На крайнем западе страны располагаются позднекаледонские структуры Монгольского Алтая, испытавшие также значительное воздействие герцинских складкообразовательных движений. Ранние каледониды Северной Монголии на юге и юго-востоке окаймлены своеобразной Хангай-Хэнтэйской зоной, осевые части которой заняты герцинскими геосинклинальными прогибами. Южнее, через центральные и восточные районы страны протягивается Центрально-Монгольская зона, обладающая древним — байкальским и раннекаледонским цоколем, переработанным герцинскими движениями. Названные структурные элементы опоясываются с юга протяженной Южно-Монгольской герцинской зоной, представляющей собой типичную эвгеосинклиналь. На юго-востоке Монголии местами (хр. Баргин-Обо, Тото-Шань) на поверхность вновь выступают древние (раннекаледонские) комплексы, однако неясно, составляют ли они основание Южно-Монгольской зоны или являются частями самостоятельной складчатой системы. На крайнем юго-востоке в пределы МНР входит часть Внутренне-Монгольской зоны, для которой характерен близкий к эвгеосинклинальному комплекс верхнепалеозойских отложений (до верхней перми).

Из этого общего обзора следует, что все части территории Монголии к мезозою закончили собственно геосинклинальное развитие. Более того, в районах раннекаледонской и каледонской складчатостей широко представлены среднепалеозойские наложенные структуры, формировавшиеся в орогенный этап развития, наступивший после каледонской складчатости. Еще более развиты эпигерцинские орогенные образования, представленные верхнепалеозойскими субсеквентными вулканитами, моласами, а также гранитоидами. Важно подчеркнуть при этом, что эпигерцинские орогенные структуры развиты на территории Монголии почти повсеместно, за исключением крайней северо-западной ее части. Таким образом, к мезозою вся (или почти вся) <sup>1</sup> площадь Монголии выступала в виде вполне сформированного складчатого сооружения, пронизанного палеозойскими гранитоидами. Мезозойские структуры начали формироваться на жестком основании.

Следующий момент, который необходимо подчеркнуть, состоит в том, что общая зональность домезозойских структур является субширотной, вернее, совпадающей с генеральным дугообразным изгибом структур. По простиранию складчатых зон обнаруживается выдержанность состава и строения каждой из главных тектонических зон, в том числе и характера проявившегося в них гранитоидного магматизма. Напротив, в меридиональном направлении осуществляются резкие и быстрые структурные и фациальные изменения. На фоне этой общей и главной закономерности в отдельных зонах выявляется целый ряд поперечных структур второго порядка. Так, Хангай-Хэнтэйская зона распадается по простиранию на серию изолированных ячеек — синклиналиев, разделенных поперечными (северо-западными) поднятиями. В восточной части Центрально-Монгольской зоны для среднего палеозоя также устанавливаются такие поперечные поднятия (или пороги), разделявшие отдельные седиментационные бассейны. В соответствии с этим наблюдаются и резкие коленообразные изгибы в простираниях структур. В Южно-Монгольской зоне обособливаются западный и восточный секторы, отличающиеся формационным выражением средне- и верхнепалеозойских отложений.

\* Не вполне ясно положение Внутренне-Монгольской зоны.

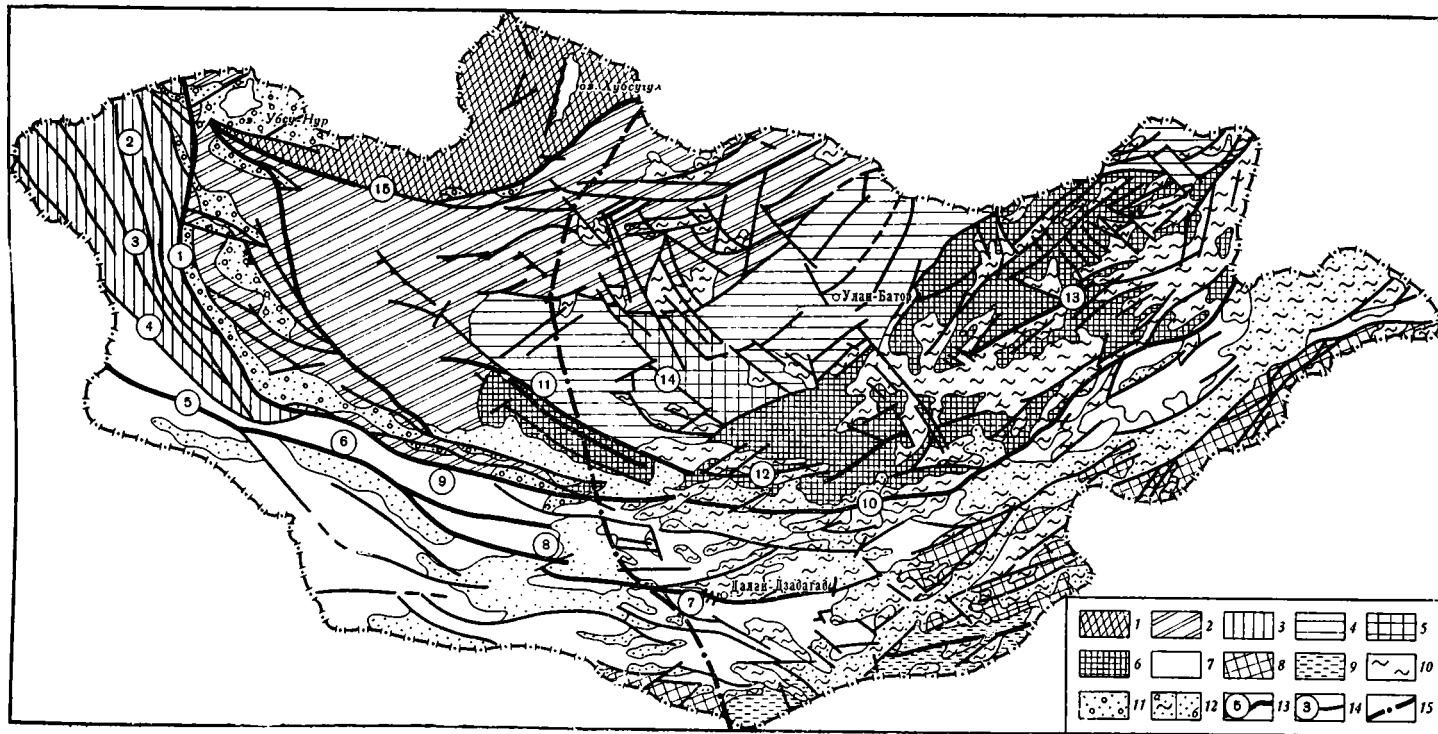
Необычайно большую роль в структуре Монголии играют разломы, общее описание и классификацию которых дали В. М. Синицын (1956) и А. Х. Иванов (Васильев и др., 1959). Без преувеличения можно сказать, что именно разломы создают тот главный первичный скелет, к которому приспосабливаются все остальные структурные формы и который в значительной мере определяет развитие тектонических зон. Подробное изучение разломной тектоники Монголии, характера перемещений вдоль разломов, сочетания их между собой на площади представляется насущной, но еще далеко не выполненной задачей. Но и то, что известно о разломах, позволяет говорить, что среди них есть несколько категорий.

Прежде всего обособливаются крупнейшие продольные глубинные разломы. В областях каледонской складчатости к глубинным разломам приурочены узкие прямолинейные зоны, сложенные рифейско-кембрийскими офиолитовыми образованиями. Примерами таких зон являются Баянхонгорская, Ихэбогдинская, Прикеруленская и др. Все они состоят из серии сильно сближенных ветвящихся разломов, между которыми зажаты узкие, обычно круто наклоненные тектонические клинья. Заложение этих разломов, несомненно, относится к позднему докембрию, но многие из них сохранили активность на протяжении всего палеозоя. Так, например, Баянхонгорская зона глубинных разломов контролирует распространение ордовикских отложений, к ней же приурочены девонско-каменноугольные, а местами небольшие пермские грабены. Такое же постоянное возобновление движений фиксируется и в других зонах глубинных разломов. Следует подчеркнуть при этом, что как раз вдоль одной из подобных зон (Ихэбогдинской и ее восточного продолжения — Ундуршиллинской зоны) проходит северная граница герцинской Южно-Монгольской эвгеосинклинали. Эту границу В. А. Амантов и др. (1968) называют Главным Монгольским линеаментом, разделяющим, по их мнению, северный, преимущественно каледонский мегаблок Монголии от южного, существенно герцинского.

В области герцинской складчатости к той же категории глубинных разломов принадлежат протяженные разрывы Южно-Монгольской зоны, такие как Булганский, Добунгиннуринский, Гурбан-Сайский и др. Они также контролируют размещение офиолитовых комплексов, но только среднепалеозойского возраста. К ним приурочена большая часть синорогенных гранитов, полосы прогрессивного метаморфизма и пр. Для некоторых разломов (Добунгиннуринского, например) установлено, что они продолжали быть активными и в позднем палеозое: проявления субсеквентного вулканизма и коагматические трещинные гранитные тела сконцентрированы строго по данным разломам.

Следовательно, одна из особенностей рассмотренных разломов, как глубинных разломов вообще, заключается в том, что, раз возникнув (каледонские — в позднем докембрии, герцинские — в начале среднего палеозоя), они сохраняли свою активность на протяжении длительного времени, хотя направление движения по ним могло и меняться.

Другую категорию разрывных нарушений составляют региональные разломы, разделяющие отдельные структурно-фациальные зоны и частные структурные единицы (см. рисунок). Они также могут обладать значительной протяженностью, но в отличие от глубинных разломов не контролируют глубинную (офиолитовую) магматическую деятельность. По своей морфологии эти разломы очень разнообразны, среди них могут быть выделены надвиги и взбросы, сдвиги и сбросы. Время их заложения более позднее, чем глубинных швов, окончание активности может быть различным; многие из этих разломов сохранили подвижность до конца палеозоя, контролируя размещение орогенных комплексов. Большинство нарушений этой группы являются продольными, вытянутыми вдоль общего простирания складчатых структур. Хочется привлечь внимание также к поперечным разломам. Серия поперечных северо-западных раз-



Размещение основных домезозойских тектонических зон Монголии и новообразованных мезозойских структур

Домезозойские тектонические зоны: 1 — Тувино-Монгольский массив (байкальский); 2 — Северо-Монгольская зона (раннекаледонская); 3 — Монгольско-Алтайская зона (позднекаледонская, переработанная герцинскими движениями); 4 — Хангай-Хэнтэйская зона (герцинская); 5 — Хархоринское поперечное поднятие; 6 — Центрально-Монгольская зона (раннекаледонская, переработанная герцинскими движениями); 7 — Южно-Монгольская зона (герцинская); 8 — Тотояшань-Нукутбанская зона (каледонская, переработанная герцинскими движениями); 9 — Внутренне-Монгольская зона (позднегерцинская). Мезозойские структуры: 10 — с проявлениями дифференцированного магматизма (структуры ревивации); 11 — амагматичные или с очень слабыми проявлениями базальтоидного магматизма (структуры активации); 12 — крас-

ноцветные отложения платформенного чехла верхнемелового и палеогенового возраста; а — местами перекрывающие структуры ревивации, б — местами перекрывающие структуры активации. Прочие обозначения: 13 — глубинные разломы; 14 — прочие разломы; 15 — примерная граница распространения мезозойского магматизма кислого состава.

Цифры в кружках у разломов: 1 — Цаган-Шибетинский; 2 — Кобдинский; 3 — Толбанурский; 4 — Тургенгольский; 5 — Булганский; 6 — Заалтайский; 7 — Гурбансайский; 8 — Добунгин-нуринский; 9 — Ихэбогдинский; 10 — Ундуршиллинский; 11 — Баянхонгорский; 12 — Дэлгэрхаанский; 13 — Прикеруленский; 14 — Элигэнульский; 15 — Хангайский

ломов (Элингэнзульских) выявляется в районе стыка Хангайского и Хэнтэйского синклиналиев. Эти разломы резко поперек секут ориентированные субширотно в северо-восточном направлении сооружения Хангай-Хэнтэйской зоны. По ним на поверхность выведены древние (докембрийские и раннепалеозойские) образования, слагающие Хархоринский (Западно-Хэнтэйский) антиклинарий или выступ северо-западной ориентировки. Эти поперечные разломы прослеживаются и далее к северо-западу, с одной стороны, и к юго-востоку — с другой. На северо-западе они ограничивают структуру наложенного Орхон-Селенгинского прогиба, на востоке пересекают Центрально-Монгольскую зону на отдельные блоки. Они могут быть протянуты также в пределы Южно-Монгольской зоны, где с ними примерно совпадает граница между упомянутыми выше западными и восточными секторами. Ширина этой поперечной системы разломов составляет несколько десятков километров, протяженность равна 700—900 км. Учитывая, что с данной системой разломов совпадают границы структурно-фациальных зон, можно утверждать, что она конседиментационная, т. е. заложилась не позже, а одновременно с продольными разломами. Существование рассмотренной системы разломов подметили В. А. Амантов и П. С. Матросов (1961). Меньшие по размерам, но аналогичные системы поперечных разломов вырисовываются в ряде других районов Монголии, например на востоке Центрально-Монгольской зоны, где с ними связано возникновение порогов, разделявших среднепалеозойские седиментационные бассейны.

Следует отметить еще одну любопытную особенность размещения складчатых сооружений и ограничивающих их разломов на площади. Вырисовывается резкий излом простираения всех структурных элементов по меридиональной линии, пересекающей территорию Монголии посередине (между 103 и 105° в. д.). К западу от этой линии господствуют северо-западные ориентировки, к востоку — выдержанные северо-восточные генеральные простираения. В схеме этот излом попадает на южный выступ Сибирской платформы.

Суммируя все сказанное выше, нетрудно прийти к следующему заключению: а) перед мезозоем вся территория Монголии представляла собой сформированное складчатое сооружение; б) преобладающей была субширотная зональность, на фоне которой местами проступали поперечные структуры, в) доминирующую роль в формировании структур играли глубинные и региональные разломы, которые образовали главный каркас структуры Монголии и многие из которых, возникнув в определенные моменты геологической истории, сохраняли активность до конца палеозоя.

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕЗОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЫ

Начиная с триаса и до нижнего мела включительно на территории Монголии происходили интенсивные тектонические движения, в значительной мере переработавшие домезозойское основание. Мезозойские отложения залегают резко несогласно на размытой поверхности дислоцированных и прорванных гранитоидами докембрийских и палеозойских образований, включая нижнюю пермь. Они представлены главным образом континентальными (лишь на крайнем северо-востоке морскими) толщами, в составе которых преобладают грубообломочные терригенные и угленосные сложения.

Сложным является вопрос о начале мезозойской тектонической эпохи в Монголии. В одних местах (в Даурско-Ононском прогибе, например) развитие верхнепалеозойских орогенных структур и остаточных геосинклинальных прогибов охватывает интервал времени от верхнего карбона до верхней перми, а местами затягивается до нижнего триаса. В других местах (в Джаргалантуингольском прогибе) верхняя пермь настолько тесно связана с нижним триасом и лежащим выше верхним триасом, что

здесь начало мезозойской тектонической эпохи один из авторов данной статьи относит к поздней перми.

Для мезозойского времени в пределах Монголии выделяются две принципиально различные структурно-формационные зоны: восточная и западная. Восток Монголии отличается чрезвычайно широким распространением наземных вулканических образований (от основных до кислых) и коагматичных им гранитоидов. На западе страны — мезозойские отложения, напротив, амагматичны. Для Восточной Монголии характерен сложный «рисунок» мезозойских тектонических форм, для Западной Монголии он значительно проще. Эти различия послужили основанием для отнесения мезозойских тектонических форм Восточной Монголии к структурам ревивации, а Западной Монголии — к структурам активации (Нагибина, 1970).

В то же время следует подчеркнуть, что при резкой наложенности мезозойских структур в целом на разновозрастные образования, общее простирание их подчинено плану крупных структурных элементов фундамента — северо-восточного на востоке и северо-западного на западе Монголии.

Ниже кратко рассматриваются основные черты строения мезозойских структур Восточной и Западной Монголии с учетом того, что в истории их развития выделяются две стадии: раннемезозойская ( $T-I_2$ ) и позднемезозойская ( $I_3-S_1$ ).

На востоке Монголии в раннемезозойскую стадию развития происходило формирование крупных линейных сводовых поднятий, разделенных системами параллельных прогибов, обычно осложненных разломами. Существенно при этом, что большинство мезозойских прогибов сопряжено с длительно живущими глубинными разломами и полностью наследуют их простирание. Мощность нижнемезозойских отложений, выполняющих эти прогибы, колеблется в широких пределах от 1—2 до 4—5 км. Они представлены терригенными молассоидными отложениями, переслаивающимися с диабазами, диабазовыми порфиритами и их туфами, а в верхних частях разреза — с кислыми вулканитами и ортофирами. В латеральном направлении количество вулканогенных пород сокращается по направлению с востока на запад.

Внутреннее строение прогибов характеризуется глыбово-складчатыми деформациями, тесно связанными с продольными и поперечными разломами, вблизи которых часто наблюдается мелкая приразломная складчатость. Вдоль этих разломов, пересекающих как прогибы, так и поднятия, внедрялись также интрузии гранитоидов.

В позднемезозойскую стадию происходило дальнейшее усложнение тектонической обстановки и в связи с этим некоторая перестройка плана раннемезозойских структур. Именно для этого времени характерно наиболее интенсивное проявление вулканической деятельности преимущественно контрастного (базальтового и липаритового) состава. Терригенная часть разреза верхнего мезозоя, как и нижнего, представлена полифацциальными молассоидными отложениями. Снизу вверх по разрезу наблюдается сокращение вулканитов и преобладание тошккозернистых озерных и сзерно-болотных угленосных фаций, свидетельствующих о затухании тектонических процессов и нивелировке рельефа. Максимальная мощность верхнемезозойских отложений в отдельных впадинах достигает 3—4 км. Верхнемезозойские отложения залегают на нижнемезозойских с отчетливым несогласием и дислоцированы слабее. В них в еще большей степени проявлен глыбово-складчатый характер деформаций. Некоторые позднемезозойские структуры унаследованы от раннемезозойских прогибов, другие частично наложены на нижний мезозой и домезозойское основание. В верхнемезозойских отложениях, как и в нижнемезозойских заключены интрузивные тела гранитоидов. Правда, они прорывают преимущественно верхнюю юру; в нижнемеловых обра-



зованиях обнаруживаются лишь многочисленные штоки и субвулканические тела гранит-порфиров, сиенит-порфиров и пр.

В Западной Монголии домезозойское основание переработано мезозойскими движениями весьма незначительно. По данным А. Х. Иванова и Н. А. Маринова (Васильев и др., 1959), а также Е. В. Девяткина, П. Хозбаяра и др. (1970), здесь выделяются лишь две протяженные системы приразломных прогибов: предалтайская и предханхуйская, сходящиеся под острым углом на северо-западе Монголии, к югу от озера Убсу-Нур. Они сопряжены с длительно развивающимися Цаган-Шибэтинским, Ихэбогдинским и другими разломами. В отличие от восточных структур мезозойские приразломные прогибы запада Монголии сложены исключительно терригенными молассоидными отложениями юрского и нижнемелового возраста (триасовые отложения здесь не наблюдались). Лишь в самых восточных прогибах предалтайской системы встречены редкие базальтовые покровы. Гранитный магматизм полностью отсутствует. Суммарная мощность отложений колеблется от 1—2 до 3—4 км, т. е. в два раза меньше, чем на востоке.

Раннемезозойские структуры ( $I_{1-2}$ ) от позднемезозойских отличаются своей морфологией и отделены несогласием. В целом же дислоцированность мезозойских отложений на западе Монголии значительно слабее, чем на востоке. Это видно хотя бы из того, что деформация проявлена здесь крайне неравномерно: очень сильно в непосредственной близости к разломам, где слои часто залегают весьма круто, а местами отмечается даже образование пологих надвигов, и очень слабо по мере удаления от разломов. В результате наиболее типична резкая асимметрия структур, прижатых с одной стороны к разломам.

Очевидно, сказанного вполне достаточно, чтобы стали ясны различия в строении мезозойских отложений Восточной и Западной Монголии и правомерность обособления их в самостоятельные структурно-формационные зоны. Граница между этими зонами проходит примерно по середине территории Монголии и ориентирована почти строго в меридиональном направлении, рассекая поперек основные тектонические зоны домезозойского основания (рисунок).

Сравнение планов мезозойских и домезозойских структур показывает четкие их различия и резкую наложенность мезозойских структур на домезозойское основание. В основании мезозоя устанавливается часто огромный перерыв, измеряемый геологическими периодами, а иногда и всей палеозойской эрой. Мезозойские прогибы лежат на самых разных домезозойских структурных элементах: как на геосинклинальных, так и на геоантиклинальных. Об оторванности мезозойского развития от палеозойского говорит и следующий факт: если позднепалеозойские орогенные структуры, образованные молассами и наземными вулканитами, в какой-то мере похожими на молассово-вулканогенные толщи мезозоя, развиты почти на всей территории Монголии и продолжают далеко на запад за ее пределы, то мезозойские вулканиты и молассы в своем распространении не выходят за рамки Восточной Монголии и, напротив, протягиваются и становятся все более мощными в восточном направлении, по мере приближения к побережью Тихого океана.

Интенсивные тектонические движения мезозойской эпохи завершились на рубеже раннего и позднего мела. В позднем мелу и в палеогене на значительной площади, главным образом на юге Монголии, формировался маломощный платформенный чехол из красноцветных терригенных отложений. Но уже в неоген-четвертичное время почти вся Монголия была охвачена мощной неотектонической активизацией (Нагибина, 1970). Любопытно, что интенсивность этой активизации оказалась, в противоположность мезозойским движениям, наибольшей на западе и наименьшей на востоке страны. Если общая меридиональная ориентировка неотектонической зональности была унаследована от мезозойской эпохи, то интенсивность деформаций была обратной.

Из всех мезозойских структур только разломы, в особенности глубокие, сохраняли свою активность в мезозойское время, а некоторые из них также и в период новейшей активизации. С этой длительностью жизни разломов связано то, что мезозойские и кайнозойские структуры вписываются в общий структурный скелет, заложенный, вероятно, еще в докембрии и оформившийся на протяжении палеозоя. Рассмотрение и краткая характеристика отдельных разломов позволит проиллюстрировать их роль в создании новообразованных структур Монголии.

### РАЗЛОМЫ И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ МЕЗОЗОЙСКИХ СТРУКТУР

Разломы Монгольского и Гобийского Алтая. Примером разломов, унаследованно развивавшихся на протяжении как палеозоя, так мезозоя и кайнозоя, служит ряд разломов, связанных с Монголо-Алтайской и Гобийско-Алтайской структурами западной части Монголии. Это системы Цаган-Шибетинского, Ихэбогдинского, Кобдинского, Толбонурского, а также Тургэнгольского, Булганского и Заалтайского глубинных швов. Два первых разлома отделяют Монгольский и Гобийский Алтай от Озерной зоны, а два последних от Южно-Монгольской зоны. Таким образом, они приурочены к границам крупных тектонических областей, отличающихся как временем замыкания, так и историей геологического развития. Кобдинский и Толбонурский разломы проходят внутри сооружений Монгольского Алтая, разграничивая структуры разных знаков и разного формационного выполнения.

Большинство из указанных глубинных швов, как отмечалось ранее, активно развивалось на протяжении палеозоя. Не менее активно эти разломы проявлялись в мезозойскую и кайнозойскую геотектонические эпохи. Так, обращает на себя внимание формирование глубочайших грабенных, выполненных континентальными отложениями юры, мела, палеогена и неогена, до плицена включительно, вдоль Цаган-Шибетинского и Южного Ихэбогдинского глубинных швов (Предалтайская система приразломных прогибов). Мощностю этих отложений огромна и достигает нескольких тысяч метров. В ряде мест наблюдаются надвигания палеозоя на мезозой и кайнозой в северном и северо-восточном направлениях, т. е. в сторону грабенных, а также резкие дислокации в континентальных отложениях. Большинство названных разломов четко выражены в современном рельефе; на отдельных участках они сейсмичны. Так, хорошо известно, что землетрясение 1957 г., достигавшее в эпицентре 11 и 12 баллов, приурочено к восточной части Ихэбогдинского шва. Толбонурский, Кобдинский, Тургэнгольский и Булганский глубинные разломы также активизировались в кайнозойскую эпоху, что подтверждается образованием вдоль них систем мелких грабенных, выполненных преимущественно неоген-четвертичными отложениями. Вдоль Заалтайского разлома наблюдаются отчетливые дислокации платформенного чехла (мелового и палеогенового возраста), а также надвиги палеозойских образований на мезозойские и кайнозойские отложения. Восточнее этот разлом смыкается с системой Гурбансайских дислокаций, по которым движения мезозойской эпохи были выражены чрезвычайно отчетливо. Следует отметить также обилие аппаратов потухших вулканов, расположенных к северо-востоку от Заалтайского шва, точнее — между ним, Южным Ихэбогдинским и Гурбансайским разломами.

Все это говорит о длительном, унаследованном развитии описанных разломов, прослеживающихся через весь палеозойский, мезозойский и кайнозойский этапы развития, в течение которых вдоль них происходили неоднократные движения крупных блоков земной коры как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях.

Ханхухейский и Хангайский глубинные разломы. Почти то же можно сказать о Ханхухейском и Хангайском глубинных

швах, протягивающихся в субширотном направлении в северной части Монголии. Они также развивались как в палеозое, так в мезозое и кайнозое, сказываясь на фациях, структурах и мощностях, разделяемых ими тектонических зон палеозоя, местами трассируясь интрузиями гипербазитов, зонами метаморфизованных пород и грабенообразными прогибами юры (Предханхухейская система прогибов). На отдельных участках этих разломов активно проявлялись сейсмические движения. Так, в восточной части Хангайского разлома в 1905 г. произошло землетрясение, следы которого видны и теперь. Таким образом, в смысле длительности существования и унаследованности развития эти швы подобны описанным выше нарушениям Монгольского и Гобийского Алтая.

Прикеруленская зона разломов расположена в Восточной Монголии, где пересекает в восток-северо-восточном направлении древний цоколь Центрально-Монгольской зоны. Ее заложение, как уже указывалось выше, относится к позднему докембрию, так как она контролирует распространение офиолитового комплекса венда-нижнего кембрия. К этой же зоне приурочены верхнепалеозойские вулканогенные образования. На западном ее фланге вдоль разломов вытягивается узкий грабен (ответвляющийся от Дашибалбарского прогиба), выполненный триасовыми и нижнеюрскими молассовыми и (в меньшей мере) вулканическими накоплениями. Тем самым, может быть примерно установлена длительность активности разломов от конца докембрия по крайней мере до юры включительно. Это не значит, однако, что развитие на протяжении столь длительного отрезка времени было однообразным. В составе обломочного материала конгломератов раннего мезозоя в обилии представлены продукты разрушения офиолитового комплекса венда — нижнего кембрия, т. е. отдельные клинья в раннем мезозое были подняты достаточно высоко, тогда как другие испытывали погружение. Наблюдаемая сейчас структура Прикеруленской зоны, таким образом, является продуктом движений всего времени ее развития и оформилась в конечном счете лишь где-то в середине мезозоя. Общая структура Прикеруленской зоны образована серией узких тектонических чешуй, надвинутых и перемещенных на север.

Дэльгэрханский разлом, приуроченный к южным предгорьям Хангайского хребта, представляет собой новообразованную ветвь палеозойского Баянхонгорского разлома, т. е. может служить примером нарушений, возникших в мезозое. Он расположен в зоне перелома простирающийся палеозойских складчатых сооружений и имеет протяженность более 200 км. Разлом выражен зоной брекчированных и развальцованных верхнепалеозойских и юрских пород, ширина которой достигает 7—10 км. В пределах этой зоны четко фиксируется система сбросов и сдвигов северо-восточного и северо-западного простирающийся, соответствующая изгибу палеозойских структур.

Внутреннее строение зоны разломов — наличие многочисленных пересекающихся плоскостей смещения, а также разнообразных прожилков, которые как бы цементируют брекчию, состоящую из палеозойских и мезозойских пород, свидетельствует о неоднократно возобновлявшихся подвижках в мезозойское и более позднее время. На крутопадающих плоскостях смещения видны пологие борозды скольжения, указывающие на наличие, помимо вертикальных движений, также горизонтальных сдвиговых перемещений. Об амплитуде вертикальных движений по разлому в мезозойское время можно судить по мощности ниже- и среднеюрских отложений Санхонбинского прогиба, достигающей 4,5 км. С новейшими кайнозойскими движениями связано развитие вдоль Дэльгэрханского разлома многочисленных чешуйчатых надвигов с перемещением масс с юга на север: т. е. в сторону мезозойского прогиба. Плоскости перемещения их наклонены на юг под углом 20—30°. Амплитуда гори-

зонтального перемещения обычно невелика и измеряется десятками и реже сотнями метров. Один из наиболее крупных надвигов верхнепалеозойских порфиритов на юрские конгломераты и песчаники прослеживается по простиранию на расстоянии более 15 км (р. Онгыйн-гол).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данная выше краткая характеристика домезозойских и мезозойских структур, а также некоторых крупных разломов позволяет сделать из этого ряд выводов.

Сравнение структурных планов названных геологических эпох делает очевидным, что в них могут быть подмечены как черты сходства, так и различия. Сходство вызвано в основном унаследованностью развития разломной тектоники, наложившей неизгладимый отпечаток на тектоническую структур Монголии. Именно этим обусловлено расположение и конфигурация основных крупных блоков, контурам которых подчинены простирания не только палеозойских, но и мезозойских образований. Черты различия выражены не менее отчетливо. Это прежде всего характер мезозойских тектонических форм, являющихся новообразованными структурами по отношению к орогенным структурным формам верхнего палеозоя Монголии, сходными с ним в формационном отношении, но отличными по пространственному размещению. Как показала М. С. Нагибина (1969, 1970) мезозойские структуры ревивации востока Азии (включаяющие и мезозой Монголии) формировались в периферической части Тихоокеанского пояса не только на палеозойских и байкальских геосинклинальных складчатых системах, но и на чехле древних Сибирской и Китайской платформ, совершенно независимо от развития герцинских орогенных структур.

Различие проявляется также в иной тектонической зональности домезозойской и мезозойской эпох, которая ясно прослеживается при сравнении структурных планов их между собой. Выше уже отмечалась свойственная домезозойской эпохе зональность, выразившаяся в постепенном изменении возраста и формационного выполнения тектонических зон при движении с севера на юг. Для мезозойских структур характерна противоположная — меридиональная зональность, подчеркиваемая резким различием строения востока и запада Монголии. Напомним, что эта же зональность типична и для кайнозойских структур с той лишь разницей, что зоны различной активности в это время меняются местами (Нагибина, 1970). Этот вывод, вытекающий из геологических данных, хорошо согласуется с данными геофизики. Так, в статье В. С. Волхонина и П. П. Степанова (1969) показано, что мощность земной коры и гранитного слоя достигает максимальных величин на западе Монголии, значительно сокращаясь на востоке. Таким образом, по данным этих исследователей, современный структурный план Монголии по глубоким горизонтам земной коры (а также, очевидно, и мезозойский) характеризуется меридионально ориентированной зональностью и резко отличается от структурного плана домезозойских образований. Из сказанного вытекает вывод о том, что, вероятно, на границу палеозоя и мезозоя приходится крупный рубеж, отделяющий домезозойское развитие Монголии от более позднего мезозойского и кайнозойского, в процессе которого происходило преобразование домезозойского основания.

В заключение отметим, что все сделанные выше выводы ставят перед нами также вопрос о том, чем вызваны описанные различия структурных планов названных геотектонических эпох. Не лежат ли в основе их глубинные явления, обусловившие формирование в конце палеозоя своеобразной преграды или «тектонического порога», сказавшегося на формах и структурах мезозоя?

С этой позиции чрезвычайно интересны высказывания В. П. Солоненко, указавшего на существование в пределах Монголии крупных редук-

ционных структур, вытянутых в субмеридиональном направлении и сказавшихся на развитии и распределении неоструктур верхней части земной коры. Наиболее четко выражены оси двух редукционных структур: Алтае-Хангайской структуры поднятия, проходящей близ 100° в. д. и параллельной ей структуры погружения, приуроченной к 105° в. д. К первой из них тяготеют эпицентры всех известных сильнейших землетрясений Монголии. Вторая делит Высокую Азию на две части, резко различные в отношении сейсмической активности (Солоненко, 1959).

Интересно, что область, ограниченная осями намеченных В. П. Солоненко редукционных структур, как раз совпадает с тем «тектоническим порогом», который, судя по приведенным выше данным, несомненно наметился уже в конце палеозоя (различие восточного и западного секторов юга Монголии), но наиболее четко проявился в мезозое, сказавшись на структурном плане этой эпохи. Вполне возможно, что этот «порог» являлся частью более крупной меридионально вытянутой структуры, ранее описанной в литературе под названием великого геораздела Азии (Резвой 1964, Петрушевский 1970), влияющей на формационный состав, характер складчатости и мощности окружающих геосинклинальных областей, особенно мезозойского и кайнозойского возраста.

Таким образом, становится очевидным, что описанное нами различие структурных планов домезозоя, мезозоя и кайнозоя Монголии действительно связано с глубинной тектонической структурой, оформившейся еще в конце первой из названных эпох. Важно при этом, что эта структура прослеживается не только в пределах данной страны, а выходит за ее границы, являясь частью крупной глубинной зоны, пересекающей значительную часть Евразийского континента.

#### Литература

- Амантов В. А., Матросов П. С. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых систем. В кн. «Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей». Госгеолиздат, 1961.
- Амантов В. А., Борзаковский Ю. А. и др. Основные черты тектоники Монголии. В кн. «Орогенические пояса». Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3. Изд-во «Наука», 1968.
- Борзаковский Ю. А., Хасин Р. А. Структурные и металлогенические особенности Центральной и Восточной Монголии. Сов. геология, № 12, 1966.
- Васильев В. Г., Волхонин В. С., Иванов А. Х. и др. Геологическое строение Монгольской Народной Республики (Стратиграфия и тектоника). Гсс. научн.-техн. изд-во, 1959.
- Волхонин В. С., Степанов П. П. Современная структура и глубинное строение земной коры Монголии по геофизическим данным. Сов. геология, № 5, 1969.
- Гоби-Алтайское землетрясение. Изд-во АН СССР, 1963.
- Девяткин Е. В., Хозбаяр и др. О коре выветривания в Бэгэрнурской впадине (Западная Монголия). В кн. «Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии». Изд-во «Наука», 1970.
- Зененшайн Л. П. Тектоническая история Центрально-Азиатского складчатого пояса. Автореф. док. дис. Изд-во МГУ, 1970.
- Маринов Н. А. Геологические исследования Монгольской Народной Республики. Изд-во «Недра», 1967.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 79, 1963.
- Нагибина М. С. Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития. Геотектоника, № 6, 1970.
- Петрушевский Б. А. О геотектоническом соотношении Средиземноморского и Тихоокеанского складчатых поясов. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 45, № 2, 1970.
- Резвой Д. П. О великом георазделе Азиатского материка. В кн. «Гималайский и альпийский орогенез». Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема II. Изд-во «Наука», 1964.
- Синицын В. М. Основные элементы геологической структуры Гоби. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 21, № 6, 1956.
- Солоненко В. П. О сейсмическом районировании территории Монгольской Народной Республики, Докл. АН СССР, т. 127, № 2, 1959.

УДК [551.242.11 : 551.248.2] (234.9 + 235.1)

В. Г. ТРИФОНОВ

**ОБ ИМПУЛЬСНОМ ХАРАКТЕРЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ  
В ОБЛАСТЯХ НОВЕЙШЕГО ГОРООБРАЗОВАНИЯ  
(КОПЕТДАГ И ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ КАВКАЗ)**

В новейшее время и в современную эпоху перемещения по разрывам происходили отдельными импульсами, разделенными эпохами относительного покоя. Движения по разрывам и рост складок резко усиливались в сравнительно короткие этапы — тогда же, когда происходило усиленное врезание речных и овражных долин и возникали несогласия в молассовых комплексах. Импульсивность тектонических движений проявляется в разных масштабах (от отдельных подвижек до тектонических фаз и эпох) и является одной из важнейших особенностей развития складчатых областей.

Повторные триангуляции в Южной Туркмении 1945—1946 и 1958—1959 гг. показали, что эпицентральная зона Ашхабадского землетрясения 1948 г. во время и, возможно, непосредственно после землетрясения переместилась к северу на расстояние до 1,78 м (Рустанович, 1963). Экстраполируя эти данные из того расчета, что катастрофические землетрясения, подобные Ашхабадскому, повторялись в этом районе примерно через 500 лет (Горшков, 1947), можно получить среднюю скорость горизонтального перемещения. Она оказывается того же порядка, что и средняя скорость горизонтальных перемещений в Ашхабадском районе, полученная за счет суммарного эффекта голоценовых перемещений по разрывам, с одной стороны, и средняя скорость горизонтального перемещения за все неоген-четвертичное время, рассчитанная в результате реконструкции положения слоев, которое они занимали до начала орогенеза и складчатости на территории Центрального Копетдага — с другой (Расцветаев, Трифонов, 1965). Из этого следует, что упомянутых импульсивных подвижек оказывается достаточно для образования складчато-разрывной структуры орогенической области типа Копетдага.

На отдельных участках Главный Копетдагский разлом смещает пересекаемые им линии кяризов. Кяризы — это колодцы, вырытые с определенными интервалами над подземными оросительными галереями, которые протягиваются от источников воды у края гор до подгорной равнины, где они, постепенно уменьшаясь в глубине, переходят в арыки. По устному сообщению В. М. Массона, кяризы на территории Туркмении начали создаваться до нашествия Александра Македонского и продолжали существовать в античную и средневековую эпохи. Некоторые из них функционируют до сих пор.

В 2,5 км юго-восточнее сел. Пароу наблюдается правосдвиговое смещение трех линий кяризов по зоне Главного Копетдагского разлома. В зависимости от времени постройки они сдвинуты на величину от 8 до 3 м. Поскольку в районе Пароу найдены лишь следы доантичных и средневековых (VIII—XIII вв. н. э.) поселений, возраст древнейшей линии кяризов едва ли превышает 1100 лет. Вдоль нее, на пересечении с зоной Главного разлома, отмечаются следы неоднократных расчисток галерей и несколько коротких обводных линий, построенных в разное время взамен

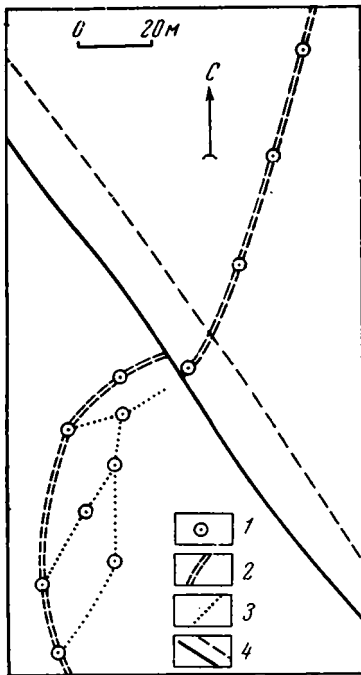


Рис. 1. Смещение линии кыризов вдоль Главного Копетдагского разлома в 2,5 км юго-восточнее сел. Пароу

1 — кыризы; 2 — галерея, соединяющая кыризы первоначальной системы; 3 — обводные галереи, построенные позднее взамен разрушенных участков первоначальной галереи; 4 — ветви Главного разлома

разрушенного по разлому участка (рис. 1). Характер ремонтных работ свидетельствует не о постепенном разрушении системы, а о ее неоднократном быстром выходе из строя после длительных периодов нормальной эксплуатации. Подобные наблюдения сделаны и на других участках, где линии кыризов смещены главным разломом (районы селений Искандер и Багир). Они дают основание предполагать импульсный характер движений по Главному Копетдагскому разлому. Факт почти мгновенного перемещения при Ашхабадском землетрясении и общая высокая сейсмичность территории позволяют распространять это предположение на большинство крупных новейших разрывов рассматриваемого региона.

Если в районе сел. Пароу перемещения по Главному разлому достигают 8 м за последние 1—2 тыс. лет, то восточнее, к югу от сел. Баурме, правый сдвиг по тому же разлому на 6—10 м фиксируется по смещениям краев голоценовых русел, а в некоторых других местах разлома — по смещениям позднеплейстоценовых элементов рельефа. Таким образом, правый сдвиг около 8 м за голоцен отмечается вдоль Главного разлома на значительном его протяжении. В упомянутом районе, к югу от с. Беурме, установлен также правый сдвиг среднеплейстоценовых форм рельефа на величину 55—60 м.

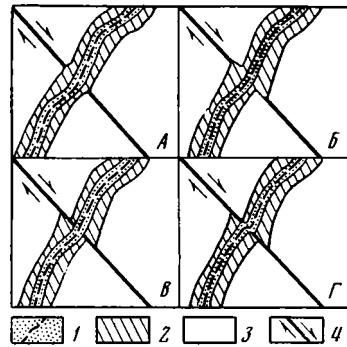
Сравнивая средние скорости горизонтального движения по разлому за голоцен и за голоцен плюс верхний плейстоцен, убеждаемся, что они примерно одинаковы. Очевидно, импульсные перемещения охватывали то одни, то другие отрезки разлома и за тысячи лет уравнивались.

До сих пор речь шла об отдельных и довольно частых с геологической точки зрения подвижках по разрывам. Какие изменения происходили в то же время в складчатых структурах, из анализа рельефа сказать нельзя. Соотношения складчатых и разрывных нарушений выясняются при изучении движений в течение более крупных возрастных интервалов. В областях новейшего горообразования и, в частности, на рассматриваемой территории выделяется несколько эпох формирования поверхностей выравнивания или террас и предшествующих им этапов врезания. По мнению ряда геоморфологов, первые продолжают длительное время и характеризуются относительно слабыми тектоническими движениями, а вторые существенно более кратковременны и во многих случаях отвечают этапам тектонической активизации. При прослеживании этих элементов рельефа с гор на предгорья и подгорную равнину установлено, что поверхности выравнивания и террасы одновозрастны более или менее крупным комплексам молассовых отложений, а этапы врезания нередко сопоставляются с разделяющими их несогласиями. Несогласия особенно заметны в локальных антиклиналях, растущих среди подгорной равнины. Важно то обстоятельство, что, как правило, длительность роста этих антиклиналей фиксируется не столько первичными изменениями мощности отложений от сводов к крыльям, сколько изменениями величин угло-

вых несогласий и мощностей пород, сохранившихся от такого размыва (Карамарьянская антиклиналь к юго-западу от г. Шемахи). По-видимому, рост складок происходит в кратковременные этапы врезания и формирования угловых несогласий в большей мере, чем в эпохи формирования поверхностей выравнивания и накопления подгорных и межгорных терригенных толщ.

Рис. 2. Типичные соотношения позднеплейстоценовых и современных сдвигов с молодыми формами рельефа

1 — современное русло и пойма; 2 — позднеплейстоценовая терраса; 3 — более древние формы рельефа; 4 — правый сдвиг. Объяснение см. в тексте



Время современных и позднеплейстоценовых перемещений по разрывам Юго-Восточного Кавказа и Копетдага устанавливается по возрасту нарушаемых ими поверхностей выравнивания или террас и уступов врезания между ними. Соотношения разрывов с этими элементами рельефа можно свести к двум типам: 1) разрыв смещает террасу или поверхность выравнивания, но не нарушает более молодые врезы (А, В на рис. 2); 2) разрыв смещает террасу или поверхность выравнивания и уступы более молодого вреза, но не нарушает уровенную поверхность в его основании (Б, Г на рис. 2). При анализе более 100 случаев смещения разрывами молодых форм рельефа выяснено, что соотношения типа А и В имеютя гораздо реже соотношений типа Б и Г. Следовательно, перемещения по разрывам приурочены главным образом к этапам врезания, т. е. времени ускорения складкообразования. Иначе говоря, как складкообразующие движения, так и прерывистые подвижки по разрывам происходят не равномерно в течение орогенической эпохи, а усиливаются и ускоряются в одни и те же сравнительно короткие промежутки времени.

Этапы усиления тектонической активности неравноценны. Одни из них отмечаются лишь в отдельных участках складчатой области, другие охватывают большие площади. К числу последних на обоих побережьях Южного Каспия относятся, например, этапы врезания, предшествовавшие хазарской и хвалынской трансгрессиям и времени формирования соответствующих им террас и поверхностей выравнивания. С некоторыми из подобных этапов связаны настолько крупные тектонические движения, а местами перестройки структур, что они приобретают значение тектонических фаз, охватывающих целые складчатые области и зоны (предакчагыльская). По крайней мере для одной из фаз (нижне-среднеплейстоценовой, вероятно, отвечающей пасаденской) в Западном Копетдаге устанавливается, что она складывается из нескольких этапов врезания, сближенных во времени. Наконец, эпохи складчатости (альпийская) представляют собой ряд сближенных во времени сильных тектонических фаз и в той или иной мере сказываются во всех складчатых зонах Земли.

Импульсность тектонических движений орогенических областей не означает полной стабильности между импульсами и этапами их усиления, но свидетельствует о резкой неравномерности движений. Если «макроимпульсы» — тектонические фазы и эпохи — неоднократно обсуждались в геологической литературе (Штилле, 1957; Бубнов, 1960; Ханн, 1964 и др.), то более частные неравномерности тектонических движений обращали на себя меньшее внимание. Сейчас становится все более очевид-



ным, что импульсность, или резкая неравномерность движений, проявляется во всех масштабах тектонического процесса. Ее необходимо учитывать при моделировании и восстановлении механизмов образования складчато-разрывных структур.

#### Литература

- Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ, 1960.  
Горшков Г. П. Землетрясения Туркмении. Изд-во АН СССР, 1947.  
Расцветаев Л. М., Трифонов В. Г. О сейсмоструктурных разрывах Центрального Копет-Дага. В сб. «Современные движения земной коры», № 2, Тарту, 1965.  
Рустанович Д. Н. К вопросу о механизме Ашхабадского землетрясения 1948 г. по материалам геофизических исследований. Докл. АН СССР, т. 153, № 1, 1963.  
Хайн В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.  
Штилле Г. Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи.— В кн. «Земная кора». Изд-во иностр. лит., 1957.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
14 января 1970 г.

---

УДК 551.24 : 551.79 575.3

В. А. БЕЛЬСКИЙ

**НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКИ  
ЮГО-ЗАПАДНОГО ДАРВАЗА**

В статье охарактеризованы основные черты геологического и геоморфологического строения восточного обрамления Таджикской депрессии. Установлено, что основные хребты этой области являются сложными структурными поднятиями. Наиболее древние элементы рельефа — фрагменты позднелиоценовой полигенетической поверхности выравнивания. Составлена карта деформаций этой поверхности.

В соответствии со взглядами С. С. Шульца (1948), «новейшая тектоника» понимается нами как совокупность тектонических процессов, создавших в основных чертах современный рельеф. В отличие от древней (доновойшей) тектоники эти процессы могут быть изучены не только геологическими, но и геоморфологическими методами. Практически это означает, что начало новейшего тектонического этапа какого-либо региона соответствует геологическому возрасту наиболее древних денудационных форм рельефа, уцелевших здесь от разрушения.

Особое место при изучении новейшей тектоники горных областей занимает анализ характерных для последних зональности и ярусности рельефа, отражающих общий непрерывно-прерывистый (Хаин, 1950) характер новейших тектонических процессов.

Наиболее ярким выражением ярусности рельефа служит чередование по вертикали крутосклонного, резко расчлененного рельефа поверхностей врезания и сглаженного, полого-волнистого рельефа поверхностей выравнивания. Поверхности врезания образуются в периоды активизации тектонических движений, когда размах последних превышает интенсивность поверхностных деструкционных процессов. Поверхности выравнивания формируются «в условиях длительно осуществлявшейся, весьма полной компенсации эндогенных процессов экзогенными, вследствие чего по своей форме они приближаются к уровненным поверхностям гравитационного поля Земли» (Мещеряков, 1965). При этом следует подчеркнуть, что планация происходит в условиях весьма малых амплитуд и слабой дифференциации тектонических движений. Таким образом, ярусное строение рельефа горных стран является геоморфологическим выражением чередования этапов относительной стабилизации тектонических движений (или общего опускания) и этапов общего поднятия и дифференциации движений земной коры.

В соответствии с принятой в настоящей работе трактовкой термина «новейшая тектоника» время формирования наиболее древней в пределах какого-либо региона поверхности выравнивания, существовавшей еще до возникновения здесь современного горного рельефа, должно рассматриваться как естественный рубеж между новейшими и древними тектоническими движениями.

Изучение деформаций поверхностей выравнивания различного возраста является важнейшим методом анализа новейших движений. Так, сопоставление современного высотного положения фрагментов исходной

древнейшей поверхности выравнивания с их первоначальной гипсометрической позицией позволяет установить конфигурацию новейших структур и определить амплитуду и степень дифференцированности новейших движений. При этих реконструкциях поверхности выравнивания исполняют такую же роль, какую при составлении обычных структурных карт играют «маркирующие» горизонты.

Для построения подобных карт суммарных амплитуд вертикальных движений за новейший тектонический этап необходимо составить серию поперечных и продольных комплексных геолого-геоморфологических профилей (Костенко, 1959), показывающих характерные особенности геологического строения, а также современное гипсометрическое положение и деформации разновозрастных ярусов рельефа. Эти комплексные профили позволяют воссоздать как бы своеобразный «каркас» новейших структур изучаемой области.

Наибольшие затруднения при этом вызывает определение геологического возраста и первоначальных гипсометрических параметров исходной поверхности выравнивания. Решение этих задач должно проводиться для каждого региона индивидуально, на основании анализа особенностей его геологической истории.

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО ДАРВАЗА

Юго-Западным Дарвазом называется горная область, расположенная между реками Яхсу и Пяндж. К востоку от последнего расположена территория Афганского Бадахшана.

Современные представления о геологическом строении Юго-Западного Дарваза сложились в результате работ А. Р. Бурачека (1934<sub>1, 2</sub>), Н. Г. Власова (1962), И. Е. Губина (1960), С. А. Захарова (1958), М. М. Кухтикова (1956), Н. М. Сеницына (1959), О. К. Чедия (1957, 1962), П. К. Чихачева (1934) и ряда других исследователей. Территория Афганского Бадахшана изучена еще чрезвычайно слабо (Desio, Martina, Pasquale, 1964).

Современная орографическая схема Юго-Западного Дарваза и Афганского Бадахшана, определяется сочетанием хребтов субмеридионального и субширотного направлений. Ориентировка первых совпадает с простираемием основных тектонических элементов. Характерно, что долины основных рек также ориентированы субмеридионально и приурочены к негативным тектоническим структурам-грабенам и синклиналям. Значительно меньшее значение имеют субширотные горные цепи. Обычно они возникают в результате «распиливания» склонов субмеридиональных тектонических поднятий притоками главных рек.

Территория описываемой области включает в себя периферические участки двух альпийских тектонических зон: Памироалайской (I на рис. 1) и Северопамирской (II на рис. 1), разграниченных Дарваз-Каракульским краевым (глубинным) разломом (Кухтиков, 1956, Чедия, 1957). Последний известен также под названием Северопамирского краевого разлома (Власов, 1962; Сеницын, 1959). По мнению автора, в пределах рассматриваемого района эту важнейшую дизъюнктивную границу следует отождествлять с крупным тектоническим нарушением, описанным Н. Г. Власовым (1962) под наименованием «Каляндарунский разлом». Последний, таким образом, рассматривается как сегмент Дарваз-Каракульского краевого разлома.

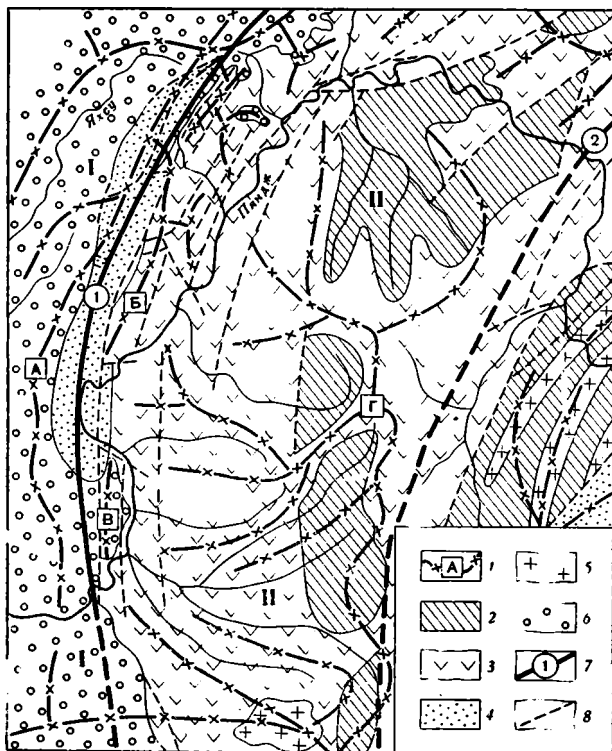
Каляндарунский краевой разлом делит территорию Юго-Западного Дарваза на два района: западный (Внешний Дарваз) и восточный (Внутренний Дарваз). В современной орографической структуре Внешний Дарваз выражен хребтом Хозретиши, а Внутренний Дарваз — хребтами Кухифруш и Сиунг (см. рис. 1). Такое подразделение подтверждается

многими отличиями геологических и геоморфологических особенностей этих районов.

В строении Внешнего Дарваза участвуют исключительно мезозойские и кайнозойские отложения. Общая их мощность достигает 10—12 км. История формирования тектонической структуры хр. Хозретиши пока еще не изучена с достаточной полнотой. По мнению одних исследователей (Власов, 1962; Чедия, 1957, 1962), все стратиграфические подразделения мезозойско-кайнозойского комплекса отложений сменяют друг

Рис. 1. Схема геологического строения Юго-Западного Дарваза и сопредельных областей (с использованием данных Б. П. Бархатова, Н. Г. Власова, А. Дезио и др.)

1 — основные хребты (А — хр. Хозретиши; Б — хр. Кухифруш; В — хр. Синг; Г — хр. Сафеди-Хырс); 2 — докембрий; 3 — палеозойские образования; 4 — отложения квазиплатформенного этапа (юра—эоцен); 5 — граниты (мезозой—палеоген); 6 — отложения орогенического этапа (олигоцен—плиоцен); 7 — важнейшие краевые разломы (1 — Дарваз-Каракульский, или Каляндалунский, 2 — Ванч-Акбайтальский); 8 — прочие разрывы. Тектонические зоны: I — Памиро-алайская, II — Северопамирская



друга по разрезу совершенно согласно. Другие исследователи (Бабалоглы, 1962; Попов, 1964) полагают, что в толще неогеновых конгломератов прослеживаются не менее 4—5 явных угловых несогласий, быстро затухающих по мере удаления от подножия гор к западу. По наблюдениям автора (Бельский, 1968), в пределах описываемого района четко проявляется только одно такое угловое несогласие. Оно приурочено к основанию хингоуской свиты (средний миоцен).

Таким образом, хр. Хозретиши имеет двухъярусную тектоническую структуру, причем верхний ярус в конце плиоцена был также дислоцирован. Следовательно, в современной структуре нижнего яруса запечатлены тектонические движения не только предхингоуской, но и всех последующих фаз диастрофизма. Вполне очевидно отсюда, что для правильной расшифровки морфоструктуры<sup>1</sup> хр. Хозретиши в первую очередь следует учитывать деформации верхнего тектонического яруса, сложенного отложениями хингоуской, тавильдаринской, каранакской и полизакской свит неогена.

<sup>1</sup> Морфоструктуры (Герасимов, 1946) понимаются нами как новейшие тектонические структуры, частично разрушенные экзогенными процессами.

Анализ условий залегания этих толщ позволяет считать, что в новейшей структуре хр. Хозретиши является косым односторонним горстом, который ограничен с востока Каляндарунским разломом. Поверхность сместителя последнего имеет вертикальное положение или очень круто ( $75-80^\circ$ ) наклонена на запад. Зона дробления обычно не превышает нескольких метров. Каляндарунский разлом в виде единой дизъюнктивной линии прослеживается на многие десятки километров.

Геоморфологическое строение хр. Хозретиши довольно просто. Его склоны и водораздельная часть обычно имеют спокойные общие очертания.

Контрастные формы рельефа наблюдаются лишь в глубоких долинах водотоков, стекающих с хребта. Для гребневой части хр. Хозретиши характерны незначительные колебания относительных превышений и весьма постепенное уменьшение ее абсолютных отметок с севера на юг. Средняя абсолютная высота хребта составляет 2500—2800 м.

В гребневой части хр. Хозретиши наблюдаются отдельные участки с выположенным, слабо всхолмленным рельефом. Последние рассматриваются (Бурачек, 1934<sub>1</sub>) как фрагменты «древней денудационной поверхности». Последняя срезает складки, созданные движениями тальбарской фазы складчатости (вторая полови-

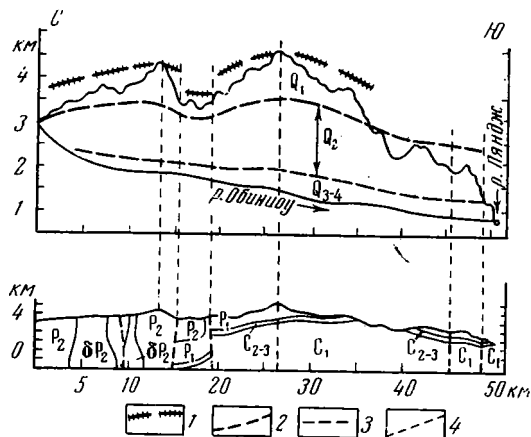


Рис. 2. Продольный геолого-геоморфологический профиль хр. Кухифруш (западный склон)

1 — реконструкция позднеплиоценовой поверхности выравнивания; 2 — четвертичные эрозионно-денудационные уровни; 3 — разрывы; 4 — сопоставительные линии

на плиоцена), а в отдельных участках перекрывается отложениями кулябской свиты (нижний квартер). В связи с этим возраст этой поверхности выравнивания следует рассматривать как позднеплиоценовый (Бельский, 1969). Более молодые уровни, расположенные ниже по склонам хр. Хозретиши, сопоставляются с различными подразделениями четвертичной системы.

Совсем иной геоморфологический облик имеет хр. Кухифруш. Здесь преобладают контрастные, резко расчлененные формы рельефа. Для гребневой линии этого хребта характерны резкие колебания высот от 2500 до 4570 м; в среднем же преобладают высоты в интервале от 3200 до 3800 м.

На различной высоте по склонам хребта Кухифруш наблюдается значительное количество террасообразных площадок, обладающих полого всхолмленным рельефом. Ширина этих уступов чаще всего не превышает нескольких сотен метров. Их поверхность обычно полого (от  $2-3$  до  $8-10^\circ$ ) наклонена в сторону смежной речной долины. Некоторые площадки имеют тонкий покров делювиальных и аллювиальных отложений. Последовательно прослеживая и увязывая эти фрагменты друг с другом, можно восстановить современное гипсометрическое положение древних эрозионно-денудационных уровней. Характерно, что деформация последних (рис. 2) в целом соответствует особенностям гребневой линии хребта Кухифруш.

Внутренний Дарваз отличается от Внешнего не только геоморфологическими особенностями, но также и основными чертами геологического строения. Так, в пределах первого весьма широко распространены палеозойские образования. Более молодые отложения, напротив, здесь очень

мало развиты. Они наблюдаются только в узкой полосе вдоль западной окраины Внутреннего Дарваза. Весьма характерно, что развитые здесь мезозойские и кайнозойские отложения имеют значительно меньшие мощности и существенно иные литолого-фациальные особенности, чем одновозрастные им образования Внешнего Дарваза. Границей между различными типами стратиграфических разрезов служит Каляндарунский дизъюнктив, что и дает основание рассматривать его как альпийский краевой разлом (Власов, 1962; Кухтиков, 1956).

В современном строении Внутреннего Дарваза большую роль играют различные разрывные нарушения: продольные, поперечные и диагональные. Все они имеют крутые падения, и лишь на отдельных участках разрывы искривляются и выполаживаются, приобретая характер «kozyрьковых надвигов». Характерно, что поверхности сместителей этих дизъюнктивов чаще всего погружаются на восток, что создает впечатление движения масс, направленного на запад.

Многие из этих разрывов непосредственно выражены в рельефе, что свидетельствует об их весьма недавней активности. В связи с этим современную морфоструктуру Внутреннего Дарваза можно рассматривать как своеобразную глыбовую «мозаику», поверхность которой моделирована экзогенными процессами. Каждая из таких глыб имеет складчатое внутреннее строение, причем складкообразование это завершилось еще в конце герцинского геотектонического цикла, т. е. задолго до начала новейшего тектонического этапа.

Изучение новейших движений в районах широкого развития палеозойских пород представляет довольно сложную задачу. Последняя разрешима лишь в том случае, когда на поверхности глыб сохраняются фрагменты поверхностей выравнивания или коррелятивные им новейшие отложения.

Анализ геологического строения Внутреннего Дарваза показывает, что в структурном отношении основные хребты этой области являются сложными горстами, а разделяющие их долины — грабенами. Изучение же ярусного строения рельефа этой области позволяет полагать, что ее современная морфоструктура была сформирована в процессе дифференцированных перемещений отдельных глыб «мозаики» друг относительно друга. Эти движения имели, по-видимому, волново-глыбовый характер (Хаин, 1958).

Весьма характерно, что отдельные участки сводов волново-глыбовых поднятий не совпадают с линиями современных водоразделов и превосходят последние по своей высоте.

Особенно следует подчеркнуть, что, судя по деформациям небольших «островков» плиоценовых конгломератов и фрагментов поверхностей выравнивания, сохранившихся в пределах отдельных глыб «мозаики», последние в процессе новейших воздыманий не оставались совершенно монолитными, а испытывали разнообразные пологие (до 10—15°) изгибания. В связи с этим разрывы всех направлений имеют шарнирный характер.

Приведенная выше морфоструктурная характеристика Юго-Западного Дарваза позволяет считать, что основные хребты этой области являются сложными структурными поднятиями, а не денудационными останцами, «выпиленными» реками из тела грандиозного сводового поднятия Памира. Следовательно, современный рельеф этой горной области нельзя рассматривать единственно как результат деятельности нескольких последовательных циклов денудации, выработавших серию разновозрастных ярусов рельефа.

## ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО ДАРВАЗА

Геологическая история Юго-Западного Дарваза подразделяется на несколько крупных этапов, отличающихся друг от друга интенсивностью тектонических движений, характером магматизма, а также составом и мощностью соответствующих отложений (Власов, 1962).

Геосинклинальная стадия развития описываемой области завершилась в триасе, а уже к началу юрского периода территория последней была полностью пенепленизирована.

Тектонический режим послегеосинклинального этапа развития, продолжавшегося с начала юрского периода до раннего олигоцена, многими своими чертами напоминал платформенный. В пределах Внутреннего Дарваза отложения квазиплатформенного комплекса залегают на более древних образованиях трансгрессивно, с резким угловым несогласием. По представлению автора, первоначально эти отложения покрывали довольно широкий пояс по периферии Северного Памира, однако впоследствии площадь их распространения была сильно сокращена денудационными процессами. Осевая часть Северного Памира (территория Афганского Бадахшана) оставалась областью преимущественной денудации, по-видимому, на протяжении всего квазиплатформенного этапа.

В начале олигоцена интенсивность и контрастность тектонических движений резко возрастают, что было связано с началом нового, орогенического этапа развития Юго-Западного Дарваза (Шульц, 1964), продолжающегося и поныне. Его длительность составляет примерно 30—35 млн. лет. По мнению многих исследователей (Костенко, 1961; Чедия, Трофимов, 1962), орогеническая стадия развития территории Южного Таджикистана соответствует новейшему тектоническому этапу этого региона.

Геологическое развитие Юго-Западного Дарваза и смежных областей в течение орогенического этапа имело много своеобразных особенностей. Активизация тектонических процессов уже к началу неогена привела к дифференциации территории описываемого региона на области преимущественной аккумуляции и области преимущественной денудации. В очертаниях последних угадываются контуры многих современных хребтов.

В пределах Памира на протяжении всего неогена основную роль играли водотоки, приуроченные к продольным по отношению к тектоническим структурам, долинам-впадинам (Костенко, 1963; Лоскутов, 1962; Чедия, 1962). Постепенно изгибаясь на юго-запад, эти реки протягивались в пределы Южного Бадахшана (рис. 3).

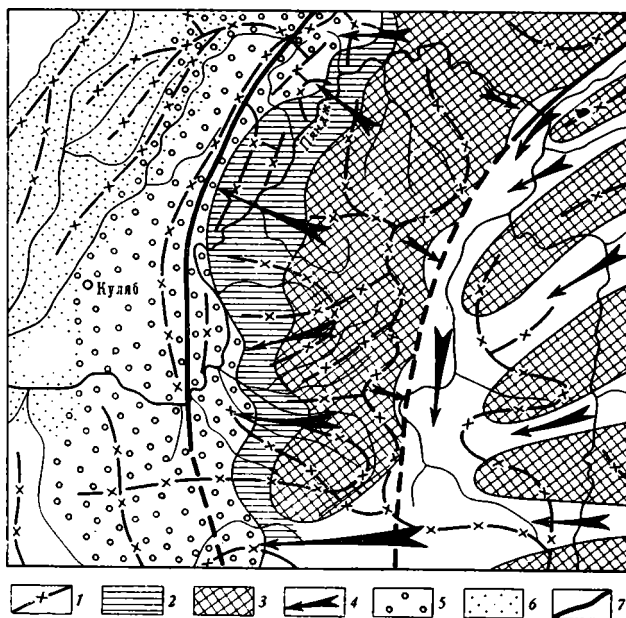
Совершенно иные очертания имела гидросеть Юго-Западного Дарваза. В пределах западной его половины в течение неогена накопилась мощная (до 7000 м) толща континентальных моласс «дарвазских конгломератов». Эти отложения формировались в условиях грандиозного предгорного шлейфа, образованного слившимися воедино субэаральными дельтами водотоков, стекавших с поднятий Северного Памира в субширотном, поперечном по отношению к основным тектоническим структурам направлении.

Изучение петрографического состава галек «дарвазских конгломератов» позволяет считать, что вплоть до середины миоцена разрушились возвышенности, сложенные в основном палеогеновыми, мезозойскими и верхнепалеозойскими отложениями. Начиная с позднего миоцена (тавилдаринское время), в составе галечников преобладают породы среднего и нижнего палеозоя и докембрия. Необходимо заметить, что в современном гребне хр. Кухифруш наиболее древними образованиями являются нижнекарбонные зеленокаменные породы (см. рис. 2). Отсюда следует, что уже с позднего миоцена основными областями размыта служили районы, находящиеся восточнее современной долины Пянджа (см.

рис. 1, 3). По мнению О. К. Чедия (1962), в плиоцене верховья субширотных водотоков продвинулись на восток до меридиана современного хр. Сафеди-Хырс. Последний, судя по общей реконструкции палеогеографии Юго-Западного Дарваза и Афганского Бадахшана (см. рис. 3), являлся водоразделом между продольной памирской и поперечной дарвазской гидросетями.

Рис. 3. Принципиальная схема палеогеографии Юго-Западного Дарваза и сопредельных областей в неогеновом периоде (с использованием данных Н. П. Костенко, В. В. Лоскутова, О. К. Чедия и др.)

1—гребни современных хребтов; 2—предгорная скалистая равнина; 3—области денудации; 4—основные направления водотоков; 5—конгломераты; 6—песчаники; 7—основные краевые разломы



Особенно важным представляется тот факт, что восточные границы современного распространения неогеновых отложений совершенно не зависят от конфигурации современных хребтов и рек Юго-Западного Дарваза (см. рис. 1). Эрозионный характер этих границ свидетельствует о том, что в отдельные периоды орогенического этапа аккумуляция охватывала значительно большие площади, чем области современного распространения «дарвазских конгломератов». Все это позволяет предполагать, что территория современного Юго-Западного Дарваза в орографической структуре неогенового периода входила в состав предгорной зоны. Морфологически последняя была представлена наклонной предгорной равниной, игравшей роль своеобразного пьедестала горных цепей Афганского Бадахшана. В настоящее время подобные ландшафты широко распространены в Монголии и Гобийском Алтае (Гоби-Алтайское землетрясение, 1963).

Таким образом, в пределах Юго-Западного Дарваза на протяжении всего периода формирования толщи «дарвазских конгломератов» существовали орографические условия, принципиально отличные от современных.

Во второй половине плиоцена интенсивность тектонических движений резко возрастает («тальбарская фаза складчатости», по А. Р. Бурачеку). В результате этого мощная толща мезозойских и кайнозойских отложений Внешнего Дарваза претерпела складчатые дислокации, а единый до этого предгорный седиментационный бассейн распался на ряд локальных аккумулятивных прогибов.

Тектонические движения тальбарской фазы вызвали принципиальную перестройку рельефа и гидросети Юго-Западного Дарваза. Вначале в пределах наклонной предгорной равнины возникли невысокие субмери-



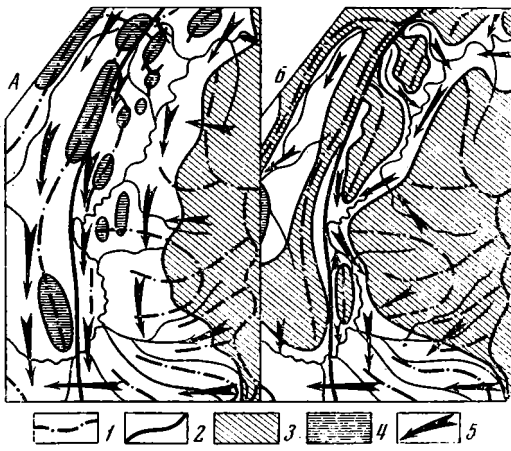


Рис. 4

Рис. 4. Схема развития орографии Юго-Западного Дарваза в течение новейшего тектонического этапа (А — поздний плиоцен — ранний плейстоцен; Б — средний плейстоцен)

1 — гребни современных хребтов; 2 — Дарваз-Каракульский краевой разлом; 3 — области денудации; 4 — авангардные поднятия (форберги); 5 — направления водотоков

Рис. 5. Схематическая карта деформаций позднеплиоценовой полигенетической поверхности выравнивания за новейший этап. Изолинии суммарных амплитуд новейших движений (в гектометрах)

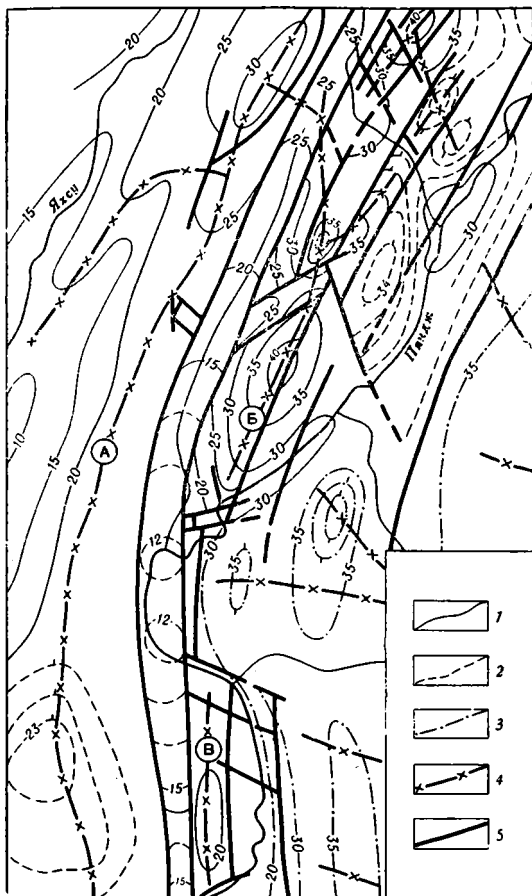


Рис. 5

1 — через 15 гм; 2 — через 1 гм; 3 — менее достоверные изолинии; 4 — современные хребты; 5 — разрывы, выраженные в рельефе

диональные поднятия, являвшиеся своеобразными «эмбрионами» будущих хребтов Хозретиши, Сиун и Кухифруш. В. П. Солоненко и Н. А. Флоренсов («Гоби-Алтайское землетрясение», 1963) назвали подобные морфоструктуры форбергами. Эти авангардные гряды являлись серьезным препятствием для субширотных рек, стекавших со склонов субмеридиональных хребтов Афганского Бадахшана. В пределах подгорного пьедестала очертания русел этих относительно не крупных водотоков изменялись в соответствии с конфигурацией отдельных форбергов. Быстрый рост авангардных гряд превратил их в непреодолимые тектонические барьеры для субширотных водотоков, в связи с чем последние были вынуждены осваивать межгрядовые понижения (рис. 4, А). Таким путем субширотная (поперечная) гидросеть постепен-

но превратилась в субмеридиональную, продольную по отношению к новейшим морфоструктурам. По-видимому, уже в среднем плейстоцене орографическая схема рассматриваемой области была весьма близка к современной (рис. 4, Б).

Итак, основные морфоструктурные элементы Юго-Западного Дарваза, продолжающие развиваться и сейчас, впервые были намечены тек-

тоническими движениями тальбарской фазы складчатости во второй половине плиоцена. Следовательно, эта фаза должна рассматриваться как начало новейшего тектонического этапа Юго-Западного Дарваза. Продолжительность последнего с известной условностью может быть принята равной 3—4 млн. лет, т. е. всего около 10% длительности орогенического этапа.

В соответствии с изложенным выше древнейшими в пределах Юго-Западного Дарваза элементами рельефа должны считаться фрагменты полигенетической поверхности выравнивания, закончившей свое формирование к началу тальбарской фазы диастрофизма. При определении амплитуд новейших тектонических движений эта поверхность играет роль «нулевого репера». Отсюда ясно, какое важное значение имеет определение первоначальных гипсометрических параметров предгорного пьедестала.

Заметим, что обычно «поправки на первоначальный рельеф» сводятся к тому, что цифры, показывающие современные высоты фрагментов «нулевого репера», уменьшаются на некоторую постоянную для всей площади данной области величину (200—500 м), которая предположительно соответствует средней высоте его исходного рельефа. Совершенно, однако, очевидно, что в пределах наклонных предгорных (подгорных) равнин этот способ «усреднения высоты» рельефа приведет к значительным ошибкам. В этом случае нужно определять две величины: высоту наружного края предгорного пьедестала и высоту его «тылового шва».

В пределах рассматриваемого района ширина предгорного пьедестала Северного Памира достигала в конце плиоцена 30—40 км (см. рис. 3). Внешний его край находился примерно на меридиане г. Куляба. Здесь абсолютная высота предгорной равнины составляла приблизительно 400—500 м (Чедия, 1962; Чедия, Трофимов, 1962). Тыловой шов пьедестала располагался у подножия хр. Сафеди-Хырс, несколько восточнее современного русла р. Пяндж. Первоначальную его высоту можно определить только весьма приблизительно. При этом автор исходил из предположения, что во время общего воздымания горных областей русла крупных рек антецедентно врезаются в свое ложе и практически не изменяют своего высотного положения в пространстве. Отсюда следует, что современные отметки русла р. Пяндж (700—1000 м), протекавшей вдоль тылового шва позднеплиоценового предгорного пьедестала, приблизительно определяют высоту последнего.

Определенные таким образом параметры наклонной предгорной равнины (высота внешнего края 400—500 м, высота тылового шва 700—1000 м, ширина 30—40 км) позволяют также подсчитать ее средний уклон. Последний составлял 1—2°.

### НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Общий анализ геоморфологических и тектонических особенностей территории Юго-Западного Дарваза позволяет считать, что основные хребты этого региона и разделяющие их межгорные впадины должны рассматриваться как положительные и отрицательные элементы современной складчато-глыбовой структуры земной коры. Последние в той или иной степени переработаны экзогенными процессами.

Анализ основных морфоструктур рассматриваемой области позволяет установить современное гипсометрическое положение и деформации фрагментов наиболее здесь древней позднеплиоценовой полигенетической поверхности выравнивания. Реконструкция же исходного положения этого «нулевого репера» позволяет ввести соответствующие поправки на первоначальный рельеф и определить амплитуды новейших тектонических движений в пределах различных участков Юго-Западного Дарваза.

Систематизация этих данных в виде серии комплексных геолого-геоморфологических профилей позволяет составить карту суммарных амплитуд вертикальных тектонических движений за новейший тектонический этап (рис. 5). Последняя наглядно отражает характер новейших структур. Суммарные амплитуды новейших движений колеблются в широких пределах — от 1000 до 4000 м. Средние же их скорости, в соответствии с указанной выше длительностью новейшего тектонического этапа, изменяются в пределах от 0,25 до 1,0 мм/год.

Полученные данные позволяют составить общее представление о характере тектонического рельефа кровли кристаллического фундамента Таджикской депрессии и о природе его новейших деформаций.

#### Литература

- Бабадоглы В. А. Некоторые замечания по тектонике неогеновых отложений Северного Придарвазья. Изв. АН ТаджССР. Отд. геол.-хим. наук, 2(8), 1962.
- Бельский В. А. О некоторых особенностях альпийской тектоники Юго-Западного Дарваза. Докл. АН ТаджССР, т. 7, 1968.
- Бельский В. А. О возрасте рельефа Юго-Западного Дарваза. В сб. «Неотектоника и сейсмостектоника Таджикистана». Изд-во «Дониш», Душанбе, 1969.
- Бурчак А. Р. Третичные континентальные отложения юго-западного Таджикистана. Тр. Тадж. компл. эксп. 1932 г., вып. 4. Изд-во ОНТИ — Госхимтехиздат, 1934а.
- Бурчак А. Р. Геоморфология Южнотаджикской депрессии. Тр. Тадж. компл. экспедиции 1932 г., вып. 4а. Изд-во ОНТИ — Госхимтехиздат, 1934б.
- Власов Н. Г. Схема тектоники Юго-Западного Дарваза. Докл. АН СССР, т. 145, № 6, 1962.
- Герасимов И. П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР. В сб. «Проблемы физической географии», т. 12. Изд-во АН СССР, 1946.
- Гоби-Алтайское землетрясение. Изд-во АН СССР, 1963.
- Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. Изд-во АН СССР, 1960.
- Захаров С. А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. Тр. АН ТаджССР, т. 95, 1958.
- Костенко Н. П. К методике геоморфологического анализа горных стран. Вестн. Моск. ун-та. Сер. биол.-геол., № 2, 1959.
- Костенко Н. П. Главнейшие черты неотектоники Гиссаро-Алая, Памира и Таджикской депрессии. В сб. трудов геологического фак-та МГУ (к XXI сессии МГК). Изд-во Моск. ун-та, 1961.
- Костенко Н. П. Главнейшие закономерности расчленения горного сооружения Памира. В сб. «Материалы по геологии Памира», вып. 1. Изд-во АН ТаджССР, Душанбе, 1963.
- Кухтиков М. М. Краевые разломы Памира и Дарваза. Уч. зап. Тадж. ун-та, т. 12, Изд-во АН ТаджССР, Душанбе, 1956.
- Лоскутов В. В. Геоморфология Таджикистана. В сб.: «Новейший этап геологического развития территории Таджикистана». Душанбе, 1962.
- Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. «Наука», 1965.
- Попов В. И. Кайнозойские молассы Средней Азии и новейший орогенез. В сб. «Гималайский и альпийский орогенез». Изд-во «Недра», 1964.
- Синицын Н. М. Северо-Памирский краевой разлом (О северной геологической границе Памира). Уч. зап. Ленингр. ун-та, т. 268. Сер. геол., вып. 10, 1959.
- Хаин В. Е. О непрерывно-прерывистом течении тектонических процессов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1950.
- Хаин В. Е. О глыбово-волновой (складчато-глыбовой) структуре земной коры. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 33, № 5, 1958.
- Чедия О. К. Зоны четвертичной аккумуляции и новейшая тектоника Дарваза. Тр. Тадж. ун-та, т. 2. Изд-во АН ТаджССР, Душанбе, 1957.
- Чедия О. К. История геологического развития территории Таджикистана в кайнозое. В сб. «Новейший этап геологического развития территории Таджикистана». Изд-во «Полиграфкомбинат», Душанбе, 1962.
- Чедия О. К., Трофимов А. К. Особенности новейшего развития структурных форм Таджикистана. В сб. «Новейший этап геологического развития территории Таджикистана». Изд-во «Полиграфкомбинат», Душанбе, 1962.
- Чихачев П. К. Тектоника Юго-Западного Таджикистана. Тр. Тадж. компл. эксп. 1932 г., вып. 4. Изд-во ОНТИ — Госхимтехиздат, 1934.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Географгиз, 1948.
- Шульц С. С. Геоструктурные области и положение в структуре Земли областей горообразования по данным новейшей тектоники СССР. В сб. «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». «Наука», 1964.
- Desio A., Martina E., Pasquare G. On the geology of Central Badakhshan. Quat. J. Geol. Soc., London, vol. 120, 1964.

УДК 551.243.4/5(575.1)

Р. И. ПАВЛОВ

## О ПОПЕРЕЧНЫХ ЗОНАХ ПОВЫШЕННОЙ ДЕФОРМАЦИИ ЗИРАБУЛАКСКИХ ГОР (ЗАПАДНЫЙ УЗБЕКИСТАН)

В пределах Зирабулакского горного поднятия установлена значительная роль «поперечных» структур северо-восточного направления, которые в верхнем структурном этаже выражены в виде зон повышенной деформации. Эти «поперечные» структуры контролируют размещение магматизма и связанного с ним оруденения.

В последнее время все большим числом исследователей поднимается вопрос о «поперечных» структурах, секущих главные тектонические элементы Тянь-Шаня и на них накладывающихся (Алферов, Бухарин, Гарьковец и др., 1967; Вольфсон, 1964; Гарьковец, 1964; Резвой, 1965 и др.). В пределах Западного Узбекистана такими «антитяньшаньскими» (по А. Г. Бабаеву) направлениями характеризуется группа разрывных дислокаций северо-восточного простирания, менее четко выраженных с поверхности и фиксирующихся по комплексу геологических и геофизических данных (Вольфсон, 1964; Гарьковец, 1964; Резвой, 1965; Алферов и др., 1967). Поперечные разрывные структуры (их пояса) оказывают существенное влияние на распределение продуктов магматизма и постмагматической минерализации (Вольфсон, Гарьковец, 1963), а также сопровождаются резкими перепадами мощностей юрских и неоген-четвертичных отложений (Резвой, 1965). Наиболее крупные из этих элементов (Урало-Тяньшаньский, Гиссаро-Чимкентский и др.) характеризуются лево-сдвиговым перемещением тектонических блоков и максимальной активностью в пермо-триасовое время (Алферов и др., 1967). Значительная роль линейных деформаций северо-восточного направления отмечается нами и для Зирабулакского горного поднятия. Приведенная ниже характеристика поперечных структур Зирабулакских гор получена в процессе комплексной обработки данных детальных геологических съемок масштаба 1:25 000, проведенных В. С. Корсаковым, Е. И. Барковской, Э. С. Сорокиным, и геофизических материалов В. И. Колубанова, И. Т. Чебана, а также результатов полевых наблюдений автора в 1966—1968 гг.

В геологическом строении Зирабулакских гор принимают участие палеозойские и мезозойские осадочные отложения. В центральной части горного поднятия и в меньшей степени на крыльях более древние осадочные образования прорваны многофазным комплексом интрузивных пород верхнепалеозойского возраста (рис. 1). Палеозойские осадочные образования, слагающие большую часть стратиграфического разреза района, условно подразделяются на три разновозрастных формационных комплекса: нижне-среднепалеозойский эффузивно-терригенный, среднепалеозойский карбонатный и средне-верхнепалеозойский молассовидный. Первый комплекс объединяет существенно сланцевые (в низах разреза с горизонтами эффузивов) образования ордовик-нижнесилурийского возраста (мощность 1100—1430 м), второй — карбонатные породы (доломиты, известняки) верхнего силура — нижнего девона (мощ-

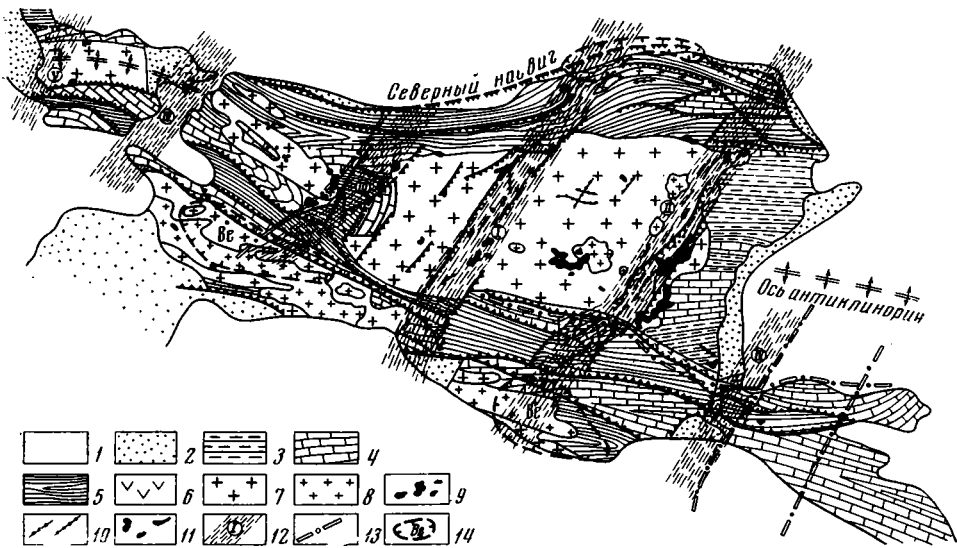


Рис. 1. Схема строения и «поперечные» структуры Зибулакских гор (составил Р. И. Павлов с использованием материалов геологических съемок и геофизических работ)

1 — кайнозойские отложения; 2 — мезозойские отложения; 3 — верхнедевонские — среднекаменноугольные отложения; 4 — карбонатная толща силура — девона; 5 — ниже-среднепалеозойские песчано-сланцевые образования; 6 — эффузивные и эффузивно-осадочные образования среднего палеозоя; 7—10—верхнепалеозойский (С<sub>2</sub>—Р<sub>1</sub>) интрузивный комплекс: 7 — гранодиориты порфировидные (вторая фаза), 8 — граниты биотитовые и двуслюдяные (третья фаза), 9 — лейкократовые граниты (четвертая фаза), 10 — дайки и дайкообразные тела лейкократовых гранитов; 11 — наиболее крупные разрывные нарушения; 12 — поперечные зоны повышенной деформации; 13 — глубинные разломы, установленные по геофизическим данным; 14 — границы пегматитовых полей с указанием ведущего компонента

ность 1790—2460 м), третий — грубообломочные отложения (конгломераты, гравелиты, песчаники, реже сланцы) верхнедевонско-среднекаменноугольного возраста (мощность 830—1120 м). Образования мезозоя и кайнозоя представлены преимущественно терригенными и пестроцветными отложениями верхнего мела, палеогена, неогена и антропогена.

Магматические образования развиты широко и подразделяются на два разновозрастных магматических комплекса: ниже-среднекаменноугольный комплекс ультрабазитов и верхнекаменноугольно-нижнепермский гранитоидный (Хамрабаев и др., 1967). Первый комплекс представлен серпентинизированными ультрабазитами (дунитами), формирующими цепочку небольших дайкообразных тел вдоль северного склона поднятия Верхнекаменноугольно-нижнепермский гранитоидный комплекс пользуется исключительно широким распространением и, по существу, определяет главные особенности магматизма района. История формирования этого комплекса характеризуется четырьмя фазами внедрения интрузий, приведших к образованию последовательного ряда магматических формаций: диоритовой, гранодиоритовой, гранитной и аляскитовой (Хамрабаев и др., 1967). С каждой из этих фаз интрузий связывается определенный жильно-дайковый комплекс, представленный лампрофирами, двуслюдяными гранитами, аплитами, аплит-пегматитами, пегматитами и лейкократовыми гранитами. Развитие магматизма определило общие особенности металлогении района — процессы скарново-редкометальной (вольфрам), кварц-касситеритовой, пегматитово-редкометальной, частично ртутно-сурьмяной и золоторудной минерализации.

Палеозойские осадочно-метаморфические образования Зибулакского горного поднятия смяты в сложные изоклинальные складки и формируют субширотную антиклинорную структуру, прорванную в осевой части Зибулакским батолитом (см. рис. 1). Северное крыло антиклинор-

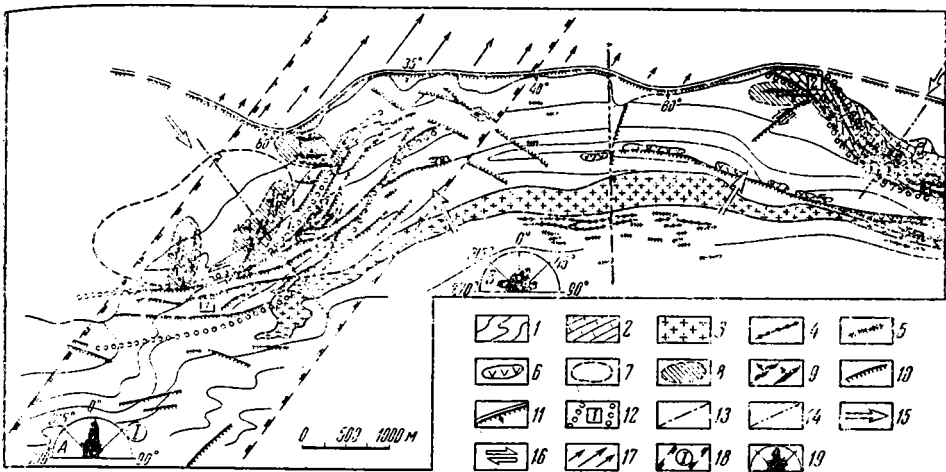


Рис. 2. Геолого-структурная схема северо-восточного участка Центральной поперечной зоны

1 — песчано-сланцевая толща силура; 2 — карбонатные отложения нижнего девона; 3 — гранодиориты; 4 — лейкократовые граниты; 5 — лампрфиры; 6 — серпентинизированные ультрабазиты; 7 — купол не вскрытого эрозией интрузива (лейкократовые граниты?), установленный по геофизическим данным; 8 — локальные участки развития гранитных пегматитов; 9 — трещины отрыва и направление их падения; 10 — главные разрывные нарушения; 11 — зона Северного надвига и направление его падения (по геофизическим данным); 12 — локальные зоны повышенной деформации (зоны смятия, разрывов и динамометаморфизма); 13 — осевая линия структуры про-

дольного изгиба I порядка; 14 — осевая линия локальных флексур (структур II порядка); 15 — направления трансформированных тектонических напряжений, формирующих локальные структуры II порядка; 16 — направления относительных перемещений сопряженных блоков; 17 — направление преобладающего тангенциального движения масс во время формирования структуры пегматитового поля (длина знака условно соответствует тектоническому усилию); 18 — фрагмент Центральной поперечной зоны повышенной деформации; 19 — розы диаграммы общей трещиноватости (преобладают трещины отрыва); А — в пределах «поперечной» зоны, В — вне ее

рия характеризуется крутым, опрокинутым на север залеганием составляющих его складчатых серий и фестончатой дугообразной формой в плане. При этом центральная часть крыла обращена выпуклостью к югу, восточная — к северу, образуя горизонтальную (в плане) флексуру. На участке сопряжения крыльев флексуры отмечается более сильная перемятость осадочно-метаморфических образований при общем простирании зоны на северо-восток по азимуту 35—40° (рис. 1, 2).

Складчатые структуры района осложнены многочисленными разрывными нарушениями различной ориентировки и протяженности. Наиболее крупные из них характеризуются близширотным направлением, преимущественной приуроченностью к краевым частям антиклинория и «добатолитовым» возрастом заложения. Рассматриваемые дизъюнктивы относятся к типу крутых надвигов, реже — взбросо-сдвигов и располагаются веерообразно (в вертикальном поперечном сечении) с наклоном поверхности сместителей к центру антиклинория. Амплитуды перемещения по этим разломам редко превышают сотню метров, а протяженность наиболее крупных из них исчисляется в первых десятках километров при ширине от 2—5 до 20—50 м. В палеозойских образованиях рассматриваемые нарушения сопровождаются зонами сильно дробленных, перетертых, карбонатизированных и окварцованных пород.

Ко второй группе разрывных нарушений относятся дизъюнктивы северо-восточного простирания. Последние классифицируются обычно как послеплатоитовые и секут (смещают) гранитоиды основной (второй) фазы. На поверхности указанные разрывы фиксируются по полосам дробленных, гнейсированных и рассланцованных пород, затронутых (особенно в гранитоидах) процессами вторичного изменения (окварцевания, альбитизации, грейзенизации), а также сопровождаемых дайками лейкократовых гранитов и аплитов. В осадочно-метаморфических породах в связи с разрывами отмечаются явления карбонатизации, хлоритиза-

ции, прожилково-жильного окварцевания, а также — зоны интенсивного смятия.

Наряду с рассмотренными двумя основными группами разрывов (близширотных и северо-восточных) в районе отмечается серия более мелких по масштабу дизъюнктивных нарушений, имеющих различную ориентировку. Последние в большинстве случаев сопряжены с главными разломами, но иногда развиваются самостоятельно, осложняя складчатые структуры более высоких порядков.

Формирование основных пликативных и разрывных структур Зирабулакского поднятия связано с герцинской складчатостью. Степень же проявления заключительных фаз магматизма, в том числе особенности размещения лейкократовых гранитов, а также основной рудной минерализации, определялась, по нашим представлениям, блоковой тектоникой района на заключительном этапе герцинского тектогенеза.

При анализе пространственного положения разрывов северо-восточной ориентировки можно заметить, что преобладающая их часть группируется в определенные зоны того же направления (см. рис. 1), к которым тяготеет также и основная масса интрузий лейкократовых гранитов, участков и зон гидротермальной проработки, а также большая часть редкометальных проявлений и месторождений. Наблюдаемая приуроченность поздних интрузий и постмагматических проявлений к зонам разрывных нарушений северо-восточного направления может свидетельствовать об их одновременности (или почти одновременности) и принадлежности к общим более крупным структурам. Подобные структуры классифицируются нами как «поперечные зоны повышенной деформации» (по Н. П. Хераскову, 1967), отражающие на поверхности «внутриблоковые скрытые глубинные разломы V порядка» (Томсон, 1963). Существование скрытых глубинных разломов подтверждается цепочечным и зональным распределением даек и интрузий заключительных фаз магматизма (граниты, лейкократовые граниты), поясами ксенолитов, зонами гидротермальной переработки и аномальных деформаций (зоны флексур, местного смятия и повышенной трещиноватости).

В пределах Зирабулакских гор намечается несколько поперечных зон повышенной деформации. Они вытянуты в северо-восточном направлении и пересекают по диагонали все горное поднятие. Ширина этих зон, определяемая по комплексу геологических и структурных признаков, достигает 1,5—2,0 км. Расстояние между ними не превышает 5—7 км.

Центральная (Аймахальская) зона повышенной деформации (I. на рис. 1) проходит в средней части горного поднятия. На существование этой зоны указывают S-образные изгибы контактов Зирабулакского гранитоидного массива, наличие группы сближенных северо-восточных разломов (наиболее крупный из них — Аймахальский разлом А. С. Аделунга), серии дайко- и штокообразных тел лейкократовых гранитов и зон гидротермальной переработки (преимущественно грейзенизация, частично альбитизация и эпидотизация), а также локальное смятие и повышенная тектоническая нарушенность вмещающих образований. В центральной части зоны (в 4 км к северо-востоку от пос. Аймахаль), кроме того, отмечается интенсивное расщепление и крупноплитчатая отдельность гранодиоритов Трещины отдельности и расщепления, имеющие субмеридиональную ориентировку, здесь локализируются в зоне северо-восточного простирания (азимут 35—40°), располагаясь эшелонированно, обычно под острым углом к простиранию всей зоны. Трещины преимущественно вертикальные (иногда с падением под углом 70—80° на запад), ограниченной протяженности (от единиц до первого десятка метров) и незначительной мощности (доли и первые сантиметры). Обычно они сопровождаются лейкократизацией и частично муковитизацией гранодиоритов. В отдельных случаях по ним произошли незначительные (до 5—10 см) лево-сдвиговые перемещения соседних блоков. Концент-

рация трещин в зоне весьма непостоянна. Наблюдаются локальные сгущения (до нескольких десятков трещин на  $1 \text{ м}^2$ ) и разряжения (1—10 трещин на  $1 \text{ м}^2$ ). Участки подобной тектонической нарушенности пород (площадью до  $0,6 \text{ км}^2$ ) особенно часто отмечаются около юго-восточной границы зоны, где они прослеживаются с перерывами до северного контакта Зирабулакского интрузивного массива (район сел. Бештал). Здесь же в полосе северо-восточной ориентировки группируются вытянутые ксенолиты ороговикованных песчано-сланцевых пород.

Характерные S-образные изгибы северного и южного контактов Зирабулакского интрузивного массива и наличие горизонтальной флексуры в палеозойских осадочно-метаморфических образованиях северного склона Зирабулакского горного поднятия, а также ориентировка трещин отдельности (рассланцевания) и ксенолитов в его центральной и северо-восточной частях однозначно указывают на направленное движение блоков вдоль описываемой зоны с формированием левого сдвига. Общая амплитуда относительного горизонтального смещения блоков довольно значительна и оценивается величиной не менее  $0,5—1,0 \text{ км}$ .

Участок северного склона Зирабулакских гор, изображенный на рис. 2, наиболее показателен и в отношении динамики движений. Региональные лево-сдвиговые перемещения блоков по зоне и местная трансформация возникающих при этом динамических усилий приводят к образованию «структуры продольного изгиба» (по М. В. Гзовскому, 1960). Фрагмент описываемой поперечной зоны здесь представлен крупной горизонтальной (плановой) флексурой и локальной, ориентированной в северо-восточном направлении зоной (шириной до  $2 \text{ км}$ ) интенсивного смятия (вплоть до плейчатости) и повышенной трещиноватости пород, затронутых динамометаморфизмом. Здесь же расположены основные рудные тела пегматитового поля и купол не вскрытого эрозией интрузива лейкократовых гранитов (см. рис. 2). Разрывные нарушения в пределах зоны преимущественно взбросо-сдвиговые (с преобладанием горизонтальной составляющей), крутопадающие (под углом  $50—70^\circ$ ). Они характеризуются значительным дроблением, брекчированием, катаклизмом и локальным смятием пород, а также сопровождаются окварцеванием, частичной карбонатизацией и лимонитизацией. Массовые замеры трещиноватости осадочно-метаморфических пород показывают (см. рис. 2), что в пределах рассматриваемой поперечной зоны преобладают трещины отрыва меридионального направления (азимут падения плоскостей  $270—300^\circ$ , угол  $40—80^\circ$ ), а вне ее роза-диаграмма трещин имеет изометричный рисунок.

Инги́чкинская (Жаттасайская) зона повышенной деформации (II на рис. 1) расположена в  $7 \text{ км}$  к востоку от описанной выше Центральной зоны, где она приурочена к восточному краю Зирабулакского интрузивного массива и протягивается в северо-восточном направлении. Эта зона четко выделяется на основании следующих признаков: а) зональное расположение дайково-интрузивного пояса лейкократовых гранитов с преобладающей северо-восточной ориентировкой тел, б) аналогичная группировка зон разрывных нарушений и гидротермальной проработки гранитоидов массива, в) мозаично-блоковое строение участков северного (Чангалли — Робинджан) и южного (бассейн верховьев Кальта-сая) крыльев Зирабулакского антиклинория; южный (Кальтасайский) участок дополнительно осложнен зоной сильного смятия осадочных пород, а также S-образными изгибами контактов южной группы интрузивных тел; северному участку свойственно массовое развитие пологих надвиговых структур; г) приуроченность почти всех известных здесь рудопроявлений и месторождений металлов к восточному контакту Зирабулакского интрузивного массива и к дайково-интрузивному поясу лейкократовых гранитов. Движения тектонических блоков в Инги́чкинской зоне имели преобладающий право-сдвиговый характер.



В юго-западной своей части выделяемая зона смещена более молодым разломом глубокого заложения (правый сдвиг), установленным по данным магнито- и гравиразведки.

Помимо описанных выше в пределах Зирабулакского горного поднятия выделяются еще несколько аналогичных поперечных структурных зон (см. рис. 1). Часть из них (зоны III, IV) не только обосновываются общими геолого-структурными особенностями (флексурами, зонами разрывов, участками проседания кровли интрузивов, мозаично-блоковым строением), но и подтверждаются геофизическими исследованиями (магнито- и гравиразведка). Определенная роль указанных нарушений устанавливается и в размещении рудной минерализации.

Таким образом, в строении Зирабулакского горного поднятия важную роль играют поперечные структуры северо-восточного направления. Наиболее крупные из них носят глубинный характер и проявляются в верхнем структурном этапе в качестве зон повышенной деформации. Они устанавливаются по комплексу геолого-структурных и геофизических данных, таких как зональная группировка северо-восточных разрывных нарушений и зон гидротермального изменения пород, поясное расположение дайково-интрузивного комплекса лейкократовых гранитов, магнитно-гравиметрических аномалий и т. д. На заключительном этапе герцинского тектогенеза характеризуемые глубинные элементы формируют блоковое строение района и контролируют размещение и характер проявления завершающих фаз магматизма и связанного с ним орудения. При этом дайково-интрузивные лейкократовые граниты и отчасти биотитовые и двуслюдяные граниты предыдущей фазы (характерные для центральной части антиклинория) локализируются в пределах поперечных зон повышенной деформации. К этим же зонам и участкам их пересечения с близширотными краевыми разломами приурочены поля гранитных пегматитов и проявления редкометальной минерализации.

#### Литература

- Алферов Г. Ю., Арапов В. А., Бухарин А. К., Гарьковец В. Г. и др. Тектоническая карта Узбекской ССР. Под ред. В. Г. Гарьковца. Изд-во «ФАН» УзССР, Ташкент, 1967.
- Больфон Н. Б., Гарьковец В. Г. Новые представления о структуре и условиях размещения эндогенной минерализации в Западном Узбекистане в свете геофизических исследований. Узб. геол. ж., № 4, 1963.
- Больфон Н. Б. Применение геофизических и геохимических методов при выявлении и картировании скрытых разломов фундамента в Кураминской структурно-фациальной зоне. В кн. «Сб. научн. трудов (к XXII сессии МГК)», вып. 4, Изд-во «Наука», УзССР, Ташкент, 1964.
- Гарьковец В. Г. О структурной и металлогенической связи Тянь-Шаня с Уралом. В кн. «Сб. науч. трудов», вып. 4, Изд-во «Наука». УзССР, Ташкент, 1964.
- Гзовский М. В. Тектонофизика и проблемы структурной геологии. В сб. «Структура земной коры и деформации горных пород». Изд-во АН СССР, 1960.
- Нейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. Ст. 1 и 2. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1956.
- Резвой Д. П. «Анти Тяньшаньское» структурное направление в тектонике Средней Азии. Геол. сб. Львовского геол. о-ва, № 9. Изд-во Львовского ун-та, Львов, 1965.
- Томсон И. Н. Региональные структуры, факторы контроля орудения. В кн. «Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогени». Изд-во АН СССР, 1963.
- Хамрабаев И. Х., Мацоккина Т. М. и др. Магматические комплексы Узбекистана и их металлогеническая специализация. В кн. «Закономерности размещения ископаемых», т. VIII, Изд-во «Наука», 1967.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации. Изд-во «Наука», 1967.

Зеравшанская геолого-разведочная  
экспедиция  
Самаркандгеология

Статья поступила  
29 сентября 1969 г.

УДК 551.242.12(571.1)

Е. М. МАКСИМОВ, М. Я. РУДКЕВИЧ

**КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА РЕЖИМА ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ**

На основе палеотектонических карт построены схемы и графики скоростей прогибания. Их анализ позволяет выделить этапы усиленного погружения (ранняя — средняя юра, неоком, апт—альб—сеноман), максимальная площадь и интенсивность которого приходится на конец раннемеловой эпохи, и этапы ослабленного, более равномерного опускания (поздняя юра, поздний мел). Отмечается закономерная миграция во времени центров погружения с северо-востока на юго-запад. Затухание нисходящих движений в кайнозое завершается неогеновой инверсией — общим поднятием северной половины плиты.

В журнале «Геотектоника» № 2 за 1969 г. опубликована статья В. Н. Шолпо «Количественные критерии оценки режима вертикальных движений», в которой предлагается методика анализа режима вертикальных движений, дополняющая метод фаций и мощностей. Карты мощностей перестраиваются с использованием данных абсолютной геохронологии в карты скоростей осадконакопления или прогибания. Затем измеряются площади с различными скоростями прогибания, вычисляются их процентные отношения к общей площади исследуемой территории и строятся графики распределения площади по скоростям прогибания для разных отрезков времени. Методом средневзвешенного вычисляются средняя скорость движений, средняя контрастность, определяемая как мера отклонения скоростей от вычисленного среднего значения.

Предложенная методика успешно может быть применена для оценки режима вертикальных движений в мезозойскую и кайнозойскую эры в пределах Западно-Сибирской плиты. Для этих целей нами были использованы карты изопахит масштаба 1:5 000 000 различных интервалов стратиграфического разреза, составленные коллективом авторов под редакцией М. Я. Рудкевича в 1968 г., и абсолютная геохронологическая шкала (табл. 1).

Платформенный чехол Западно-Сибирской плиты<sup>1</sup> в соответствии с литолого-фациальными особенностями подразделяется на семь крупных комплексов осадков, отвечающих по времени различным отрезкам абсолютной геохронологической шкалы, соизмеримых между собой по длительности: ранне-среднеюрскому, позднеюрскому, неокомскому, апт — альб — сеноманскому, позднемеловому (без сеномана), палеоцен-эоцен-раннеолигоценному, средне-позднеолигоцен-неогеновому. Карты изопахит, составленные для названных интервалов, были перестроены в карты скоростей осадконакопления (прогибания), определенных как частное от деления мощности осадков на время, в течение ко-

<sup>1</sup> В данной статье не рассматриваются триасовые отложения, которые в северных районах низменности возможно также входят в состав платформенного покрова (Рудкевич, 1969).

Таблица 1

Геохронологическая шкала (юбилейный симпозиум Холмоа, 1964 г.) млн. лет		Продолжительность, млн. лет		
Четвертичный		1,5—2		
—1,5				
Третичный	7	Плиоцен	5	63
	26	Миоцен	19	
	37	Оligоцен	11	
	54	Эоцен	17	
	65	Палеоцен	11	
Мел	70	Маастрихт	5	71
	76	Кампан	6	
	82	Сантон	6	
	88	Коньяк	6	
	94	Турон	6	
	100	Сеноман	6	
	106	Альб	6	
	112	Апт	6	
	118	Баррем	6	
	124	Готерив	6	
	130	Валанжин	6	
	136	Рязанский	6	
	Юра	141	Пурбекский	
146		Портландский	5	
151		Кимериджский	5	
157		Оксфордский	6	
162		Келловейский	5	
167		Батский	5	
172		Байосский	5	
178		Тоарский	5	
183		Плинсбахский	5	
188		Синемюрский	5	
190—195	195	Гетангский	7	

## Распределение площадей, прогибавшихся в мезозое и кайнозое с различной скоростью

Интервалы скоростей— $V_i$ , мм/год	Площадь, тыс. км <sup>2</sup>						
	$I_{1-2}$	$I_3$	$Cr_1$ пс	$Cr_{1-2}$ ар-см	$Cr_2$ т-д	$Pg_1-Pg_3'$	$Pg_3^2-N$
1—0,01	865	1282	433	391	1378	1710	2285
0,01—0,02	551	1023	368	323	1123	1114	87
0,02—0,03	513	355	491	288	459	195	—
0,03—0,04	160	35	811	451	137	—	—
0,04—0,05	212	—	433	516	—	—	—
0,05—0,06	111	—	247	744	—	—	—
0,06—0,07	125	—	105	227	—	—	—
0,07—0,085	115	—	33	135	—	—	—
Сумма	2652	2695	2921	3075	3097	3019	2372

Таблица 3

## Средневзвешенные скорости прогибания и дисперсии для разных отрезков времени геологической истории

	$I_{1-2}$	$I_3$	$Cr_1$ пс	$Cr_{1-2}$ ар-см	$Cr_2$ т-д	$Pg_1-Pg_3'$	$Pg_3^2-N$
$V_{cp}$ мм/год	0,029 0,054	0,017 0,015	0,036 0,041	0,042 0,065	0,018 0,023	0,015 0,015	0,01 0

торого они накапливались. При этом, как отмечает В. Н. Шолпо, скорость прогибания является осредненным результатом сложной гаммы знакопеременных движений.

Были подсчитаны площади, занятые различными интервалами скоростей, их процентное отношение к общей площади исследуемой территории ( $\frac{\Delta S_i}{S}$ ). Среднее значение скорости определялось по формуле

$V_{cp} = \frac{\sum V_i \cdot \Delta S_i}{S}$ . По формуле  $D = \frac{1}{n} \sum_1^n (V_i - V_{cp})^2 \cdot \Delta S_i$  вычислялась дисперсия, показывающая меру отклонения (рассеяния) скоростей от вычисленного среднего значения.

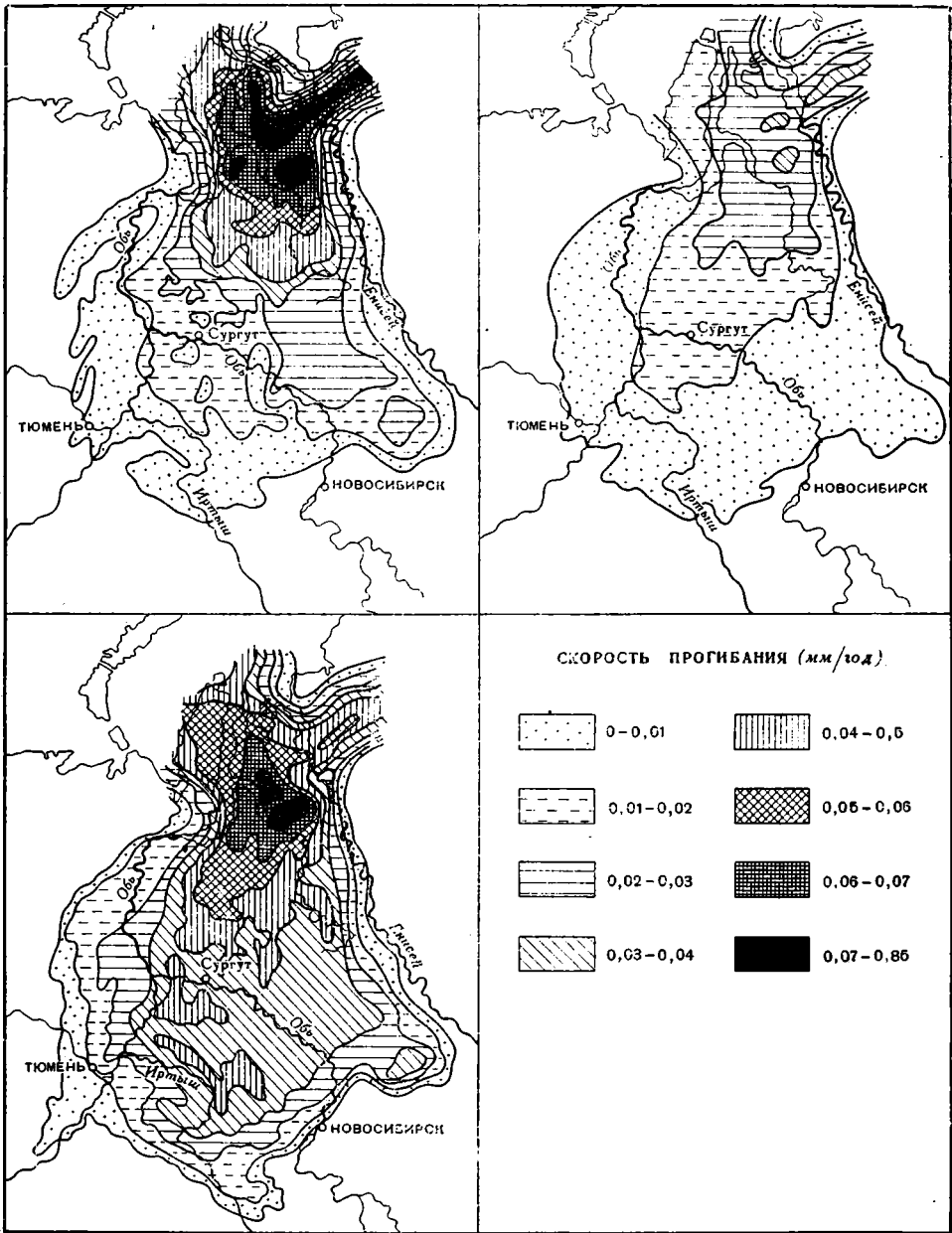
Результаты подсчетов сведены в табл. 2, 3.

Схематические карты скоростей прогибания Западно-Сибирской плиты и графики распределения площадей по скоростям погружения дают наглядную картину изменения интенсивности и контрастности тектонических движений как в пространстве, так и во времени в течение всей платформенной истории развития (рис. 1—3).

В целом, по скоростям прогибания в платформенном цикле развития Западно-Сибирской плиты выделяются этапы интенсивного проявления нисходящих движений, охватывающие раннюю—среднюю юру и ранний мел (включая сеноманский век позднемеловой эпохи), этапы замедления погружения, проявившиеся в поздней юре, позднем мелу—палеогене, и заключительный среднеолигоцен-неогеновый этап, когда большая часть территории плиты испытывала процесс воздымания.

Как видно из рисунков, этапы интенсивного прогибания характеризуются значительной дифференцированностью движений, а скорость погружения отдельных зон достигает 0,07—0,085 мм/год. В эпохи замедленного прогибания тектонические движения в пределах Западно-Сибирской плиты приобретают более спокойный, равномерный характер, а скорость погружения даже в зонах максимального опускания не превышает 0,03—0,04 мм/год.

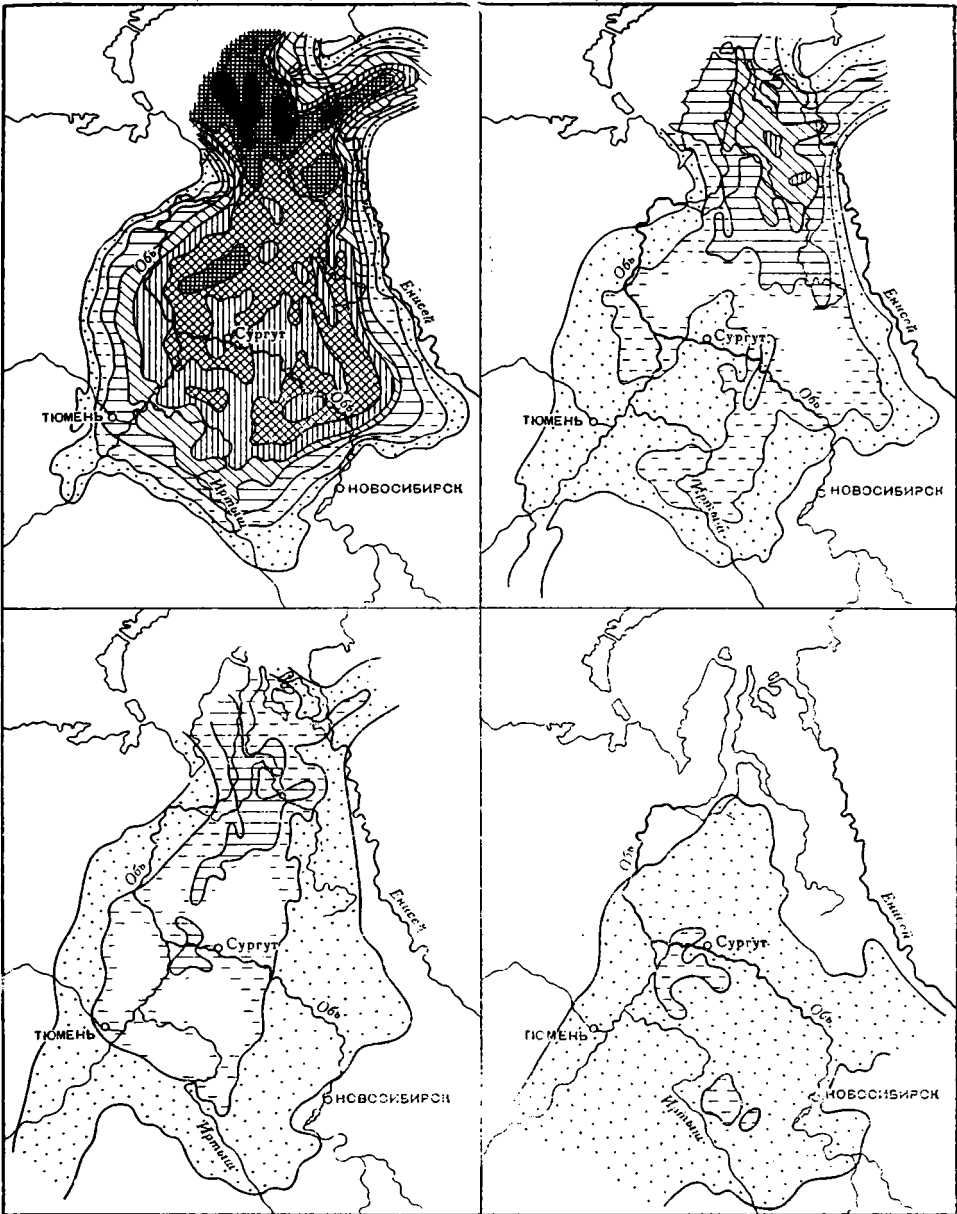
Следует отметить при этом, что ранне-среднеюрский, неокомский и апт-альб-сеноманский осадочные комплексы, отвечающие по времени



**НЕОКОМ**

Рис. 1. Схемы распределения площади Западно-Сибирской плиты по скоростям прогибания в юре и неокоме

накопления этапам интенсивного проявления нисходящих движений, характеризуются песчано-глинистыми и песчано-алевритовыми породами, которые образовались в условиях переменного режима (мелководно- и прибрежно-морские, озерно-аллювиальные фации). Верхнеюрские, верхнемеловые и палеогеновые отложения, накапливавшиеся в условиях замедленного погружения, представлены существенно глинистыми и кремнисто-глинистыми породами фаций открытого морского бассейна. В отдельные века (волжский, туронский) имело место неполностью компенсированное осадками прогибание.



ПАЛЕОЦЕН, ЭОЦЕН, РАННИЙ ОЛИГОЦЕН  
(СОВМЕСТНО)

СРЕДНИЙ — ПОЗДНИЙ ОЛИГОЦЕН,  
НЕОГЕН (СОВМЕСТНО)

Рис. 2. Схемы распределения площади Западно-Сибирской плиты по скоростям прогибания в позднем мелу, палеогене и неогене (усл. обозначения см. рис. 1)

Северная часть плиты, где уже в триасе заложилась крупные платформенные впадины, в ранне-среднеюрское время испытывала наибольшее погружение со скоростью  $0,05—0,085 \text{ мм/год}$ . Сравнительно интенсивное прогибание испытывала также восточная приенисейская часть плиты, примыкающая к Сибирской платформе.

В неокоме зона высоких скоростей значительно смещается в западном направлении, в Надым-Тазовское междуречье. Существенно воз-

растает скорость опускания территории Среднего Приобья и Обь-Иртышского водораздела. В апт-альб-сеноманское время область значительных скоростей (0,05—0,06 мм/год) занимает уже огромное пространство всей

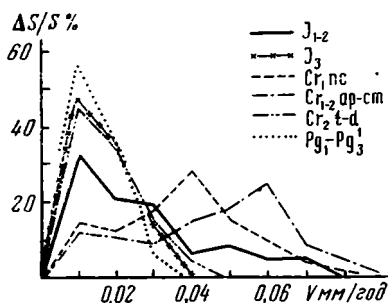


Рис. 3

Рис. 3. Графики распределения площади Западно-Сибирской плиты по скоростям прогибания

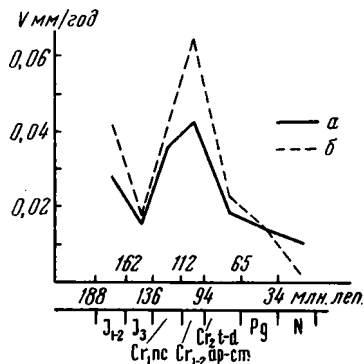


Рис. 4

Рис. 4. Графики изменения во времени средней скорости прогибания и средней контрастности (дисперсии) движений

а — средняя скорость прогибания, б — средняя контрастность движений

внутренней части мегасинеклизы. При этом зона наибольших скоростей (0,07—0,085 мм/год) перемещается (по сравнению с неокомским временем) еще далее на северо-запад, в сторону п-ова Ямал.

Схемы распределения площади плиты по скоростям прогибания для позднеюрской и позднемеловой эпох очень близки между собой. Область наибольших для этих отрезков времени скоростей располагается в северо-северо-восточной части бассейна. Таким образом, в этапы ослабления общего темпа мезозойского опускания центры последнего как бы возвращаются в северо-восточную часть плиты, в которой началось ее формирование в триасе и в начале юрского периода.

Схемы и графики распределения площади Западно-Сибирской плиты по скоростям прогибания для мезозойской эры отображают последовательное расширение бассейна в процессе вовлечения в энергичное опускание центральных, южных и западных районов современной территории низменности.

Вследствие того, что в ранне-среднеюрское время интенсивно опускалась сравнительно небольшая территория приенисейской части плиты, максимум площади на графике попадает на величину скорости, равную 0,01 мм/год. В неокоме максимум площади приходится на скорость 0,04 мм/год, а в апт-альб-сеномане — 0,06 мм/год. Графики позднеюрского и позднемелового этапов дают максимумы 0,01 мм/год при меньшей контрастности дифференцированных движений по сравнению с другими эпохами мезозоя.

Из изложенного следует, что дифференцированное прогибание Западно-Сибирской плиты в мезозое носило волновой характер, при котором эпохи наибольшего погружения сменялись эпохами выравнивания и ослабления темпа опускания. При этом в этапы энергичных опусканий с высокой скоростью (ранняя — средняя юра, неоком, апт-альб-сеноман) площади, охваченные такими опусканиями, последовательно возрастали и достигли максимума к концу раннемеловой эпохи.

На рубеже мелового и палеогенового периодов начинается значительное ослабление темпа общего прогибания, которое сопровождается перестройкой структурного плана и резким смещением центров погружения на запад, в сторону Урала. Для палеоцен-раннеолигоценного времени максимальная скорость опускания колеблется в пределах 0,02 — 0,03 мм/год, а область со скоростью нисходящих движений, равной 0,01 — 0,02 мм/год, занимает больше половины седиментационного бассейна.

Восточная приенисейская зона плиты в это время испытывает воздымание.

Вторая половина олигоцена и неогеновый период выделяются в особый этап, принципиально отличающийся от всех ему предшествовавших. На этом относительно коротком отрезке времени (31 млн. лет) происходит резкое изменение плана тектонических движений. На обширном пространстве севера и востока плиты, т. е. в тех районах, где во все предшествовавшие эпохи происходило наиболее интенсивное прогибание, активизировался процесс воздымания. Поднятие северных и восточных районов плиты привело к отступанию моря и резкому сокращению области осадконакопления. Центр прогибания сместился к югу, в район Юганской и Омской впадин. Скорость погружения не превышала  $0,02$  мм/год, а в среднем была равна  $0,01$  мм/год.

Графики изменения во времени средней скорости прогибания и дисперсии (средней контрастности движений) имеют сходную характеристику (рис. 4). Если принять ранне-среднеюрское время за некоторую исходную величину, то тогда окажется, что средняя скорость прогибания и контрастность движений убывают в позднеюрскую эпоху, затем резко возрастают в раннем мелу, достигая максимума в апт-альб-сеноманское время. В позднем мелу наступает интенсивный спад как средней скорости прогибания, так и контрастности движений. Этот спад продолжается в течение палеогена и неогена, при этом в среднеолигоценое — неогеновое время контрастность прогибания почти равна нулю, что связано с преобладанием восходящих движений на огромной территории, охватывавшей северные, восточные, а затем и центральные районы Западно-Сибирской низменности.

Количественный анализ динамики дифференцированных колебательных движений, которые переживала Западно-Сибирская плита в течение полного цикла платформенного развития, позволяет отметить определенную закономерность в этом процессе. В полном цикле отчетливо выделяются три стадии: 1) стадия заложения плиты (мегасинеклизы) в триасе и юрском периоде с этапами усиленного (ранняя средняя юра) и ослабленного, но более равномерного (поздняя юра) прогибания; 2) стадия максимального спуска как по площади, втянутой в погружение, так и по скорости; она охватывает раннемеловую эпоху, включая сеноманский век позднего мела; 3) последовательное отмирание господствующего режима нисходящих движений; эта часть цикла охватывает позднемеловую эпоху, палеогеновый и неогеновый периоды; в позднемеловую эпоху в активное воздымание вовлекается юго-восточная окраина плиты, в палеоценовое время — южная, в раннем олигоцене — восточная, приенисейская зоны и в среднеолигоценое — неогеновое время — вся северная половина бассейна (Рудкевич, 1969). В конце третьей стадии образуются неглубокие компенсационные впадины.

Таким образом, в истории Западно-Сибирской мегасинеклизы проявляются стадии развития, в известном смысле сходные с геосинклинальными. Это сходство, в частности, выражается в последовательной миграции центров погружения и смене господствующих отрицательных движений доминирующим поднятием, общей инверсией.

В этой связи по особенностям тектонического развития молодые платформы (плиты) как бы занимают промежуточное положение между древними платформами и геосинклиналиями.

#### Литература

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.  
Проект рекомендации по мировой геохронологической шкале. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 9, 1966.  
Рудкевич М. Я. Тектоника Западно-Сибирской плиты и ее районирование по перспективам нефтегазоносности. Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 14. Изд-во «Недра», 1969.  
Шолпо В. Н. Количественные критерии оценки режима вертикальных движений. Геотектоника, № 2, 1969.



УДК 551.243.34 (235.32)

И. М. СБОРЩИКОВ

СКЛАДКИ ГРАВИТАЦИОННО-ОПОЛЗНЕВОГО ТИПА  
В ВЕРХОЯНЬЕ

Рассматриваются небольшие сложные дисгармоничные складки, по облику отличающиеся от большинства складчатых структур Верхоянья. Выделяется несколько типов таких дислокаций — от оползневых нарушений в полужидких осадках до сильно сжатых изоклиальных складок в отдельных пластах песчаников. Помимо общей морфологии эти дислокации отличаются и внутренней структурой пород, что находит отражение в ориентировке оптических осей кварца.

В геосинклинальных областях иногда встречаются дислокации, по своему облику непохожие на нормальные, хорошо известные складчатые структуры. Эти дислокации отличаются крайней степенью дисгармонии, неправильными, причудливыми изгибами пластов, причем более смятыми обычно бывают жесткие, казалось бы менее поддающиеся деформации породы. Как недавно показала И. В. Кириллова (1968), широко распространенное представление о некоторых типах таких структур, как о складках волочения, является ошибочным. Вместе с тем генезис этих дислокаций и их положение среди нормальных тектонических структур во многом остаются неясными. Выявленные в целом ряде районов (Музылев и др., 1954; Белостоцкий, 1955; Наливкин, 1956; Кириллова, 1968; и др.) нарушения такого типа несомненно представляют широко распространенное явление, требующее специального изучения.

В Верхоянье впервые обратил внимание на такие дислокации И. И. Белостоцкий при изучении бассейна р. Томпо. В отложениях пермского возраста им были встречены дислокации, в которых наблюдалось

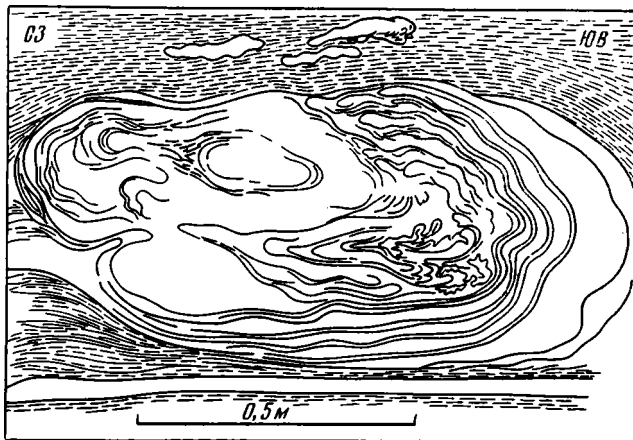


Рис. 1. Структура песчаникового тела, деформированного в пластичном состоянии. Нижняя пермь. Бассейн р. Томпо. (Рисунок И. И. Белостоцкого)

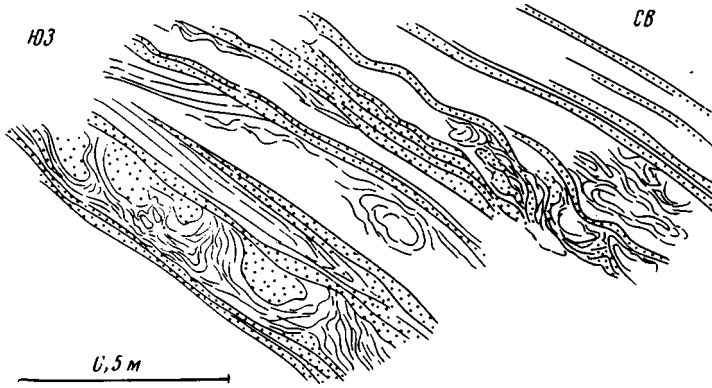


Рис. 2. Подводно-оползневые деформации слоев в отложениях верхней перми. Бассейн р. Томпо. (Рисунок И. И. Белостоцкого)

отчетливое срезание слоистых, перекрученных складок горизонтально залегающими прослоями. В одних случаях — это одиночные овальные караваеобразные тела песчаников со сложной внутренней структурой (рис. 1), в других — целая серия межпластовых, неправильной формы округлых блоков, окруженных массой перемешанных песчано-алевролитовых обломков (рис. 2).

Дислокации, аналогичные приведенным на рис. 1, известны и в пределах меридионального отрезка Верхоянского антиклинория. Внешне они выглядят, как линзообразные, караваевидные тела песчаников среди алевролитов мощностью обычно 0,5—2 м и протяженностью до нескольких метров (рис. 3). Эти образования имеют округлые, плавные очертания и несколько напоминают тектонические будины. Однако сходство с последними чисто поверхностное. При благоприятных условиях на поперечном срезе такой «будины» обычно хорошо видно ее сложное внутреннее строение. Прежде всего в таком теле обращает на себя внимание отчетливая тонкая слоистость концентрического типа. При этом отдельные тонкие и тончайшие слойки не просто накладываются один на другой, а часто собраны в очень сложные дисгармоничные мелкие складочки. Слоистость в алевролитах облекает тела песчаников. По своей внутренней структуре эти образования весьма напоминают снежный ком.

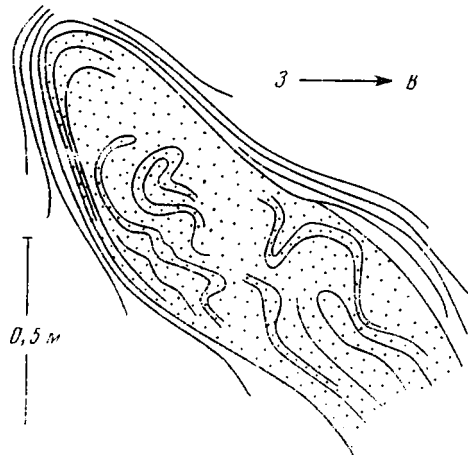


Рис. 3. Линзообразное тело песчаников со сложной внутренней структурой. Верховья р. Сынча

Вероятно, отдельные блоки нелифитированных песчаных осадков сползали по илистому материалу, перекачивались вниз, облекаясь все новыми слоями, одновременно испытывавшими и пластические деформации.

Представление о несколько ином типе дислокаций дает рис. 4. Складки такого облика можно условно назвать «червеобразными». В бассейне верховьев р. Ньолон эти нарушения практически всегда связаны с одиночными песчаниковыми прослоями, которые чрезвычайно

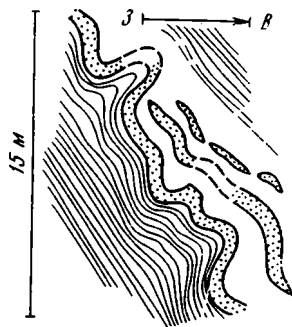
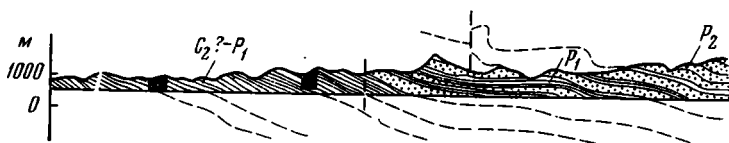
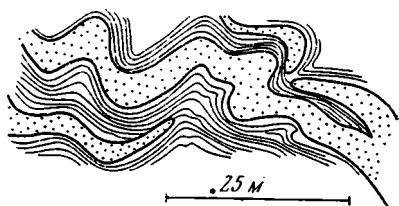


Рис. 4. Складки «червеобразного» типа в каменноугольных отложениях верховьев р. Ньолон. Черными квадратами показано положение дислокаций на профиле



редки в преобладающих здесь исключительно однообразных алевролитовых отложениях. Но там, где выходят пласты песчаников, почти всегда появляются и сложные дисгармоничные складки. Они прослеживаются обычно лишь в пределах горизонтов, находящихся в непосредственной близости от песчаных прослоев и быстро затухают вверх и вниз по разрезу. Как видно на приведенных рисунках, песчаники очень часто представлены линзообразными, быстро выклинивающимися телами, иногда со своеобразными «апофизными» контактами. Изменения мощностей дислоцированных песчаных прослоев носят совершенно незнакомый характер. Наиболее примечательно, что даже в очень сильно сжатых «червеобразных» складках не наблюдается столь обычное для нормальных тектонических структур подобие в изгибе пластов с увеличением их мощности в замке и сокращением на крыльях. Дислокации в алевролитах носят подчиненный характер, они как бы сглаживают складки в песчаниках, облекают их так, что те очень быстро затухают вверх и вниз.

Приведенные примеры складок, описанных в верховьях р. Ньолон, останавливают на себе внимание потому, что они появляются среди чрезвычайно слабо дислоцированных отложений. На большом расстоянии в пределах восточного крыла Верхоянского антиклинория здесь породы находятся в практически моноклиальном залегании, будучи лишь слегка покороблены на отдельных участках. В пределах этой пологой (наклон 15—30°) моноклинали и встречены своеобразные дисгармоничные складки. Небольшие по размерам, очень быстро затухающие по вертикали, они никак не могут быть связаны с общей тектонической структурой этого участка. Не отмечается также их приуроченности к каким-либо локальным зонам повышенной тектонической напряженности (приразломные участки, поверхности срывов и т. д.). Причину появления таких дислокаций очевидно следует искать в другом.

Наконец, рассмотрим дислокации, напоминающие по своему облику «кишечные» складки, описанные И. В. Кирилловой (1968). Эти нарушения часто уже весьма близки по форме к обычным тектоническим нарушениям, развитым в Верхоянье, однако существует целый ряд признаков, позволяющих объединять их со складками, примеры которых были приведены выше. Эти складки также обычно приурочены к прослоям песча-

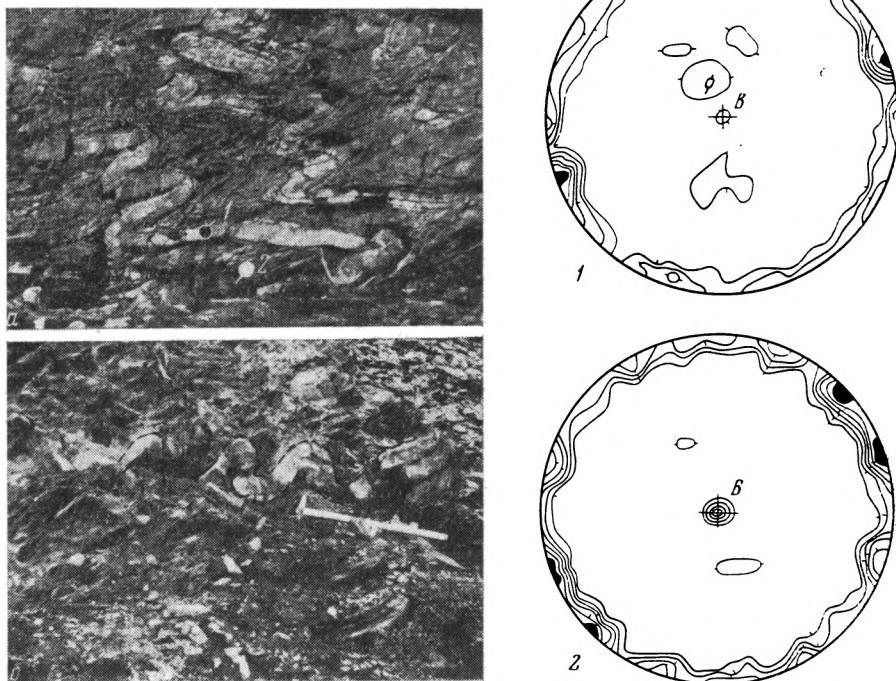


Рис. 5. Дисгармонично смятые прослои песчаников внутри толщи алевролитов каменноугольного возраста (а и б) р. Серга. Справа — диаграммы ориентировки оптических осей кварца в прослоях песчаника (1) и алевролита (2). (Места отбора ориентированных образцов показаны на фото а)

ников внутри однообразной толщи алевролитов и аргиллитов. Обычно они очень сильно сжаты, приобретая даже порой изоклиальный облик, с наклонными и лежащими осевыми плоскостями (рис. 5). Иногда это собранный в равномерную гармошку пласт песчаника с почти горизонтальным зеркалом складчатости. Практически нигде не отмечается подобия в строении таких складок. На рис. 5, а, например, особенно отчетливо заметно, что пласт песчаника, собранный в складки с почти параллельными крыльями, сохраняет свою мощность неизменной. Залегающие рядом алевролиты с тонкими песчанистыми прослоями дислоцированы в складки причудливых конфигураций, лишь частично повторяющие изгибы пластов песчаников.

Несмотря на существенные различия в облике всех рассмотренных складок, можно выделить целый ряд объединяющих их особенностей.

Прежде всего — это дисгармония в строении и приуроченность дислокаций к довольно небольшим по мощности горизонтам, как правило, резко отличающимся по литологическому составу от вмещающих пород.

Во всех случаях, если и происходят изменения в мощности сминаемых в складки пластов, то эти изменения носят незакономерный характер. Нигде не отмечается сколько-нибудь заметного подобия в строении складок, а чаще всего мощности пластов в замках и на крыльях складок остаются неизменными, несмотря на очень крутые углы наклона крыльев.

Все такие дислокации обычно пространственно не связаны с сложными тектоническими зонами, а, наоборот, часто приурочены к слабо деформированным участкам (порой даже к простым моноклиналям).

Везде, где только удается установить направление наклона или запрокидывания этих складок, оно оказывается восточным на меридиональном и северо-восточным на субширотном отрезках антиклинория.

Микроструктура деформированных пород в рассмотренных дислокациях также весьма своеобразна. Была изучена, например, ориентировка обломочного кварца в двух образцах, взятых, как показано на рис. 5, а из песчаникового и алевролитового прослоев. На приведенных диаграммах ориентировки оптических осей кварца вырисовывается узор типичных *B*-тектонитов (в качестве оси *B*, как обычно, выбрана ось складки). На фоне очень узких круговых поясов, распределенных более или менее равномерно по окружности диаграмм, выделяется по два простых или сдвоенных максимума на каждой диаграмме. Показательно, что обе диаграммы чрезвычайно близки, почти тождественны по своему рисунку, хотя образцы взяты из совершенно различных по механическим свойствам пород: из крупнозернистых очень плотных песчаников и из тонких листоватых алевролитов. Для нормальных же тектонических дислокаций характерно существенное различие во внутренней структуре компетентных и некомпетентных пластов (Зоненшайн, Сборщиков, 1966). Насколько последнее справедливо, можно судить по диаграммам рис. 6. На них виден характер ориентировки кварца в песчаниковых и алевролитовых прослоях на крыле антиклинали, образование которой связано, несомненно, с общим процессом складчатости. Даже при наличии некоторых признаков течения, приводящих к подобию в строении этой складки, сохраняются различия в характере деформации жестких и мягких прослоев.

Тектониты в дисгармоничных складках (см. рис. 5) характеризуются совершенно иными чертами. Возможны, по-видимому, различные объяснения происхождения тектонических узоров на этих диаграммах. Интересно, например, что основные максимумы (черные), довольно четко (с точностью до 2—3°) совпадают с направлением кливажных поверхностей, хотя и нельзя исключать того, что это может быть чистой случайностью. Для нас гораздо важнее сам факт удивительного сходства рисунков на обеих диаграммах. Такое сходство необычно и, по-видимому, связано с особыми условиями образования самих дислокаций. Тождественность рисунков диаграмм для песчаников и алевролитов, вероятно, может быть лишь следствием одинаковой реакции на напряжения столь различных в обычной ситуации пород.

Очевидно, все рассмотренные дислокации по своему происхождению существенно отличаются от основных складчатых структур Верхоянья. Своеобразная форма, внутреннее строение, размеры некоторых нарушений приводят к предположению, что их образование происходило в нелигифицированных, по-существу, полужидких осадках. Другие же примеры относятся, вероятно, к складкам, образовавшимся в несколько уплотненных, но все же довольно пластичных, легко деформирующихся осадках. К аналогичному выводу приходит и И. В. Кириллова (1968) при изучении «кишечных» складок Кавказа. Только слабой степенью диагностицированности можно, очевидно, объяснить появление особого типа ориентировки кварца в тектонитах на рис. 5. Необходимо иметь в виду, что по внешней форме эта складка уже очень мало отличима от обычных дислокаций и может быть не замечена среди них. Петроструктурный же анализ позволяет легко выделить ее.

Дислокация в совершенно нелигифицированных осадках по аналогии с хорошо известными примерами можно определенно отнести к подводно-оползневым явлениям. Происхождение же других рассмотренных здесь складок не столь очевидно. Однако есть основания предполагать, что и они близки по генезису к этим нарушениям. Прежде всего такое предположение логично объясняет, почему эти дислокации появляются почти всегда только в горизонтах, резко отличающихся по своей литоло-

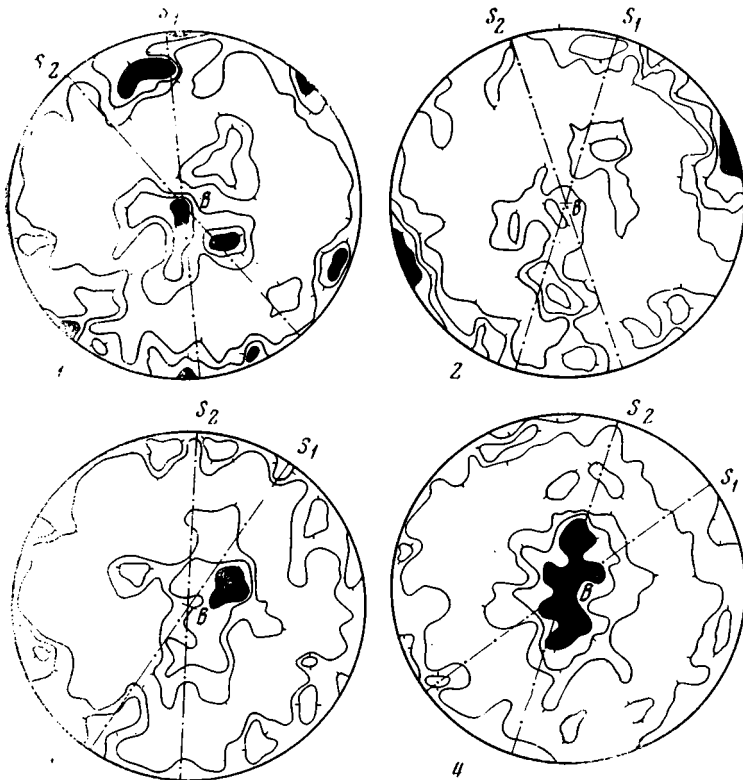


Рис. 6. Нормальная складка и диаграммы ориентировки кварца в разных ее частях (1, 2 — образцы песчаников, 3, 4 — алевролитов);  $S_1$  — плоскость кливажа,  $S_2$  — слонность

гии от окружающих пород. Несомненно, редкие горизонты песчанистого материала среди алевритов обуславливали механическую неоднородность среды и в первую очередь были способны к оползанию даже при небольших углах наклона. Показательно направление асимметрии складок — они всегда опрокидываются в сторону погружения дна бассейна седиментации, что определяется по палеогеографическим данным. При этом зоны, в которых отмеченные нарушения встречаются наиболее часто, вероятно характеризовались максимальным углом наклона поверхности осадконакопления. К этому следует добавить, что и сами «червеобразные» или «кишечные» складочки часто имеют в отдельных своих

частях столь много общих черт с заведомо оползневыми дислокациями в нелитифицированных осадках, что нередко бывает сложно провести грань между ними. По существу, все приведенные примеры представляют собой единый непрерывный ряд дислокаций от очень сложных нарушений в текучих незатвердевших осадках к более простым и крупным «червеобразным», а затем и «кишечным» складкам, уже приближающимся по своему облику к нормальным тектоническим формам. Наличие такого ряда дислокаций, в котором наблюдается постепенное возрастание размеров складок и увеличение степени литифицированности пород в момент складчатости, заставляет как-то считаться с возможностью проявления гравитационно-оползневых явлений в более широких масштабах и в жестких, консолидированных отложениях.

#### Литература

- Белостоцкий И. И. Некоторые примеры деформации осадков в период их отложения. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 30, вып. 4, 1955.
- Зоненшайн Л. П., Сборщиков И. М. Петроструктурный анализ некоторых складок Западного Верхоянья. Геотектоника, № 4, 1965.
- Кириллова И. В. Об условиях образования мелких дисгармоничных складок на примере флишевой зоны южного склона Большого Кавказа. Геотектоника, № 2, 1968.
- Музылев С. А. и др. Методическое руководство по геологической съемке и поискам. Госгеолтехиздат, М.—Л., 1954.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. I. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1956.

Всесоюзный  
аэрогеологический трест

Статья поступила  
17 ноября 1969 г.

УДК 551.24.01

В. П. КОЛЧАНОВ

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПОСТРОЕНИЯ О. Х. ХИЛЬГЕНБЕРГА  
ДЛЯ РАСШИРЯЮЩЕЙСЯ ЗЕМЛИ<sup>1</sup>

О. Х. Хильгенберг первым высказал в 1933 г. мысль о расширении Земли в ходе ее развития. С тех пор он последовательно отстаивает эту гипотезу, получившую некоторое распространение за рубежом и значительно меньшее в СССР, подкрепляя ее все новыми аргументами и применяя для объяснения различных геологических явлений. Используя данные по палеомагнетизму пород, имевшиеся на 1963 г., он на объемных моделях земного шара восстановил основные черты палеогеографии (распределение сиалических континентальных и симатических океанических глыб) для карбона, перми, триаса, юры, мела и эоцена. Для этого интервала им использовано около 350 значений склонений и наклонений, относящихся к точкам в самых разных частях земного шара.

Оставаясь на тех же позициях, в более поздней работе (Hilgenberg, 1969) он уточнил количественные значения некоторых величин, использованные при построениях. Оказалось, например, что на определение положений палеополюсов Земли существенно влияет происходившее одновременно с расширением Земли сокращение ее сиалической коры. С учетом этого фактора (не принимавшегося во внимание в реферируемой работе) выяснилось следующее: 1) положения полюсов в северном полушарии существенно не меняются; 2) все положения полюсов в южном полушарии (начиная с карбона) должны сместиться к югу; 3) неувязка данных для положений полюсов в юре устраняется; 4) области рассеивания положений полюсов сужаются; 5) многие замеры, ранее выпадавшие из общей картины, ныне попадают в области рассеиваний положений полюсов; 6) существенно меняются представления о соотношениях площадей суши и океанов в прежние эпохи. В связи с этим таблица приводится ниже в исправленном виде (по Hilgenberg, 1969). Однако в тексте реферата все численные величины оставлены без изменений (они приведены в таблице в скобках), чтобы не нарушать стройности созданной картины и позволить читателю понять ход построений О. Х. Хильгенберга.

\* \* \*

Гипотеза дрейфа континентов, почти не защищавшаяся после смерти А. Вегенера, вновь привлекла внимание исследователей около 20 лет тому назад. Однако ее развитию мешали три момента: а) сохранение представления о позиции Австралии и Антарктики в Пангее между Индостаном и Индокитаем; б) допущение большой подвижности сиалических глыб; в) мнение о неизменности диаметра Земли.

<sup>1</sup> Реферат работы: O. C. Hilgenberg. «Die Paläogeographie der expandierenden Erde vom Karbon bis zum Tertiär nach paläomagnetischen Messungen». Geol. Rundsch., Bd. 55, N. 3, 1966.



С позицией Австралии и Антарктики в Пангее А. Вегенера были согласны многие исследователи. Однако О. Х. Хильгенберг считает, что Австралоантарктика первоначально связывала западное побережье Северной и Южной Америки с восточным побережьем Азии между Японией и Тайванем. Он принимает скол Антарктики по краю шельфа Чили в период от докембрия до юры, что снимает ряд палеогеографических загадок.

Принципиально ошибочной спекуляцией является, по мнению О. Х. Хильгенберга, «дрейф сиалических глыб через существовавшие океаны». Он не осуществляется «через океаны». Наоборот, увеличение с течением времени ареала океанов образует движущую силу кажущегося дрейфа материков. По С. В. Кэри (Carey, 1958), тихоокеанский сегмент с палеозоя увеличился по меньшей мере вдвое. Вопреки мнению об изменчивости сиалических глыб О. Х. Хильгенберг утверждает, что от перми до мела существовало лишь два комплекса континентов, сохранявших свой облик на протяжении 150 млн. лет. Первый слагают Северная Америка, Евразия, Африка и Южная Америка, примыкающая к ним так, чтобы перекрыть южную часть Атлантического океана, как это и принимал А. Вегенер. Второй комплекс отвечает спаянному континенту Австралоантарктики (возможно, с Новой Зеландией) с линией спайки вдоль южного края шельфа Австралии.

Прежние попытки установить распределение суши, траектории перемещения и расположение полюсов по палеомагнитным данным, считая диаметр Земли неизменным, по мнению О. Х. Хильгенберга, сомнительны и безуспешны. Если по тем же данным надо установить положение полюсов на расширяющейся Земле, то прежде следует заново рассчитать значения склонений и наклонений, что и проделал О. Х. Хильгенберг. От неизменности диаметра Земли отказался также и К. М. Крир (Creer, 1965). Однако он располагает Австралию западнее Северной Америки, с Новой Гвинеей в заливе Аляска, что О. Х. Хильгенберг считает такой же ошибкой, как и помещение Австралии между Индостаном и Индокитаем, пусть даже при последнем варианте И. В. Кириллов (1958) и В. Б. Нейман (1962) допускают расширение Земли.

В реферируемой работе О. Х. Хильгенберг ставил целью воссоздание точного географического положения современных материков в градусной сетке расширяющейся Земли для периодов от каменноугольного до третичного. Тем самым он свел палеогеографию к распределению в земной коре сиала и симы и к определению положения полюсов. Суша, включая краевые моря шельфов, олицетворяет собой сиалические глыбы, а океаническое дно — симатические. Понятно, что изображенные на рис. 3 и 4 современные берега морей, озер и реки не имеют ничего общего с палеогеографией и нанесены лишь для ориентировки точек с палеомагнитными данными.

По палеомагнитным данным для перми устанавливается почти исключительно обратное геомагнитное поле. Поскольку это хорошо согласуется с обращением полярности магнитного поля на рубеже мелового и третичного периодов и имеются данные о том, что диаметр Земли в перми составлял 72% современного, О. Х. Хильгенберг прежде всего обратился к пермскому глобусу. Исходный глобус имеет диаметр 48 см, т. е. приведен к масштабу 1:26 455 000. Перед наклеиванием контурных карт материков на пермский глобус диаметром 34,6 см (72% от исходного глобуса) на них были сделаны разрезы через  $10^\circ$  (рис. 1) и определены положения пермских полюсов по способу Дж. В. Грехэма (Graham, 1955), слегка измененному.

На рис. 2 показано построение большого круга с обоими полюсами для точки  $H$  с координатами  $54^\circ$  в. д. и  $58^\circ$  с. ш., со средними значениями склонения  $d=218^\circ$  и наклонения  $i=-43^\circ$ . Следуя способу Грехэма, бумажную оболочку с континентами Северной Америки — Евразии — Юж-



Рис. 1. Заготовка для наклейки на глобус диаметром 48 см. Сперва была склеена в виде оболочки шара для определения палеоэкваториальных точек и палеополусов, а затем вновь разрезана по местам склейки для развертывания на плоскость. Линейное уменьшение 1:4

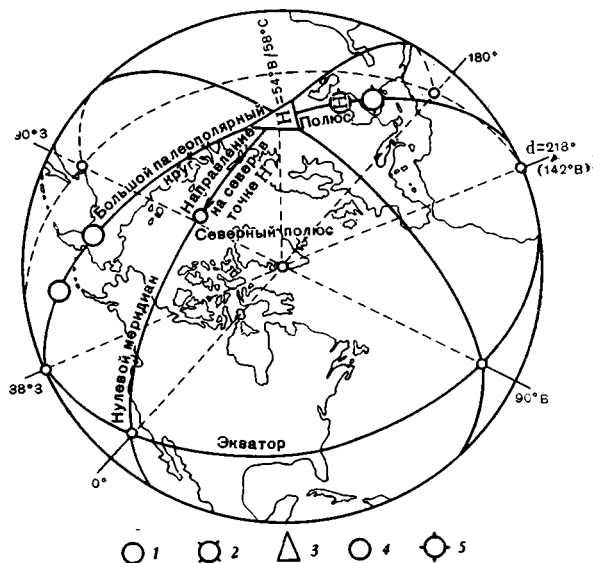
1 — точка замера с участком большого полярного круга (вершина треугольника указывает направление к ближайшему полюсу, а его основание — направление к ближайшей экваториальной точке); 2 — ближайший к точке замера полюс; 3 — ближайшая к точке замера экваториальная точка; 4 — дальний от точки замера полюс; 5 — дальняя от точки за-

мера экваториальная точка; 6 — большой полярный круг с двумя полюсами и двумя экваториальными точками; 7 — большой полярный круг с предположительными или неустановленными положениями полюсов

ноамериафрики надо расположить на глобусе диаметром 48 см так, чтобы точка *H* совпала с северным полюсом Земли, а современное направление на север совпало бы в точке *H* с нулевым меридианом. Тогда, используя экватор в качестве транспортира, оба меридиана  $38^\circ$  з. д. и

Рис. 2. Метод Грэхэма (Graham, 1955) для определения палеополюсов и палеоэкваториальных точек, измененный для расширяющейся Земли

1 — палеополюс и 2 — палеоэкваториальная точка на современном глобусе; 3 — точка замера; 4 — палеополюс; 5 — палеоэкваториальная точка



$218^\circ$  з. д. ( $=142^\circ$  в. д.) окажутся тем большим полярным кругом, действительным для современной Земли, который надо нанести на бумажную оболочку. На нем расположатся два полюса и две экваториальные точки: ближняя к точке замера пара и антиподальная. В соответствии с  $i = -43^\circ$  точка замера *H* с восстающим наклоном расположена в северном полушарии Земли, полюс которого, однако, обладает полярностью, соответствующей полярности современного южного полюса Земли. Между географической широтой  $\lambda$  точки замера ко времени возникновения остаточного магнетизма и установленным в месте замера палеонаклоном  $i$  существует определенная зависимость. Поэтому благодаря смещению на величину  $\lambda$  вдоль установленного большого круга от точки замера в нужном направлении можно найти ближнюю к ней точку пересечения большого полярного круга с палеоэкватором. По О. Х. Хильгенбергу (Hilgenberg, 1962) при  $i = -43^\circ$   $\lambda = 25^\circ$  с. ш. На поверхности глобуса, где  $2r = 48$  см (диаметр),  $1^\circ = 2r \times \pi \times 360^{-1}$  (см)  $= 0,42$  см. Поэтому углу  $\lambda = 25^\circ$  на глобусе современной Земли отвечает отрезок  $25 \times 0,42 = 10,5$  см. Отложив его на большом полярном круге в нужном направлении от точки замера, получим палеоэкваториальную точку (см. рис. 2). Отложив величину  $\lambda = 90^\circ = 37,8$  см по обе стороны от найденной палеоэкваториальной точки, установим палеополюса, один из которых показан на рис. 2. Симметрично между полюсами лежит вторая точка пересечения большого полярного круга с экватором, как антипод первой.

Отвлекаясь от неточностей рисовки, способ Грэхэма для Земли с неизменным диаметром является довольно точным. Ввиду сильного разброса палеомагнитных данных (из-за чего пока невозможно установить положение полюсов для отдельных эпох) совокупность определений пермских полюсов изображена в виде «сгущения полюсов».

Примененный для расширяющейся Земли, способ Грэхэма становится приближенным. Оба больших полярных круга, на которых найдено по одному северному и одному южному полюсу с учетом направления на

север от точки замера (для расширившейся и для нерасширившейся Земли), незначительно отклоняются друг от друга. Распределение сил и симы на поверхности Земли несходно, видимо, из-за прироста лишь симатических частей коры либо более быстрого прироста симатической части, чем сиалической. О. Х. Хильгенберг принимает, что большой полярный круг на глобусе современной Земли, проходящий через два полюса и две экваториальные точки, служит первым геометрическим местом для этих же искомым точек на еще не расширившемся глобусе. Вторым геометрическим местом для ближней к точке замера экваториальной точки служит рассчитанное расстояние между ними. Если палеоглобус имеет меньший диаметр (например, 72% современного), то  $1^\circ$  на том и  $1^\circ$  на другом глобусе соотносятся как их диаметры. На меньшем глобусе  $1^\circ = 72\% \times 2r \times \pi \times 360^{-1}$  (см) = 0,302 (см). Если  $i = -43^\circ$ , то ближняя к точке замера экваториальная точка удалена на величину  $25 \times 0,302 = 7,5$  см (см. рис. 2). В той же пропорции палеополюс расположится ближе к точке замера  $H$ .

Таким способом О. Х. Хильгенберг определил положение полюсов и экваториальных точек для перми, используя палеомагнитные данные по разным источникам. Некоторые из них, не являющиеся обратно ориентированными, изменены на  $180^\circ$ , что О. Х. Хильгенберг считает правомерным, имея в виду невыясненное происхождение перемагнитченности.

Прочие данные также использовались по измененному способу Грехэма. На рис. 1 показаны найденные для большей части первого комплекса континентов большие полярные круги, экваториальные точки и полюса. После этого бумажная оболочка с первым комплексом континентов (для современного глобуса) так наклеивалась на пермский глобус с диаметром 34,6 и окружностью 109 см, чтобы среднее положение пермского северного полюса совместились с северным полюсом современного глобуса по возможности наиболее естественно. Но без образования в бумажной оболочке складок это не получается, так как кривизна поверхности пермского глобуса больше, чем современного. Возникновение этих складок важно и с точки зрения обратного процесса при расширении Земли. В местах, где при реконструкции палеоглобусов образуются складки, при расширении глобуса, наоборот, возникают зияния. Д. Ван Хильтен (Hilten, 1963) и Р. В. Ван Беммелен (Bemmelen, 1964) именуют это явление «эффектом кожуры апельсина». Однако уже в 1933 г. О. Х. Хильгенберг установил его и им объяснял горообразование.

При наклеивании на пермский глобус первого и второго комплексов суши почти неизбежно получается изображенное на рис. 3 распределение континентов. Рис. 3 изображает пермский глобус в шести видах: сверху и снизу — северное и южное полушария, слева направо — полушария с осевыми меридианами  $90^\circ$  з. д.,  $0^\circ$ ,  $90^\circ$  в. д. и  $180^\circ$ . Графическим путем на больших полярных кругах глобуса найдены экваториальные точки и полюса. Положение материков первого комплекса на пермском глобусе подтверждают палеомагнитные данные, что подчеркивается четким сгущением полюсов в северном и южном полушарии. Д. Ван Хильтен (Hilten, 1963) прав, считая, что точки пересечения больших полярных кругов, проведенных на современном глобусе по разным палеомагнитным данным, иногда дают хорошие положения палеополюсов. Однако при значительном рассеивании величин склонений, как показывает рис. 3, это правило — если оно вообще осуществимо — можно использовать лишь после сложных статистических манипуляций.

Для второго комплекса континентов (Австралия и Антарктика) еще нет столь хорошей согласованности, как для первого комплекса, поскольку установленное оледенение в перми как будто противоречит положению Австралии вблизи экватора по рис. 3. Однако вопрос о причинах оледенения может объясняться по-разному: либо близостью к географическому полюсу, либо распространением холодного климата на сравнитель-

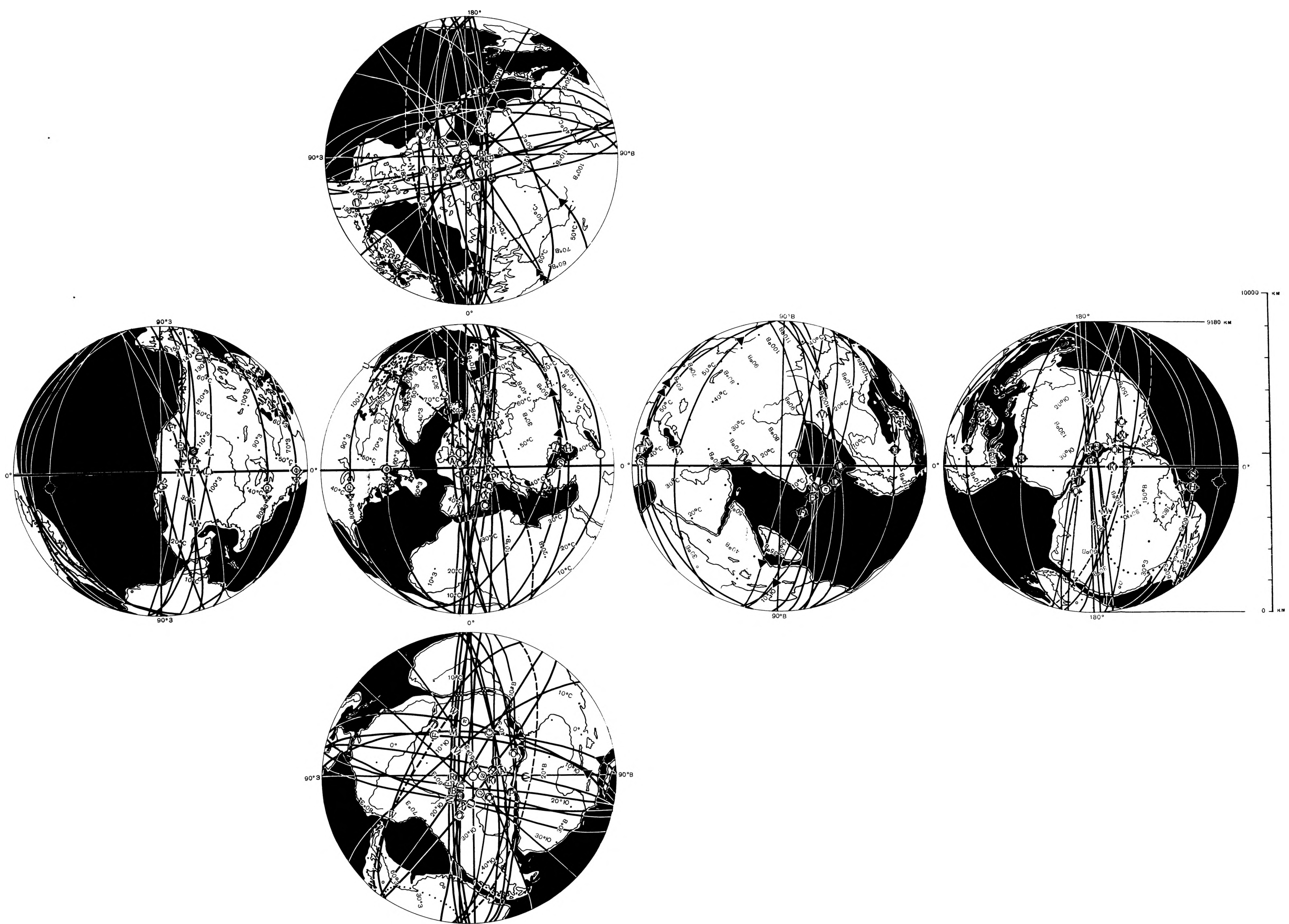


Рис. 3. Пермский глобус в шести видах



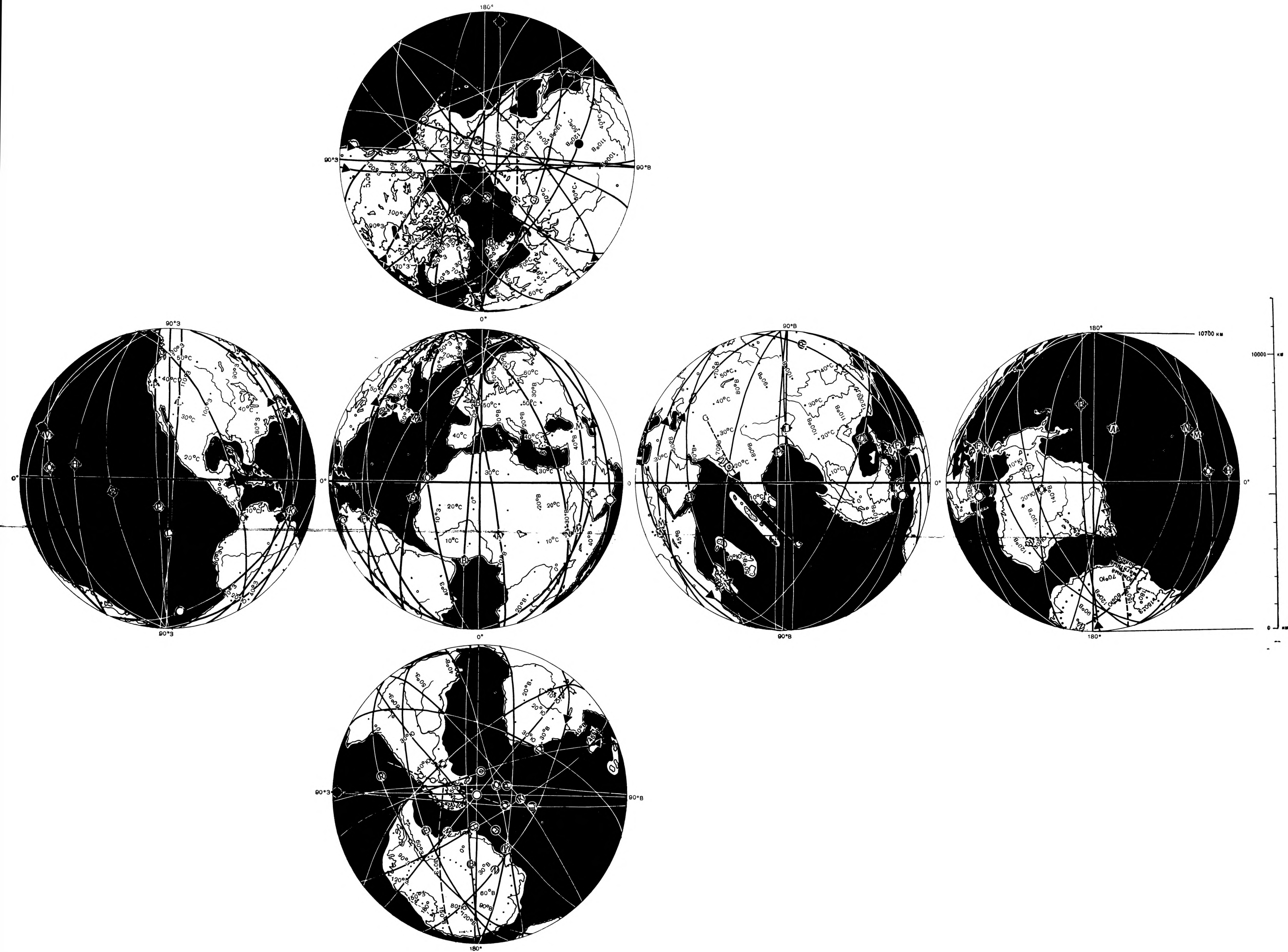


Рис. 4. Меловой глобус в шести видах  
Условные обозначения см. на рис. 1

Период	Pcm	Cm	O	S	D	C
Диаметр глобуса, см	34,8 (30,2)	35,4 (30,7)	37,1 (31,2)	38,1 (31,7)	39,0 (32,2)	40,4 (33,1)
Отношение диаметров, %	73 (63)	74 (64)	77 (65)	79 (66)	81 (67)	84 (69)
Площадь сialя, %	100 (100)	94 (96)	80 (92)	74 (88)	68 (83)	60 (78)
Сжатие сialя	1,0	1,03	1,10	1,13	1,16	1,21
Возраст, млн. лет	600	550	463	415	375	313

Период	P	T	J	Cr	Pg <sub>2</sub>	Ныне
Диаметр глобуса, см	41,7 (34,6)	42,8 (36,0)	44,0 (37,4)	45,4 (40,3)	46,7 (44,2)	48,0 (48,0)
Отношение диаметров, %	87 (72)	89 (75)	92 (78)	95 (84)	97 (92)	100 (100)
Площадь сialя, %	55 (72)	51 (66)	46 (59)	42 (52)	38 (44)	35 (36)
Сжатие сialя	1,26	1,31	1,34	1,40	1,45	1,50
Возраст, млн. лет	255	205	158	99	51	0

но низких широтах того времени. О. Х. Хильгенберг высказывается за вторую возможность, учитывая к тому же вероятность тектонического влияния на величину наклонений, например при расколе Австралии и Антарктики в меловом периоде.

Палеомагнитные данные по Северной Америке хорошо подтверждают пермский глобус. Наоборот, по ряду новых европейских данных положения полюсов значительно отклоняются от представленных на рис. 3. В этом смысле оставляют желать лучшего и данные по Африке. По расчетам Н. Д. Опдайка (Opdyke, 1964) по угольному месторождению Сонгве-Кивира пермский южный полюс находился в Южной Америке, а по его же данным по угольным месторождениям Галула и Кетевака-Мхухума южный полюс располагался юго-юго-восточнее Африки. Такие же трудности появляются для триаса, юры и мела.

Если диаметр Земли в перми действительно составляет 72% современного, то интерполяцией нетрудно установить диаметры Земли и для других периодов. Разрабатывая гипотезу расширения Земли, О. Х. Хильгенберг принял упрощенное допущение, что обломки единой сialической оболочки прежней меньшей Земли в виде континентов (вместе с шельфами) сохраняют свой объем на протяжении всей истории (Hilgenberg, 1933). Этого допущения он придерживается и ныне, считая, что разрастается лишь океаническое дно. Такой процесс, следуя Дж. В. Нортропу и А. А. Мейерхоффу (Northrop, Meyerhoff, 1963), можно назвать «умеренно форсированным» расширением. Ранее О. Х. Хильгенберг (Hilgenberg, 1934) рассматривал также «усиленно форсированное» расширение Земли, при котором возрастает и площадь континентов. Если отбросить подобный «чистый прирост» континентов, то тогда увеличение их площади может происходить за счет внедрения интрузий. Для Исландии, например, получается, что благодаря заполнению интрузивными породами трещин в течение 1 млн. лет прирост длины в горизонтальном направлении достиг 6 км, т. е. по меньшей мере 1% (Bodvarsson, Walker, 1964). Если принять эту пропорцию, то от начала палеозоя до настоящего времени объем Земли должен был бы увеличиться в 6 раз.

Известно, что изъятие океанических ареалов при сохранении тех же ареалов сialических глыб приведет к диаметру земного шара (корового шара) в 63% от современного диаметра Земли (Hilgenberg, 1933). Тогда путем интерполяции между диаметрами глобуса современной Земли (48 см = 100%) и корового шара (30,2 см = 63%), используя диаметр пермского глобуса и величину расширения по функции  $e$ , можно полу-

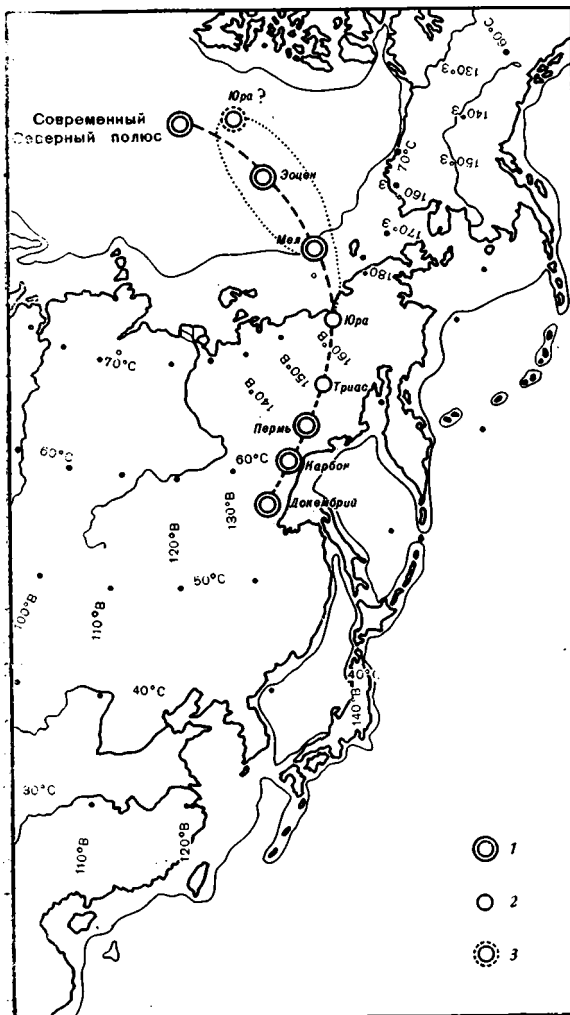


Рис. 5. Палеополуса северного полушария расширяющейся Земли (по данным измерений остаточной намагниченности). Приходившиеся на Северной Ледовитый океан полюса имеют привязку не к современной сетке географических координат, а к азиатскому материку. Для юрского северного полюса предусмотрено два положения

1 — полюса по глобусам, подтвержденные палеомагнитными данными; 2 — полюса, установленные интерполяцией; 3 — предполагаемое положение юрского полюса

этом Берингов шельф и сомкнутое зияние Красного моря являются основными шарнирами раздвигания этого комплекса. Второй комплекс материков (Австралоантарктика), едва лишь отделенный от Японии в карбоне и незначительно удаленный от нее в перми, теперь увеличил это расстояние. Антарктика скалывалась вдоль чилийского побережья, так что пространство между Землей Грейама и Перу постоянно увеличивалось. За среднее положение полюсов выбраны не центры гсушений полюсов в северо-восточной Азии и Южной Америке по данным Э. Ирвинга (Irving, 1964), а найденные интерполяцией средние положения полюсов по данным Гусева (Макарова, 1959). Однако взаимно они согласуются не столь хорошо, как положения полюсов для карбона и перми. Замеры

читать следующие диаметры для отдельных периодов (таблица), по которым довольно просто изготовить пять других глобусов и установить на каждом из них положение экваториальных точек и полюсов.

На глобусе для каменноугольного периода континенты размещаются без перекрытия, если принять два крупных скола в Северной Америке, хотя иногда высказываются сомнения в их существовании (Нейман, 1962). Можно предполагать, что на рубеже карбона и перми разобщенные ими сиалические глыбы докола Северной Америки мощностью свыше 1000 км спаялись воедино и с перми эти сколы уже не проявлялись. Для построения карбонового и последующих глобусов О. Х. Хильгенберг широко использовал сводку по палеомагнетизму Э. Ирвинга (Irving, 1964). При обработке данных получилось, что сиалическое основание Японских островов (вероятно, при возникновении Японского моря) испытало смещения: юго-западная часть глыбы повернулась по ходу часовой стрелки, а северо-восточная часть — против хода.

На триасовом глобусе континенты первого комплекса расположены в виде лепестков цветка. При



в северном полушарии едва ли подтверждаются замераи в южном, и наоборот. Для Австралии оказалось возможным лишь установить большой полярный круг без точек полюсов.

Для юрского глобуса сохраняются неизменными первый и второй комплексы континентов. Увеличиваются лишь ареалы Тихого, Атлантического и Индийского океанов, т. е. например, расстояние между Австралией и Японией. Установленные на юрском глобусе по палеомагнитным данным области полюсов и экватора еще менее надежны, чем на триасовом. О. Х. Хильгенберг объясняет это возможным уменьшением в позднем мезозое скорости вращения Земли до нуля и даже вероятной сменой знака вращения и магнитного поля. При этом он ссылается на предположительно обратное вращение Венеры и Меркурия, принимаемое на основании радарных исследований.

На меловом глобусе уже отражены коренные изменения, произошедшие в раннем мелу (рис. 4). В эту эпоху Южноафрика раскололась на современные глыбы Южной Америки и Африки, и приблизительно в то же время Австралоантарктика расщепилась на Австралию и Антарктику. На рис. 4 эта эпоха раскола координирована с палеомагнитными данными и меловой глобус ясно более достоверен, чем триасовый или юрский. Определенные на нем по данным в северном и южном полушарии положения полюсов взаимно подтверждаются. Многочисленные данные различных исследователей хорошо совпадают друг с другом, подтверждая среднее положение как северного, так и южного полюсов. Из общей картины выпадает лишь представление некоторых ученых о позиции раннемезозойского полюса по африканским данным к юго-востоку от этого континента.

На эоценовом глобусе (диаметр 44,2 см, 92% современного диаметра) распределение полюсов в обоих «сгущениях полюсов» и их положение относительно полученных интерполяцией средних позиций полюсов сов-

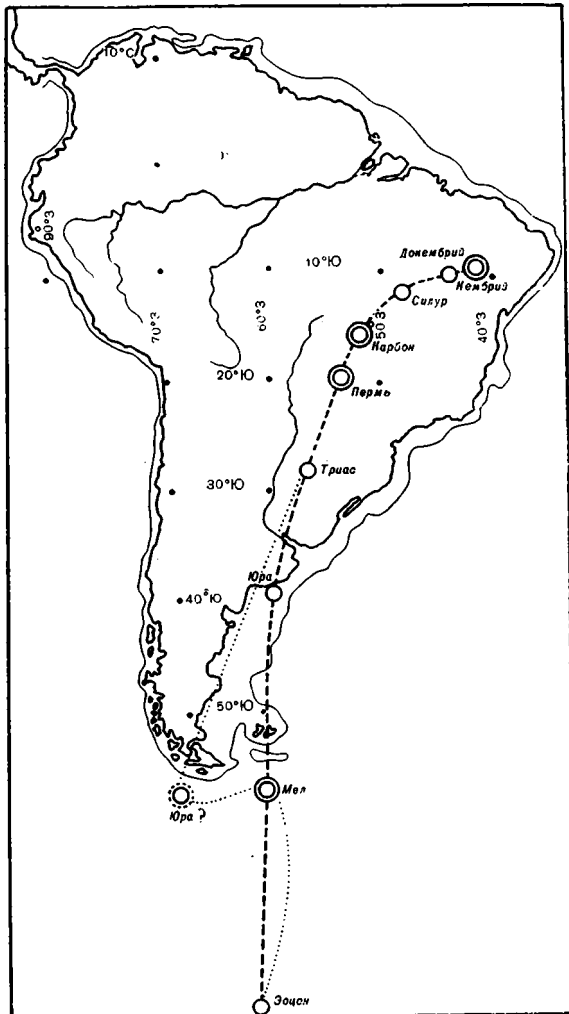


Рис. 6. Палеоплюса южного полушария расширяющейся Земли (по данным измерений остаточной намагниченности). Полюса, приходящиеся на южную часть Атлантического океана, имеют привязку не к современной сети географических координат, а к меридиану Южной Америки

Условные обозначения см. на рис. 5. Для юрского южного полюса предусмотрено 2 положения

падают достаточно хорошо. Для северного полюса более всего подходят данные по Северной Америке, а для южного — некоторые измерения К. М. Крира (Creer, 1962) по Аргентине.

После создания глобусов для перми, карбона и мела полученные на них средние положения полюсов были перенесены на современный глобус. Затем были нанесены предполагаемые докембрийские полюса в точках с координатами  $134^\circ$  в. д. и  $56^\circ$  с. ш.,  $42^\circ$  з. д. и  $9^\circ$  ю. ш. (Hilgenberg, 1962). Докембрийский южный полюс был принят по почти нерассеивающимся палеомагнитным данным М. В. Мак-Элинни и Н. Д. Опдайк (McElhinny, Opdyke, 1964) для долеритов Машоналэнд Родезии; при изображении на коровом шаре он лишь на  $4,5^\circ$  удален от указанной точки  $42^\circ$  з. д. и  $9^\circ$  ю. ш. Через эти 8 полюсов и современные полюса были проведены траектории и на них интерполяцией установлены положения полюсов для остальных периодов (рис. 5 и 6). Поскольку полюса могут приходиться на океанические пространства, они привязаны не к современной градусной сетке, а к материкам Азии и Южной Америки. Для карбона, перми, мела и эоцена средние положения полюсов достаточно хорошо подкрепляются данными палеомагнетизма. Для более точного определения позиции полюсов на триасовом и юрском глобусах, а также решения вопроса, образует ли траектория между триасом и мелом обратную петлю (как на рис. 5), необходимы дальнейшие данные.

Естественно, что нет полной уверенности в том, что палеогеографические изменения — прежде всего распределение сиалических и симатических глыб и положение оси вращения Земли — происходили именно так, как изложено выше. Однако на основании имеющихся палеомагнитных данных О. Х. Хильгенберг считает созданную картину весьма вероятной. По-прежнему он утверждает, что происходит расширение Земли с течением времени по функции  $e$ , выражающееся в увеличении диаметра с 69 до 100% за 345 млн. лет (от карбона до настоящего времени). В результате этого поверхность Земли увеличивается больше чем вдвое. Тем не менее по этим вопросам известны весьма противоречивые мнения. Г. Эдер (Eder, 1965), например, считает, что увеличение поверхности Земли с 213 до 510 млн.  $км^2$  возможно лишь за 3,4 млрд. лет; Э. Р. Дейч (Deutsch, 1963) полагает, что сходные палеогеографические изменения могут быть вызваны умеренным увеличением радиуса порядка 100 км, исключая любое драматическое расширение и т. д. С точки же зрения О. Х. Хильгенберга при «усиленно форсированном расширении» поверхность Земли за последние 345 млн. лет должна была увеличиться в 4 раза.

Тем не менее изложенные представления, как и сама концепция расширяющейся Земли, заслуживают внимания как попытка представить историю развития нашей планеты с оригинальных позиций, независимо от того, готов ли читатель примкнуть к ним или их отвергнуть.

#### Литература

- Кириллов И. В. Гипотеза развития Земли, становления континентов и океанов. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 33, № 2, 1958.
- Макарова З. В. Положение полюса в триасе по остаточной намагниченности базальтовых траппов Енисея. Изв. АН СССР. Сер. геофиз. № 10, 1959.
- Нейман В. Б. Расширяющаяся Земля. Изд-во геогр. лит., 1962.
- Ветмелен R. W. van. Phénomènes géodynamiques. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol., Mém. in-8°. Bruxelles, 1964.
- Водварссон G., Уолкер G. P. L. Crustal drift in Iceland. Geophys. J. No. 8. London, 1964.
- Carey S. W. The tectonic approach to continental drift. In: «Continental drift». A symposium. Hobart (Univ. Tasmania), 1958.
- Creer K. M. Palaeomagnetic data from South America. J. Geomagn., Geoelectr. No. 13. Tokyo, 1962.
- Creer K. M. An expanding Earth? Nature, No. 205. London, 1965.
- Deutsch E. R. Polar wandering and continental drift: An evaluation of recent evidence. Soc. econ. Paleontol. Mineralog., Spec. Publ. No. 10. Tulsa, 1963.

- Eder G. Der Zuwachs der Erdradius? Z. Geophys. No. 31. Würzburg, 1965.
- Graham J. W. Evidence of polar shift since Triassic time. J. geophys. Res., No. 60. Washington, 1955.
- Hilgenberg O. C. Vom wachsenden Erdball. Berlin 19 (Verf-Verl.), 1933.
- Hilgenberg O. C. Vergleich der Längenzunahme der Meterprototypen mit der errechneten Zunahme des Erddurchmessers. Gerlands Beitr. Geophys., No. 42. Leipzig, 1934.
- Hilgenberg O. C. Paläopollagen der Erde. Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abhandl., No. 116. Stuttgart, 1962.
- Hilgenberg O. C. Der Einfluß des Maßes der Erdexpansion auf die Vererzung und die Lage der Erdpole. Neues. Jurb. Geol. und Paläontol., Monatsh., No. 3, 1969.
- Hilt D. van. Palaeomagnetic indications of an increase in the Earth's radius, Nature, No. 200. London, 1963.
- Irving E. Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems. New York (London) Sydney (Wiley), 1964.
- McElhinny M. W., Opdyke N. D. The paleomagnetism of the Precambrian dolerites of eastern Southern Rhodesia, an example of geologic correlation by rock magnetism. J. geophys. Res., No. 69. Richmond, 1964.
- Northrop J. M., Meyerhoff A. A. Validity of polar and continental movement hypotheses based on magnetic studies. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists., v. 47. Tulsa, 1963.
- Opdyke N. D. The paleomagnetism of the Permian red beds of Southwest Tanganyika. J. Geophys. Res., v. 69. Richmond, 1964.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
12 ноября 1968 г.

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК [551.243.4+551.248.2] (235.222)

О. М. АДАМЕНКО

## НАДВИГИ В КРАЕВЫХ ЗОНАХ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОДНЯТИИ АЛТАЯ

Краевые зоны неотектонических поднятий Алтая обычно сопровождаются четко выраженными разломами, служащими границами между хребтами и впадинами. Непосредственные наблюдения разломов в обнажениях и разбуривание их скважинами показывают, что большинство из них имеют надвиговый характер. Хребты как бы надвигаются на смежные межгорные впадины или предгорные равнины, что, вообще говоря, характерно для многих горных стран и уже давно подмечено исследователями. Новейшие надвиги детально описаны С. С. Шульцем (1948) в Тянь-Шане, где еще в начале нынешнего века было установлено известное «правило Леукса» (Leuchs, 1930), согласно которому складки и чешуи поднимающихся хребтов всегда надвигаются на опускающиеся депрессии. Подобное явление отмечено Н. А. Флоренсовым для позднемезозойских впадин Забайкалья, где наблюдаются своеобразные «заламывания» — «срывы головных частей сбросовых глыб в сторону прогибов» (Флоренсов, 1960, стр. 172). К тому же типу структур относятся, по-видимому, послелюрские аркогенные надвиги Прибайкалья, образовавшиеся в результате линейного коробления жесткого палеозойского фундамента (Данилович, 1949; Павловский, 1948). Надвиговые структуры характерны также для Гобийского Алтая (Гоби-Алтайское землетрясение, 1963) и многих других хребтов и межгорных впадин центрально-азиатского типа. Широко развиты они также вдоль северного подножия Станового хребта (Коржув, 1966).

В пределах Алтайского сводово-глыбового поднятия новейшие надвиги часто с довольно пологими углами (от 60—70 до 20—30°) описаны В. С. Ерофеевым (1969) по периферии Зайсанской впадины, Е. В. Девяткиным (1965) и П. М. Бондаренко, Е. В. Девяткиным и И. Г. Лискун (1968) в зоне Курайского разлома на руднике Ак-Таш (Горный Алтай), Т. В. Кировой (1956) и В. П. Нехорошевым (1959) — в Иртышской зоне смятия у с. Усть-Бухтарма (Рудный Алтай). Нами такого же типа надвиги наблюдались в 1967 г. вдоль южного фаса Южного Алтая (родник Аулис-булак), где он крутым тектоническим уступом обрывается к Зайсанской впадине. Буровые работы на Белокурихинском курорте (Чернов, 1965) показали, что Алтай вдоль северного фаса надвинут на Предалтайскую равнину под углами от 45—50 до 80°. В зоне Курайского надвига углы падения сместителей еще меньше (30—40°).

Возраст этих надвигов различный, но нет никаких сомнений в том, что движения по ним происходили на неотектоническом этапе. Так, например, по Курайскому разлому палеозой надвинут на морену среднелистоценового (максимального) оледенения, в Иртышской зоне смятия — на миоцен-плиоценовые красно-бурые глины павлодарской свиты, а вдоль южного фаса Южного Алтая — на мел-палеоценовые и верхнеплиоценовые глины. В зоне Белокурихинского разлома (северный фас Алтая) в смещениях участвуют верхнеолигоценные и неогеновые отложения (Адаменко, 1967).

Несмотря на то, что большинство документально установленных неотектонических разломов имеют надвиговый характер, мы все же склонны считать, что непосредственные наблюдения на земной поверхности (в обнажениях) или на небольшой глубине (по данным буровых скважин) не отражают истинную природу этих дизъюнктивов. Вряд ли надвиги были ведущим типом смещений на неотектоническом этапе, когда в движениях были вовлечены достаточно жесткие глыбы палеозойского субстрата. Конечно, при активизации древних разломов подновлялись все их типы, в том числе и надвиги, но перемещения крупных глыб хребтов и межгорных впадин должно было происходить в основном по достаточно крутым сместителям — сбросам или крутым надвигам. Наблюдающиеся же пологие (20—40°) углы падения неотектонических разломов, видимо, характерны только для близповерхностных зон литосферы и с глубиной быстро приближаются к вертикальным.

В. С. Ерофеев (1969) объясняет образование пологих надвигов гравитацией, горизонтальная составляющая которой всегда направлена в сторону впадин. Нам представляется этот механизм более сложным.

Появление пологих надвигов в приповерхностных зонах литосферы мы объясняем давлением расседания хребтов в стороны соседних впадин в результате резкого уменьшения внутреннего сжатия в приподнятых блоках. До поднятия хребтов (на стадии пене-глена) все блоки палеозойского субстрата обладают примерно одинаковой степенью внутреннего сжатия. Если одна из глыб субстрата приподнята над другими, то силы ее внутреннего сжатия направлены в сторону опущенных глыб. Поднимающийся хребет как бы раздвигается, поэтому его краевые зоны надвигаются на соседние впадины, часто опрокидывая и сминая в складки рыхлые кайнозойские отложения. По-видимому, только на этой стадии ведущую роль начинают играть силы гравитации.

Иногда «расседание» приподнятых блоков происходит без всяких смещений по разломам, путем пластической деформации. Края приподнятого блока опрокидываются в стороны впадин без образования разрывов.

Примером этого типа «расседания» может служить гора Чакельмес на северном берегу оз. Зайсан. Это небольшое по амплитуде неотектоническое поднятие сложено среднепалеозойскими породами. Со всех сторон поднятие вдоль подножия и по склонам горы окружено мел-палеоценовыми и эоценовыми пестроцветными и сероцветными отложениями северо-западной и турагинской свит (каолиновые глины, пески и галечники). На южном склоне горы в обнажениях наблюдается опрокинутое залегание этих свит с падением к северу под углом 30—40°. Такой же наклон имеет и хорошо вскрытый в обнажениях нормальный стратиграфический контакт рыхлой толщи с палеозойскими образованиями. В разрезе наблюдается опрокинутое залегание палеозойских пород, надвинутых на рыхлые отложения. Верхняя часть палеозойских образований превращена в кору выветривания. Стратиграфически ниже коры, но выше по склону горы, в породах палеозоя наблюдается рассланцовка, также падающая к северу (под гору) с углом наклона 30—40°. Однако заметных свещений ни в палеозойских сланцах, ни на контакте их с рыхлой толщей нет. Видимо, здесь мы наблюдаем самую начальную фазу образования надвига в результате расседания поднимающегося блока горы Чакельмес.

Приведенные выше примеры убеждают нас в том, что «расседания» краевых зон неотектонических поднятий достаточно широко распространены на Алтае, что может свидетельствовать о преобладании здесь состояния горизонтального сжатия земной коры на неотектоническом этапе. На это в свое время уже обращал внимание В. П. Нехорошев (1963). Видимо, только на отдельных весьма локальных участках Алтайского сво-дово-глыбового поднятия силовое поле характеризовалось условиями горизонтального растяжения, вследствие чего на таких участках формировались грабены типа Телецкого, ограниченные крутыми сбросовыми трещинами. Подобный процесс весьма характерен для хребтов и впадин Байкальской рифтовой системы, где в плиоцен-четвертичное время перемещение отдельных блоков происходило по нормальным крутопадающим сбросам. Здесь нет ни надвигов, ни явлений расседания поднятых глыб, что связано с общими условиями растяжения земной коры (Флоренсов, 1960).

В заключение нам хотелось бы обратить внимание на два весьма важных обстоятельства, которые до сих пор все еще остаются без должного внимания при изучении неотектоники Алтая. Во-первых, наряду с типичными сбросами, взбросами, сдвигами, надвигами и другими формами проявления дизъюнктивной тектоники необходимо различать те разломы, которые образовались в результате явлений расседания краевых зон неотектонических поднятий, так как образование близповерхностных надвигов представляет собой одну из форм проявления неотектоники, занимающую промежуточное положение между пластическими и разрывными дислокациями. Во-вторых, все выявленные неотектонические разрывные нарушения должны качественно и количественно диагностироваться, а не называться просто «разломами», ибо это имеет весьма важное значение для выяснения характера внутренних силовых полей неотектонических структур.

#### Литература

- А да мен ко О. М. Основные закономерности геологического развития Кулундинской впадины. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1967.
- Б он да ре н ко П. М., Д е в я т к и н Е. В., Л и с к у н И. Г. Материалы по новейшей тектонике и стратиграфии кайнозойских отложений Акташского района Курайской неотектонической зоны Горного Алтая. В кн. «Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока». Изд-во «Наука», 1963.
- Г о б и - А л т а й с к о е з е м л е т р я с е н и е. Изд-во АН СССР, 1963.
- Д а н и л о в и ч В. Н. Новые данные об ангарском надвиге. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1949.
- Д е в я т к и н Е. В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. Изд-во «Наука», 1965.
- Е р о ф е е в В. С. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Изд-во «Наука», Алма-Ата, 1969.
- К и р о в а Т. В. О четвертичных тектонических разрывах в Рудном Алтае. Материалы ВСЕГЕИ, вып. 8, ч. 1, 1956.

- Коржуев С. С. Строение и история формирования крупных морфоструктур Сибирской платформы. В сб. «Структурная и климатическая геоморфология», Изд-во «Наука», 1966.
- Нехорошев В. П. Четвертичная тектоника Алтая. Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер., вып. 2, 1959.
- Нехорошев В. П. Значение исследований В. А. Обручева по тектонике Алтая. В сб. «Идеи акад. В. А. Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии». Изд-во АН СССР, 1963.
- Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. Тр. ИГН АН СССР, вып. 99. Сер. геол. (№ 31), 1948.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1960.
- Чернов Г. А. Геологическое строение и тектоника Белокурихинского массива и месторождения термальных вод. Автореф. канд. дис., Новосибирск, 1965.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Госгеографиздат, 1948.
- Leuchs K. Grundzüge der Entwicklungsgeschichte des Tian-Schan-Systems. Тр. III Всес. съезда геологов, вып. 1, Ташкент, 1930.

Институт земной коры  
СО АН СССР

Статья поступила  
20 октября 1969 г.

---

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.242.3(234.9+235.2)

А. А. БЕЛОВ

ПОЛОЖЕНИЕ ГЕРЦИНИД В АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ  
ЮГА СССР И СОПРЕДЕЛЬНЫХ СТРАН(по поводу статьи Б. П. Бархатова «О палеозойской истории  
и северной границе Альпийского складчатого пояса юга СССР»<sup>1</sup>)

Наши представления о истории тектонического развития Альпийской складчатой области по мере поступления новых данных становятся все более интересными и привлекают внимание большого числа исследователей. Объясняется это тем, что на примере этой молодой складчатой области в более благоприятных геологических условиях (разнообразие объектов, обнаженность, сохранность палеонтологических остатков, слабый метаморфизм и т. д.), чем в других областях, можно подойти к решению многих важных проблем геотектоники, таких, как пространственные и временные закономерности строения и развития геосинклинальных систем разного возраста, их взаимоотношения между собой и с окружающими платформами, крупные горизонтальные перемещения масс земной коры, происхождение впадин с корой океанического типа и других.

Особенно много новых данных появилось в последнее время по геологии палеозойских и допалеозойских отложений Ирана, Афганистана, Турции и стран Балканского полуострова, что позволило по-новому понять историю галеозойского развития этих и смежных с ними территорий Альпийской складчатой области.

Рассмотрению палеозойской истории Альпийской области в значительной мере посвящена рассматриваемая статья Б. П. Бархатова. В этой работе наряду с многими правильными положениями и выводами были допущены некоторые существенные неточности в изложении фактического материала, которые привели к определенным ошибочным, с нашей точки зрения, заключениям.

Б. П. Бархатов отмечает большую важность правильного понимания палеозойской истории развития Альпийской области и существующие у исследователей различия во взглядах по этому вопросу. Подавляющее большинство геологов, начиная с Г. Штилле, считало альпийские геосинклинали регенерированными после замыкания более обширных герцинских геосинклинальных систем. Вместе с тем уже давно было замечено, что в восточных районах рассматриваемой области местами в основании альпийских складчатых сооружений присутствует комплекс палеозойских платформенных отложений (Пейве и Сеницын, 1950; Сеницын, 1959; Резвой, 1962). Недавние работы убедительно подтвердили распространение этого комплекса на широких площадях в южных районах Альпийской области (Huckriede und a., 1962; Stöcklin and oth., 1964; Gansser, 1964). Вдоль северных ее краев в состав альпийских систем включены, кроме того, герцинские складчатые сооружения — Большой Кавказ, Парапамиз, Гиндукуш, Северный Памир. Об отнесении последнего к Альпийской области или к герцинидам Тянь-Шаня уже давно ведется оживленная дискуссия (Муратов и Архипов, 1961; Петрушевский, 1961; Власов, 1962; Бархатов, 1963; Архипов и Швольман, 1966, и др.). Не разбирая основных доводов спорящих сторон, упомянем лишь, что герцинское в своей основе сооружение Северного Памира находится к югу от краевого Предпамирского прогиба и поэтому, естественно, должно включаться как внутренний элемент в Альпийскую складчатую область.

По отношению к палеозойской предьстории Альпийская складчатая область разделена Б. П. Бархатовым на две части — северную и южную, характеризующие качественно различными комплексами палеозойских отложений. Северный район охватывает Степной Крым, Северный Кавказ (видимо, вместе с Предкавказьем), часть дна Каспийского моря, хребты Большой Балхан, Копетдаг, Банди-Туркестан, области Южного Тад-

<sup>1</sup> В кн. «Орогенические пояса». МГК, XXIII сессия, докл. сов. геологов. М., Изд-во «Наука», 1968.

жикистана, Памиро-Алая, Северный Памир. Часть перечисленных территорий Средиземноморского пояса не принадлежит Альпийской складчатой области, а входит в состав эпигерцинских платформ. Южная граница северного района является по существу южной границей распространения герцинид в пределах Средиземноморского пояса. В кавказском секторе Б. П. Бархатов проводит ее по Тырнаузской шовной линии, тем самым разрезая пополам герцинскую геосинклинальную систему Большого Кавказа, отделяя синклиниорий Передового хребта от расположенных южнее Главнокавказского антиклинория и синклиниория Южного склона (Сванетского). В палеозойской структуре к югу от Сванетского синклиниория располагается Закавказская геантиклиналь, и южную границу герцинид северного района правильнее проводить по ее южному ограничению или в современной структуре по южному ограничению Сомхето-Карабахского антиклинория вдоль офиолитового пояса Малого Кавказа (Милановский и Хаин, 1963; Белов, 1967, 1968).

Характеризуя палеозойские отложения северного района, Б. П. Бархатов выделяет среди них «два разновозрастных и качественно различных комплекса. Нижний комплекс охватывает отложения от низов палеозоя до девона включительно. Он сложен терригенной и терригенно-карбонатной формациями, отличающимися относительно небольшой и постоянной мощностью (до 2500—3000 м). Выдержанность состава, отсутствие внутриформационных несогласий, скудность вулканогенных образований, незначительность или отсутствие постседиментационных деформаций и отсутствие одновременных или постседиментационных интрузий — все это позволяет рассматривать его как образование, возникшее в платформенных условиях.

Верхний комплекс имеет гораздо более сложное структурно-формационное строение и включает три яруса общей мощностью до 9000—10 000 м. Все признаки: набор формаций, резкие складчатые формы, синхронный региональный метаморфизм и преимущественно позднепалеозойские гранитоиды — свидетельствуют об эволюционной завершенности геосинклинального развития северного района к концу палеозоя — началу триаса» (Бархатов, 1968, стр. 149).

Можно согласиться с заключительным выводом приведенной выдержки с той лишь поправкой, что иногда герцинское развитие затягивается до середины или конца триаса. Всю же характеристику, справедливую в целом только для Северного Памира, распространять на остальную территорию северного района неправильно. В хорошо изученных герцинидах Большого Кавказа (Милановский и Хаин, 1963; Кизевальтер, 1964; Белов, 1967, и др.) никак нельзя выделить охарактеризованные выше верхний и нижний комплексы. Палеозойское геосинклинальное развитие Большого Кавказа началось в нижнем палеозое после байкальского этапа складчатости и продолжалось до триаса включительно, разделяясь на две обычные стадии: собственно геосинклинальную (кембрий — ранний карбон) и орогенную (средний карбон — триас). Основной герцинский инициальный магматизм, происходивший на Северном Памире в раннем карбоне, на Большом Кавказе проявился в девоне и представлен там не «скупными вулканогенными образованиями», а мощными вулканогенными формациями и образованиями уруштенского сложного интрузивного комплекса от ультраосновных пород и габбро до плагиигранитов (Афанасьев, 1958). Указанные два комплекса палеозойских отложений не выделяются также и на закрытых территориях Степного Крыма, Предкавказья и южной части Туранской плиты (Вольвовский и др., 1966; Кизевальтер, 1967; Мирчинк и др., 1963; Муратов и др., 1968).

Во всех этих регионах, в том числе и в герцинских сооружениях Парапамиза, Гиндукуша и его северных предгорий (новые данные, приводимые В. П. Колчановым, В. В. Кулаковым, В. И. Славиним и другими исследователями Афганистана), более четко намечаются иные три комплекса осадочных и магматических пород: древний — складчато-метаморфический комплекс основания, относящийся, по всей вероятности, к байкалидам, затем комплекс слабометаморфизованных осадочных и эффузивных пород, отвечающий начальному геосинклинальному этапу развития герцинид, и, наконец, верхнепалеозойский и местами триасовый комплекс вулканогенных и осадочных пород и интрузий, характеризующий заключительный орогенный этап развития герцинид.

Та же картина в пределах северной части Средиземноморского пояса наблюдается и к западу: на Балканах, Карпатах и в Альпах. Везде альпийские геосинклинальные образования или чехол молодых платформ ложатся либо на докембрийский метаморфический комплекс байкалид, либо на герцинские складчатые сооружения. Несколько иные соотношения имеются на Мизийской плите, где мезозойский платформенный чехол залегает на выступах байкальского метаморфического фундамента, на смятых в складки нижне-среднепалеозойских платформенных эпибайкальских отложениях чехла Мизийской платформы и на верхнепалеозойских орогенных образованиях краевой системы герцинид Балканского полуострова.

Северо-Памирский геосинклинальный прогиб обладает в ряду прочих герцинских систем определенной спецификой развития, заключающейся в том, что настоящий геосинклинальный режим возник там лишь в раннем карбоне, т. е. гораздо позднее, чем в остальных прогибах западной части Средиземноморского пояса. Однако завершение герцинского геосинклинального этапа развития произошло одновременно с большинством других прогибов — в триасе (Власов, 1962; Бархатов, 1963; Архипов и Швольман, 1966).

Тектонотипом Южного района Б. П. Бархатов считает Южный Памир (видимо, зоны Центрального, Юго-Восточного и Юго-Западного Памира по общепринятому текто-



ническому делению). Для этого района им в результате анализа формационного состава отложений, их распространения и условий залегания намечаются также два качественно различных комплекса пород: нижний, охватывающий отложения от верхнего докембрия до среднего триаса, и верхний — от верхнего триаса до эоцена. Рубеж между ними обычно выражен лишь сменой формаций. Нижний комплекс характеризует платформеноидный этап развития территории южного района, а верхний отвечает альпийскому геосинклинальному этапу. Отметим прежде всего неудачный выбор Южного Памира в качестве тектонотипа для южного района. Стратиграфическое положение многих развитых здесь толщ еще далеко не выяснено (например, сарезская свита на Центральном Памире или базардинская свита на Юго-Восточном Памире, отмеченные и самим Б. П. Бархатовым, 1963), а следовательно, неясна и история тектонического развития. Гораздо более подходящими тектонотипами для южного района являются горы Эльбруса, Зенджан или Восточный Иран (Табес — Керман).

Вполне оправданы предположения Б. П. Бархатова о присутствии на территории южного района ниже платформеноидного комплекса отложений еще одного комплекса складчатых и метаморфизованных пород докембрия — иными словами, байкальского основания (Белов, 1967; Муратов, 1969). Небольшая поправка для Малого Кавказа (Бархатов, 1968, стр. 150) заключается в том, что карбонатная формация среднего карбона — среднего триаса платформеноидного комплекса отложений имеет здесь более узкий возрастной диапазон — нижняя пермь — средний триас, так как отложения среднего — верхнего карбона отсутствуют (Аракелян, 1964).

Можно полностью согласиться с выводом Б. П. Бархатова об отсутствии на Малом Кавказе каледонид. Каледонское складкообразование почти не проявилось в пределах Альпийской складчатой области, а каледониды полного развития вообще отсутствуют (Белов, 1967).

Очень показательная интерференция представлений В. И. Славина (1964) и Б. П. Бархатова произошла при сравнении прогибов — Центрально-Памирского и Сванетского. В. И. Славин (1964) оба прогиба относит к типу прогибов со «сквозным» геосинклинальным развитием от герцинского этапа к альпийскому, с чем, кстати сказать, для Сванетской геосинклинали нельзя согласиться, так как в ее пределах наблюдается крупное преднижнеюрское несогласие (Белов и Сомин, 1964). Отложения палеозоя Сванетии справедливо рассматриваются В. И. Славиным (1964) как типично геосинклинальные. Сомнений в этом не выражал никто из исследователей Кавказа. Разрез палеозоя представлен там мощной песчано-глинистой сланцевой и отчасти вулканогенной толщей с редкими прослоями конгломератов и известняков. Он мало похож на разрез палеозоя Центрального Памира, где, по данным Б. П. Бархатова, преобладают относительно маломощные, преимущественно карбонатные отложения. Относя последние к платформеноидному комплексу южного района и приняв представление В. И. Славина о сходстве истории развития обоих рассматриваемых прогибов, Б. П. Бархатов делает вывод о платформенном характере тектонического режима Сванетского прогиба в палеозое. По-видимому, если мы будем и дальше оперировать геологическими данными подобным образом, то у нас могут полностью потеряться критерии, отличающие геосинклинальные условия от платформенных.

Разделение Альпийской области на северный и южный районы проводится Б. П. Бархатовым (1966, 1968) таким образом, что северная граница альпид совпадает с южной границей герцинид. А это в свою очередь может привести нас к ошибочному выводу о том, что альпийские геосинклинальные системы в этой части пояса развивались лишь на палеозойском платформенном основании.

Четкое деление на северный и южный районы возможно лишь в восточной части рассматриваемого отрезка Средиземноморского пояса — от Восточной Анатолии до Памира. В западной части герцинская складчатость в основном захватывала весь его поперечник, и альпийские геосинклинальные системы закладывались преимущественно на герцинских складчатых сооружениях, примером чему могут служить Балканы, Западные Карпаты, Альпы, Динариды, альпийские структуры северной и западной Анатолии, Северной Африки и т. д. Альпийская геосинклинальная система Большого Кавказа также наложена на одноименную герцинскую складчатую систему. Таким образом, и в восточном отрезке рассматриваемого сектора Средиземноморского пояса Альпийская геосинклинальная область в северной краевой части захватывала местами герцинские складчатые сооружения. Следующее отсюда заключение о полициклическом развитии некоторых участков Альпийской складчатой области справедливо лишь в широком плане. При более детальном анализе оно требует внесения определенного рода поправок и оговорок (Сомин и Белов, 1967). Что же касается проблемы фундамента Альпийских складчатых сооружений в южной части области, то вопрос этот еще не окончательно выяснен. Имеются веские доводы в пользу представления о существовании в южной части средиземноморского пояса в конце палеозоя — начале мезозоя крупного бассейна или бассейнов с корой океанического типа (Пейве, 1969; Хаин, 1970; Моссаковский, 1970).

Одна из дальнейших задач в изучении геологии Альпийской складчатой области заключается в выяснении генетических различий между характером альпийских геосинклинальных прогибов северной части, развивавшихся на территориях, претерпевших герцинскую складчатость, и южной части, где они закладывались на платформенных территориях с корой континентального типа или на коре океанического типа.

## Литература

- Аракелян Р. А. Геология Армянской ССР, т. 2. Стратиграфия, гл. Палеозой. Изд-во АН АрмССР, 1964.
- Архипов И. В., Швольман В. А. Тектоника Северного Памира и Западного Куньлуна. Сов. геология, № 10, 1966.
- Афанасьев Г. Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 20, 1958.
- Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Изд-во ЛГУ, 1963.
- Бархатов Б. П. Тектоника Памирского сектора Альпийского складчатого пояса. Геотектоника, № 6, 1966.
- Бархатов Б. П. О палеозойской истории и северной границе Альпийского складчатого пояса юга СССР. В кн. «Орогенические пояса», Междунар. геол. конгр., XXIII сессия, Докл. сов. геологов, проблема 3. Изд-во «Наука», 1968.
- Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийского складчатого пояса в палеозое (Балканский полуостров — Иранское нагорье — Памир). Геотектоника, № 3, 1967.
- Белов А. А. К истории тектонического развития северной окраины Иранской эпипайкальской субплатформы на Малом Кавказе. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1968.
- Белов А. А., Сомин М. Л. О преднижнеюрском несогласии в Сванетии (Центр Кавказ). Докл. АН СССР, т. 159, № 1, 1964.
- Власов Н. Г. О тектоническом положении Северного Памира. Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геол. и геогр., вып. 2, № 12, 1962.
- Вольфовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И. Тектоника Туранской плиты. Тр. ГИН АН СССР, вып. 165, 1966.
- Кизевальтер Д. С. Герцинская структура Большого Кавказа и ее роль в развитии его альпийского орогенеза. В кн. «Гималайский и альпийский орогенез». Междунар. геол. конгр., XXII сессия. Докл. сов. геол., пробл. 11. Изд-во «Недра», 1964.
- Кизевальтер Д. С. К вопросу о возрасте складчатого основания Предкавказья. Докл. АН СССР, т. 175, № 4, 1967.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. Тектоника Предкавказья. Гостоптехиздат, 1963.
- Моссаковский А. А. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии. Геотектоника, № 4, 1970.
- Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса. Геотектоника, № 2, 1963.
- Муратов М. В. и Архипов И. В. О тектоническом положении Памира в системе складчатых горных сооружений юго-западной и центральной Азии. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 36, № 4, 1961.
- Муратов М. В., Бондаренко В. Г., Плахотный Л. Г., Черняк Н. И. Строение складчатого основания равнинного Крыма. Геотектоника, № 4, 1968.
- Пейве А. В., Сеницын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1950.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, № 4, 1969.
- Петрушевский Б. А. Некоторые особенности тектоники Памира. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 36, № 4, 1961.
- Резвой Д. П. Тектоника Гималаев (Развитие представлений и современное состояние проблемы). В кн. «Тезисы докл. Совещания по проблемам тектоники». Изд-во АН СССР, 1962.
- Сеницын В. М. Центральная Азия. Географиздат, 1959.
- Славин В. И. О длительно развивающихся прогибах в Альпийской геосинклинальной области. Сов. геология, № 6, 1964.
- Сомин М. Л., Белов А. А. К истории тектонического развития зоны Южного склона Большого Кавказа. Геотектоника, № 1, 1967.
- Хаин В. Е. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса. Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., № 2, 1970.
- Gansser A. Geology of the Himalayas. Interscience, 1964.
- Huckriede R., Kürsten M. und Venzlaff H. Zur Geologie des Gebietes zwischen Kerman und Sagand (Iran). Geol. Jahrb., Beih. 51, 1962.
- Stöcklin J., Ruttner A., Nabavi M. New Data on the Lower Paleozoic and Pre-Cambrian of North Iran. Geol. Surv. Iran, Rep. No. 1, 1964.

## ХРОНИКА

УДК 551.24(46+469)

## КОЛЛОКВИУМ ПО ТЕКТОНИКЕ ИБЕРИЙСКОГО ПОЛУОСТРОВА

С 10 сентября по 1 октября 1970 г. в Испании и Португалии состоялся коллоквиум по тектонике Иберийского полуострова, связанный с созданием тектонической карты этой части Европы.

Мысль о необходимости созыва этого коллоквиума появилась давно. В начале 60-х годов, после опубликования первой тектонической карты Европы, стало вполне очевидным, что не только само изображение тектоники Иберийского полуострова является на этой карте недостаточно удовлетворительным, но и то, что с расшифровкой структуры этой части Европы связано уточнение многих важных представлений о строении и истории развития палеозойд и их соотношений со складчатыми структурами альпийского пояса.

По территории Испании и Португалии накопился весьма значительный, частично неопубликованный материал исследований, выполненных на протяжении последнего десятилетия не только испанскими и португальскими геологическими учреждениями, но также и геологами Франции, ФРГ, Голландии и других стран. Большой материал также сосредоточен в руках различных частных компаний, ведущих поиски, разведку и разработку месторождений полиметаллов, железа, киновари, нефти, углей, соли и других полезных ископаемых. По обеим странам издано значительное количество геологических карт. В частности, в настоящее время предпринимаются усилия к изданию в ближайшие годы для территории Испании геологической карты масштаба 1 : 200 000, а по территории Португалии — масштаба 1 : 50 000.

Все это при наличии значительного числа весьма квалифицированных специалистов, активно работающих над различными вопросами строения полуострова, обеспечивало возможность весьма продуктивного обсуждения главнейших проблем его геологической структуры. Общую организацию коллоквиума, время созыва которого было намечено на сентябрь 1970 г., взяла на себя испанская геологическая комиссия. Коллоквиум состоял из вводного и заключительного заседаний, которые были проведены в Мадриде, и трехнедельной поездки по полуострову.

Постоянными участниками всей или большей части поездки были: А. Фор-Мюре и Ю. Шубер (оба из Франции), испанские геологи: Гарсия Родриго, М. Жуливер, М. Дельгадо, Х. М. Фонтботе, португальские геологи: А. Рибейро, П. Конде; голландцы К. Г. Эжелер и О. Симон (Амстердамский ун-т), Р. Винкен (Ганноверский геологический ин-т, ФРГ), а также автор данного обзора. Кроме того, в отдельных районах к экскурсии присоединялись в качестве гидов и специалистов по строению отдельных районов или специальным вопросам такие видные специалисты, как Е. Адайя и Е. Пуга, Г. Збышевский и Г. Манупелла, Ж. Тамен, Санчес де-ла Торре, проф. Бард и другие многочисленные испанские и португальские геологи, принимавшие также участие в подготовке материалов для коллоквиума.

Необходимо отметить, что участникам коллоквиума были вручены помимо новых опубликованных карт и описаний (таких как геологическая карта Иберийского полуострова м-ба 1 : 1 000 000, геологическая карта Португалии 1 : 1 000 000, геологическая карта северо-запада полуострова 1 : 500 000, монография Маттэо Кантабрийских горах, монография Эжелера и Симона о Бетийской кордильере и др.), также и значительное число специально подготовленных новых описаний наиболее важных районов.

Все эти материалы несомненно имеют самостоятельное важнейшее научное значение. Они, конечно, во многих отношениях содействовали успешности экскурсий и полноте обсуждения их результатов. К сожалению, наши португальские коллеги не успели подготовить необходимый справочный материал по северу своей страны, что, впрочем, искупалось исключительной темпераментностью, активностью и высокой квалификацией руководителя этой части поездки — молодого португальского геолога А. Рибейро. Впрочем, геологическая комиссия Португалии вручила участникам коллоквиума все новейшие детальные геологические карты и другие изданные материалы по геологии страны.

За 20 дней поездки участники экскурсии посетили все важнейшие тектонические зоны северо-западной, западной и южной Испании и Португалии, проделав на машинах путь более 4800 км. Итоги этой поездки обсуждались на заключительном заседании коллоквиума 1 октября, созванном в Мадриде, в геологической комиссии Испании.

На этом заседании были обсуждены общие вопросы тектонического районирования палеозойд Испании и Португалии и приняты рекомендации для их изображения на тектонической карте. Также была обсуждена схема расчленения альпийских складчатых комплексов Бетийской области и приняты рекомендации для их картографического изображения.

Для всей рассматриваемой территории рекомендована следующая схема тектонического районирования.

1. Кантабрийская складчатая зона, характеризующаяся своеобразным инверсионным развитием в среднем палеозое, заложением сложных прогибов в карбоне и энергичной раннеастурийской складчатостью (перед вестфалем «В»), сопровождающейся крупными пологими надвигами.

2. Зона Западной Астурии и Леона, обладающая неоднородным строением (развитие среди поля палеозоя гребней антиклиналей с докембрием в ядрах: Нарцеа, Мондонье, Олло де Сапо), несогласием в верхах протерозоя (раннебайкальское — гренвилльское ?), мощным разрезом кембрия и ордовика, развитием бретонской складчатости.

3. Обширная Центрально-Иберийская зона, протягивающаяся от крайнего северо-запада полуострова до Мадрида, Толедо, Ла Манчи. В этой сланцево-граувакковой палеозойской складчатой области выступает ряд крупных ядер, сложенных метаморфическими породами докембрия и, может быть, нижнего палеозоя, характеризующихся очень сложными тектоническими соотношениями (массивы Кабо Ортегал, Ордене-Трас Монте с ядрами Мораис и Браганса и Толедо). Эта зона характеризуется широким распространением сардинской (вероятно, позднебайкальской) складчатости, а также движений бретонских и позднепалеозойских. Характерно распространение тел гипербазитов.

4. Зона Осса-Морена состоит из ряда подзон (Эвора, Фуэнтеовехуна, бассейна Пеньяройя, вулканического пояса Педроха и др.). На севере зоны в разрезе много перерывов. Осадконакопление носило пульсационный характер. Докембрий слагает системы ядер: Коимбра-Фуэнтеовехуна, Эвора, Фреженал, Аргальон.

5. Зона Южно-Португальская, состоящая из двух подзон: северной — пиритонской (Рио Тинто) с энергичным вулканизмом и южной, представляющей собой мощный флишевый визе-намюрский прогиб, в котором вулканогенные толщи турне замещены известняками. Складчатость и магматизм этой зоны отличают ее от более северных частей Португалии и Испании.

6. С юга палеозойды Испании отделяются от Альпийских складчатых образований Бетийской зоны краевым прогибом Гвадалквивира, продолжающимся на запад в пределах Кадисского залива.

7. Бетийский складчатый пояс альпид, состоящий из ряда крупных покровов, расчленяется на внешнюю (северную) и внутреннюю (южную) части.

Важно отметить, что в пределах палеозойд Испании и Португалии нельзя выделять древние срединные массивы (в строгом смысле этого понятия). Соответственно этому должны быть пересмотрены широко распространенные точки зрения о природе «массива» Толедо и др. Также очень важно, что в пределах палеозойской ортогеосинклинали Иберийского полуострова можно (и следует!) выделять миогеосинклиналию область Кантабрийских гор. При этом, что на первый взгляд может показаться парадоксальным, в пределах палеозойд Иберийского полуострова нет типичных эвгеосинклиналей, равно как в их пределах не развит и палеозойский (безразлично, каледонский или вариссийский) инициальный магматизм (S. str.).

Также имеет несомненно значение установление своеобразных покровных структур среди палеозойд Португалии. При этом, несмотря на явные преувеличения, многие из выводов Рибейро имеют несомненно серьезные основания и заслуживают внимательного отношения.

\* \* \*

Проведенный коллоквиум был очень полезен. Он, несомненно, во многом будет содействовать созданию тектонической карты Иберийского полуострова и тем самым завершению работ над картой Европы. Коллоквиум содействовал сближению точек зрения испанских и португальских геологов, которые впервые совместно осмотрели все тектонические области Иберийского полуострова.

Коллоквиум был отлично организован. Он прошел строго по намеченной программе (без каких-либо сокращений) в предусмотренные сроки.

Необходимо отметить исключительно дружескую и деловую обстановку, в которой проходила работа и которая царилла с момента открытия коллоквиума до его закрытия.

А. А. Богданов

## СЕССИЯ РЕДАКЦИОННОГО КОМИТЕТА МЕЖДУНАРОДНОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ ЕВРОПЫ

(Париж, 19—30 января 1971 г.)

Подкомиссия по тектонической карте мира (ПТКМ) завершает составление авторского макета второго издания Международной тектонической карты Европы масштаба 1 : 2 500 000. Эта работа ведется в соответствии с решениями XXI и XXII сессий Международного геологического конгресса (Копенгаген, 1960; Нью-Дели, 1964), после того как первое издание карты (1964 г.) получило высокую оценку мировой геологической общественности, продемонстрировав плодотворность международного сотрудничества в деле создания подобных карт. Поскольку в 1971 г. макет карты должен быть сдан для подготовки его к печати (издание в 1973 г.), на последней сессии Комиссии по геологической карте мира (КГКМ)<sup>1</sup> было принято решение о созыве сессии Редакционного комитета тектонической карты Европы в январе 1971 г.

Эта сессия была проведена с 19 по 30 января 1971 г. в Париже, во дворце ЮНЕСКО. Ее основными задачами были: 1) рассмотрение авторских материалов, положенных в основу карты, и внесение в них дополнений; 2) согласование и увязка национальных тектонических карт; 3) окончательное обсуждение и утверждение легенды карты; 4) обсуждение программы и сроков создания объяснительной записки к карте; 5) рассмотрение первой группы тектонических терминов как части Международного тектонического словаря.

Сессия в целом была весьма представительной: в ней участвовали свыше 70 человек из 27 стран<sup>2</sup>. На сессии отсутствовали представители Албании, Болгарии, Греции, Израиля, Ливана, Ливии, ОАР, Сирии, Югославии, приславшие, однако, необходимые материалы о тектонике своих стран.

Сессию открыл 19 января президент КГКМ г-н Ж. Марсэ, а затем ее участников приветствовал представитель генерального директора ЮНЕСКО г-н Фурнье д'Альб. Председатель сессии, генеральный секретарь (ПТКМ) А. А. Богданов перечислил основные задачи сессии и огласил предлагаемую программу ее работы, в соответствии с которой проходила дальнейшая работа сессии. При обсуждении строения докембрийских областей были продемонстрированы авторские макеты тектонических карт Швеции, Финляндии, Норвегии, Гренландии, подробно охарактеризованные в выступлениях Э. Захриссона, А. Симонена, Г. Сколволла и А. Эшера. В последующих выступлениях было освещено строение докембрия в пределах Великобритании (Ф. Даннинг), Армориканского (Ж. Конье) и Чешского массива (В. Зоубек), Аравии (Г. Браун), Марокко (Ж. Шубер), Сахары (Ж. Фабр). При обсуждении сообщений П. Мишо отметил в качестве особенности строения южной Норвегии наличие крупных массивов анортозитов. Г. Р. фон Гертнер обратил внимание участников на малую надежность радиологических определений (различные цифры при определении по разным минералам), а также на систему изображения метаморфических комплексов, поскольку метаморфизм серии может значительно меняться по простиранию. Большой интерес вызвала представленная А. А. Богдановым тектоническая карта кристаллического фундамента Русской плиты, составленная в Геологическом ин-те АН СССР под руководством Р. А. Гафарова в масштабе 1 : 2 500 000 и созданная по ней для карты Европы карта-врезка масштаба 1 : 17 000 000.

При обсуждении строения палеозойд с сообщениями выступили А. Эшер (каледониды Гренландии), Х. Вольф и М. Густавсон (каледониды Норвегии), Э. Захриссон (Швеция), Ф. Даннинг рассказал о строении палеозойд Великобритании, а П. Мишо остановился на строении Бранбэнгского массива, Ж. Конье сообщил о ва-

<sup>1</sup> См. А. А. Богданов, Г. И. Горбунов, Е. Т. Шаталов «Об очередной сессии Комиссии геологической карты мира и принятых ею решениях (Париж, март 1970 г.)», «Сов. геология», № 12, 1970.

<sup>2</sup> В работе сессии участвовали: Ж. Марсэ и Ф. Делани (КГКМ); М. Лемуан, Ж. Гогель, Г. Грендор, Л. Дюбертре, А. Фор-Мюре, Ж. Шубер, Б. Шубер, Ф. Элленберже, Ж. Конье, Ж. Фабр, П. Бюрелле, А. Кэр, Н. Н. Меньшиков, Ж. Брюнн, Л. Гланжо, А. Ф. де Лаппаран, М. Маттауэр, Г. Кастани, М. Дюран-Дельга, Ж. Дебельмас (Франция); М. Теффани (Алжир), Ф. Даннинг (Великобритания); Г. Ф. Браун (Геол. служба США и Саудовская Аравия); А. Ф. Руттнер, К. Экнер (Австрия); П. Мишо (Бельгия); Ф. Ф. де Альмейда (Бразилия); А. Эшер (Гренландия); М. Жуливер, Р. Рей, Х. Фонтботе, Х. М. Лопец де Азкона (Испания); А. Симонен (Финляндия); М. Набави (Иран); М. Манфредини, В. Манганелли, Т. Кокочца, Ф. Карраро (Италия); И. Эннадифи (Марокко); Ф. Х. Вольф, Г. Сколволл, М. Густавсон, Т. Сиггеруд (Норвегия); А. Тиаденс (Нидерланды); Е. Зносок, В. Кошарски (Польша); А. Рибейро (Португалия); Г. Кельбель (ГДР); Г. Р. фон Гертнер, А. Цитцманн, Г. Муравски (ФРГ); М. Сандулеску (Румыния); Г. Каутский, Э. Захриссон (Швеция); Р. Трюмпи (Швейцария); В. Зоубек, М. Малковски, М. Магел (ЧССР); Г. Бесбес (Тунис); Э. Демирташли (Турция); Дж. Ф. Мэсон (США) и др. В состав советской делегации вошли: А. А. Богданов, М. В. Муратов, В. Д. Наливкин, В. Е. Хаин, П. Д. Гамкрелидзе, С. В. Черноук, В. П. Колчанов.

рисцидах Франции (массивы Армориканский, Вогезы, Центральный), впервые испытывавших бретонскую складчатость, а затем — складчатость между намюром и вестфалем. Х. Фонтботе, М. Жуливер и А. Рибейро представили завершаемую тектоническую карту Иберийского полуострова, рассказав о палеозондах Испании и Португалии. Ж. Шубер сообщил о палеозондах Марокко. Г. Р. фон Гэртнер представил тектоническую карту ФРГ. В. Зоубек рассказал о строении палеозонд ЧССР. Е. Зноско сообщил о палеозондах Польши: о варисцидах Западных и Центральных Судет, о трех зонах, выделяющихся в южной и центральной Польше в раннем палеозое, относимых им к каледонидам.

Вслед за этим происходило обсуждение строения альпийской зоны, вызвавшее наибольший интерес участников и выявившее некоторые различия в подходе к принципам ее изображения на карте. М. Лемуан представил тектоническую карту альпийской зоны Западной Европы, на которой в основу изображения было положено время складчатых деформаций мезозойско-кайнозойских толщ и разными цветами выделены области проявления разных фаз складчатости. В. Е. Хаин остановился на достоинствах и недостатках легенды Лемуана (чрезмерная дробность подразделений) и рассказал об особенностях строения Кавказа, Крыма и Карпат, изображении которых дано путем показа комплексов конкретного стратиграфического объема, дислоцированных складчатостями определенного возраста. Были упомянуты также проблемы, возникшие при изображении строения Турции и Ирана (показ древних массивов, возраст метаморфизма слагающих их пород, проблема изображения квазиплатформенных чехлов палеозоя и раннего мезозоя и т. д.).

Ввиду подобных разногласий была создана рабочая группа (А. А. Богданов, М. В. Муратов, В. Е. Хаин, Г. Р. фон Гэртнер, М. Лемуан, Ж. Гогель, М. Сандулеску, Л. Дюбертре и др.) для выработки единого подхода к изображению альпийской зоны в пределах всей карты Еврепы. М. Сандулеску пояснил выделение в легенде Лемуана трех групп складчатостей, отвечающих делению складчатой цепи на стадии — начальную, среднюю (более поздняя складчатость и образование внешних цепей) и молассовую. Р. Трюмпи высказался против показа подобных «естественных» групп и за отображение на карте точного возраста складчатости, считая, что она будет существенно отличаться от геологических и тектонических карт иного типа и тем представит особый интерес. В. Е. Хаин отметил, что при обсуждении древних складчатых зон не возникало возражений против расчленения каждой из них на 2—3 структурно-исторических комплекса. Поскольку легенда карты должна обладать логическим единством, то представляется целесообразным разделять на подобные комплексы и альпийскую зону, хотя, возможно, и более дробно.

Итог деятельности рабочей группы и дискуссии подвел А. А. Богданов, отметив общее стремление показать на карте одни и те же тектонические явления. Однако различные авторы иногда изображают реальные геологические тела, испытывавшие определенную фазу тектогенеза, а в другом случае — фазу тектогенеза, переработавшую данное геологическое тело. Но суть явлений остается одной и той же, что и иллюстрирует карта Австрии: на ее двух вариантах фигурируют одни и те же контуры, различаясь лишь индексами. Р. Трюмпи представил тектоническую карту Швейцарии, М. Манфредини — тектоническую карту Италии, а К. Экснер — карту Австрии. С сообщениями о строении альпийских зон выступили также М. Магел (ЧССР), В. Кошарски (ПНР), М. Сандулеску (СРР). Л. Дюбертре рассказал о строении Турции и Ближнего Востока и их изображении на 16-м листе карты Еврепы. Э. Демирташли продемонстрировал тектоническую карту Турции, а М. Набави — Ирана.

Затем началось обсуждение легенды карты Еврепы в целом. Э. Захриссон предложил отказаться от расчленения базитов и гипербазитов по петрографическому принципу, вернувшись к прежнему их расчленению по положению в схеме развития геосинклинали; раннегеосинклинальные (в основном ультраосновные) и позднеорогенные (преимущественно основные). Он высказал также пожелание о показе различной степени переработки древних массивов (например, докембрийских ядер в каледонской зоне). Ф. Даннинг предложил для каледонид северо-западной Европы расчленение на четыре комплекса: нерасчлененный, нижний, средний и молассовый. Он указал также на важность отражения возраста слоёв, вскрытых скважинами. Р. Трюмпи предостерег против показа в альпийской зоне лишь последних деформаций, поскольку они часто являются только слабой переработкой на фоне основных более ранних складчатостей. П. Бюролле доложил о тектонической карте Туниса, а Л. Гланж о выступил с сообщением о новейших данных по строению западной части Средиземного моря и о некоторых общих концепциях эволюции земной коры.

Для выработки проекта решений сессии была выбрана рабочая группа в составе: А. А. Богданов, Г. Р. фон Гэртнер, Ф. Даннинг, Э. Захриссон, В. П. Колчанов, М. В. Муратов, М. Сандулеску, В. Е. Хаин, С. В. Черноок, Ж. Шубер. Участники рабочей группы договорились об основных вопросах, которые следовало отразить в решениях: 1) изображение и расчленение складчатых систем и показ их возраста; 2) выделение эв- и миогеосинклинальных зон; 3) изображение промежуточных зон между альпийской складчатой областью и платформой. После их обсуждения был выработан проект решений.

На пленарном заседании участники сессии заслушали сообщение К. Ле-Пшонна о международном геодинамическом проекте, выдвинутом на смену проекту верхней ман-

тии. Ж. Обуэн доложил о своих взглядах на современное состояние теории геосинклиналей в связи с новыми данными по геологии дна океанов, а Ж. Деркур рассказал о тектонике Динарид и ее новой интерпретации в свете тех же данных. Г. Пото сообщил об итогах последних исследований экспедиции Гломар Челленджер в пределах Средиземного моря, а Л. Монтадер — об очень интересных итогах исследования структуры Бискайского залива, по периферии которого обнаружены глубокие заполненные осадками прогибы, а в центральной части — кора океанического типа. Ф. де Альмейда выступил с сообщением о работах по созданию тектонической карты Южной Америки.

На заключительном заседании, по просьбе ряда делегаций было обсуждено и принято для карты новое наименование — «Международная тектоническая карта Европы и смежных территорий», поскольку она охватывает также север Африки, Ближний и Средний Восток. Было также решено, что на французском варианте издания карты текст общей легенды должен быть дан на французском и английском языках.

После обсуждения был принят следующий текст решений сессии: «При содействии ЮНЕСКО в Париже (19—30 января 1971 г.) собрался Редакционный комитет Международной тектонической карты Европы и смежных территорий. Список участников прилагается».

Рассмотрены и одобрены макеты карт, подготовленные различными странами, принимающими участие во втором издании.

Приняты следующие решения относительно принципов легенды. 1. Основной принцип, легенды — это выделение: а) каждого орогенического цикла (альпийского, варисцидского, каледонского и т. д.) — одним или большим числом цветов, б) комплексов пород отдельного цикла, испытавших деформацию в течение цикла — оттенками соответствующего цвета; эти комплексы должны разделяться крупными несогласиями.

Складчатые молассы должны изображаться цветом, соответствующим возрасту деформации, а нескладчатые молассы — более светлым оттенком цвета соответствующего цикла.

Решено, что в пределах основного цикла должна изображаться тектоническая переработка.

2. На карте дается обобщенное изображение ортогеосинклинальных складчатых цепей и авторы отдельных районов имеют возможность, если они сочтут нужным, выделять эв- и миогеосинклинальные зоны. Очень желательно, чтобы для этого выделения не употреблялись оттенки цветов или цвета, а другие графические средства.

3. Необходимо выделять на карте зоны промежуточного положения (Юра, Прованс, Анти-Атлас, Угарта и т. д.), изображая их цветом или чередующимися цветными полосами. В этих зонах следует показывать как возраст складчатости и тектонические структуры, так и молассовые впадины с помощью тех же методов, что и при изображении орогенических зон.

4. Рекомендуется найти графические средства для лучшего изображения крупных рифтовых зон, а также авлакогенов.

5. Решено давать изображение метаморфизма повсюду, где он проявляется, с помощью условных знаков легенды 1969 г. с выделением: региональной сланцеватости, регионального метаморфизма вообще, зон мигматизации, гранулитовой фации.

6. Решено давать изображение крупных массивов анортозитов, специальным графическим методом, близким, вероятно, принятому для изображения основных интрузий. Если будет возможно, следует указывать тектоническое положение этих массивов, а также тектоническую позицию массивов других основных и ультраосновных пород.

Генеральный секретарь ПТКМ обращается с настойчивой просьбой ко всем членам Редакционного комитета закончить редакцию окончательных макетов не позднее 31 марта 1971 г., а текстов для тома объяснительной записки — в течение 1971 г.

Комитет благодарит ЮНЕСКО, президента КГКМ г-на Марсэ, генерального секретаря КГКМ м-ль Делани за помощь при организации настоящего совещания. Все участники выражают генеральному секретарю ПТКМ и его сотрудникам свою признательность за огромную работу, которую они проделали для подготовки карты.

В заключительном слове Ж. Марсэ отметил достигнутые итоги, а представитель ЮНЕСКО г-н Роннер поздравил участников с успешным завершением сессии, заявив, что ЮНЕСКО и впредь готова оказывать помощь для успешного осуществления работ.

Во время работы сессии состоялись заседания рабочей группы по тектоническому словарю с участием Ф. Делани (председатель), М. Сандулеску, М. Жуливера, Р. Рея, Г. Муравского, В. Е. Хайна, В. П. Колчанова, М. Манфредини, А. Кэра и Ф. Данинга. К XXIV сессии МГК намечается подготовить определения 30 тектонических терминов, как первой части Международного тектонического словаря. Были рассмотрены определения первых 7 терминов (авлакоген, антеклиза, антиклинорий, виргация, кратон, флиш, чехол), данные на французском языке, но с учетом особенностей их толкования на английском и немецком языках (по словарям Дж. Г. Денниса и Г. Муравски). Советская делегация распространила определения всех 30 терминов, составленные Ю. Г. Леоновым и В. П. Колчановым и переведенные также на английский язык. Испанская группа также представила размноженные определения ряда терминов на испанском языке. Было решено продолжить работу над Международным тектоническим словарем, давая сводное определение каждого термина на французском

языке, включающее смысловые оттенки термина в английский, русский, испанский, немецкой и итальянской терминологии.

Проведенная сессия позволила разрешить все поставленные перед ней задачи. В деловой и дружественной обстановке были рассмотрены и согласованы национальные тектонические карты и легенда общей карты, приняты решения о сроках досылки картографического материала и текстов к тому объяснительной записки «Тектоника Европы».

*А. А. Богданов, П. Д. Гамкрелидзе, В. П. Қолчанов,  
М. В. Муратов, В. Д. Наливкин, В. Е. Хаин, С. В. Черноок*

---

***Редакционная коллегия:***

**В. В. БЕЛОУСОВ, А. А. БОГДАНОВ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,  
П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),  
М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ,  
В. Е. ХАИН, Ю. М. ШЕЙНМАНН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

***Адрес редакции***

**Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР  
Телефон 233-00-47, доб. 3-77**

Технический редактор *Максюта П. С.*

---

Сдано в набор 6.V-1971 г. Т-10625 Подписано к печати 1/VII-1971 г. Тираж 1810 экз.  
Зак. 4596 Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub> Усл. печ. л. 10,5+2 вкл. Бум. л. 3<sup>3</sup>/<sub>4</sub> Уч.-изд. листов 12,0

---

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10



Цена 1 р. 20 к.

В-71  
МАЛ КАЛУЖСКАЯ  
Д 12 КВ 11  
ПУШКОВСКОМУ  
70228  
1-12

13  
Индекс  
70228

## УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ!

Своевременно подписывайтесь на журнал  
«Доклады Академии наук СССР. Серия геология»  
на 1972 год  
(Индекс 70247)

Серия представляет отдельную часть журнала «Доклады АН СССР», содержание которой полностью совпадает с содержанием соответствующей части сводного издания.

Журнал «Доклады АН СССР. Серия геология» печатает статьи по дисциплинам: Геология; Гидрология; Гидрогеология; Минералогия; Петрография; Литология; Палеонтология; Геохимия; Почвоведение; География; Океанология.

Подписная цена на год за 12 номеров 9 р. 72 к.

Подписка принимается в пунктах «СОЮЗПЕЧАТИ», отделениях связи, городских и районных узлах связи, почтамтах, а также общественными распространителями печати на предприятиях и учреждениях.

