# AKAAEMUR HAVK CCCP TROTTOTION HAVK CCCP



# ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА-1977

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ГЕОТЕКТОНИКА

журнал основан в 1965 году

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАРТ — АПРЕЛЬ

москва

# № 2, 1977

## СОДЕРЖАНИЕ

Л. П. Зоненшайн, А. М. Городницкий. Палеозойские и мезозойские реконструкции	3
континентов и океанов. Статья 1. Ранне- и среднепалеозоиские реконструкции В Г Трифонов Поперезные зоны разрывов Исландии	24
Е. Н. Исаев, А. В. Разваляев. О соотношении рифтогенного и дорифтового струк-	
турных планов (на примере Красноморского рифта)	39
Ю. В. Миллер, И. С. Седова, Г. М. Другова. О тектоно-метаморфических циклах	52
докеморинских комплексов юго-западного памира.	00
малаев.	6 <b>6</b>
Г. В. Егоркина, В. А. Ракитов, И. В. Гаретовская, Л. М. Егорова. Напряженное состояние земной коры на территории Армении по сейсмическим данным	75
Г. И. Буачидзе. Тепловое поле Черноморской впадины и вопросы ее происхож-	05
Дения	85
ной системе.	93
С. Ф. Скобелев. Горизонтальное сжатие и развитие складок на хребте Петра I	105
М. С. Нагибина, Н. Г. Маркова, М. В. Муратов, Е. В. Павловский, Н. М. Стра-	
хов, А. Л. Яншин. Тектоника древних и молодых платформ в трудах В. Н. Соболевской	120

#### Критика и дискуссии

Α.	И. Айнемер, 1	И. А.	Одес	ский	<b>, И.</b> 1	Г. 3	Канов	зич,	Г. Г.	Янс	овский	i. O	мет	оде	про	сто	го	
	. обзора числ геологически	ювых 1х за	сово дач	купн	остей 	іи	BO3N	южн	ности	сего	прим 	енеі	ни <b>я</b>	при	per	шені	ин	123

# Хроника

Семинар	«Принципы	тектонического	районирования	Средней	Азии»		126
---------	-----------	----------------	---------------	---------	-------	--	-----

<sup>©</sup> Издательство «Наука», «Геотектоника», 1977 г.

# GEOTECTONICS

MARCH - APRIL

# MOSCOW

Nº 2, 1977

# CONTENTS

L. P. Zonenshain, A. M. Gorodnitsky. Paleozoic and Mesozoic reconstructions of	
continents and oceans. I. Early- and Middle Paleozoic reconstructions	3
V. G. Trifonov. Transverse fault zones of Iceland	24
E. N. Isaev, A. V. Razvalyaev. On relationship between riftogenic and prerift struc-	
tural plants (on the example of the Red Sea rift)	39
Yu. V. Miller, I. S. Sedova, G. M. Diugova. On tectonic-metamorphic cycles of Pre-	
cambrian complexes of the South-West Pamirs	53
S. Sinkha Roi. Metamorphism and tectonics of the Himalayas on the example of	
the East Himalayas	66
G. V. Egorkina, V. A. Rakitov, I. V. Garetovskava, L. M. Egorova, The tense state	
of the Earth's crust on the territory of Armenia according to seismic data.	75
G. J. Buachidze. The heat field of the Black Sea basin and problems of its origin	85
V. G. Chernov. Structure of the North Pennine cordillera in the Carpathian geo-	
synclinal system	93
S. F. Skubeley, Horizontal compression and development of folds of Peter 1-st Range	105
M. S. Nagihina, N. G. Markova, M. V. Mouratov, E. V. Pavlovsky, N. M. Strakhov,	
A L Vanshin Tectonics of old and young platform in the works by V N So-	
holevskava	120

#### Criticism and discussion

A. I. Ainemer, I. A. Odessky, I. G	. Kh	anovi	ich, G. I	G. Yano	ovsk	y. On me	etho	d of	i a sii	m-	
ple review of numerical sets	and	t the	possibi	ility of	its	applicati	ion	for	soluti	ion	
ot geological tasks	•	•		• •	•	• • •			•	•	123

#### Chronicles

Seminar on «Principles of tectonic zonation of Middle Asia»

126

#### Март — Апрель

1977 г.

УДК 551.24 (551.73+551.76)

# л. п. зоненшайн, а. м. городницкий палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов статья 1. ранне- и среднепалеозойские реконструкции

Реконструкции континентов и океанов выполнены на основании мобилистских представлений о дрейфе континентов. Использованы: 1) геологические данные, позволяющие по выходам типоморфных геологических комплексов (таких, например, как офиолиты) наметить следы былых океанических бассейнов, 2) палеомагнитные материалы, восстанавливающие палеоширотное положение континентов, и 3) палеоклиматические данные, указывающие на приуроченность континентов к тому или иному климатическому поясу. Описываются реконструкции для раннего кембрия, позднего ордовика и раннего — среднего девона.

#### введение

Мобилистские реконструкции былого расположения континентов и океанов довольно многочисленны, особенно для интервала времени, охватывающего кайнозой, мезозой и самый конец палеозоя. Они были начаты еще А. Вегенером, который на основании сходства очертаний континентов воссоединил позднепалеозойскую Пангею. Уже в 50-е годы замечательного совмещения континентов по обе стороны Атлантики добились Э. Буллард и др. (Bullard et al., 1965). После появления новой глобальной тектоники был выполнен целый ряд мезозойско-кайнозойских реконструкций, основанных на выявленных закономерностях спрединга, раздвижения океанического дна (Le Pichon, 1968; Dietz, Holden, 1972, и др.). Изучение палеомагнетизма пород позволило получить новые независимые доказательства дрейфа континентов. Эти данные оказались наиболее представительны для мезозойско-кайнозойского времени, хотя они указывали с полной определенностью на перемещение континентов и в более ранние периоды палеозоя.

Большинство имеющихся реконструкций ограничивается воссозданием Пангеи. Глобальных реконструкций для раннего и среднего палеозоя в общем сравнительно немного. Они основаны главным образом на палеомагнитных данных. Эти реконструкции, часто очень противоречивые и взаимоисключающие, производились рядом исследователей (Кропоткин, 1967; Creer, 1970; McElhini, Briden, 1971; Smith et al., 1973; Храмов и др., 1974). Из них наиболее интересны и наиболее тщательно выполнены реконструкции А. Смита и др. (Smith et al., 1973), которыми в первую очередь производилась реконструкция палеоширот. К ним близка схема палеозойской палеогеографии У. Маккероу и А. Зиглера (McKerrow, Ziegler, 1972), на которой в крайне обобщенном виде показаны гипотетические палеозойские океаны. Эти схемы, основанные на палеомагнитных данных, дают, по-видимому, удовлетворительные реконструкции для перми и карбона, но что касается более ранних интервалов, особенно раннепалеозойских, то большинство схем плохо согласуется с геологическими материалами.

Другой подход, который можно обозначить в качестве геологического. был использован некоторыми геологами для региональных реконструкций. Дж. Т. Вильсон (Wilson, 1966), а затем Дж. Дьюи (Dewey, 1969) чисто по геологическим данным наметили раннепалеозойский прото-(или палео-) Атлантический океан, существовавший на месте каледонского складчатого пояса северо-западной Европы и Аппалач. П. Н. Кропоткин (Kropotkin, 1971) показал, что Евразия является составным континентом, возникшим за счет соединения отдельных континентальных блоков при закрытии разделявших их океанических бассейнов. Геологическими методами был восстановлен палео-Азиатский океан, занимавший в позднем докембрии и раннем палеозое обширные пространства в центре современного Азиатского континента (Zonenshain, 1973; Зоненшайн, 1974). Крайне интересны реконструкции Дж. Дьюи и др. (Dewey et al., 1973) развития Альпийского пояса в мезозое и кайнозое. Они основаны на совокупном использовании геологических, палеомагнитных и океанологических материалов.

Нами составлены реконструкции континентов и океанов по восьми эпохам палеозоя и мезозоя. Они основаны на трех группах данных: геологических, палеомагнитных и палеоклиматических. Эти реконструкции помимо рисовки континентов преследуют также цель отобразить конфигурацию тектонически активных зон, т. е. дать палеогеодинамику геологического прошлого; такими активными зонами современности являются, как известно, во-первых, срединно-океанические хребты, во-вторых, те пояса, которые сопровождаются глубинными сейсмофокальными зонами Беньофа (Заварицкого — Беньофа), т. е. системы островных дуг и активные континентальные окраины типа Андийской окраины Южной Америки, и в-третьих, зоны складчатости и горообразования.

Реконструкции являются результатом исследований, начатых в 1972 г. Л. П. Зоненшайном и В. Е. Хаиным и продолженных затем первым из названных лиц и А. М. Городницким. В этих работах принимали участие М. Г. Ломизе, М. И. Кузьмин, В. М. Моралев, Е. Г. Мирлин. Значительная часть геологических материалов, положенных в основу реконструкций, опубликована дополнительно (Зоненшайн, 1976; Зоненшайн и др., 1976), поэтому ниже приводятся только самые необходимые сведения. Реконструкции выполнялись вначале на глобусе, а затем переносились на цилиндрическую, близкую к меркаторской, проекцию, охватывающую весь земной шар, а приполярные области — на две сферические проекции, отвечающие соответственно северной и южной полярным областям.

#### методика составления реконструкций

Три группы данных наиболее важны для построения реконструкций: геологические, палеомагнитные и палеоклиматические.

**Геологические данные.** Главным при использовании геологических данных является метод актуализма. Зная распространение тех или иных комплексов горных пород, которые в современных условиях формируются в каких-то определенных тектонически активных зонах, мы можем намечать положение таких зон в геологическом прошлом (но, естественно, пока в современных координатах).

Особую сложность представляет выявление древних океанов. В современных океанах пока нигде не известно ложе, древнее мезозойского (150—180 млн. лет), и, видимо, такие океаны, как Атлантический и Индийский, действительно являются молодыми. Что касается главного океана Земли — Тихого океана — имеется много данных, суммированных Ю. М. Пущаровским (1972), что океаническое пространство существовало здесь уже в палеозойскую эру. Следовательно, древнее океаническое ложе было либо поглощено глубоководными желобами, обрамляющими Тихий океан, либо было частично включено (за счет складчатости и метаморфизма) в состав современной океанической коры.

Океаны в прошлом, в палеозое, не ограничивались Тихим океаном. Для восстановления древних океанов наибольшее значение имеет открытие на континентах остатков океанической коры геологического прошлого в виде офиолитовой ассоциации горных пород (Пейве, 1969). Сейчас можно считать доказанным, что разрез офиолитовой ассоциации полностью отвечает разрезу земной коры современных океанов, а сами породы офиолитовых комплексов ничем не отличаются от коренных пород, полученных драгированием и бурением из срединно-океанических хребтов и пересекающих их трансформных разломов. Офиолиты, как известно, почти всегда залегают в виде крупных шарьированных пластин, отторженных далеко от их первоначального местонахождения. Они маркируют следы прошлых океанических бассейнов и отмечают зоны, по которым происходило закрытие прежних океанов и стыковка континентов. Следовательно, по распространению офиолитов можно намечать пояса, возникшие на месте бывших океанов, и оконтуривать континентальные глыбы, которые в прошлом были разобщены и разделялись океаническими бассейнами.

Однако офиолиты сами по себе еще не говорят о природе маркируемых ими бассейнов с океаническим типом коры, были ли это обширные океаны типа Атлантического, или окраинные моря типа Филиппинского либо Японского, или средиземные моря. Конфигурация и тип океанических бассейнов восстанавливаются скорее из самой реконструкции. Срединно-океанические хребты не сохраняются в ископаемых условиях, и для их восстановления приходится пользоваться лишь очень косвенными соображениями, такими, как закономерное омоложение возраста офиолитов от краевых частей какой-то океанической площади к ее центру. Иногда дело упрощается, когда реконструируемый океанический бассейн обрамлен с обеих сторон пассивными континентальными окраинами, т. е. когда он аналогичен современному Атлантическому океану. В таком случае мы вправе изобразить хребет по середине океана.

Тектонически активные пояса, соподчиненные с ископаемыми зонами Беньофа, маркируются прежде всего свойственными им магматическими и осадочными комплексами (или комплексами-индикаторами). В ископаемом состоянии от прежних вулканических островных дуг сохраняются главным образом вулканические продукты. Они представлены, как хорошо изучено в современных дугах, комплексами базальтов, андезитов, дацитов, реже липаритов. Наиболее примечательна известково-щелочная серия вулканических пород, в составе которой преобладают андезиты. Очень характерно закономерное изменение состава вулканических пород вкрест простирания: во фронте дуг развиты породы толеитовой серии, в их центре — известково-щелочной серии, а в тылу — породы щелочно-базальтовой (шошонитовой). Установлено также возрастание содержания калия по мере движения от внешней стороны дуги к внутренней. Среди вулканитов залегают интрузии габбро-плагиогранитного состава. По распространению всех этих магматических комплексов можно довольно уверенно реконструировать прошлые островные дуги, а по закономерному изменению химизма пород намечать направление падения ископаемых зон Беньофа. Изверженные породы ассоциируют с мощными граувакковыми накоплениями, часто турбидитной природы, а также с рифовыми известняками. Обломочные толщи могут быть либо продуктами выполнения прежних окраинных морей, либо осадками террасы между дугой и желобом. Положение прежних желобов может быть восстановлено, кроме того, по поясам глаукофанового метаморфизма высоких давлений, который, в соответствии с существующими данными, развивается в зонах Беньофа.

Активные континентальные окраины, или окраины андийского типа, лучше всего восстанавливаются по свойственным им континентальным вулкано-плутоническим комплексам, слагающим протяженные пояса. Как видно на примере Анд, край континента в данном случае сопровождается глубоководным желобом и зоной Беньофа, которая в отличие от островных дуг здесь очень полого, не круче 30°, погружается под континент. Сама континентальная окраина обладает резко утолщенной земной корой и литосферой. В составе вулканических извержений преобладают производные известково-щелочной серии, очень похожие на островодужные и отличающиеся от них лишь по тонким геохимическим характеристикам. Самые главные отличия заключаются в исключительно континентальных условиях вулканизма и в широком развитии пород кислого состава. Кроме вулканитов для активных континентальных окраин характерны батолиты гранит-гранодиоритового состава, диоритмонцониты и массивы нормальных (стандартных) и субщелочных гранитов, часто несущих редкометальное оруденение. Выявляется четкая латеральная зональность в составе магматизма с возрастанием щелочности пород по мере движения в глубь континента. С вулканитами переплетаются молассы, как неизбежное следствие сложнорасчлененного рельефа. Появление активных континентальных окраин лучше всего может быть объяснено активным надвиганием континента на океан (Зоненшайн и др., 1976).

Зоны складчатости и горообразования выражены в современности в Альпийско-Гималайском складчатом поясе, образование которого обусловлено сближением и столкновением двух континентов (или лучше, континентальных плит литосферы). Тектонические покровы, перемещенные на десятки километров, зоны высокотемпературного метаморфизма, массивы палингенных гранитоидов — наиболее существенные индикаторы геодинамических обстановок подобного типа. Особо необходимо упомянуть обдуцированные, надвинутые на континентальную окраину пластины, сложенные офиолитами, т. е. остатками океанической коры. Они также примечательны для обстановок столкновения. Во фронте складчатых сооружений часто развиваются краевые прогибы, заполненные молассами.

Опираясь на распространение соответствующих комплексов-индикаторов, можно намечать положение прежних океанов и ископаемых тектонически активных зон в современных географических координатах. Но это никак не выявляет ориентировку этих зон относительно стран света в прошлые геологические периоды. Такого рода материалы удается получить из палеомагнитных и палеоклиматических данных.

Для позднемезозойского (начиная с середины юры) времени главной при построении реконструкций является уже информация по геологии и геофизике океанического дна. Результаты глубоководного бурения и изучение полосовых магнитных аномалий позволили достаточно подробно восстановить историю раздвижения (спрединга) многих океанов, в особенности Северной Атлантики и Тихого океана.

Палеомагнитные данные. В основе палеомагнитного метода исследований лежит способность изверженных и некоторых осадочных горных пород, содержащих ферромагнитные минералы — магнетит, титаномагнетит, пирротин и гематит, сохранять неизменным направление вектора естественной остаточной намагниченности с момента их образования. Проведя измерения величины и направление вектора естественной остаточной намагниченности для ориентированных образцов, отобранных из коренных выходов таких пород, можно расчетным путем вычислить значения палеомагнитной широты места залегания пород, а также координаты древнего геомагнитного полюса, соответствующего времени образования породы. К породам, обладающим высокой стабильностью первичной естественной намагниченности, относятся в первую очередь интрузивные и эффузивные породы, среди которых наиболее представительным объектом изучения являются базальтовые лавы, а также некоторые осадочные породы: красноцветные песчаники и глины и в некоторых случаях сероцветные глины.

По существу палеомагнитный метод является единственным, позволяющим не только качественно, но и количественно оценить горизонтальные перемещения отдельных континентов.

Важным вопросом при палеомагнитных исследованиях является вопрос об определении первичного характера намагниченности горных пород и оценка их магнитной стабильности. После своего образования горная порода может подвергаться воздействию разного рода физических, химических и минералогических факторов, переменных магнитных полей, температуры, окисления, механических напряжений, существенно меняющих величину и направление вектора естественной намагниченности. На первом этапе развития палеомагнитных методов исследований, когда оценка стабильности первичной намагниченности в ряде случаев не проводилась, неучет этих факторов приводил к большому разбросу результатов определения положений виртуальных полюсов. Это давало возможность противникам мобилизма поставить под сомнение весь палеомагнитный метод в целом (Резанов, 1968).

В настоящее время, однако, для изучения природы намагниченности горных пород и оценки ее первичного характера ориентированные образцы при лабораторных исследованиях подвергаются специальной «магнитной чистке» в переменных магнитных полях напряженностью 200— 600 э и термочистке при температуре 200—600° С. Наряду с этим для учета искажающего влияния вязкой части естественной остаточной намагниченности проводится также «временная» чистка образцов в геомагнитном поле. После каждой чистки проводится отбраковка образцов по показателям стабильности. Обычно из рассмотрения исключаются образцы, для которых соотношение первичной и вторичной намагниченности меньше 10:1 (Храмов и др., 1974). Оценка кучности вычисленных векторов проводится с помощью статистического анализа по Фишеру.

Для составления палеогеографических реконструкций был произведен (совместно с Е. Г. Мирлиным) тщательный отбор палеомагнитных данных. С этой целью были сведены, проанализированы и внимательно отбракованы все имеющиеся палеомагнитные данные по отдельным континентам за фанерозойское время. Из зарубежных данных в качестве исходных были взяты сводки, составленные Э. Ирвингом и М. Мак-Элхинни, от выпуска I до выпуска XIII (Irving, 1959—1964; McElhinny, 1968—1972). Были использованы также палеомагнитные каталоги, составленные А. Хикеном и др. (Hicken et al., 1972), каталоги палеомагнитных данных, составленные Мак-Элхинни, сводки К. Крира (Creer, 1970), результаты обобщения данных по палеозою, приведенные А. Н. Храмовым (Храмов и др., 1974), сводки, приведенные А. Смитом и др. (Smith et al., 1973), и некоторые другие материалы. В качестве основных данных по территории СССР для палеозоя использовался каталог А. Храмова (Храмов и др., 1974), а по мезозою — сводки палеомагнитных данных по СССР (Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Справ. данные по СССР, вып. 1 и 2, 1971, 1973).

При отборе достоверных палеомагнитных данных авторами прежде всего были исключены все результаты анализа пород, подвергшихся после их образования сильной складчатости и крупным тектоническим перемещениям. При отборе данных в качестве надежных отбирались только такие объекты, возраст которых был определен с точностью до эпохи (в отдельных случаях, для нижнего палеозоя, — до периода). При оценке магнитной стабильности к отбираемым результатам предъявлялись следующие требования: 1) число образцов для каждого объекта должно составлять не менее 10 при их отборе не менее чем с 3 горизонтов; 2) все образцы должны быть подвергнуты магнитной, температурной и временной чистке и отбраковке по тестам палеомагнитной стабильности, и при этом не должно появляться указаний на вторичный характер намагниченности или на ее несинхронность по отношению ко времени образования породы; 3) погрешность определения среднего направления по Фишеру ( $a_{95}$ ) не должна превышать 20%, а погрешность определения координат средних виртуальных полюсов составляет не более 3—12°.

Палеомагнитные данные, не соответствовавшие перечисленным требованиям, из дальнейшего рассмотрения исключались. Данные по образцам, не подвергшимся полной магнитной и температурной чистке, использовались в отдельных случаях для нижнего палеозоя, для районов, где другие данные отсутствуют. В этом случае учитывалась низкая степень надежности при составлении реконструкций.

На основе отобранных палеомагнитных материалов были составлены каталоги мировых палеомагнитных данных по каждому континенту от кембрия до мела для следующих временных интервалов: кембрий, ордовик, силур, девон, нижний и средний карбон, верхний карбон, нижняя пермь, средняя и верхняя пермь, триас, юра и мел. По данным, приведенным в каталогах, были построены схематические карты палеоширот для указанных интервалов времени по каждому континенту, а также схемы дрейфа геомагнитных полюсов для каждого континента.

Палеоклиматические данные. Во времена А. Вегенера палеоклиматические данные были единственным указателем на палеошироты.

Выявление палеоклиматических зон также исходит из актуалистического метода, предполагая, что зональность в прошлом была той же, что и сейчас, т. е. что всегда существовали пояса арктического, умеренного, тропического и экваториального климата. Границы между климатическими поясами, как известно, не следуют строго по широте; они могут смещаться к северу или югу в зависимости от многих местных условий. Мы знаем также, что климат не остается постоянным: периоды потепления сменяются ледниковыми эпохами, соответственно все климатические пояса сдвигаются к экватору. Но несмотря на эти неизбежные отклонения, климатическая зональность сохраняется. Каждый климатический пояс обладает своими, неповторимыми в других поясах особенностями экзогенных процессов, что приводит к формированию совершенно определенных комплексов осадочных пород, типоморфных для данного пояса.

Главным индикатором арктических поясов является, безусловно, комплекс отложений, связанных с материковым оледенением и представленных (в ископаемом состоянии) тиллитами. Граница распространения ледниковых отложений может значительно смещаться по широте. Современные материковые ледники не встречаются сейчас ближе к экватору, чем на 60-й параллели, однако во времена максимальной стадии четвертичного оледенения они распространялись в северном полушарии до 50° и даже до 40° с. ш., занимая области современного умеренного климата.

Для палеоклиматических целей внутри умеренного и тропического климата удобней выделять области гумидные, с обильным растительным покровом, и аридные, со свойственными им пустынями. В геологическом прошлом условия гумидного (преимущественно умеренного) климата лучше всего восстанавливаются по областям континентального угленакопления с развитием в основном бурых углей. Аридные зоны надежно фиксируются континентальными песчаными отложениями типа, например, девонских красноцветов Олдреда и пермского красного лежня Европы. Другим не менее важным критерием аридных областей являются эвапориты, которые тесно переплетаются с континентальными красноцветными накоплениями. Пояса тропического и экваториального климата отмечены прежде всего теплыми морями. Наиболее примечательно для них интенсивное карбонатонакопление с обильным ростом рифовых построек. Зоны распространения рифов в теологическом прошлом уверенно маркируют низкие широты. Экваториальному поясу свойственны в основном гумидные условия, благоприятные для угленакопления. Поэтому этот пояс может быть реконструирован в прежние теологические эпохи по распространению угленосных толщ, которые в отличие от углей умеренного пояса имеют в основном параллическое происхождение и представлены каменными углями. Жаркому и влажному климату экваториального пояса свойствен латеритный профиль выветривания, приводящий к формированию бокситовых залежей, тем самым ископаемые бокситы могут быть использованы в качестве критерия экваториальных поясов. По-видимому, преимущественно в тропическом и экваториальном поясах сконцентрировано накопление молодых фосфатоносных залежей.

Распространение типоморфных для палеоклимата комплексов пород может дать приблизительную, далеко не точную привязку данной территории к палеошироте. Но эти комплексы служат дополнительным, очень существенным и независимым от палеомагнитных данных источником сведений о прежней ориентировке континентов относительно полюсов Земли. Если палеомагнитные и палеоклиматические данные совпадают, то это является критерием надежности выполненной реконструкции.

Палеозойская Гондвана. На протяжении всего палеозоя южные материки были объединены в единый мегаконтинент Гондвану. Нигде вдоль границ материков, составляющих Гондвану, не обнаружены палеозойские офиолиты, т. е. нет никаких свидетельств существования в палеозое Южно-Атлантического и Индийского океанов, разделяющих сейчас эти материки. Геологические структуры на краях континентов сложены в основном древними докембрийскими комплексами. Они резко обрублены и находят продолжение по разные стороны океанов. Геологическая история южных материков обладает, как давно замечено, большим сходством. Все это не оставляет сомнений в целостности Гондваны на протяжении палеозоя. Компоновка южных континентов в Гондвану произведена в соответствии со схемой, предложенной П. Н. Кропоткиным (1967, 1973). Ее существенное отличие от широко распространенной схемы Р. Дитца и Дж. Холдена (Dietz, Holden, 1972) состоит в том, что Мадагаскар придвинут почти строго на запад к Мозамбику, а не к Танзании. В результате Индия также оказывается припаянной к Африке, а пространство между Индией, Австралией и Антарктидой заполняется микроконтинентами Сейшельских островов и Кергелена. Кроме того, к Гондване в северной части Индии присоединен Малайский блок, который несомненно был частью Гондваны.

# ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

#### РАННИЙ КЕМБРИЙ, 570-540 МЛН. ЛЕТ (РИС. 1)

Раннепалеозойские офиолитовые комплексы (часто совместно с позднедокембрийскими) распространены преимущественно в областях раннепалеозойской (каледонской) складчатости: в Центрально-Азиатском складчатом поясе, в каледонидах Аппалач и Северо-Западной Европы, в Тасмановой геосинклинали Австралии, а также в ряде других мест. В этих же зонах развиты другие эпиокеанические комплексы, такие, как зеленосланцевые и песчано-сланцевые толщи бывшего континентальното подножия.



P<sub>NC</sub>. la



б

Рис. 1. Реконструкция континентов и океанов раннего кембрия (570—540 млн. лет): а — цилиндрическая проекция, б — полярные области в сферической проекции. 1 — контуры континентов и микроконтинентов; 2 — континенты в пределах современной суши; 3 — системы островных дуг; 4 — активные континентальные окраины; 5 —

ной суши, 5 — системы островных дуг, 4 — активные континентальные окраины, 5 зоны столкновения континентов и континентов с островными дугами; 6 — примерное положение систем срединно-океанических хребтов и пересекающих их трансформных разломов; 7 — палеомагнитный вектор; цифра — палеомагнитная широта.

Буквами обозначены континенты и микроконтиненты: ВЕ — Восточно-Европейский, Е — Западно-Европейский, И — К — Индокитайский, Ин — Индийский, Ир — Иранский, К — Китайский, Кз — Казахстанский, С — Сейшельский, СА — Северо-Американский, Сб — Сибирский, Тр — Таримский

В Центрально-Азиатском складчатом поясе офиолиты широко развиты в Кузнецком Алатау, Западном Саяне, Западной и Северной Монголии, Центральном Казахстане. В ряде мест подробно изучен разрез офиолитов и показано, что составляющие их ультраосновные и основные породы не отличаются от пород, драгированных с океанического дна. Так, в хр. Хан-Тайшир в Западной Монголии установлен полный разрез офиолитов от дунитов и гарцбургитов через пироксениты, габбро и дайковую серию до подушечных лав, перекрытых маломощными кремнистыми осадками, венчающимися археоцеатовыми известняками нижнего кембрия (Зоненшайн, и другие, 1976). Изверженные породы этого разреза обладают примитивной геохимией, с очень низкими — в среднем 0,12% — содержаниями K<sub>2</sub>O и также низкими концентрациями литофильных редких элементов; этим они идентичны океаническим породам. Спилитовые толщи нижнего кембрия Западного Саяна принадлежат к низкокалиевым толеитам с содержанием К<sub>2</sub>О 0,20-0,40%, с пониженными концентрациями Rb и Sr (Велинский, 1968). В Центральном Казахстане, по данным Р. М. Антонюка (1974), базальты, входящие в состав офиолитов Тектурмаса и Северного Прибалхашья, обладают большим сходством с океаническими толеитами, имея малые содержания K<sub>2</sub>O (не более 0,30%), Rb и Sr; для них характерны океанические отношения Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> 0,7049—0,7053.

Учитывая распространение офиолитов в Центрально-Азиатском поясе, можно восстановить древний палео-Азиатский океан (Зоненшайн, 1974; Zonenshain, 1973), занимавший, по-видимому, все пространство между Сибирской платформой и Кокчетавско-Муюнкумским массивом и протягивавшийся в каледониды Западного Китая (Циляньшань), с одной стороны, и под чехлом Западно-Сибирской низменности — с другой. Важно то, что возраст офиолитов меняется на площади Центрально-Азиатского пояса, закономерно омолаживаясь по мере движения от краев реконструируемого палео-Азиатского океана к его центру. Если в периферических частях (Енисейский кряж, Восточный Саян, Кузнецкий Алатау, Ерементау) офиолиты являются позднерифейскими, то в осевых частях (Западный Саян, Хан-Тайшир, Чингиз, Тектурмас, Северное Прибалхашье) они последовательно становятся вендскими и кембрийскими. В ряде мест (Северное Прибалхашье) имеются указания на раннеордовикский возраст офиолитов. Эта картина омоложения возраста офиолитов от краев к центру поразительно напоминает аналогичное омоложение возраста океанического ложа в сторону срединно-океанических хребтов в современных океанах. Тем самым по полям развития самых молодых офиолитов можно наметить положение древнего срединно-океанического хребта (Зоненшайн, 1974). В этом случае поперечные северо-западные разломы (Джалаир-Найманский, Центрально-Қазахстанский, Чингизский) можно истолковать в качестве свидетелей древних трансформных разломов, пересекавших срединно-океанический хребет.

В каледонидах Аппалач и Северо-Западной Европы к данному интервалу времени относятся части далредской серии Шотландии, труппы Флёр-де-Лис Ньюфаундленда, зеленокаменные толщи с гипербазитами в Пидмонте и Блю Ридже. Зона распространения основных и ультраосновных пород --- спилитов, серпентинитов, связанных с верхами среднего и с верхним далредом, прослеживается от Северной Ирландии через северные нагорья Шотландии до Шотландских островов (например, гипербазиты о. Анст) (Garson, Plant, 1973). Эти породы выступают в ассоциации с черными сланцами и граувакками. В соответствии с рядом палеогеографических реконструкций (Dewey, Punkhurst, 1970; Garson, Plant, 1973), окраинные шельфовые фации далреда сменяются к юговостоку глубоководными с появлением в них продуктов подводных оползней. Очевидно, далредская серия (и сходная с ней группа Флёр-де-Лис) формировалась на океаническом ложе у континентального подножия. В Пидмонте и на восточном склоне хр. Блю Ридж широко развиты зеленокаменные, часто превращенные в амфиболиты толщи, ассоциирующие с гипербазитами (Rodgers, 1970). Все эти комплексы представляют собой остатки ложа прежнего палео- (или прото-) Атлантического океана, реконструкция которого была произведена Дж. Т. Вильсоном (Wilson, 1966) и Дж. Дьюи (Dewey, 1969). Следует указать, что к концу докембрия — нижнему кембрию (650—560 млн. лет) относится образование щелочно-ультраосновных и щелочно-базитовых комплексов Северо-Атлантической провинции по обрамлению палео-Атлантики: в Кана-, де, Гренландии и Северной Скандинавии (Doig, 1970). К той же провинции относятся проявления щелочного вулканизма в Восточном Ньюфаундленде (Papezic, 1970) и на восточной окраине Канадского щита (Williams, Stevens, 1969). Этот щелочной магматизм, как показал В. М. Моралев, отмечает первоначальный рифтинг, приведший к раскрытию палео-Атлантики.

Два океана — палео-Азиатский и палео-Атлантический — располагались между континентами, являясь некоторым подобием современного Атлантического океана. В это время крупным материковым массивом выступала Гондвана, к которой со стороны Африки были причленены приморские районы Северной Америки: Авалонский п-ов Ньюфаундленда, часть Нью-Брансуика, Пидмонт и Флорида. Гондване противостояли северные материки, которые были разобщены океаническими бассейнами, восстанавливаемыми по офиолитам, на серию сравнительно небольших континентов, отвечающих древним платформам: Восточно-Европейский, Сибирский, Китайский и Северо-Американский. Более мелкие континентальные массивы (микроконтиненты) восстанавливаются на месте Средней и Западной Европы (Чешский, Центральный и Армориканский массивы), Центрального Казахстана (Кокчетавско-Муюнкумский массив), Таримского и Индосинийского массивов. Сибирский и Китайский массивы были соединены, вероятно, узкой перемычкой. Кроме двух межконтинентальных океанов, существовало обширное океаническое пространство, омывавшее все континенты («континентальное полушарие»), оно было как бы аналогом Тихого океана. В Австралии и Восточной Антарктиде присутствуют следы окраины этого главного океана Земли в виде офиолитов и турбидитных накоплений Тасмановой и Росской геосинклиналей, особенно в Тасмании (Oversby, 1971).

По обрамлению океанов во многих местах могут быть реставрированы островные дуги. Так, известково-щелочные серии андезито-базальтового состава, широко развитые на востоке Казахстана, в Чингизе, и в Алтае-Саянской области, на Салаире, северном склоне Западного Саяна, в Туве отвечают вулканической островной дуге, отделявшей палео-Азиатский океан от Сибирского континента. По-видимому, островные дуги существовали и по обрамлению палео-Атлантики. Их остатками являются андезито-базальтовые толщи западного склона хр. Блю Ридж, Авалонского п-ова Ньюфаундленда (Rodgers, 1970), а также андезито-базальты и граувакки Мавритании. Достаточно уверенно островная дуга восстанавливается на восточном краю Гондваны в Австралии и Тасмании (Oversby, 1972; Scheibner, 1972).

Палеомагнитные данные для кембрия крайне немногочисленны и неравномерно распределены на площади отдельных материков. Материалы А. Н. Храмова и др. (1974) указывают на положение Сибири в районе экватора. Имеющиеся достоверные данные по Северной Америке (шт. Миссури) (McElhinny, 1968—1972) свидетельствуют о том, что этот континент находился в низких широтах (11-27°). Немногочисленные материалы по кембрийским кварцитам Мидленда Англии и Уэльсу (McElhinny, 1972) дают значения палеоширот для Европы 19-22<sup>с</sup>. Более обильные, но разноречивые по ориентировке значения палеоширот по Чешскому массиву (Храмов и др., 1974) находятся в пределах 13-29°. По Африке могут быть использованы только данные по сиенитам Малави (Hicken et al., 1972) со значениями палеомагнитной широты 23-25°. Для Южной Америки есть только единичное значение палеошироты для кембрийских красноцветов Аргентины, равное 36° (McElhinпу, 1968—1972). В Австралии палеомагнитные исследования плато Антрим очень разноречивы, давая разброс от 8 до 31° (Irving, 1959—1967). В целом по палеомагнитным данным вырисовывается положение Южного полюса где-то в северо-западной Африке и приуроченность большинства северных континентов к низким широтам.

Существенную помощь в определении палеоширот оказывают палеоклиматические данные. Так, рифовые известняки нижнего кембрия протягиваются от Северной Америки через Евразию в Австралию (материалы А. Ю. Розанова). Эта полоса известняков отмечает экваториальный и тропический пояса. Как видно на реконструкции (рис. 1), расположение континентов отвечает этому, и получается в целом неплохое согласие с имеющимися палеомагнитными результатами. К тропическому поясу тяготеют красноцветные песчаники и эвапориты кембрия Сибирской платформы. Важно, что в этой же полосе низких широт концентрируются главные фосфатоносные бассейны: Каратаусский — в Южном Казахстане, Хубсугульский — в Северной Монголии, Раджастанский — в Северной Индии, Квинслендский — в Восточной Австралии. Все они, кстати, располагаются по окраинам палео-Азиатского океана.

Таким образом, в самом начале палеозоя наряду с мегаконтинентом Гондваны существовала серия сравнительно небольших континентов, разделенных палео-Азиатским и палео-Атлантическим океанами. Все континенты были смещены к югу, к южному полушарию, а северное полушарие было занято крупным океаническим пространством. Эта картина существенно отличается от современной, когда материки, напротив, смещены в северное полушарие.

#### СРЕДНИЙ — ПОЗДНИЙ ОРДОВИК, 480-450 МЛН. ЛЕТ (РИС. 2)

Ордовикская палеогеография была во многом унаследована от кембрийской, однако выявляются и существенные изменения.

В конце кембрия — начале ордовика в ходе салаирской складчатости произошло наращивание западной и южной окраин Сибирского континента. По-видимому, складчатость была обусловлена столкновением Сибирского континента с обрамлявшими его островными дугами. Как установлено сейчас в Западной Монголии континентальные массы тектонически перекрыли и погребли под собой части океанического ложа палео-Азиатского океана. Это хорошо видно на стыке Озерной эвгеосинклинальной зоны, содержащей упоминавшиеся выше хантайширские офиолиты и являющейся частью палео-Азиатского океана, с Цаганоломской зоной, представляющей собой фрагмент протерозойской коры Сибирского континента. Комплексы пород Цаганоломской зоны образуют тектонические покровы, залегающие на офиолитах Озерной зоны. Широкое проявление гранитоидных батолитов на востоке Алтае-Саянской области (таннуольский комплекс) и в Северной Монголии (тэлминский комплекс) указывает на разрастание континентальной коры.

Палео-Азиатский океан продолжал существовать и в это время, но его размеры, видимо, сильно сократились, и на его месте возникло несколько систем островных дуг. Одна такая дуга восстанавливается на западном обрамлении Казахстанского микроконтинента, где развиты андезитовые толщи среднего — верхнего ордовика (каргалинская свита). Западнее, в пределах Байконурского синклинория, по распространению маломощных кремнистых толщ может быть намечен склон к глубоководному желобу. Другая вулканическая дуга формировалась, вероятно, на месте Чингиза, где ордовикские толщи андезитового состава представлены очень широко. Мощные терригенные серии ордовика Горного Алтая и Западного Саяна могут быть интерпретированы в качестве выполнения глубоководных котловин окраинного моря, располагавшегося в тылу Чингизской вулканической дуги.

Палео-Атлантический океан также испытывает значительные трансформации. В конце кембрия — начале ордовика в его пределах может быть реконструирован мощный импульс спрединга (океанообразования), маркируемый нешироким, но протяженным поясом офиолитов, прослеживаемым от Скандинавии до Аппалачей. Именно этот пояс служит большей частью основой для выделения палео-Атлантики. К ним принадлежат офиолиты группы Стёрен в Норвегии, офиолиты Баллантрейского комплекса и комплекса Хайленд-Бордер в Шотландии с их аналогами в ирландских каледонидах, многие хорошо изученные офиолитовые комплексы Ньюфаундленда. Окраина палео-Атлантики хорошо фиксируется турбидитными осадками и олистостромами Таконских клиппов (Rodgers, 1968).

В среднем — позднем ордовике на западной окраине палео-Атлантики, в Аппалачах, проявился таконский диастрофизм, с которым связано образование хорошо известных таконских клиппов по всему фронту Центральных и Северных Аппалачей и Ньюфаундленда с надвиганием (обдукцией) офиолитовых пластин (океанической коры) на прилежащие части Северо-Американского континента (Rodgers, 1970; Dewey, 1969). Деформации сопровождались в более внутренних частях орогенного пояса (антиклинорий Бронсон-Хилл и др.) метаморфизмом, образованием гранито-гнейсовых куполов и внедрением гранитов (Rodgers, 1970). Можно предполагать, что складчатость была обусловлена поддвиганием Северо-Американского континента под смежные части палео-Атлантики. Вместе с тем более внутренние части палео-Атлантики были заняты вулканической островной дугой, прослеживаемой по андезит-базальтовым и флишевым (с олистостромой) накоплениям среднегопозднего ордовика в поясе Магог Ньюфаундленда (Horne, 1970) и в вулканическом поясе на севере Нью-Брансуика. Возможно, что часть формации Гандер-Лейк (Kennedy, McConigal, 1972), располагавшейся к востоку от островной дуги, представляет собой осадки глубоководного желоба. Следовательно, здесь можно наметить положение ископаемой зоны Беньофа, наклоненной на запад.

В более северном секторе палео-Атлантики, относящемся к каледонидам Северо-Западной Европы, в среднем — позднем ордовике хорошо реконструируются вулканические дути (Бороудельские вулканиты Озерного района Англии, группа Ховин Норвегии), закладывавшиеся непосредственно на океаническом ложе вблизи окраины континента. Вулканиты принадлежат известково-щелочной серии и, как установлено в Англии (Fitton, Hughes, 1970), заметно обогащаются калием на юг в сторону Мидленда, указывая тем самым на наклон зоны Беньофа в этом направлении.

Таким образом, палео-Атлантика в конце ордовика начинает постепенно замыкаться, перерождаясь в систему островных дуг и окраинных морей.

Одновременно в Евразии на месте будущих герцинских зон возникают новые океанические бассейны — палео-Тетис и Уральский океан. Палео-Тетис прослеживается по офиолитам в основании разрезов палеозоя зоны Эйзенкаппель в Карнийских Альпах (Schönenberg, 1970; Kupsch et al., 1970), кое-где в основании Паннонской низменности (Wein, 1969) и в других частях Балканского полуострова (Белов, 1970). На Большом Кавказе офиолиты установлены на его северном склоне, в Передовом хребте, где присутствует, видимо, полный их разрез. Погребенное восточное продолжение офиолитов Передового хребта прослеживается по магнитным аномалиям в Восточном Предкавказье и далее, видимо, в полосе Предкопетдагского прогиба в Туркмении. Офиолиты этого возраста, вероятно, присутствуют в Южном Тянь-Шане и Джунгарии. Наконец, позднеордовикские офиолиты установлены в Южно-Монгольской зоне (Зоненшайн и др., 1975). Здесь в хр. Дзолен присутствует полный разрез офиолитов, причем по составу они полностью аналогичны ультраосновным и основным породам срединно-океанических хребтов (Зоненшайн, Кузьмин, 1977). Палео-Тетис был, вероятно, разделен на ряд несколько изолированных друг от друга бассейнов. Самостоятельный бассейн может быть восстановлен на месте Урала, где офиолитовая ассоциация в настоящее время хорошо изучена (см. работы А. С. Перфильева, С. Н. Иванова, А. А. Ефимова). Существует много данных об образовании Уральского океанического бассейна в результате рифтообразования и спрединга океанического дна (Иванов и др., 1974). Обращает на себя внимание, что вулканические островные дуги, развивавшиеся по обрамлению палео-Азиатского океана, были обращены фронтальной частью в сторону палео-Тетиса и Уральского бассейна. Очевидно, ископаемые зоны Беньофа погружались от этих бассейнов под закрывающийся палео-Азиатский океан.

В пределах Гондваны активная окраина реконструируется в конце кембрия и ордовике на востоке Австралии, в Тасмании, Новой Зеландии и Антарктиде. Офиолиты поясов Вильям-Хиткот и Веллингтон в Виктории, трога Дандас в Тасмании и провинции Нельсон в Новой Зеландии фиксируют остатки бассейна с океанической корой, который является скорее всего окраинным морем (Oversby, 1971; Scheibner, 1972; Solomon, Griffiths, 1972). С востока он был ограничен вулканической островной дугой на месте антиклинория Тайен (Тасмания), где развиты мощные андезит-базальтовые толщи (формация Маунт-Рид). Появляющиеся к востоку от вулканической дуги офиолиты (р-н Брисбена в Австралии с офиолитами Банья, восточный край антиклинория Тайен в Тасмании) можно рассматривать в качестве остатков коры открытого океана. Здесь хоро-



Рис. 2а



Рис. 2. Реконструкция континентов и океанов позднего ордовика (480—450 млн. лет): *а* — цилиндрическая проекция, *б* — полярные области в сферической проекции. Усл. обозн. см. рис. 1

шо реставрируется зона Беньофа, наклоненная под Австралию. В позднем ордовике на востоке Австралии продолжала существовать обстановка островной дуги и окраинного моря. Вулканическая дуга сместилась в это время к востоку (поднятие Молонг-Канберра), а окраинное море заполнялось обломочными осадками (геосинклиналь Лахлан с прогибами Мельбурн и Уогга).

Для ордовика палеомагнитные данные более представительны, чем для кембрия. Материалы по ордовикским красноцветам Сибирской платформы уверенно дают значения 7—12° (Храмов и др., 1974). Европа находилась несколько севернее — около 20° с. ш., судя по изучению палеомагнетизма песчаников района Осло (McElhinny, 1968—1972) и ордовика Восточно-Европейской платформы (Храмов и др., 1974). Имеющиеся значения палеоширот для Северной Америки равны 14—22° (Irving, 1959—1967). Это находится в хорошем соответствии с цифрами 19—30° (Hicken et al., 1972), полученными для габбро северных нагорий Шотландии, которые в это время составляли одно целое с Северной Америкой. Довольно многочисленны палеомагнитные материалы по ордовикским красноцветам Аргентины, указывающие на палеошироты 23—33° (McElhinny, 1971).

Южный полюс находился в Северо-Западной Африке. Широкое развитие ордовикских тиллитов именно в этих районах подтверждает определение полюса по палеомагнитным данным. Северные материки продолжали оставаться в близэкваториальной зоне. Об этом свидетельствует развитие в их пределах (преимущественно по северному обрамлению палео-Тетиса) рифовых известняков.

В ордовике начинает проявляться тенденция к начинающемуся сгруживанию континентов. В целом сами континенты и их конфитурация сравнительно мало изменились по сравнению с кембрийским периодом, но они несколько разрослись и приблизились друг к другу. Постепенно закрываются палео-Азиатский и палео-Атлантический океаны, но возникает новый океан — палео-Тетис. Продолжает существовать северное океаническое полушарие. По-видимому, можно наметить две главные зоны спрединга, наращивания океанической коры: одна из них располагалась в океане палео-Тетис, другая — в океане северного полушария (палео-Тихом океане). Вырисовываются два главных пояса зон Беньофа (поглощения плит): по южным окраинам северных материков, примерно на границе с палео-Тетисом и по северной окраине Гондваны в районе Австралии на границе с палео-Тихим океаном.

#### РАННИЙ — СРЕДНИЙ ДЕВОН, 390—370 МЛН. ЛЕТ (РИС. 3)

В среднем палеозое тенденция к сгруживанию континентов и закрытию разделявших их океанов становится очевидной.

Наиболее выпукло эта тенденция проявилась в северной части палео-Атлантики. Северо-Американский континент к началу девона спаивается с Восточно-Европейским, образуя составной континент Еврамерику. Пояс каледонской складчатости, протянувшийся от Аппалачей до севера Скандинавии, отмечает рубец, вдоль которого произошло столкновение двух континентов. По одну сторону этого рубца, к востоку, располагаются комплексы пород Восточно-Европейского континента, тогда как по другую, западную его сторону — в так называемом каледонизированном фундаменте Юго-Западной Норвегии и Лофотенских островов, имеющим гренвильский и более древний возраст (Heier, Compston, 1969), а также в платформе Эрия Северо-Западной Шотландии — можно видеть осколки Северо-Американского континента. Каледонский теосинклинальный комплекс вместе с офиолитами в скандинавских каледонидах выжат тисками докембрийских тлыб, залегая на них в виде обширных аллохтонных покровов (Strand, Kulling, 1972). Очевидно, таким способом деформации объясняются интенсивный высокотемпературный метаморфизм и гранитизация, типичные для скандинавских каледонид.

Вместе с тем в британских каледонидах метаморфизм и гранитообразование свойственны в какой-то мере только северной зоне — северным нагорьям Шотландии и Северной Ирландии, прилежащим к жесткому упору платформы Эрия, на остальной площади Британских островов проявилась лишь складчатость. В Ньюфаундленде и Северных Аппалачах складкообразовательные движения перед девоном отсутствовали. Здесь в силуре и раннем девоне реконструируются обстановки континентальной окраины. Широко развитые в Северных Аппалачах силурийские и нижнедевонские вулканиты андезито-базальтового состава (окраина бассейна Матапедия, пояс Чэлэр-Бей и др.) фиксируют собой вулканические дуги (McKerrow, Ziegler, 1971). Вулканиты по латерали сменяются пестрыми по составу обломочными отложениями, в том числе турбидитами, выполнявшими, очевидно, межгрядовые понижения и, может быть, более обширные бассейны типа окраинных морей. Бассейн Мегума в Новой Шотландии, возможно, отмечает склон к глубоководному желобу. Мощные терригенные толщи пояса Уачита и района Марафон (Кинг, 1972) фиксируют положение континентального подножия на месте современного обрамления Мексиканского залива. Все это позволяет предполагать существование океанического бассейна на месте южной части палео-Атлантики.

Эта часть палео-Атлантики переходила на восток в другой океанический бассейн (возможно, средиземного типа), свидетелями которого являются, в частности, девонские комплексы Корнуэлла (юго-западная Англия) (Геологическая история..., 1972). Развитые здесь мощные терригенные толщи (сланцы Киллас и др.) отмечают положение континентального подножия; среди них появляются олистостромы и базальты с океанической геохимической характеристикой (Floyd, 1972). Гипербазиты и габбро Лизарда и Старта, имеющие возраст 360—390 млн. лет (Dodson, Rex, 1971), отвечают океаническому ложу бассейна. Важно подчеркнуть, что этим океаническим комплексам одновозрастны выходящие в непосредственной близости ранне- и среднедевонские континентальные вулкано-плутонические ассоциации, которые сменяются внутрь континента молассами. Это известный олдред Северо-Западной Европы. Он отмечает существование здесь активной континентальной окраины андийского типа с зоной Беньофа, наклоненной от океанического бассейна под Еврамериканский континент.

По-видимому, небольшие океанические бассейны могут быть намечены в Средней и Южной Европе, хотя природа их неясна. Территенные, часто турбидитной природы толщи девона Рено-Герцинской зоны, спилит-диабазовый вулканизм Саксо-Тюрингской зоны, присутствие маломощных глубоководных кремнистых осадков (типа силурийских лидитов Саксо-Тюрингской зоны) — все это не оставляет сомнений в присутствии здесь в среднем палеозое глубоководных котловин. Возможно, что происходило раскалывание и раздвигание в небольших масштабах Среднеевропейского континентального блока. Через эти бассейны палео-Атлантика сообщалась с палео-Тетисом.

На месте Азии реконструируется сложное переплетение обстановок. Значительные части прежнего палео-Азиатского океана перед девоном подверглись складчатости и либо причленились к древним континентам, как Алтае-Саянская область, либо увеличили площади микроконтинентов, образовав, например, такую крупную континентальную глыбу, как Казахстанская. Складчатость и местами сильный метаморфизм отмечаются также в Циляньшане, Циньлине и Катазии (Основы тектоники Китая, 1962). Они, вероятно, были обусловлены столкновением континентальных глыб Северного и Южного Китая.

Одновременно с каледонской складчатостью, в Азии продолжают формироваться океанические бассейны, входящие в систему палео-Тетиса. Они восстанавливаются по развитию офиолитовых комплексов в герцинских сооружениях Южной Монголии, Южного Тянь-Шаня, Иртыш-Зайсанской зоны и Западной Сибири. Повсеместно офиолиты выходят в сложных тектонических соотношениях с вмещающими породами, слагая тектонические покровы или зоны меланжа. В Южной Монтолии они варьируют по возрасту от позднего ордовика до раннего девона (Зоненшайн, 1974). В Южном Тянь-Шане офиолиты выходят в узких зонах тектонического меланжа по обрамлению Ферганской котловины и в Кызылкумах (Макарычев, Штрейс, 1973; Буртман, Поршняков, 1974; Поршняков, 1973). Их возраст скорее всего является силурийским или силурийско-раннедевонским (хотя есть указания, что все офиолиты здесь относятся к докембрию). В Иртыш-Зайсанской зоне (и, видимо, в Джунгарии) офиолиты в разных частях перекрываются отложениями от среднего девона до карбона (Ротараш, Гредюшко, 1972), выходя в основании целого ряда шарьированных пластин. Среднепалеозойские офиолиты обнаружены в фундаменте Западно-Сибирской платформы в междуречье Иртыша и Оби (Куликов, 1971). По распространению офиолитов может быть реконструировано несколько океанических бассейнов: Южно-Монгольский, Южно-Тяньшаньский, Джунгарский, Западно-Сибирский. Все они входили в систему океана палео-Тетис. Уральский океанический бассейн в девоне начинает постепенно закрываться. На его западном краю формируется островная дуга (Иванов и др., 1974), которая была обращена своей фронтальной стороной скорее всего на запад, к Восточно-Европейскому континенту.

На востоке Австралии (см. Браун и др., 1970; Oversby, 1971; Scheibner, 1972) на месте геосинклинали Новой Англии начал формироваться в среднем палеозое новый океанический бассейн, маркируемый офиолитами Большого серпентинитового пояса. Он окаймлялся со стороны континента барьерным рифом и вулканической островной дугой (андезиты поднятия Кондоболин). Располагавшийся в тылу этой дуги Мельбурнский прогиб являлся, видимо, аналогом окраинного моря и заполнялся обломочными осадками флишевого типа. В то же время более западные

2\*



Рис. За

<u>-</u> 20

. ....



Рис. 3. Реконструкция континентов и океанов раннего — среднего девона (390— 370 млн. лет): а — цилиндрическая проекция, б — полярные области в сферической проекции. Усл. обозн. см. рис. 1.

участки прежней Лахланской геосинклинали испытали складчатость с внедрением гранитных батолитов.

Система вулканических дуг, вероятно, может быть нарисована на западном побережье Северной Америки (Monger et al., 1972). Мощные терригенные отложения среднего палеозоя Анд (Боливия) отмечают положение прежнего континентального склона и подножия.

Палеомагнитные данные по Сибири (Храмов и др., 1974) свидетельствуют о значительном перемещении ее к северу, до 40—45°. Восточная Европа переместилась на юг до экватора. Северная Америка продолжала сохранять примерно то же широтное положение, что и в ордовике (McElhinny, 1967, 1968). Данные по Аргентине (Храмов и др., 1974) дают значение палеошироты 52° ю. ш. Определения палеоширот по лавам и красноцветам Австралии (район Канберры) равны 12—25° (в среднем 18°) (Hicken et al., 1972).

Палеоклиматические данные находятся в соответствии с расположением континентов по палеомагнитным палеоширотам. В Южной Америке, в Аргентине, т. е. в полярной области, широко развиты тиллиты в составе силурийских и девонских отложений (Сеславинский, Каленова, 1975). Через Гренландию, Северную Европу, Казахстан и Южную Сибирь прослеживаются поля развития континентальных красноцветных песчаников (типа Олдреда), фиксирующих собой пояс пустынь (пояс аридного климата). В тропической области во многих местах росли барьерные рифы; они выявлены по обрамлению Сибирского, Китайского и Еврамериканского континентов, а также в Австралии по обрамлению Гондваны. Известные уральские бокситовые месторождения также попадают в тропический пояс.

Конфигурация и расположение континентов и океанов претерпевают в среднем палеозое значительные изменения по сравнению с ранним палеозоем. За счет столкновения континентов между собой и с отдельными микроконтинентами площади континентов увеличиваются, их становится меньше. Межконтинентальные океаны сокращаются в размерах. Практически почти полностью закрылись лишь палео-Азиатский и палео-Атлантический океаны. Океан палео-Тетис продолжал существовать, но уже не разрастался, а скорее сокращался. Об этом товорит развитие по его обрамлению активных континентальных окраин андийского типа в Европе, Казахстане и Южной Сибири. Активным было, вероятно, только океаническое полушарие. Внутри континентального полушария вырисовывается единая система поглощения, образованная многими зонами Беньофа. Эта система прослеживается от Австралии на востоке до Аппалач на западе.

#### Литература

Антонюк Р. М. Океаническая кора эвгеосинклинальной области востока Центрального Казахстана. В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., «Наука», 1974.

Белов А. А. Основные черты строения герцинид Балканского полуострова.-- Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, т. 45, № 1. Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зелан-

- дии. М., «Мир», 1970.
- Буртман В. С., Поршняков Г. С. Тектоника варисцид Тянь-Шаня и Кызыл-Кума.-В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., «Наука», 1974.
- Велинский В. В. Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск, «Наука», 1968.

Геологическая история Британских островов. М., «Мир», 1972.

Зоненшайн Л. П. Модель развития геосинклинального процесса (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса). В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., «Наука», 1974.

- Зоненшайн Л. П. Реконструкция палеозойских океанов.— В сб.: Дрейф континентов. М., «Наука», 1976.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., «Недра», 1976.
- Иванов С. Н., Смирнов Г. А., Ефимов А. А., Камалетдинов М. А., Минкин Л. М., Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Самыгин С. Г. Новые аспекты тектоники Урала. В кн.: Тектоника Урало-Монгольского пояса. М., «Наука», 1974.

Кинг Ф. Тектоника Северной Америки. М., Изд-во МГУ, 1972.

Кропоткин П. Н. Механизм движения земной коры.— Геотектоника, 1967, № 5.

- Кропоткин П. Н. Динамика земной коры.— В кн.: Проблемы глобальной тектоники. М., «Наука», 1973.
- Куликов П. К. Происхождение Западно-Сибирской плиты. В кн.: Проблема происхождения структур Западно-Сибирской плиты. Тр. Зап. Сиб. НИГНИ, вып. 46, Томск, 1971.

Макарычев Г. И., Штрейс Н. А. Тектоническое положение офиолитов Южного Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 5. Основы тектоники Китая. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса (Справочные данные по СССР). Вып. 1. Л., Изд. ВНИГРИ, 1971.

Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса (Справочные данные по СССР). Вып. 2. М., АН СССР, 1973.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 6.

Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Тянь-Шаня. Изд-во ЛГУ, 1973. Пущаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.

Резанов И. А. Палеомагнетизм и дрейф материков.—Сов. геология, 1968, № 3.

Ротараш И. А., Гредюшко Е. А. История формирования и строение серпентинитового меланжа Зайсанской складчатой области.— Геотектоника, 1972, № 4.

Сеславинский К. Б., Каленова Г. Н. Средний палеозой Южной Америки. Изв. вузов. Геол. и разведка, 1975, № 12.

Храмов А. Н., Гончаров Г. И., Комиссарова Р. А. и др. Палеомагнетизм палеозоя. Л., «Недра», 1974.

Bullard E., Everett J. E., Smith A. G. The fit of the continents around the Atlantic.— In: A Symposium on Continental drift. Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A., 1088, 1965.

Creer K. M. A Review of Paleomagnetism. Earth-Science Reviews.- Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 1970, v. 6, No. 6.

Dewey J. F. Evolution of the Appalachian Caledonian orogen.— Nature, v. 220, 1969 Dewey J. F., Pankhurst R. J. The evolution of the Scottish caledonides in relation of

being J. F., Pitman W. C., Ryan B. F., Bonnin J. Plate tectonics and the evolution of the Alpine System.— Bull. Geol. Soc. America, 1973, v. 84, No. 10.
 Dietz R. S., Holden J. C. The breakup of Pangea.— In: Continents drift, readings from Scientific American, Freeman and Co., San Francisco, 1972.

Dodson M. H., Rex D. Ch. Potassium-argon ages of slates and phyllites from South-West England.-Q. J. Geol. Soc. London, 1971, v. 126.

Doig R. An alkaline rock province linking Europe and North America.— Canad. J. Earth Sci., 1970, v. 7, No. 22.

Fitton F. J., Hughes D. J. Volcanism and plate tectonics in the British Ordovician.-Earth and Planet Sci. Letters, 1970, v. 8, No. 3.

- Floyd P. A. Geochemical characteristics of spilitic greenstone from S-W. England.— Nat. Phys. Sci., 1972, v. 239, No. 92.
- Garson M. S., Plant J. Alpine type ultramafic rocks and episodic mountain building in the Scottish Highlands.— Nat. Phys. Sci., 1973, v. 242. Heier K. S., Compston W. Interpretation of Rb-Sr patterns in high-grade metamorfic
- rocks, N. Norway.— Norsk. Geol. Tidssk., 1969, v. 49, No. 3. Hicken A., Irving E., Law L. K. and Hastle I. Catalogue of paleomagnetic directions
- and poles. Publications of the Earth Physics Branch. Ottawa, Canada, 1972, v. 45, No. 1.
- Horne G. S. Complex Volcanic sedimentary patterns in the Magog belt of Northestern Newfoundland.— Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 81, No. 6.
- Irving E. Paleomagnetic directions and Pole positions. Part I-VII. Report on Progress in geophysics.— Geophys. J. R. astr. Soc., 1959—1967.
- Kennedy M. J., McConigal M. A. The Gander Lake and Davidsville groups of Northeastern Newfoundland: new data and geotectonic implications.— Canad. J. Earth
- Sci., 1972, v. 9.
  Kropotkin P. N. Eurasia as a composite continent. Tectonophysics, 1971, v. 12, No. 3.
  Kupsch F., Rolper J., Schönenberg R. Das Altpaläozoikum der Ostkarawanken.—Z. Deutsch. geol. ges., 1970. B. 122, No. 3.
  Le Pichon X. Sea floor spreading and continental drift. J. Geophys. Res., 1968, v. 73,
- No. 12.
- McElhinny M. W. Notes on progress in geophysics. Paleomagnetic directions and the pole positions: VIII-XIII. 1968-1972.
- McElhinny M. W., Briden J. C. Continental drift during Paleozoic.— Earth Planet. Sci.

McKerrow W. S., Ziegler A. M. Paleozoic oceans.— Nat. Phys. Sci., 1972, v. 240, No. 100.
 Monger J. W., Souther J. G., Gabrielse H. Evolution of the Canadean Cordillera: a plate tectonic model.— Amer. J. Sci. Letters, 1972, v. 272, No. 7.
 Oversby E. Paleozoic plate tectonics in the Southern Tasman geosincline.— Nat. Phys.

- Sci., 1971, v. 237, No. 46.
- Papezic V. S. Petrochemistry of volcanic rock of the Harbour Main group, Avalon Peninsula., Newfoundland.- Canad. J. Earth. Sci., 1970, v. 7.
- Rodgers J. The eastern edge of the North American Continent during the Cambrian and Early Ordovican.— In: Studies of Appalachian geology: Northern and Maritime. Wiley-Interscience, New York, London, Sydney, Toronto, 1968. Rodgers J. The tectonics of the Appalachians Weley-Interscience. New York, London, Sydney, Toronto, 1970. Scheibner E. Actualistic models in tectonic mapping. Rep. 24th sess. I. G. C. Seet, 3.
- Montreal. 1972.
- Schönenberg R. Das variszische Orogen im Raume der Südost Alpen.- Geotekt. Forsch., 1970, No. 35.
- Smith A. G., Briden J. C., Drewry C. E. Phanerozoic world maps. In: Organism and Sediments through time. Sp. pap. Paleontology 12. Paleont. Assoc. London. 1973. Solomon M., Griffiths J. R. Tectonic evolution of the Tasman orogenic Zone, East
- Australia.— Nat. Phys. Sci., 1972, v. 287, No. 70.
- Strand T., Kulling O. Scandinavian Caledonides. Wiley and Sons. Lond.-N. Y., 1972. 302.
- Wein Gr. Tectonic review of the Neogen-covered areas of Hungaria .-- Acta geol. Acad. Sci. Hung., 1969, No. 1-7.
- Williams H., Stevens R. R. Geology of Belle Isle-northern extremity of the deformed Appalachian miogeosynclinal belt.—Canad. J. Sci., 1969, v. 6, No. 5.
- Wilson J. T. Did the Atlantic close and then reopen.- Nature, 1966, v. 211.
- Zonenshain L. P. The evolution of Central Asiatic geosynclines through Sea-floor spreading. Tectonophysics, 1973, v. 19.

Институт океанологии AH CCCP

Статья поступила 1 июня 1976 г.

Март — Апрель

1977 г.

УДК 551.243(491.1)

# В. Г. ТРИФОНОВ

#### поперечные зоны разрывов исландии

Эшелонированное расположение сбросов, раздвигов, грабенов, эруптивных трещин и других продольных структурных элементов Срединно-Исландской рифтовой зоны указывает на сдвиговую составляющую тектонических перемещений вдоль оси кулисного ряда. Такие ряды развиваются между северным и южным окончаниями рифтовой зоны и смежными отрезками срединно-океанической рифтовой системы и представляют собой поверхностное отражение трансформных зон. На первых порах образование все новых нарушений в кулисных рядах обеспечивает разрядку сдвиговых напряжений на границах блоков, движущихся в разные стороны от соседних отрезков рифтовой зоны. Но потом этого становится недостаточно, и развиваются сколы вдоль трансформной зоны. Самая молодая Рейкьянесская трансформная зона на юге страны представлена лишь системами эшелонированно расположенных нарушений рифтового простирания. В Тьорнесской трансформной зоне на севере Исландии появляются продольные сколы, а в Снайфедльснесской зоне они преобладают. Снайфедльснесская зона в центральной части Исландии, сейчас малоактивная, играла большую роль в позднем плиоцене, связывая рифтовые зоны Северной и Южной Исландии, располагавшиеся эшелонированно друг относительно друга.

В предыдущей статье автора о преблемах спрединга Исландии (Трифонов, 1976) было показано, что Срединно-Исландская неовулканическая зона является современным продолженчем срединно-океанической рифтовой системы, примыкающей к Исландии с юго-запада (хр. Рейкьянес) и севера (Исландско-Ян-Майенский рифт, или хр. Колбейнсей). Определенная в северной части неовулканической зоны средняя за последние 3 млн. лет скорость горизонтального растяжения около 1 см/год совпадает со скоростью растяжения сопредельных участков океанического рифта, предполагаемой по распределению полосовых магнитных аномалий за соизмеримый отрезок времени (Vine, 1966; Vogt et al., 1970). В связи с этим и некоторыми известными к настоящему времени сведениями о морфологии океанических рифтов представляется возможным распространять данные о строении и механизме растяжения Исландского отрезка океанической рифтовой системы на его менее изученные подводные части.

Срединно-Исландская неовулканическая зона не находится, однако, на непосредственном продолжении соседних отрезков океанической рифтовой системы. Затухая к северному побережью острова, неовулканическая зона здесь далеко отстоит к востоку от южного окончания хр. Колбейнсей. На юге Исландии неовулканическая зона разделена на две ветви, причем ее восточная ветвь затухает вблизи южного побережья и также отстоит к востоку от подводного продолжения рифтовой системы — хр. Рейкьянес.

Обобщение данных о распределении эпицентров землетрясений в Исландии и вблизи нее (Tryggvason et al., 1958; Sykes, 1967; Stefansson, 1967; Ward, 1971; Palmason a. Saemundsson, 1974) показало их приуроченность к полосам между затухающей на севере и юге Исландии Срединно-Исландской неовулканической зоной и соседними отрезками океанической рифтовой системы. Микроземлетрясения приурочены главным образом к тем же полосам, хотя имеют место и в других частях неовулканической зоны (Ward et al., 1969; Ward, Björnsson, 1971). Выделенные полосы простираются на запад — северо-запад, почти широтно. Определение механизмов очагов землетрясений указало на наличие правого сдвига вдоль северной полосы (Sykes, 1967) и левого — вдоль южной (Ward, 1971). Изложенные данные послужили основанием для отнесения этих образований к категории трансформных зон, получивших названия Тьорнесской на севере Исландии и Рейкьянесской — на юге. П. Л. Уорд (Ward, 1971), наиболее полно охарактеризовавший трансформные зоны Исландии, отмечает их сложное геологическое строение и значительную ширину — несколько десятков километров. Та же особенность, по мнению П. Л. Уорда, отличает многие трансформные зоны океанов (Andel, 1970; Johnson a. Heesen, 1967, и др.).

Несмотря на убедительность приведенных сейсмологических данных, остается сомнение в существовании указанных трансформных разломов, поскольку они слабо выражены на поверхности, и едва ли это обстоятельство можно объяснить подобно П. Л. Уорду действием эрозии и накоплением вулканических продуктов. Вдоль Рейкьянесской трансформной зоны местами простираются долины, отрезки береговой линии, вероятно, предопределенные трещиноватостью, единичные разрывы и магмоподводящие трещины (Ward, 1971), но они теряются в массе нарушений «рифтового» направления. Полнее «трансформное» направление структур проявлено в Тьорнесской зоне. Согласно С. Тораринссону (Thorarinsson, 1937), здесь сочетаются прямолинейные отрезки тектонически обусловленных долин и участков побережья субмеридионального и северо-западного простираний. К. Саймундссон (Saemundsson, 1974) показал, что в Тьорнесской зоне преобладают нарушения и вулканические цепи «рифтового» направления, которые в отличие от аналогичных образований собственно рифтовой зоны сравнительно коротки, но, как и на западном борту рифта, удревняются с востока на запад. Южным ограничением Тьорнесской зоны является Хусавикская система разрывов, простирающаяся на северо-запад в южной части п-ва Тьорнес и продолжающаяся на смежную часть шельфа. Различия в возрасте пород и вулканических цепей по обе стороны Хусавикских разрывов дали К. Саймундссону основание предполагать сравнительно молодой (не древнее 0,7 млн. лет) правый сдвиг на 5 км в районе о. Гримсей и почти 60-километровое правое смещение вдоль всей Тьорнесской зоны за длительное время ее существования. Последняя цифра представляется, однако, недостаточно обоснованной.

Наконец, в Западной Исландии от п-ова Снайфедльснес на восток юго-восток П. Л. Уорд (Ward, 1971) выделил Снайфедльснесскую . трансформную зону, которая меньше и уже двух предыдущих. В отличие от них она почти асейсмична, но характеризуется развитием как относительно древних нарушений, так и цепочек молодых вулканов, простирающихся вдоль зоны. Снайфедльснесская зона ограничивает с севера западную ветвь современного Исландского рифта, названную П. Л. Уордом Тингведлирской.

По мнению П. Л. Уорда (Ward, 1971), в миоцене рифтовая зона Исландии находилась не там, где сейчас, а западнее: на линии Рейкьянес — Лангйокудль — Скага. Современный рифт заложился 7—8 млн. лет назад, и с этого времени началось развитие трех упомянутых трансформных зон. К. Саймундссон (Saemundsson, 1974) убедительно показал, что перестройка произошла около 4 млн. лет назад. В северной части древнего рифта, которая подобно северной части неовулканической зоны характеризуется синклинальным залеганием пород (Saemundsson, 1967), найдены базальты с радиологическим возрастом около 5—6 млн. лет (К. Саймундссон, А. А. Краснов, устные сообщения). Они сформировались на завершающей стадии развития древнего рифта. Наличие здесь раннеплиоценового рифта подтвердилось работами Е. Е. Милановского и Н. А. Логачева.

Итак, в Исландии на окончаниях отдельных отрезков рифтовой системы выделяются связующие их и развивающиеся синхронно с ними поперечные зоны, обладающие признаками глубинных нарушений (землетрясения, вулканизм). Однако геологическое выражение этих зон различно и порой не дает основания для их обособления от смежных участков рифтовой системы. Поэтому для определения места таких зон в общем тектоническом развитии Исландии потребовалось дополнительное изучение их морфологии и эволюции. Полученные результаты излагаются в настоящей статье.

## РОЛЬ ЭШЕЛОНИРОВАННЫХ СИСТЕМ В СТРОЕНИИ СРЕДИННО-ИСЛАНДСКОЙ НЕОВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Тр. Эйнарссон (Einarsson, 1967) отметил правокулисное строение многих голоценовых трещин Исландии и на основании этого пришел к выводу о правосдвиговом перемещении вдоль неовулканической зоны. Однако, согласно Э. Триггвасону (Tryggvason, 1968), левоэшелонированное расположение разрывов и трещин п-ова Рейкьянес указывает на глубинный левый сдвиг с некоторой растягивающей компонентой. Левая кулисность характерна и для вулканических цепей подводного продолжения неовулканической зоны этого полуострова (Einarsson, 1968<sub>1</sub>).

В связи с противоречивостью приведенных данных было выполнено специальное исследование эшелонированных систем Исландии (Nakamura, 1970). На примере голоценовых разрывов, трещин и вулканических цепей грабена Тингведлир и п-ова Рейкьянес К. Накамура показал, что здесь широко развиты нарушения с элементами как правой, так и левой кулисности. Первые приурочены к западным, а вторые к восточным бортам грабенов, днища которых наклонены на юг. Это, по мнению К. Накамуры, указывает на образование эшелонированных систем в связи с неравномерно распределенным вдоль оси грабена проседанием. После работ К. Накамуры было признано (Ward, 1971), что эшелонированное строение и расположение отдельных нарушений и их сочетаний не может служить доказательством сдвиговых перемещений в Исландии. Представляется, однако, что выводы К. Накамуры нуждаются в проверке на более обширном материале и применительно к нарушениям разного масштаба. Результаты такой проверки и их значение для понимания структуры и характера тектонических движений в трансформных зонах излагаются ниже.

Молодые, т. е. голоценовые и позднеплейстоценовые тектонические нарушения и цепочки вулканов северной части Срединно-Исландской неовулканической зоны группируются в пучки (Saemundsson, 1974), которые расположены эшелонированно друг относительно друга и образуют правый кулисный ряд (рис. 1). В отдельных пучках часто обнаруживаются правокулисные ряды более мелких порядков. Они представлены эшелонированно построенными трещинами растяжения, сочетаниями мелких грабенов, голоценовых и позднеплейстоценовых вулканических цепей (рис. 2). Западнее Тейстарейкира и в северной части пучка Бликалон — Свейнагья некоторые элементы структуры имеют левокулисное расположение друг относительно друга. Западнее Тейстарейкира такая кулисность носит сугубо местный характер, проявляется лишь в строении отдельных трещин растяжения и, по-видимому, обусловлена особенностями залегания пород с разными прочностными свойствами. В пучке Бликалон — Свейнагья масштаб явления крупнее. Здесь, восточнее и северо-восточнее Асбирги местами отмечается левая кулисность в расположении вулканических цепей и сопровождающих их сбросо-раздвигов и трещин растяжения. Они находятся на восточном борту крупного современного грабена Аксарфьордур и, вероятно, подчиняются закономерности, которую подметил К. Накамура. Однако даже в указанном участке рифта наряду с элементами левой отмечается правая кулисность. Последняя имеет место и южнее, в районе Свейнагьи и Модрудалура.

Правая кулисность, выявленная для молодых тектонических нарушений, повторяется в соотношениях более древних структурных форм. Она проявлена (см. рис. 2 в статье Трифонова, 1976) на восточном краю рифтовой зоны во взаимном расположении среднеплейстоценовых и отчасти эоплейстоценовых вулканических построек и цепей, в строении зоны сбросов западного края неовулканической зоны вдоль зал. Скьялфанди и долины р. Скьялфандафльот и, наконец, во взаимном расположении мелких флексур, ограничивающих рифт с обеих сторон.

Таким образом, правая кулисность строения и расположения отдельных структурных форм и их сочетаний — важнейшая черта тектоники северной части Срединно-Исландской неовулканической зоны и резко преобладает здесь над проявлениями левой кулисности. Иначе говоря, закономерность, выявленная К. Накамурой, оказывается лишь осложнением более общего правила.

Если провести ось кулисного ряда, образованного главными пучками молодых тектонических нарушений и вулканических цепей рассматриваемого района, то она опишет плавную дугу, почти меридиональную на юге, где эта ось близка к простиранию самих пучков, но на севере отклоняющуюся к северо-западу и образующую с простираниями пучков угол около 40°.

Батиметрия подводного хр. Колбейнсей в южной части также обнаруживает признаки правой кулисности. Прослеживание на юг элементов осевой части этого рифта дает основание предполагать, что его южным продолжением является четвертичный грабен зал. Эйяфьордур, в строении крыльев которого отчетливо проявлена та же правая кулисность (см. рис. 1). Как и в северной части неовулканической зоны ось этого кулисного ряда, на севере почти совпадающая с простиранием хр. Колбейнсей, по мере продвижения к югу все более отклоняется на юго-восток. Будучи дополнены субмеридиональным грабеном долины р. Фньоска и расположенной севернее позднеплиоцен-эоплейстоценовой вулканической цепью района о. Гримсей (Saemundsson, 1974), оба рассмотренных кулисных ряда сливаются, и ось образованного таким образом единого кулисного ряда очерчивает S-образный изгиб, в средней части простирающийся на запад — северо-запад (рис. 3).

На юге Исландии соотношения структурных форм представляются зеркально противоположными. В обеих ветвях неовулканической зоны отдельные молодые нарушения и вулканические цепи группируются в пучки, которые в совокупности образуют грандиозный левый кулисный ряд. В деталях строения пучков наблюдаются элементы как правой, так и левой кулисности. В грабенообразных структурах, например, в грабене Тингведлир, как справедливо отмечал К. Накамура, трудно отдать предпочтение нарушениям с правой или с левой кулисностью. Но вне таких структур элементы левой кулисности заметно преобладают, будучи проявлены в строении как отдельных трещин растяжения, так и вулканических систем (рис. 4).

Ось кулисного ряда, образованного основными пучками молодых разрывов и трещин Южной Исландии, так же как и на севере страны, очерчивает S-образный изгиб (рис. 3). На востоке, в районе Ватнайо-



жудля ось ряда, по-видимому, простирается на запад — юго-запад, западнее отгибается до широтного и даже запад — северо-западного направления, но в западной ветви неовулканической зоны вновь становится запад — юго-западной и, наконец, юго-западной в северной части хр. Рейкьянес. Здесь ось ряда постепенно приближается к направлению хребта, и проявления левой кулисности исчезают.

Эшелонированное расположение разрывных нарушений, по которым происходит растяжение рифтовых зон, свидетельствует о наличии в них сдвиговой компоненты тектонических движений, правой на севере Исландии и левой на юге. На окончаниях рифтовых зон, где оси кулисных рядов близки к простираниям самих рифтов, сдвиговая компонента, по-видимому, подчинена растяжению. Но в средних частях S-образных изгибов кулисных рядов вдоль их осей сдвиговое перемещение преобладает. Именно кулисные ряды грабенов, сбросо-раздвигов, вулканических цепей и других структур растяжения являются главным геологическим выражением Рейкьянесской и Тьорнесской трансформных зон.

Между этими зонами, однако, есть различие. На юге, как отмечалось выше, нарушения «трансформного» направления единичны. Столь же редки они в северной половине Срединно-Исландской неовулканической зоны, но на ее северо-западном окончании и к северо-западу от нее, т. е. в Тьорнесской трансформной зоне, становятся заметными элементами структуры. Важнейшей среди них является описанная К. Саймундссоном (Saemundsson, 1974) Хусавикская система северо-западных разрывов. Предпринятое автором изучение этой системы позволило дополнить ранее известные факты следующим образом.

Рисунок в плане Хусавикской системы разрывов (см. рис. 2 в статье Трифонова, 1976) весьма схож с рисунком некоторых сдвиговых зон континентов. По одному из разрывов восточной части системы обнаружен правый сдвиг пересекаемых мелких голоценовых долин на 25-30 м, тогда как сбросовая составляющая перемещения за ту же эпоху изменяется по простиранию разрыва и нигде не превышает 8-10 м. Вдоль других разрывов вертикальные подвижки также переменчивы, но при этом на всем наземном протяжении системы выдерживается суммарное поднятие северо-восточного крыла, отчетливо выраженное в рельефе. Первые проявления такого поднятия относятся к эоплейстоцену (рис. 5). Сместители разрывов крутые. Анализ зеркал скольжения и борозд вдоль плоскости одного из разрывов на северо-восточном побережье оз. Ботнсватн показал, что поднятие северного крыла сопровождалось правым сдвигом, причем сдвиговая составляющая примерно в 2—3 раза превосходила сбросовую. Все это позволяет определить Хусавикскую систему как сложный правый сбросо-сдвиг. На востоке раз-

Рис. 1. Структурно-геологическая карта Исландии. Составил В. Г. Трифонов по данным Тр. Эйнарссона (Tr. Einarsson, 1962, 1968<sub>1</sub>, 1968<sub>2</sub>), Г. Кьяртанссона (1960—1969), К. Саймундссона (Saemundsson, 1974; Palmason a. Saemundsson, 1974), М. А. Ахметьева, А. Р. Гептнера, Ю. Б. Гладенкова, Е. Е. Милановского и личным наблюдениям.

Важнейшие стратиграфические комплексы: 1—плейстоцен и голоцен (моложе 0,7 млн. лет), 2—верхний плиоцен и эоплейстоцен (3—0,7 млн. лет), 3 нижний плиоцен (примерно 6—3 млн. лет), 4—миоцен (18—6 млн. лет), 5—четвертичные терригенные отложения. Структурные и прочие обозначения: 6—границы стратиграфических комплексов (а—достоверные, б—предполагаемые), 7—маркирующие горизонты в миоцене, 8—плиоценовые флексуры, 9—плейстоценовые разрывы (а—с неизвестным направлением перемещения, б—сбросы), 10—голоценовые сбросы и сбросо-раздвиги, 11—сдвиги (слева голоценовые, справа плейстоценовые), 12—голоценовые зияющие трещины, 13—голоценовые и позднеплейстоценовые магмоподводящие трещины, 14—голоценовые и позднеплейстоценовые одиночные вулканы, 15—голоцен-среднеплейстоценовые вулканы центрального типа с кислыми и средними дифференциатами, 16—осевая часть подводного продолжения рифта, 17—границы ледников



Рис. 2. Эшелонированное расположение элементов структуры северной части Срединно-Исландской неовулканической зоны. А — голоценовая трещина растяжения южнее фермы Ходль (Келдухвери). Б — голоценовые грабены, голоценовые и позднеплейстоценовые магмоподводящие трещины в районе Намафьядля — Леирхньюкура. Днища голоценовых грабенов показаны точками, голоценовые магмоподводящие трещины линиями с жирными точками, позднеплейстоценовые магмоподводящие трещины и цепочки жерл — жирными точками. Тонкая линия с точками соответствует границе позднеплейстоценовых лав. Двойной линией обозначена автомобильная дорога. В — система голоценовых кратерных цепей между Хверфьядлем и Лудентом (район оз. Миватн). Г — система позднеплейстоценовых вулканических построек (формация Моберг) в районе Модрудалура

рывы системы примыкают к субмеридиональным нарушениям рифтовой зоны, а частично переходят в них и далее, по-видимому, не продолжаются.

О хронологических соотношениях структурных элементов «рифтового» и «трансформного» направлений Тьорнесской зоны можно судить лишь по косвенным признакам. Тр. Эйнарссон (Einarsson, 1962) показал, что обусловленный северо-западной трещиноватостью участок нижнего течения р. Фньоска является долиной прорыва, до образования которой река текла, по-видимому, на север по прямолинейной долине рифтового направления. На п-ове Тьорнес субмеридиональное структурное направление проявилось еще в неогене (восточный борт прогиба, выполненного плиоценовой тьорнесской свитой; дайки в миоценовых базальтах), тогда как первые свидетельства заложения Хусавикской



Рис. 3. Ряды эшелонированно расположенных структур Исландии.

1 — голоценовые и позднеплейстоценовые нарушения; 2а — главнейшие плейстоценовые сбросы; 2б — эоплейстоцен-позднеплиоценовые вулканические системы; 3 — осевые части подводных рифтовых отрезков; 4 — оси рядов эшелонированно расположенных структур



Рис. 4. Эшелонированное расположение элементов структуры южной части Срединно-Исландской неовулканической зоны.

А — голоценовый сбросо-раздвиг на юге п-ова Рейкьянес. Б — система главных кратеров и кратерных цепей вулкана Гекла (голоценовые кратеры оставлены белыми, позднеплейстоценовые обозначены точками). В — система позднеплейстоценовых вулканических построек (формация Моберг) между ледником Лангйокудль и Тингвердлиром; двойной линией (сплошной и пунктирной) обозначена граница ледника



Рис. 5. Сопоставление разрезов неовулканической серии западного борта рифтовой зоны Северной Исландии.

1 — глинистые сланцы и алевролиты; 2 — песчаники; 3 — гравелиты; 4 — конгломераты; 5 — тиллиты и морены; 6 — базальты покровов; 7 — столбчатые базальты; 8 — трещиноватые базальты; 9 — шаровые базальтовые лавы; 10 — гиалобрекчии; 11 — гиалокластиты; 12 — риолиты; 13 — поверхности несогласий; 14 — растительные остатки; 15—17 — значения остаточной намагниченности: 15 — нормальная, 16 — обратная, 17 — намагниченность неизвестна.

Разрез 2,3 (гора Кистуфедль — руч. Скридугил) находится юго-западнее Хусавикских разрывов, разрез 4,5 (горы Бурфедль и Грасафьодль) — непосредственно к северо-востоку от них, а разрез 7 (северо-восточное побережье Тьорнеса) еще далее на северо-восток.

Расположение разрезов показано на рис. 1 в статье автора о проблемах спрединга Исландии (Трифонов, 1976). При составлении разреза горы Бурфедль использованы данные Тр. Эйнарссона (Einarsson, 1968<sub>2</sub>)

системы разрывов относятся к эоплейстоцену. Вероятно, нарушения трансформного направления являются в Тьорнесской зоне новообразованиями, хотя и довольно древними. Их структурная роль возрастала со временем, но даже сейчас она не достигла роли эшелонированных систем, по-прежнему доминирующих в структурном рисунке региона.

# морфология и история развития снайфедльснесской зоны

Разрывы Снайфедльснесской зоны протягиваются от п-ова Снайфедльснес на восток — юго-восток, где скрываются под плиоцен-четвертичными отложениями западной ветви Исландского рифта. Большинство нарушений затрагивает лишь неогеновые породы, причем многие разрывы выражены в рельефе уступами, несущими отчетливые следы ледниковой обработки. Связанные с разрывами грабенообразные и эрозионные ложбины нередко заполнены ледниковым материалом. Все это говорит об относительной древности зоны. Вместе с тем вдоль некоторых разрывов или параллельно им простираются магмоподводящие каналы вулканитов формации Моберг (например, на горе Старфедль юго-восточнее оз. Лангаватн) и система цепочек мелких голоценовых вулканов. Очевидно, в ослабленной мере движения в зоне разрывов продолжались до самого последнего времени.

Как голоценовые кратерные цепи, так и более древние нарушения, подвергшиеся ледниковой обработке, простираются немного наискось к простиранию зоны и образуют правый кулисный ряд. Для относительно древних нарушений это особенно хорошо видно в районе оз. Лангаватн, где к ним примыкает система многочисленных мелких разрывов и трещин, протягивающаяся с юго — юго-запада вдоль края западной ветви неовулканической зоны. В области смыкания этих двух систем большинство нарушений «рифтового» направления затухает, причем, как правило, первыми затухают самые западные разрывы и трещины, а более восточные продолжаются все далее и далее к северу. Нередки пересечения разрывов двух систем, причем в ряде мест наблюдаются слабые (до нескольких метров) смещения северо-восточных разрывов и трещин северо-западными. Это позволяет предположительно считать северо-западные разрывы относительно более молодыми.

Если мысленно продолжить эшелонированный ряд северо-западных разрывов Снайфедльснесской зоны на восток, то примерно на его продолжении окажутся резкий изгиб структурных простираний северо-западнее Лангйокудля и границы плейстоцен-голоценового вулканизма (моложе 0,7 млн. лет) у северных краев Лангйокудля и Хофсйокудля (см. рис. 1). Предположение о том, что Снайфедльснесская зона продолжается сюда и еще дальше на восток, впервые высказанное В. А. Баскиной (1972), подтверждается изучением космических снимков ERTS-1. По результатам дешифрирования автора и опубликованным данным (Thorarinsson et al., 1974), на этих снимках выявляются линеаменты запад — северо-западного простирания к северу от Хофсйокудля, восточнее Тунгнафедльсйокудля и на крайнем юго-востоке страны (Орайфайокудль, Грайнафьядль, северо-восточная часть Ватнайокудля). К. Саймундссон (Saemundsson, 1974) высказал предположение, что в интервале времени между 4 и 1,5 млн. лет южного отрезка восточной ветви Исландского рифта еще не существовало, и Снайфедльснесская зона связывала новообразованную северную часть восточной ветви с сохранявшейся южной частью западной ветви рифта. Выполненные автором исследования подтверждают такое предположение.

Развитие северной части неовулканической зоны действительно началось с верхнего или с самых верхов нижнего плиоцена (Трифонов, 1976). Этому предшествовало накопление вулканогенно-осадочной толщи нижнего плиоцена, сохранившейся на восточном борту рифта (Saemundsson, 1974; М. А. Ахметьев, устное сообщение). Она формировалась при слабом местном вулканизме и удаленности основных источнивулканического материала. Под этой толшей. а местами ков непосредственно под базальтами неовулканической серии залегают миоценовые базальты с возрастом около 8-10 млн. лет (Saemundsson, 1974; Palmason a. Saemundsson, 1974).

В южной части неовулканической зоны развитие происходило иначе. Изучение разрезов района Хреппара — Бискупстунгура, предпринятое автором совместно с Н. А. Логачевым, выявило здесь полный и мощный разрез вулканических и вулканогенно-осадочных пород с нижнего плиоцена <sup>1</sup> поныне (см. рис. 6, *A*). Около 350 *м* разреза приходится

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Возраст пород нижних частей разрезов восточного борта западной ветви и западного борта восточной ветви рифтовой зоны Южной Исландии сейчас не может быть определен точно. К. Саймундссон и некоторые другие исландские геологи считают, что низы этих разрезов относятся к палеомагнитным эпохам Гаусса и Матуямы, т. е. к верхнему плиоцену. Однако растительные остатки в средней части разреза Будархальса (восточная ветвь), собранные Н. А. Логачевым и автором, были опреде-

на верхний плиоцен и около 500 м — на нижний плиоцен, возможно, с верхами миоцена. Это разрез восточного борта западной ветви рифта, свидетельствующий о высокой вулканической активности в течение всего плиоцена. Сопоставимый разрез, подстилаемый миоценовыми вулканическими толщами, описан Е. Е. Милановским и Н. А. Логачевым на западном борту той же ветви рифта себернее Рейкьявика.

Совсем иными выглядят разрезы восточной ветви рифтовой зоны Южной Исландии. Голоцен и плейстоцен (последние 0,7 млн. лет) отличаются высокой тектоно-вулканической активностью, злесь И общий объем накопленных вулканических продуктов больше, чем в запалной ветви рифта. Эоплейстоценовые вулканиты, описанные на западном борту рассматриваемой зоны в горах Будархальс и Бурфедль (см. рис. 6, Б), соизмеримы по мощности (200-300 м) с одновозрастными образованиями районов Хреппара и Вордуфедля (Einarsson, 1962) и свидетельствуют о сходных условиях вулканизма и осадконакопления в обеих ветвях рифта Южной Исландии. Мощности более низких горизонтов на западном борту восточной ветви резко сокращены: верхнего плиоцена — до 100 м и нижнего плиоцена (возможно, с верхами миоцена) — до 200 м. Для них характерны размывы, местами угловые несогласия (более 10° в нижнем плиоцене северо-западного склона горы Скельяфедль). Возрастает относительная роль обломочного материала, как водного, так и ледникового происхождения. Особенно резкие изменения и колебания мощностей отмечаются в верхнем плиоцене. На юго-восточном борту рассматриваемой ветви рифта разрез нижнего плиоцена, изученный А. Р. Гептнером и А. А. Красновым, в общем сохраняет те же особенности. Непосредственно на нем с размывом или несогласием залегают четвертичные образования.

Описанные черты разрезов Южной Исландии показывают, что на месте современной восточной ветви рифта в течение всего плиоцена вулканические и осадочные породы формировались в условиях слабой местной вулканической активности и удаленности главных центров извержений. По-видимому, в это время восточной ветви рифта не существовало. С прекращением рифтогенеза на севере западной ветви в плиоцене заложилась лишь северная часть современной неовулканической зоны, кулисно подставившая продолжавшую развиваться южную часть западной ветви рифта. Снайфедльснесская зона явилась связующим звеном этих отрезков рифтовой системы и выполняла в верхнем плиоцене ту же роль трансформной зоны, какую сейчас выполняет Рейкьянесская зона, связывающая Срединно-Исландский и Рейкьянесский рифты.

В четвертичное время новообразованная восточная ветвь рифта распространяется в Южную Исландию, и западная ветвь здесь постепенно уступает ей свою главенствующую роль. Снайфедльснесская зона сохраняется лишь в качестве северной границы реликтовой западной ветви рифта. Тектоно-вулканическая активность зоны ослабевает, но продолжается, и именно с ней, по-видимому, связано формирование покрова плейстоценовых вулканических пород между северным окончанием западной и восточной ветвями рифта. Возникновение в этой полосе крупных центральных вулканов типа Тунгнафедльсйокудля и, возможно, Хофсйокудля представляется связанным с пересечениями эшелони-

лены М. А. Ахметьевым как нижний плиоцен. Многочисленные перемены знака остаточной намагниченности, не укладывающиеся в две указанные магнитные эпохи, и длительное время развития центрального вулкана Фоссалдалур также заставляют считать нижние горизонты разрезов более древними и относить их к нижнему плиоцену. Каков бы ни был в действительности возраст этих горизонтов, их корреляция в разрезах не вызывает сомнений, и выявленная тенденция эволюции рифтовой зоны Южной Исландии от этого не изменяется.

рованно подставляющих друг друга разрывов «рифтового» простирания с нарушениями «трансформного» направления Снайфедльснесской зоны.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Трансформные зоны Исландии появились в связи с заложением рифтовых зон не точно на продолжении одна другой, а кулисно друг относительно друга. Как справедливо отметил К. Саймундссон, в миоцене и начале плиоцена рифтовая зона проходила от Рейкьянеса к Видидалсе и Скаге, непосредственно соединяя смежные с ней отрезки океанической рифтовой системы (рис. 7, А). Возможно, однако, что уже в это время существовало небольшое смещение рифтов в районе Лангйокудля, в связи с чем зародилась Снайфедльснесская трансформная зона. В плиоцене с отмиранием северной части этой рифтовой зоны восточнее нее закладывается северная часть современной восточной ветви рифта, и у ее северного и южного окончаний развиваются Тьорнесская и Снайфедльснесская трансформные зоны (рис. 7, Б). В начале четвертичного периода восточная ветвь Срединно-Исландской зоны распространяется на юг, и интенсивность растяжения в южной части восточной ветви постепенно становится больше, чем в сохранившейся южной части западной ветви. В связи с этим между восточной ветвью и подводным хребтом Рейкьянес развивается новая Рейкьянесская трансформная зона, тогда как Снайфедльснесская вырождается (рис. 7, В).

Как известно, трансформные зоны представляют собой сдвиги, которые возникают между двумя кулисно подставленными участками рифтовой системы из-за того, что здесь раздвигание блоков от каждого из рифтов направлено в противоположные стороны. Исландский материал показывает, что по мере развития этого процесса геологическое строение трансформных зон изменяется. Они закладываются как ряды эшелонированных разрывов и трещин рифтового простирания, и на первых порах образование все новых нарушений в таких рядах реализует сдвиговые напряжения, которые создаются на границах блоков коры, движущихся в противоположные стороны. Однако по мере нарастания амплитуды разнонаправленных движений, зависящей от скорости и продолжительности растяжения и от расстояния между соседними рифтовыми отрезками, эшелонированного ряда оказывается недостаточно для реализации сдвига. Вдоль ряда возникает широкая полоса мелких сколов, по которым происходят в каждом случае небольшие, но в сумме значительные сдвиговые подвижки.

Наиболее молодая Рейкьянесская трансформная зона представляет собой ряд эшелонированных структур «рифтового» направления. В более древней Тьорнесской зоне этот ряд дополняется нарушениями «трансформного» простирания. Наконец, в Снайфедльснесской зоне «рифтовое» направление подавлено «трансформным», которое представлено многочисленными мелкими разрывами и трещинами, расположенными эшелонированно друг относительно друга. Не вполне ясно, почему в Тьорнесской зоне, заложившейся одновременно или почти одновременно со Снайфедльснесской, нарушения «трансформного» направления не достигли столь заметного преобладания. Это может быть связано с двумя обстоятельствами. Во-первых, Тьорнесская зона шире Снайфедльснесской, сдвиговые напряжения рассеивались здесь в большем пространстве и дольше могли разрешаться развитием эшелонированных структур «рифтового» простирания. Во-вторых, расстояние между соседними участками Срединно-Исландского рифта и хр. Колбейнсей меньше, чем было в верхнем плиоцене между западным и восточным отрезками рифта Исландии, поэтому амплитуда разнонаправленного перемещения расходящихся блоков не достигала на севере столь большой величины.

35

3\*




А — сводный разрез восточного борта западной ветви рифта Южной Исландии (районы Хреппар — Бискупстунгур). Составлен Н. А. Логачевым и автором по данным Тр. Эйнарссона (Einarsson, 1962) и личным наблюдениям. Б — сводный разрез западного борта восточной ветви рифта Южной Исландии (додины рек Тьорса и Гунгнаа)

на (Сппатвзон, госе) и минали и оклюдениям. В середная раз рез западного борта восточной ветви рифта Южной Исландии (долины рек Тьорса и Тунгнаа).  $Q_3$  — верхний плейстоцен;  $Q_2^2$  — верхняя часть среднего плейстоцена;  $Q_1^2$  верхняя часть нижнего плейстоцена;  $Q_1^4$  — нижняя часть нижнего плейстоцена; EQ — эоплейстоцена; EQg — самая нижияя часть зоплейстоцена (эпиза);  $N_2^2mt$  — верхняя часть верхнего плиоцена (эпоха Матуямы);  $N_2^2gs$  — нижняя часть верхнего плиоцена (эпоха Гаусса);  $N_2^1$  — нижняя часть верхнего плиоцена (эпоха Гаусса);  $N_2^1$  — нижний плиоцен; ( $N_1^3$ ?—) $N_2^1$  — нижний плиоцен, возможно с верхами миоцена. Условные обозначения показаны на рис. 5



Рис. 7. Эволюция рифтовых и трансформных зон Исландии и сопредельных океанических территорий (по данным К. Саймундссона и П. Л. Уорда с дополнениями и уточнениями). А — нижний плиоцен (4—5 млн. лет назад); Б — верхний плиоцен (2—2,5 млн. лет

назад); В — современная эпоха. I — активно развивающиеся рифтовые зоны; 2 — вырождающиеся рифтовые зоны; 3 активно развивающиеся трансформные зоны; 4 - реликтовые трансформные зоны

Среди северо-западных разрывов и трещин Тьорнесской зоны Хусавикская система выделяется значительной амплитудой сдвиговых перемещений. Ее обособление, возможно, отражает начальную стадию следующего преобразования трансформной зоны, а именно объединения части мелких сколов «трансформного» направления в более крупные разрывы или даже один разрыв, в котором сосредотачивается основная доля сдвигового перемещения. Так можно представить себе формирование крупнейших трансформных разломов Атлантики.

Различные стадии развития трансформных зон, установленные в Исландии, по тем же морфологическим признакам могут быть выявлены и в океанах, что даст возможность наметить новообразованные отрезки рифтовой системы и пополнит наши знания об эволюции этого важнейшего структурного элемента земной коры.

#### Литература

Баскина В. А. К тектонической позиции Исландии.— Геотектоника, 1972, № 2.

Трифонов В. Г. Проблемы спрединга Исландии (механизм растяжения).— Геотекто-

Huka, 1976, № 2.
 Andel Tj. H., van. Structure of the Ascension Fracture Zone.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1970, v. 51.
 Einarsson Tr. Upper Tertuary and Pleistocene rocks in Iceland.— Soc. Sci. Islandica,

1962, v. 36.

Einarsson Tr. Icelandic fracture system and the inferred causal stress field.— In: Iceland and Mid-Ocean Ridges; Soc. Sci. Islandica, 1967, v. 38.

- Einarsson Tr. Submarine Ridges as an effect of stress field. J. Geophys. Res., 1968, v. 73, No. 24.
- Einarsson Tr. A survey of the geology of the area Tjörnes Bardardalur in Northern Iceland including paleomagnetic studies.— Visindafelag Islandica, 19682, XXXII. Reykjavik.
- Johnson G. L. and Heezen B. C. Morphology and evolution of the Norwegian-Greenland Sea .-- Deep-Sea Res., 1967, v. 14.

Kjartansson G. Geological Map of Iceland, Sheets 1, 2, 3, 5, 6. Museum of Natural History, Reykjavik. 1960, 1962, 1965, 1968, 1969.

Nakamura K. En echelon features of Icelandic ground fissures.— Acta Naturalica Islandica, 1970, v. 11, No. 8. Reykjavik.

Palmason G. and Saemundsson K. Iceland in relation to the Mid-Atlantic ridge.— Ann. Rev. Earth and Planet. Sci., 1974, v. 2. Orkustofnun, Reykjavik. Saemundsson K. An outline of the structure of SW-Iceland.— In: Iceland and Mid-Oce-

an Ridges; Soc. Sci. Islandica, 1967, v. 38. Saemundsson K. Evolution of the axial rifting zone in northern Iceland and the Tjornes

fracture zone. Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, v. 85, No. 4.

Sykes L. R. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the Mid-Ocean Ridges.— J. Geophys. Res., 1967, v. 72.

Stefansson R. Some problems of seismologic studies on the Mid-Atlantic Ridge .-- In:

Iceland and Mid-Ocean Ridges, Soc. Sci. Islandica, 1967, v. 38. Thorarinsson S. Das Dalvick Beben in Nordisland 2 Juni, 1934.— Särtryck ur Geogra-phiska Annaler, Meddelanden frän Stockolms hogskolas geologiska institut. 1937, No. 45.

Thorarinsson S., Saemundsson K. and Williams R. S. Jr. ERTS-1 image of Vatnajökull: Analisis of glaciological, structural, and volcanic features.- Jökull, 1974, v. 23.

Tryggvason E., Thoroddsen S. og Thorarinsson S. Greinargerd jardskjalftanefndar um jardskjalftahaettu a Islandi.— Timarit verkfraedingafelags Islands, 1958, v. 6.

Tryggvason E. Measurement of surface deformation by precision levelling.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73. Vine F. J. Spreading of the ocean floor: new evidence.— Science, 1966, v. 154.

Vogt P. R., Ostenso N. A. and Johnson G. L. Magnetic and bathymetric data bearing on sea-floor spreading north of Iceland.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75.

Ward P. L. New Interpretation of the Geology of Iceland.- Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, v. 82.

Ward P. L., Palmason G. and Drake C. Microearthquake survey and the Mid-Atlantic ridge in Iceland.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74. Ward P. L., Björnsson S. Microearthquakes, Swarms, and the Geothermal Areas of Ice-

land.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 17.

Геологический институт AH CCCP

Статья поступила 25 апреля 1975 г. Март — Апрель

1977 г.

УДК 551.243(267.5)

#### Е. Н. И САЕВ, А. В. РАЗВАЛЯЕВ

# О СООТНОШЕНИИ РИФТОГЕННОГО И ДОРИФТОВОГО СТРУКТУРНЫХ ПЛАНОВ

## (на примере Красноморского рифта)

На основании геолого-геофизических исследований, проведенных в последние годы в Красноморских горах, дается анализ соотношения дорифтового и рифтового структурных планов. Устанавливается, что рифтогенез является наложенным на предшествующий ему структурный план. Вместе с тем отмечается, что рифтогенный процесс частично приспосабливается к структурным неоднородностям земной коры, возникшим на дорифтовом этапе развития региона. К числу таких структурных неоднородностей относятся выявленные Диибская и Баракская субмеридиональные зоны разломов глубинного заложения и длительного развития. Выделение дорифтового и рифтового этапов с присущими им структурными планами и глубинным строением земной коры свидетельствует в пользу автономности рифтогенеза.

В последнее время проблемы рифтогенеза привлекают к себе все большее внимание. Как известно, это объясняется признанием соизмеримости рифтовых структур с крупными структурными элементами земной коры — геосинклиналями и платформами — как по масштабам, так и по глубинности протекающих в них прецессов (Хаин, 1965, 1973; Милановский, 1969, 1970). Проблема рифтогенеза многопланова, она охватывает такие вопросы, как корообразование, природа эндогенного режима и его автономность, специфика рифтогенного магматизма, металлогеническая специализация и др. И хотя в изучении этой проблемы достигнуты большие успехи, многие ее аспекты все еще не ясны и находятся в стадии изучения. Сложным остается вопрос о времени заложения и соотношении рифтового структурного плана с предшествующим. Теоретическое и практическое значение этого вопроса велико, поскольку он затрагивает более широкую проблему геологии, а именно проблему тектоно-магматической активизации и автономности ее развития.

В связи со сказанным большое значение имеют фактические данные по тем или иным конкретным областям рифтогенеза. Особую важность в этом аспекте, на наш взгляд, приобретают новые геолого-геофизические данные о строении области Красноморского рифта (рис. 1), поскольку процессы рифтогенеза в нем достигли стадии образования молодого «базальтового» слоя коры, что сближает его с океаническими рифтами. Это обстоятельство позволяет рассматривать область Красноморского рифта, в том числе исследованные авторами Красноморские горы, в качестве одного из немногих полигонов, доступных для изучения соотношения рифтогенного и дорифтового структурных планов.

В настоящей статье мы сосредоточим внимание на вопросе о соотношении рифта Красного моря со структурным планом обрамляющего его докембрия в свете новых геолого-геофизических исследований, выполненных в последние годы (Вишневский и др., 1975; Allan, 1970; Falkov, Ali, 1976; Isaev, Ayed, 1976; Isaev et al., 1974, 1976). Для выяснения



Рис. 1. Схема структурных элементов Красноморской рифтовой зоны. 1 — докембрийский складчатый комплекс фундамента Африкано-Аравийской платформы; 2 — фанерозойский платформенный чехол; 3 — кайнозойские молассовые образования рифтовых впадин; 4 — лавовые покровы кайнозойского возраста; 5 — главнейшие разломы (а) и краевые разломы рифтовых впадин (б); 6 — осевой трог впадины Красного моря; 7 — конусы потухших вулканов. Цифрами обозначены разломы: 1 — Диибский, 2 — Баракский



Рис. 2. Схема районирования территории Красноморских гор по геофизическим данным.

ным.
 1 — зоны дифференцированного магнитного поля: I — Халайбская, II — Софайская, III — Амарарская, IV — Портсуданская, V — Синкатская, VI — Дерудебская; 2 — области отрицательных остаточных гравитационных аномалий; 3 — отрицательные аномалии Буге, связанные с грабенами; 4 — гравитационные ступени малых амплитуд: 1 — Гебейтская, 2 — Медерская, 3 — Индерайкванская, 4 — Керианская, 5 — Кассалинская; 5 — границы прибрежного гравитационного максимума; 6 — приморская гравитационная ступень большой амплитуды

этих связей вначале рассмотрим особенности геолого-геофизического строения Красноморских гор.

Красноморские горы — часть Аравийско-Нубийского щита, завершившего свое развитие и испытавшего полную консолидацию в позднем рифее — венде, т. е. в байкальскую тектоно-магматическую эпоху (Хаин, 1971; Вишневский и др., 1975; Долгинов, Разваляев, 1971). В докембрии они, как и весь Аравийско-Нубийский щит, представляли собой северную часть обширной Мозамбикско-Аравийской геосинклинальной системы, претерпевшей сложное полициклическое развитие (Хаин, 1971). На неотектоническом этапе Аравийско-Нубийский щит был вовлечен в эпиплатформенный орогенез (Хаин, 1965), в процессе которого сформировался рифт Красного моря, являющийся северной частью грандиозного Африкано-Аравийского рифтового пояса.

В поле ускоренной силы тяжести, отражающем плотностные неоднородности литосферы, Красное море характеризуется положительной региональной аномалией Буге (Красноморским максимумом), достигающей максимальных значений свыше +100 мгл над осевым трогом, и близкими к нулю осредненными аномалиями в свободном воздухе. Причем область развития последних включает шельф Красного моря, Приморскую равнину и предгорья восточного склона Красноморских гор. Над осевой частью Красноморских гор и его западным склоном аномалии Буге имеют отрицательные значения до —70 мгл (минимум Красноморских гор), а осредненные аномалии в свободном воздухе положительны (до +50 мгл) в северной и центральной частях и отрицательны (до —50 мгл) в южной. В качестве аномалий Буге второго порядка или остаточных выделяются протяженные максимумы и минимумы.

Магнитная неоднородность региона проявляется в полосовом характере магнитных аномалий над Красным морем и мозаичной картине поля над Красноморскими горами. Интенсивность полосовых аномалий убывает от осевого трога к шельфу. Локальные магнитные аномалии Красноморских гор группируются в зоны северо-восточного простирания (рис. 2), четко прослеживаемые до западной границы Приморской равнины.

Из сказанного выше следует, что тектонический план Красноморских гор определяется структурами, сформированными на докембрийском этапе их развития, и более поздними (преимущественно неогенчетвертичными) структурами Красноморской зоны рифтогенеза. В соответствии с этим в истории геологического развития региона отчетливо выделяются дорифтовый и рифтовый этапы.

# ДОРИФТОВЫЙ СТРУКТУРНЫЙ ПЛАН

Дорифтовый этап развития Аравийско-Нубийского щита включает в себя докембрийский период геосинклинального развития, закончившийся кратонизацией региона и переходом его в стадию щита, и период платформенного развития, охватывающий палеозой и мезозойско-кайнозойское время (до неогена).

На территории Красноморских гор по степени метаморфизма, дислоцированности, стратиграфическим соотношениям и структурным особенностям в докембрии выделяются три структурных комплекса: нижний — сланцево-гнейсовый, амфиболовой ступени метаморфизма; средний — вулканогенно-осадочный, зеленосланцевой ступени метаморфизма; и верхний — молассовый (осадочно-вулканогенный), начальной ступени метаморфизма.

Сланцево-гнейсовый комплекс сложен мощной (свыше 5 км) толщей амфиболовых и амфибол-биотитовых гнейсов, гранатсодержащих амфиболовых, кварцево-серицитовых, хлорит-амфиболовых и других сланцев. Для толщи характерны прослои и пачки мраморов, мигматизация и многочисленные тела пегматитов. Этот комплекс известен в северной части Красноморских гор как «примитивная» система (Ruxton, 1956) или серия Кашебиб (Kabesli, 1962), а в южной — как серия Имаса (Matyashonok et al., 1976).

По соотношению с более молодыми докембрийскими геосинклинальными образованиями рассматриваемый комплекс выступает как «комплекс основания».

Комплекс образует крупные блоки (рис. 3), окаймленные более поздними докембрийскими образованиями. Границы блоков, как правило, тектонические, выражены крупными разломами. Простирание структур комплекса в пределах блоков от субмеридионального на севере до широтного на юге.

По степени метаморфизма и структурному стилю до недавного времени его сопоставляли с кибарским комплексом, испытавшим складчатость и метаморфизм на рубеже 1000 млн. лет (Хаин, 1971; Вишневский и др., 1975). В последнее время появились данные о более древнем, нижнепротерозойском возрасте комплекса (Vail, 1976). Так, в Джебель Овенат в Ливии на границе с Суданом и Египтом радиологический возраст (Rb—Sr-метод) метаморфического и структурного аналога сланцево-гнейсового комплекса равен 1950 млн. лет. Следовательно, сланцево-гнейсовый комплекс Красноморских гор по ряду признаков (возрасту, степени метаморфизма и структурной роли) может сопоставляться с аналогичными толщами Мозамбикского пояса: системой Турока Кении и Танзании и гнейсами Вадера Эфиопии (Kazmin, 1975).

По результатам геологической интерпретации гравиметрических аномалий устанавливается связь областей развития сланцево-гнейсового комплекса с обширными по площади отрицательными остаточными аномалиями интенсивностью около —10 мгл. В качестве наиболее тривиального объяснения такого соотношения могут быть приняты предположения об увеличении на 0,5—1 км мощности коры под сланцевогнейсовыми блоками или о понижении на 0,02—0,03 г/см<sup>3</sup> их плотности по сравнению с подстилающими и интрудирующими вулканогенно-осадочный комплекс породами. В пределах отрицательных остаточных аномалий выделяются линейно-вытянутые максимумы и минимумы более высокого порядка, соответствующие по простиранию внутриблоковым структурам.

Отрицательные остаточные зномалии в ряде случаев выходят за пределы границ выходов на поверхность сланцево-гнейсового комплекса, указывая тем самым на возможность продолжения границ блоков под вулканогенно-осадочной толщей.

В магнитном отношении рассматриваемый комплекс однороден, что отражается в спокойном характере магнитного поля. Незначительные по интенсивности локальные аномалии, как правило, связаны с магнитными дайками и малыми интрузиями.

Средний осадочно-вулканогенный комплекс широко развит в пределах Красноморских гор. Для него характерен существенно вулканогенный состав: андезиты, андезито-базальты и их пирокластические аналоги; в подчиненном количестве содержатся граувакки и мраморы. В верхах разреза преобладают осадочные породы: аргиллиты, песчаники, граувакки, реже мраморы. Иногда в составе толщи содержатся мощные пачки конгломератов.

Осадочно-вулканогенный комплекс характеризуется менее напряженной складчатостью по сравнению со сланцево-гнейсовым. Для него характерны довольно простые открытые складки линейного типа. Преобладающее простирание структур северо-восточное. На территории Судана этот комплекс известен как серия Нафирдейб (Ruxton, 1956), серия Ойо, сланцы Оди (Delany, 1955) или сланцы Бутана (Whiteman,



1971). В Египте его аналогом является сланцево-граувакковая серия и метавулканический комплекс Аталла (Akkad, El-Ramly, 1960), в Эфиопии — андезиты Тзалиет (Kazmin, 1975), в Саудовской Аравии — серии Халабан и Мурдама (Brown, Jackson, 1960; Хаин, 1971; Вишневский идр., 1975).

Возраст серии Нафирдейб и перечисленных выше ее аналогов долгое время считался позднерифейским (Schurmann, 1961; Хаин, 1971; Вишневский и др., 1975). Однако в последнее время появились данные, свидетельствующие о более древнем ее возрасте. Это прежде всего определения радиологического возраста зеленосланцевых пород в Египте, которые дали значения 1195—1293 млн. лет (El Shazly et al., 1973). М. Ю. Мененси (Meneisy, 1976) считает, что эти цифры указывают не на возраст самих пород, а характеризуют эпоху регионального метаморфизма. Р. Е. Шимрон и Д. Г. Брукинс (Shimron, Brookins, 1974) для зеленосланцевых пород, возможных аналогов серии Нафирдейб Синайского полуострова, также приводят древний радиологический возраст (934±80 млн. лет по Rb—Sr-методу) и считают, что основная складчатость зеленосланцевых толщ произошла около 1000 млн. лет.

Таким образом, отнесение зеленосланцевого комплекса к кибарскому тектоно-магматическому циклу в настоящее время можно считать достаточно надежно обоснованным. Эти данные не исключают и более древний возраст самих пород. По мнению Ж. Шубера (устное сообщение), он может быть карельским.

Интрузивные образования кибарского этапа чрезвычайно разнообразны. Они представлены ультрабазитами, габбро, диоритами и известково-щелочными гранитами. Последние выделяются в группу «батолитовых гранитов». Возрастной диапазон формирования «батолитовых гранитов», по данным Г. Брауна и Е. Джексона (Brown, Jackson, 1960), считался равным 720-750 млн. лет. Сейчас получены датировки возраста (по К—Аг-методу) в диапазоне 790—970 млн. лет (Meneisy, 1976). Учитывая, что «батолитовые граниты» являются соскладчатыми с зеленосланцевым комплексом, возраст их может быть также не моложе кибарского (1000 млн. лет).

По магнитным характеристикам породы, слагающие осадочно-вулканогенный комплекс, относятся к категории немагнитных и слабомагнитных с магнитной восприимчивостью до 500.10-6 ед. СГС. Однако широко развитые в пределах комплекса интрузивные образования, обладающие повышенными магнитными свойствами (до 5000.10-6 ед. СГС), создают мозаичную картину интенсивно дифференцированного магнитного поля.

На территории Красноморских гор дифференцированное магнитное поле группируется в сложную систему субпараллельных зон северо-восточного простирания (см. рис. 2). Таких зон пять: Софайская, Амарарская, Портсуданская, Синкатская и Дерудебская. Они разделены крупными отрицательными остаточными гравитационными аномалиями, в пределах которых или на их границах выделяются гравитационные ступени северо-восточного простирания: Гебейтская, Медерская, Индерайкванская, Керианская и Кассалинская. Характерно, что сланцево-

Рис. 5. Тектоническая схема Красноморских гор. Структурные комплексы складчатого основания Красноморских гор: 1 — нижнепроте-розойский сланцево-гнейсовый (серия Кашебиб); 2 — верхнепротерозойский вулкано-генно-осадочный (серия Нафирдейб); 3 — позднерифейско-вендский орогенный ком-плекс (серия Ават); 4 — платформенный чехол: «нубийские песчаники» мелового воз-раста; 5 — кайнозойские лавовые покровы; 6 — кайнозойские терригенно-эвапоритовые молассы впадины Красного моря; 7 — кольцевые интрузии; 8 — краевые разломы впадины Красного моря (a) и сопряженных с ней грабенов (б); 9- главнейшие разломы; 10 — оси антиклиналей (а) и синклиналей (б); 11 — приморский горст; 12 — осевой трог впадины Красного моря; 13 — приморская гравитационная ступень

Рис. 3. Тектоническая схема Красноморских гор.

гнейсовый комплекс в северной и южной частях изученной площади выходит на поверхность в межзональных областях спокойного магнитного поля. Если предположить, что формирование мощных толщ осадочновулканогенных отложений приурочено к зонам повышенной проницаемости земной коры, то дифференцированное магнитное поле, обусловленное широким развитием интрузий, можно рассматривать как отражение принципиальных черт структурного плана на байкальском тектоно-магматическом этапе.

В связи с этим можно ожидать, что между Амарарской и Портсуданской, а также между Портсуданской и Дерудебской зонами преобладают незначительные мощности осадочно-вулканогенного комплекса, залегающего на приподнятых участках «комплекса основания».

Самый молодой комплекс докембрия Красноморских гор отвечает орогенной стадии развития Судано-Аравийского пояса. Он представлен мощной молассовой толщей, известной под названием серия Ават (Ruxton, 1956). В ее составе распространены конгломераты, глинистые сланцы, дациты, андезиты, риолиты и их туфы. Серия Ават в пределах Красноморских гор распространена крайне ограниченно. Породы серии слабо метаморфизованы и залегают почти горизонтально; они слагают пологие мульдообразные межгорные впадины и узкие приразломные прогибы (см. рис. 3).

Среди интрузий орогенного этапа выделяется обширная группа гранитов, известных в литературе как «молодые», «розовые» или «гаттарские» граниты. В целом для магматизма этапа стабилизации геосинклинального режима характерны многофазность и щелочной состав всего интрузивного комплекса, представленного гранитами, сиенитами, габбро-диоритами, кварцевыми порфирами и другими петрографическими разностями.

Данных о возрасте отложений серии Ават в пределах Красноморских гор нет. Считается, что возрастные ее аналоги — серия Хаммамат в Египте, серии Фатима и Абла в Саудовской Аравии сформировались в вендское время (Вишневский и др., 1975; Долгинов и др., 1969). Однако в связи с последними определениями радиологического возраста посторогенных гранитов (600 млн. лет), прорывающих серию Хаммамат (Meneisy, 1976), молассоидные образования могут включать и поздний рифей.

Интрузии орогенного этапа характеризуются высокой магнитной восприимчивостью (до  $1000 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС) и проявляются в магнитном поле в виде интенсивных магнитных аномалий. Последние, как правило, лежат в пределах линейных зон мозаичного поля, что указывает на активизацию разломов северо-восточного простирания, вероятно, заложенных на кибарском этапе развития Судано-Аравийского пояса.

# СТРУКТУРНЫЙ ПЛАН ЭТАПА РИФТОГЕНЕЗА

В современной структуре Красноморские горы образуют западный борт рифта Красного моря. Они представляют собой сложное полусводовое поднятие, осложненное серией горстов и грабенов.

Восточный склон поднятия, обращенный в сторону впадины Красного моря, относительно узкий, нарушен серией ступенчатых сбросов, в основном параллельных грабену Красного моря и отвечающих зоне его краевого разлома.

Структура Красноморских гор разбита сложной системой субмеридиональных, северо-западных, северо-восточных и широтных разломов. Разломы субмеридионального и северо-западного направлений доминируют в новейшей структуре не только Красноморских гор, но и всегорифта, определяя линейность и параллелизм в строении его главнейших составных элементов: осевого трога, главной впадины и ограничивающих ее краевых разломов и поднятий.

Как по геологическим, так и по геофизическим данным структурный план этапа рифтогенеза наиболее ярко выражен в Красноморских горах вдоль их восточного склона, обращенного в сторону Красного моря, и в Приморской равнине, т. е. в зоне перехода от Красноморских гор к Красному морю. Эта зона представляет собой систему сбросов северозападного простирания в северной и южной частях Приморской равнины, и меридионального — в ее центральной части. Многочисленные мелкие сбросы, как правило, взаимно параллельные, определяют ступенчатую или «клавиатурную» блоксвую структуру переходной зоны. В магнитном поле границы опущенных блоков четко определяются по линейным границам областей резкого затухания магнитных аномалий (см. рис. 2). В гравитационном поле рассматриваемой системы меридиональных и северо-западных нарушений отвечают интенсивные градиенты аномалий Буге, отделяющие региональный максимум Красного моря от минимума Красноморских гор. Важно отметить, что главный сброс, отраженный в геофизических полях гравитационной ступенью, проходит не по краю фундамента, а внутри него на некотором отдалении от края. Этот сброс приурочен к подножию главного уступа восточного склона Красноморских гор.

Другой характерной особенностью гравитационной стулени в зоне перехода поднятия Красноморских гор к Приморской равнине является сегментарность ее строения. Гравитационная ступень на меридиональном отрезке Красноморских гор состоит из ряда кулисообразно подставляющих друг друга сегментов. Характерно, что в плане кулисообразные изгибы гравитационной ступени закономерно приурочены к местам пересечения Приморской гравитационной ступенью структурных зон Судано-Аравийского складчатого пояса: Гебейтской, Амарарской, Синкатской и Индерайкванской. В местах пересечения Приморская гравитационная ступень как бы вдается, вклинивается внутрь континента.

Также характерной особенностью зоны перехода от Красноморских гор к Красному морю является узкая горстообразная структура, образующая выступ на фоне общего погружения фундамента (рис. 4). Этот выступ прослежен по интенсивной положительной остаточной гравитационной аномалии в интервале от 23 до 17° с. ш. (Isaev et al., 1976). В районе 21° с. ш. его строение изучено по сейсмическим данным (Carella, Skarpa, 1962). Весьма существенным обстоятельством в поведении положительной остаточной аномалии является ее виргация в районе 18° с. ш. на две ветви. Одна из них протягивается вдоль побережья, в то время как другая продолжается в меридиональном направлении в глубь континента и контролируется на поверхности Баракским разломом.

Крупным структурным элементом поднятия Красноморских гор является зона Диибского разлома. Как и Баракский разлом, эта зона занимает сходную позицию в структуре Красноморского рифта.

Зона Диибского разлома имеет скрытый и прерывистый характер, поэтому ее прослеживание возможно по комплексу прямых и косвенных геологических, геоморфологических и геофизических признаков.

Диибский разлом имеет строго меридиональное простирание, протягиваясь не менее чем на 800 км от границы с Египтом на севере до Эфиопии на юге. Разлом представлен системой нарушений, группирующихся в зону шириной до 20—30 км, субмеридионально рассекающей Красноморские горы примерно вдоль 36° в. д. Диибская зона разломов сечет докембрийские структурные элементы Судано-Аравийского складчатого пояса. На севере разлом начинается в депрессии, выполненной неоген-четвертичными осадками. Южнее зона разлома трассируется системой субмеридиональных грабенов, выполненных нубийскими песчаниками мелового возраста. Грабены в среднем имеют ширину от 5 до 15 км при длине от первых км до первых десятков километров. Самый большой грабен Саса, расположенный в северной части Красноморских гор, шириной до 20 км простирается на 80—100 км. Он хорошо проявлен в гравитационном поле в виде отрицательной остаточной аномалии. Более мелкие приразломные грабены трассируются вдоль разлома на расстояние свыше 100 км. Южнее, уже в центральной части



Рис. 4. Разрез земной коры западного борта рифта Красного моря: 1 — докембрийский субстрат, 2 — осадочный чехол, 3 — плотность в г/см<sup>3</sup> по гравиметрическим данным, 4 — аномалии Буге, 5 — осредненные аномалии Буге

Красноморских гор, зона Диибского разлома проявлена в виде субмеридиональных грабенов, выполненных конгломератами, природа которых пока не ясна (возможно, позднедокембрийская моласса), а также серией разломов того же простирания.

Южный фланг (южнее 17° с. ш.) зоны разлома Дииб выражен системой грабенов, перекрытых осадками и выявленных по геофизическим данным (Isaev, Ayed, 1976). Здесь между 17 и 15° с. ш. в поле остаточных аномалий прослеживается серия узких меридиональных минимумов. С учетом имеющихся геологических данных эти аномалии интерпретируются как система грабенообразных структур, выполненных вулканогенно-осадочными отложениями пониженной плотности. Расчет гравиметрических данных показывает, что глубина грабенов достигает 2—2,5 км. Наиболее крупной из этих структур является грабен Гаш. Последний простирается на расстояние не менее 80—100 км при ширине 10—15 км. В северной части грабен асимметричен с пологим западным и крутым восточным бортами. В своей южной части грабен Гаш расширяется, его борта становятся пологими, глубина уменьшается, и в районе г. Кассала он выполаживается. Возможно, что южнее грабен полностью затухает. Однако, учитывая прерывистый характер Диибской зоны разломов, представляется наиболее вероятным продолжение этой зоны и далее в южном направлении вдоль края Эфиопского базальтового плато, где разломы подобного направления отмечались ранее (Mohr, 1962) и недавно были вновь подтверждены (Kazmin, 1975).

Субмеридиональная Диибская зона разломов принадлежит к одной из главнейших черт современной структуры Красноморских гор и, бесспорно, имеет глубинное заложение и длительное развитие. Разломы этой зоны контролируют размещение мезозойского (посленубийского) вулканизма (трахиты, фонолиты, лавобрекчии). К зоне разлома приурочены кольцевые интрузии, формирование которых происходило на протяжении всего палеозоя и мезозоя (Разваляев и др., 1975). Характерно, что местами кольцевые интрузии располагаются в виде субмеридиональных цепочек, связь которых с разломами Диибской зоны не вызывает сомнений.

Изложенное выше показывает, что субмеридиональные Диибский и Баракский разломы являются одним из характерных элементов рифтогенной структуры Красноморских гор.

# СООТНОШЕНИЕ ДОРИФТОВОГО И РИФТОВОГО СТРУКТУРНЫХ ПЛАНОВ КРАСНОМОРСКИХ ГОР

Геолого-геофизические исследования, выполненные на территории Красноморских гор, показывают, что структурный план рассматриваемого региона является гетерогенным. В нем четко проявлен докембрийский структурный план Судано-Аравийского складчатого пояса. Для него характерно генеральное северо-восточное простирание складчатых и разрывных структур и магматических поясов, отразившееся в крупных линейных отрицательных остаточных гравитационных аномалиях, связанных со сланцево-гнейсовым комплексом, в зональности интенсивно дифференцированного аномального магнитного поля, характеризующего пояса развития интрузивов байкальского магматического этапа, и во второстепенных элементах современной геоморфологии.

Следует подчеркнуть, что северо-восточный структурный план докембрийских комплексов генеральный, но не единственный. В магнитном поле проявляются отдельные фрагменты аномальных зон северозападного простирания. Выделяются докембрийские интрузивные тела, вытянутые, согласно гравиметрическим данным, в меридиональном направлении. Широтные простирания отмечаются в некоторых зонах интенсивного дайкового магматизма, контролируемого магнитными аномалиями.

Докембрийские структуры северо-восточного простирания, по геологическим данным, картируются вплоть до границы с неоген-четвертичными отложениями, развитыми в Приморской равнине. По характеру магнитного поля они прослеживаются и к северо-востоку от этой границы, резко обрываясь сложной системой сбросов, образованных пересекающимися разрывными нарушениями преобладающего меридионального и северо-западного простирания, формирующих юго-западный борт рифтовой впадины Красного моря. В пределах Красного моря зона дифференцированного магнитного поля северо-восточного простирания установлена лишь на продолжении Амарарской зоны в районе 21°15′с. ш. (Kabbany, 1970). Однако из-за отсутствия фактических материалов, позволяющих дать обоснованное геологическое истолкование дифференцированного поля на данном участке Красного моря, вопрос о возможной генетической связи континентальной и морской зон следует оставить открытым.

Минимумы остаточных аномалий Буге, области дифференцированного магнитного поля и гравитационные ступени находятся в полном соответствии с простиранием докембрийского Судано-Аравийскогоскладчатого пояса. Вместе с тем геофизические аномалии лишь в редких случаях совпадают с известными антиклинориями и синклинориями. Этот факт, по нашему мнению, может свидетельствовать о послескладчатой структурной перестройке на орогенном этапе, на котором формируется блоковая структура региона. На этом этапе отдельные крупные блоки, соизмеримые с выделенными областями, испытали разнонаправленные вертикальные перемещения вдоль разграничивающих. их ослабленных зон (разломов). Именно с такими зонами, вероятно, связаны гравитационные ступени северо-восточного простирания и границы зон дифференцированного магнитного поля. В пользу этого говорит их совпадение с крупными межблоковыми зонами разломов. В качестве примера можно привести характеристику Гебейтского разлома, совпадающего с границей Софайской зоны дифференцированного магнитного поля.

Гебейтский разлом четко проявлен в осадочно-вулканогенных отложениях серии Нафирдейб интенсивным рассланцеванием, к нему приурочены линейные экструзивные тела кварцевых порфиров, рассматриваемых в качестве эффузивных аналогов орогенных гранитов.

Рассланцевание пород является процессом, наложенным на складчатую структуру пояса. Следовательно, образование его, как и разломов, с которыми оно связано, является послескладчатым. Заложение же разломов произошло не позднее орогенного этапа (поздний рифей венд), что устанавливается приуроченностью к ним экструзивных тел кварцевых порфиров и соотношением с позднеорогенными интрузиями щелочных гранитов. Последние пересекают Гебейтский разлом, не нарушаясь им. Возраст гранитов по К—Аг-методу равен 470 млн. лет. Но эти значения явно занижены, поскольку аналогичные граниты в сопредельной части Египта по Rb—Sг-методу имеют датировки 600 млн. лет. Таким образом, гравитационные ступени и геофизические зоны можно рассматривать как отражение блоковой позднерифейско-вендской орогенной структуры Судано-Аравийского пояса.

По гравиметрическим данным, дорифтовый структурный план прослеживается на значительно меньшее расстояние, чем по магнитным и геологическим, так как зона интенсивного градиента аномалий Буге, разделяющая минимум Красноморских гор и Красноморский максимум, соответствует восточному склону гор, где на поверхность выходят докембрийские образования. Если учесть, что резкое изменение региональных аномалий Буге от положительных к отрицательным связано с изменением мощности земной коры в результате глубинной перестройки литосферы, то западная граница Красноморского выступа должна проходить под восточным скленом Красноморских гор, выраженным в рельефе эскарпообразным уступом. Весьма важной особенностью области перехода Красноморских гор к Красному морю являются клинообразные участки утоненной континентальной коры в северной и южной частях Красноморских гор, напоминающие в миниатюре «Афарский треугольник». Отдельные стороны этих клиньев имеют меридиональное, широтное и диагональные простирания, что указывает на регенерацию докембрийских нарушений на рифтогенном этапе. Характерно, что Диибская и Баракская меридиональные зоны разломов примыкают к Красноморской впадине в пределах участков утоненной. коры. В связи с этим можно предположить приуроченность процессов. обусловливающих уменьшение мощности земной коры, к наиболее ослабленным зонам дорифтового субстрата.

Подобное соотношение можно интерпретировать как приспособление рифтогенной структуры к предшествующему плану. Эндогенный процесс рифтогенеза, накладываясь на докембрийскую консолидированную кору, частично приспосабливается к ней, используя для этого в первую очередь существующие в ней ослабленные зоны. Такими зонами служили субмеридиональные разломы Дииб и Барака, развивавшиеся в палеозое и мезозое, и в меньшей мере северо-восточные разломы докембрийского этапа развития Судано-Аравийского складчатого пояса. Сходное соотношение рифтогенеза с предшествующим структурным планом на примере Байкальского рифта недавно хорошо показал С. И. Шерман (1975), а для разломов континентальных рифтов в целом эта закономерность отмечается Е. Е. Милановским (1976).

Таким образом, структурный план Красноморских гор этапа рифтогенеза в целом является секущим по отношению к генеральному дорифтовому плану. В то же время процессы перестройки земной коры на рифтогенном этапе активно использовали структурные неоднородности дорифтовой коры, в результате чего как область перехода от Красноморских гор к Красному морю, так и сами Красноморские горы приобрели сложное блоковое строение.

Изложенное выше позволяет сделать следующие выводы.

1. В развитии Красноморской зоны рифтогенеза выделяются два этапа: дорифтовый и рифтовый, характеризующиеся присущими им чертами структурного плана, проявленными не только в поверхностной геологии, но и в глубинном строении земной коры, что позволяет рассматривать рифтогенный процесс как достаточно независимый.

2. На материалах по Красноморской зоне рифтогенеза намечается решение одной из важных проблем областей тектоно-магматической активизации, а именно автономность этого процесса по отношению к завершающей (орогенной) стадии геосинклинального развития подвижных складчатых поясов.

В структурном аспекте процесс рифтогенеза использует неоднородности коры, сформировавшиеся на дорифтовом этапе.

#### Литература

Вишневский А. Н., Кривцов А. И., Разваляев А. В. Тектоника докембрия обрамления Красного моря. — Геотектоника, 1975, № 1.

Долгинов Е. А., Казьмин В. Г., Поникаров В. П. Строение верхнедокембрийских разрезов и предкембрийская история развития Аравийской платформы и складчатых зон обрамления.— Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1969, № 6.

Долгинов Е. А., Разваляев А. В. Сравнительная характеристика орогенного этапа развития байкалид Енисейского кряжа и Восточной пустыни (Египет).— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1971, № 7.

Милановский Е. Е. Основные черты строения и формирования рифтовой системы Восточной Африки и Аравии. Вестн. МГУ. Сер. геол., 1969, № 1.

Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1970, № 2.

Милановский Е. Е. Разломы рифтовых зон. Тезисы докл. совещания: Разломы земной коры. 1976, Москва.

Разваляев А. В., Криецов А. И., Вишневский А. Н. О ранних этапах развития Крас-номорской рифтовой зоны.— Геотектоника, 1975, № 6.

Хаин В. Е. Возрожденные (эпиплатформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа. — Сов. геология, 1965, № 7.

Хаин В. Е. Региональная геотектоника, М., «Недра», 1971. Хаин В. Е. Общая геотектоника, М., «Недра», 1973.

Шерман С. И. Разломы Байкальской рифтовой зоны. Автореф. докт. дис. 1975. Ин-т геол. и геофиз., Новосибирск.

Akkad M. K., El-Ramly M. F. Geological history and classification of the basement rocks of the Central-Eastern Desert of Egypt.- Geol. Surv. Egypt paper, 1960, No. 9, Cairo.

Allan G. D. Magnetic and gravity fields over the Red Sea. Phil. Trans. Roy. Soc. 1970. v. 267.

4\*

- Brown G. F., Jackson R. O. The Arabian Shield, Rep. XXI, Sess. Inter. Geol. Congr.,
- p. IX, Copengagen, 1960. Carella R., Skarpa N. Geological results of exploration on Sudan by AGIP Mineraria Ltd., Fourth Arab Petroleum Congress. 1962.
- Delany F. M. Ring Structures in the Northern Sudan.—Eclog. Geol. Hel. Bas. 1955,
- v. 48, (1). El-Shazly E. M., Hashad A. H., Sayyah T. A., Bassyuni F. A. Geochronology of Abu
- Swayer area, South Eastern Desert. Egypt. J. Geol., 1975, v. 17, 180. 1.
  Falkov Y. G., Ali H. M. Geology of the Red Sea Hills in Sudan. Papers of 3rd Conference on African Geology, Khartoum, 1976.
  Isaev E. N., Ayed M. A. and Rusianov Y. G. Gravity Anomalies and Major Structures of the Sudan. Geoph. prosp., 1974, v. 22, No. 3.
  Isaev E. N., Ayed M. A. Grabens of the NE Sudan. Papers of 3rd Conference on African Geology, Khartour, 1976.
- can Geology, Khartoum, 1976. Isaev E. N., Metwelli M. A., Rusianov Y. G. and Saveliev Y. K. Gravity studies of the
- Red Sea Hills .-- Bul. Geol. & Miner. Res. Dept., Khartoum, 1976, No. 28.
- Kabbany F. K. Geophysical and Structural Aspects of the Central Red Sea and Rift Valley .-- Phil. Trans. Roy. Lond., 1970, 267.
- Kabesh M. L. The Geology of Muhammad Qol. Sheet. Geol. Surv. Dept., Memoir No. 3. 1962.
- Kazmin V. G. Explanation of the geological Map of Ethiopia.-Geol. Surv. Ethiopia, Bull. 1975, No. 1.
- Matyashonok V. A., Taha M. H., Ali S. M., Yousef A. W. Geological Setting of the Southern Part of Red Sea Hills in Sudan. Papers of 3rd Conference on African Geology, Khartoum. 1976.
- Meneisy M. Y. Review of Geochronological Knowledge in Egypt including some new data. Papers of 3rd Conference on African Geology, Khartoum, 1976.

- Mohr P. The Geology of Ethiopia Univ. College of Addis Ababa Press, 1962.
   Ruxton B. P. The Major Rock Groups of the northern Red Sea Hills, Sudan.— Geol. Mag., 1956, v. 95, No. 4.
   Schurman H. M. E. The Riphean of the Red Sea Area. Geol. foren. Stockholm forlande, 1961, Bd 33, Hf. 2, No. 505.
- Shimron Aryeh F., Brookins D. G. Rb/Sr radiometric age of late Precambrian Fossilbearing and associated rocks from Sinai.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, v. 24, No. 1.
- Vail J. R. Metallogenic distribution in N. E. Africa and the tectonic subdivision of the Precambrian Basement Complex. Papers of 3rd Conference on African Geology, Khartoum, 1976.
- Whiteman A. S. The Geology of the Sudan Republic. Clarendon Press, Oxford, 1971.

Трест «Зарубежгеология» НИЛЗарубежгеология

Статья поступила 17 мая 1976 г.

1977 г.

УДК 551.251 (235.211)

#### Ю. В. МИЛЛЕР, И. С. СЕДОВА, Г. М. ДРУГОВА

# О ТЕКТОНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЦИКЛАХ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПАМИРА

Предложены критерии выделения тектоно-метаморфических циклов, на основе которых для докембрийских образований Юго-Западного Памира выделено пять циклов, различающихся по характеру проявления структурных форм, метаморфизму, ультраметаморфизму, магматизму: I цикл — архейский, II и III — протерозойские, IV — мезозойский, V — кайнозойский.

#### 1. ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Докембрийские метаморфические комплексы, слагающие основание молодых складчатых поясов, проходят длительный и крайне сложный путь структурного развития. Изучение их структурной эволюции, основанное на применении специальных методов (Turner, Weiss, 1963; Эз и др., 1972; Лазарев, 1972), позволяет, как правило, выявить циклический характер структурных и метаморфических преобразований, выражающийся в неоднократной повторяемости определенных геологических событий, отвечающих тектоно-метаморфическим циклам.

Под тектоно-метаморфическим циклом мы понимаем совокупность геологических событий, сопряженных во времени с одноактным проявлением регионального метаморфизма. Каждый такой цикл характеризуется, с одной стороны, своим термодинамическим режимом, определяющим специфику процессов метаморфизма и ультраметаморфизма, с другой — закономерным изменением тектонического поля напряжений в условиях постепенного падения пластичности пород, что приводит, как было установлено ранее для моноциклических комплексов, к развитию определенного ряда последовательно развивающихся структурных форм (Миллер, 1973). В общем случае структурное развитие начинается со становления пологой системы кристаллизационной сланцеватости (результат радиального сжатия), которая позднее деформируется в систему линейных складок (результат тангенциального сжатия). Именно ЭТИ складки являются главными определяющими простирание складчатых зон, систем, поясов. Заключительные складчатые деформации обычно приводят лишь к некоторому дооформлению ранее сформированной складчатой структуры и связаны с системами трещин и разрывов, свидетельствующих о жесткой реакции пород на внешние силы. Пологая сланцеватость — первая структурная форма каждого цикла — обычно является результатом максимума метаморфической перекристаллизации. При развитии наложенных циклов, если максимальные температуры метаморфизма оказывались более низкими, чем в предыдущем цикле, и не достигались условия регионального плавления пород, эта пологая сланцеватость обладает всеми особенностями бластомилонитовой текстуры. Каждый тектоно-метаморфический цикл характеризуется определенной последовательностью формирования магматических и ультраметаморфических образований: ультраосновные, основные→средние, кислые (с повышением калиевости или натриевости от ранних разновидностей к

**№** 2

поздним) — средние, основные. В зависимости от конкретной ситуации отдельные члены указанной последовательности могут быть не проявлены.

Учитывая эти важнейшие закономерности, при выделении каждого цикла полициклически развивающихся комплексов следует руководствоваться следующими критериями: 1) последовательным развитием пологой сланцеватости и линейных складок, изгибающих эту сланцеватость; в случае наложенных циклов пологая сланцеватость по морфологическим особенностям является регионально проявленной бластомилонитизацией; 2) закоцомерной сменой термодинамических условий регионального метаморфизма; 3) падением пластичности пород; 4) определенной последовательностью формирования ультраметаморфогенных гранитоидов и магматических пород.

Докембрийские комплексы основания молодых складчатых поясов испытали преобразования как докембрийских, так и фанерозойских циклов, синхронных с развитием молодых геосинклиналей. Исследование таких комплексов может дать ответ на ряд принципиальных вопросов, в частности следующих. 1) Когда заложились структуры, определившие простирание молодых складчатых поясов? 2) В чем специфика проявления наложенных циклов? 3) Имеются ли принципиальные различия между докембрийскими и фанерозойскими циклами?

Объектом исследования для решения поставленных вопросов были выбраны докембрийские образования Юго-Западного (Ю-З) Памира, где на основании указанных критериев выявлено пять тектоно-метаморфических циклов. Расшифровке последовательности структурных и меметаморфических преобразований, методическим трудностям, возникающим при этом, и посвящаются следующие разделы.



Рис. 1. Тектоническая схема Памира. Составили авторы с использованием данных Б. П. Бархатова, В. И. Буданова и К. Т. Будановой

1 — палеозойский складчатый пояс, Куньлуньская складчатая система; 2—5 — мезозойско-кайнозойский складчатый пояс, Каракорумская складчатая система; 2 — баханская серия (архей), 3 — аличурская серия (протерозой), 4 — фанерозойские образования нерасчлененные, 5 — гранитоиды: а — мезозойские, 6 — палеозойские; 6—8 — простирания складчатых структур: 6 — протерозойского складчатого пояса (склад-ки III F<sub>5</sub>): а — установленные, 6 — предполагаемые, 7—8 — мезозойско-кайнозойского складчатого пояса: 7 — складок IV F<sub>2</sub>: а — установленные, 6 — продоложения, 6 — продоложения, 6 — продоложие и V F<sub>2</sub>; 9 — важнейшие разломы: а — архейского заложения, 6 — прочие

54

# 2. КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Докембрий Ю-З Памира обнажается в пределах Бадахшанского массива (рис. 1), входящего в состав мезозойско-кайнозойской Каракорумской складчатой системы Альпийского пояса. Бадахшанский массив окружен палеозойскими и мезозойскими миогеосинклинальными (от карбона до юры; Руженцев, 1968) и орогенными (начиная с мела) отложениями. Преобладают миогеосинклинальные отложения, дислоцированные и локально метаморфизованные. С севера массив ограничен Гунт-Аличурским разломом, с юго-востока и юга — Южно-Памирским, проходящим преимущественно по территории Афганистана. Только на небольшом участке, в районе Ишкашима, южная граница Бадахшанского массива выходит на правый берег Пянджа, и в пределах советской терри-

Цнкл	Метаморфизм	Ассоциации минералов	РТ-параметры
I (Ar)	Гранулитовая фация	Гр+Сил+Би <sub>37</sub> +Пл+Кпш+Кв Гр <sub>51</sub> +Гип <sub>29</sub> +Ам <sub>28</sub> +Пл <sub>63</sub> +Кв Гр <sub>69</sub> +Би <sub>38</sub> +Корд+Пл <sub>40</sub> +Кпш±Кв Гр <sub>54</sub> +Гип <sub>32</sub> +МПи+Ам <sub>26</sub> +Пл <sub>53-64</sub> ±Кв }	800° С; 9—10 кбар 850—900° С; 8—9 кбар
II (Pt <sub>1-2?</sub> )	Высокотемпературная амфиболитовая фация	Гр <sub>83</sub> +Ки+Би <sub>53</sub> +Пл+Кпш+Кв Гр+Ам+Пл±МПи Гр+Сил+Би <sub>53</sub> +Пл <sub>20</sub> +Кпш+Кв	650—700°С; 7—8 кбар 650—700°С;
III (Pt <sub>a</sub> )	Низкотемпературная ам- фиболитовая фация <sup>1</sup>	Гр <sub>в7</sub> +Сил+Би <sub>70</sub> +Му+Пл+Кв±Кпш Кум+Би+Пл+Кв Анд+Корд+Би+Му+Пл+Кв	6—7 коар 600—650°С; 5—5,5 кбар
IV (Mz)	Зональный метаморфизм до низкотемпературной амфиболитовой фации	Гр+Ств+Би+Му+Пл+Кв Анд+Корд+Би+Му+Пл+Кв Сил+Му+Би+Пл+Кв	до 650°С; 3,5—4,5 кбар
(Kz)	Фация зеленых сланцев	Би+Сер+Кв+Аб±Хл	400°C; P—?

і лавпыс ассуциации минсранов метаморфических пород и уснових их формиров	Главные ассоциации ми	инералов метамо	рфических пород	и условия их	формировани
---	-----------------------	-----------------	-----------------	--------------	-------------

<sup>1</sup>В отдельных зонах условия РТ достигали высокотемпературной амфиболитовой фации и приводили к локальному развитию ультраметаморфизма.

тории можно наблюдать метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации отложения верхнего триаса (так называемая Ишкашимская линза). В докембрийских супракрустальных образованиях выделяются два структурных яруса — нижний (архейский), сложенный породами ваханской серии с изотопными датировками 2700 млн лет, и верхний (протерозойский), сложенный породами аличурской серии с датировками 900—1000 млн. лет (Хорева и др., 1971). В образцах пород аличурской серии из коллекции Г. М. Друговой Б. В. Тимофеев установил микрофитофоссилии, свидетельствующие, по его мнению, о позднепротерозойском возрасте осадконакопления. Ваханская серия представлена мощной толщей гранат-биотитовых, амфибол-биотитовых и высокоглиноземистых гнейсов с пачками и горизонтами мраморов и большим количеством разнообразных кристаллических ортосланцев и амфиболитов. Аличурская серия сложена главным образом биотитовыми, гранат-биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами с редкими прослоями мраморов и высокоглиноземистых гнейсов. Стратиграфические контакты между сериями неизвестны. Они разделены дизъюнктивными нарушениями или массивами киммерийских гранитов, среди которых выделяются аличурские, башгумбезские и памиро-шугнанские, наиболее распространенные. Массивы со всех сторон окаймлены широкой зоной, насыщенной согласными и секущими дайками этих гранитов.

Докембрийские образования Ю-З Памира несут следы многократных структурных перестроек. Породы архейского структурного яруса (ваханская серия) испытали воздействие пяти тектоно-метаморфических циклов, протерозойского (аличурская серия) — трех последних циклов. Палеозойские и мезозойские миогеосинклинальные отложения подверглись преобразованиям двух заключительных циклов. Возраст циклов, наиболее типичные минеральные ассоциации и условия метаморфизма, установленные с применением методов термо- и барометрии, приведены в таблице.

### 3. СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ МЕТОДИЧЕСКИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Для краткого обозначения разновозрастных структурных форм разных циклов введем следующие символы: римскими цифрами обозначим тектоно-метаморфические циклы, индексами внизу — порядковые номера этапов деформации или групп гранитоидов ( $\gamma$ ) в пределах одного цикла, F — складки, L — линейность, S — сланцеватость. Так, II $F_4$  обозначает складки, сформировавшиеся на четвертом этапе II цикла, II $\gamma_4$  — первые граниты II цикла и т. д.

Кристаллизационная сланцеватость, наиболее широко развитая в породах ваханской серии, обладает всеми признаками бластомилонитовой текстуры и, судя по минеральным ассоциациям, развивается в условиях низкотемпературной амфиболитовой фации умеренных давлений (таблица). На обширной территории эта сланцеватость сохраняет близкое к первичному пологое залегание, а потому относится нами к первому этапу деформации III тектоно-метаморфического цикла и обозначается как IIIS<sub>1</sub>. При беглом ознакомлении с породами ваханской серии может показаться, что сланцеватость IIIS, совпадает со слоистостью и мигматитовой полосчатостью. Однако при детальном изучении обнажений обнаруживается, что во многих случаях доминирующая сланцеватая текстура отвечает осевым поверхностям складок, изгибающих не только слоистость, но и разновозрастную мигматитовую полосчатость. Все эти складки имеют сходную морфологию — они, как правило, сильно сжаты или совершенно изоклинальны, крылья часто сорваны — наблюдаются только разрозненные замки, по которым нельзя судить о рисунке складок — закономерном чередовании коротких и длинных крыльев. Ориентировка осевых поверхностей одинаковая — они повсеместно совмещены со сланцеватостью IIIS<sub>1</sub>. Шарниры, как правило, измерить не удается. Первоначально все эти складки рассматривались нами как одновозрастные — синхронные со становлением сланцеватости  $IIIS_1$ , и лишь при детальном их изучении было установлено, что они по-разному соотносятся с одновозрастными гранитоидами. Такие соотношения заставили нас прийти к заключению, что среди рассматриваемых складок наряду со складками, действительно синхронными со сланцеватостью IIIS<sub>1</sub>, присутствуют расплющенные в плоскости сланцеватости и сильно искаженные реликты древних разновозрастных складок.

При выяснении последовательности развития структурных форм в ваханской серии стоят две задачи. Во-первых, необходимо расшифровать, насколько это возможно, историю структурных событий, предшествовавших становлению сланцеватости IIIS<sub>1</sub>. Эти события относятся к I и II тектоно-метаморфическим циклам. Во-вторых, изучить те деформации, которым подверглась сама сланцеватость IIIS<sub>1</sub>, т. е. события, относящиеся к III, IV и V тектоно-метаморфическим циклам.

## I И II ТЕКТОНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ

I цикл выделен на основе установленных реликтов гранулитовой фации, синхронных с нею деформаций и магматизма, а также с учетом того, что последующие события отвечают самостоятельному II циклу сог-



Рис. 2. Некоторые структурные формы, развитые в породах ваханской серии, и их соотношения с разновозрастными гранитоидами: a — складки II  $F_2$ ;  $\delta$  — складки II  $F_3$ ;  $\theta$  — складки II  $F_4$ ; e — складки II  $F_1$ ;  $\partial$  — деталь замка складки III  $F_2$ -зг; e — деталь замка складки III  $F_2$ ;  $\pi$  — мелкие складки, дополнительные к III  $F_5$ ; s — складки IV  $F_1$ . Поясления в тексте

1—7 — гранитоиды: 1 — II  $\gamma_1$ ; 2 — II  $\gamma_2$ ; 3 — II  $\gamma_3$ ; 4 — II  $\gamma_4$  (порфиробластические и порфиробласты калиевого полевого шпата); 5 — III  $\gamma_{1-2}$  (мобилизованные); 6 — III  $\gamma_3$ ; 7 — памиро-шугнанские граниты; а — массивные, 6 — рассланцованные; 8 — сланцеватость III  $S_1$ 

ласно 2-му и 4-му критерию. Сведения о структурных формах I цикла отрывочны и малочисленны. Складки, заведомо относящиеся к I циклу, наблюдались Н. И. Московченко в верховье р. Бадомдары (устное сообщение). Это мелкие изоклинальные складки, изгибающие слоистость и совпадающую с ней древнейшую (?) кристаллизационную сланцеватость.

С осевыми поверхностями складок связаны жилы основных пород, испытавших метаморфизм гранулитовой фации, что и позволяет уверенно относить эти складки к I тектоно-метаморфическому циклу. Сланцеватость, совпадающую со слоистостью и деформированную древними складками, мы условно относим к первому этапу деформации ( $IS_1$ ), а складки, ее деформирующие, — ко второму ( $IF_2$ ). Помимо основных пород к I циклу относится формирование жильного материала мигматитов (с гиперстеном, гранатом и кордиеритом) и становление на более поздних этапах цикла пироксеновых мангеритов.

Переходя к характеристике II цикла, необходимо отметить широкое проявление процессов ультраметаморфизма и их неодноактность. Выделяются четыре генерации гранитоидов, преимущественно образующих жильный материал мигматитов (IIy1, IIy2, IIy3, IIy4), отличающихся одни от других по составу, структурам, распространенности и формам развития (Седова и др., 1974). Последовательность структурных событий восстановлена на основе изучения многих опорных обнажений и, в частности, анализа соотношений, наблюдавшихся на северо-восточной окраине г. Хорога, где мелкозернистые гранат-биотитовые гнейсы инъецированы тремя разновозрастными системами мигматитовых жил (Пу<sub>1</sub>, Пу<sub>2</sub>, Пу<sub>4</sub>) с ассоциациями амфиболитовой фации (II цикл), на которые наложена система плоскостей бластомилонитизации III цикла — IIIS, (рис. 2, а). Представленная картина интерпретируется следующим образом. Полосы наиболее ранних гранитогнейсов (IIy<sub>1</sub>), смятые в изоклинальные разорванные складки, нередко представленные замковыми частями, располагались параллельно древней сланцеватости, в настоящее время почти повсеместно утраченной в результате последующей структурной и метаморфической переработки. Эти плоскостные элементы мы условно принимаем за первые структурные формы, заложившиеся в условиях амфиболитовой фации, с них начинаем отсчет этапов деформации II цикла и обозначаем IIS,. Складки, деформирующие IIy,, относятся к следующему этапу деформации, т. е. являются складками IIF<sub>2</sub>. Мигматитовые жилы, развивающиеся параллельно их осевым поверхностям, наследуют систему плоскостных элементов IIS<sub>2</sub> — вероятно, тоже сланцеватости, и являются син- или постскладчатыми относительно IIF,. История завершается последовательно проявившимися порфиробластезом (Пу,) и бластомилонитизацией (IIIS<sub>1</sub>).

В районе кишлака Гожак хорошо видно, что мигматитовая полосчатость, обусловленная инъекцией лейкократовых гранитов  $II_{\gamma_2}$ , сминается в складки (IIF<sub>3</sub>), параллельно осевым поверхностям которых развита система мигматитовых жил  $II_{\gamma_3}$  (рис. 2,  $\delta$ ). Аналогичные соотношения наблюдались неоднократно и в других обнажениях. Именно эта поздняя система мигматизации  $II_{\gamma_3}$  повсеместно развита в породах ваханской серии, в то время как предшествующие —  $II_{\gamma_1}$  и  $II_{\gamma_2}$  распространены локально. Мигматитовая полосчатость  $II_{\gamma_3}$  наследует широко развитую систему сланцеватости ( $IIS_3$ ), во многих случаях хорошо сохранившуюся. Наконец, во многих обнажениях можно наблюдать складки ( $IIF_4$ ), изгибающие мигматитовую полосчатость  $II_{\gamma_3}$ , по осевым поверхностям которых развиваются порфиробласты калиевого полевого шпата или их скопления ( $II_{\gamma_4}$ , рис. 2,  $\theta$ ).

#### **ІІІ ТЕКТОНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ЦИКЛ**

В течение III цикла отложения протерозойского структурного яруса (аличурская серия) были впервые дислоцированы и прогрессивно метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации умеренных температур и давлений. Одновременно образования архейского структурного яруса (ваханская серия) испытали диафторез и коренную структурную перестройку. К III циклу относятся события, начинающиеся со становления пологой сланцеватости IIIS, и предшествующие внедрению памирошугнанских гранитов.

В области развития ваханской серии сланцеватость IIIS, обладает всеми особенностями бластомилонитовой текстуры, т. е. несет следы дезинтеграции, катаклаза и милонитизации с последующей перекристаллизацией минералов и образованием гломеробластических скоплений и порфиробласт. Система плоскостей бластомилонитизации развивается по оссевым поверхностям сжатых изоклинальных складок  $IIIF_1$ , деформирующих все ранее сформированные плоскостные элементы, в том числе и гирлянды порфиробласт калиевого полевого шпата (рис. 2, г). Общие закономерности пространственного расположения сланцеватости  $IIIS_1$  в породах ваханской серии хорошо видны на блок-диаграмме междуречья Пянджа и Шахдары (рис. 3), построенной на основе статистической обработки всех полученных для этого района замеров сланцеватости (5836 измерений) с использованием разрезов поперек Шахдаринского хребта, выполненных М. И. Рабкиным и В. А. Масленниковым (Масленников, 1957).



Рис. 3. Ориентировка сланцеватости III S<sub>1</sub> на водоразделе Пянджа и Шахдары. Пояснения в тексте

По характеру складчатости, наложенной на IIIS<sub>1</sub>, мы, вслед за Б. П. Бархатовым, выделяем две подзоны, нашедшие отражение на блокдиаграмме, — Шугнанскую на западе, где сланцеватость IIIS<sub>1</sub> деформирована в систему поздних линейных складок северо-западного простирания, и Ваханскую на востоке, где на обширных площадях сохранилось близкое к первичному пологое залегание IIIS<sub>1</sub>. Граница между подзонами носит условный характер. В восточной части междуречья Пянджа и Шахдары (Ваханская подзона) на фоне пологого или субгоризонтального залегания IIIS<sub>1</sub> намечается пологая антиформа северовосточного простирания — так называемая Ваханская антиклиналь (рис. 3). Северо-западное крыло антиформы длинное и весьма пологое, юго-восточное — короткое и более крутое, но и здесь средние углы падения сланцеватости не превосходят 20—25°.

В области развития пологих структур, и в частности, в пределах Ваханской антиклинали наблюдаются асимметричные лежачие складки, относящиеся к трем последующим этапам деформации и отличающиеся по рисунку и простиранию шарниров:  $IIIF_2$  — северо-восточные,  $IIIF_3$  северо-западные,  $IIIF_4$  — субмеридиональные. Размеры складок определяются главным образом длиной коротких крыльев и варьируют в очень широких пределах — от нескольких сантиметров до многих сотен метров, а по данным H. A. Хорева достигают даже первых километров. На рис. З складки  $IIIF_2$  и  $IIIF_3$  сильно преувеличены, а  $IIIF_4$ , развитые весьма локально, не показаны. H. A. Хорев (1955) справедливо отнес их к складкам течения. Вместе с тем для них характерна выдержанность рисунка и ориентировки на большой площади, что позволяет назвать их, используя и конкретизируя удачный термин, предложенный К. П. Плюс-

ниным (1971), складками регионального течения. Иногда параллельно шарнирам складок регионального течения развивается интенсивная бороздчатость и минеральная линейность, а по осевым поверхностям слабо выраженная сланцеватость, что свидетельствует о формировании их в условиях продолжающейся метаморфической перекристаллизации. В отдельных зонах по осевым поверхностям упомянутых складок наблюдается некоторая мобилизация жильного материала мигматитов II цикла и формирование гранитов III<sub>91-2</sub>, как правило, не утративших еще связи с исходным материалом (рис. 2, д). В отличие от всех предыдущих эти и более поздние складки изгибают сланцеватость IIIS, и испытавшие бластомилонитизацию порфиробласты калишпата (IIy<sub>4</sub>, рис. 2,  $\partial$ , e). По поведению деформированных порфиробласт в замках эти складки нетрудно отличить от предшествовавших им складок IIIF<sub>1</sub> (рис. 2, г). Другая немаловажная особенность всех складок, изгибающих IIIS, заключается в том, что их шарниры в отличие от более древних складок хорошо наблюдаются в обнажениях и легко могут быть измерены.

Крупные линейные складки, развитые в Шугнанской подзоне и выделявшиеся рядом исследователей как Абхарвская антиклиналь (Бархатов, 1963), деформируют сланцеватость IIIS, и складки регионального течения. С другой стороны, как и все описанные выше структурные формы, они прорываются памиро-шугнанскими гранитами, которые относительно этой системы складок являются постскладчатыми. Такие соотношения позволяют уверенно отнести их к очередному — пятому этапу деформации III цикла и обозначить как IIIF<sub>5</sub>. Это — крупные складки с амплитудой и размахом крыльев в несколько километров (рис. 3). Шарниры слабо ундулируют и в целом располагаются субгоризонтально. Наблюдаются все переходы от пологих открытых форм к сжатым и совершенно изоклинальным. Степень сжатости складок возрастает с юго-запада на северо-восток и с юго-востока на северо-запад. По мере того, как складки становятся более сжатыми, их осевые поверхности опрокидываются на юго-запад. Местами складки IIIF, осложнены мелкими дополнительными складками (см. рис. 2, ж), которые в крыльях крупных складок ведут себя как нормальные складки волочения, а в замках представлены формами, близкими к симметричным.

В Ваханской подзоне линейные складки северо-западного простирания тоже установлены, но распространены локально и представлены мелкими открытыми формами с субвертикальными осевыми поверхностями. Существенным распространением они пользуются только в верховье Шахдары, но установлены и в среднем ее течении, в долине Пянджа — в районе кишлака Птуп, в верховье Ямчина. Принадлежность всех этих складок к IIIF<sub>5</sub> не вызывает сомнения. Во-первых, они повсеместно изгибают сланцеватость IIIS<sub>4</sub>, а в ряде случаев устанавливается их наложение на складки регионального течения. Во-вторых, в верховье Шахдары они секутся жилами памиро-шугнанских гранитов. Наконец, их морфология и ориентировка полностью соответствуют складкам IIIF<sub>5</sub>, развитым в Шугнанской подзоне.

С осевыми поверхностями складок IIIF<sub>5</sub> связаны жилы и бескорневые линзы пегматоидных гранитов (III $\gamma_3$ ), которые не несут признаков деформации, синхронной со становлением складок, и, по-видимому, являются постдеформационными относительно IIIF<sub>5</sub>. Значительным развитием пользуются разломы северо-западного простирания, согласные с системой линейных складок IIIF<sub>5</sub> и синхронные с ними.

К заключительному шестому этапу деформации III цикла, вероятно, следует относить пологие волнистые складки (IIIF<sub>6</sub>) с крутыми шарнирами и осевыми поверхностями, осложняющие местами крутые крылья складок IIIF<sub>5</sub>. Соотношение этих складок с памиро-шугнанскими гра-

нитами осталось невыясненным, с чем связана некоторая неопределенность их положения в общей последовательности структурных событий.

В области развития аличурской серии структурные преобразования III цикла протекали примерно так же, как и в ваханской серии. Существенное отличие заключается лишь в том, что аличурская серия в течение III цикла была впервые метаморфизована и дислоцирована. Преимущественным развитием пользуется сланцеватость, отвечающая условиям амфиболитовой фации умеренных температур и давлений и являющаяся структурным и метаморфическим аналогом сланцеватости IIIS<sub>1</sub>, развитой в ваханской серии<sup>1</sup>. Но в отличие от ваханской серии эта сланцеватость повсеместно совпадает с напластованием, не содержит реликтов предшествующих минеральных парагенезисов и не обладает признаками бластомилонитовой текстуры.

Для пород протерозойского структурного яруса в целом типичны пологие структуры преимущественно северо-восточного простирания, которые так характерны для Ваханской подзоны. Пологая система сланцеватости IIIS<sub>1</sub> и локально развитая, совпадающая с ней система митматитовых жил (III $\gamma_1$ ) деформирована складками IIIF<sub>2</sub>, которые там, где они не искажены наложенными деформациями, обладают характерным устойчивым рисунком и северо-восточным простиранием шарниров. На севере с осевыми поверхностями IIIF<sub>2</sub> связана новая сланцеватость IIIS<sub>2</sub>, обычно развитая весьма слабо, на юге, согласно новообразованной сланцеватости, развивается и новая система мигматитовых жил (III $\gamma_2$ ) — более грубых и обильных, чем предшествующие. Некоторым распространением пользуются и другие системы складок регионального течения, но возрастные соотношения между ними остались невыясненными.

На юге, в пределах Южно-Аличурского хребта, в крупных ксенолитах субстрата, заключенных среди киммерийских гранитов, можно наблюдать, как пологие структуры, осложненные складками регионального течения, перерабатываются системой крупных линейных складок. Эти складки с крутыми осевыми поверхностями, осложненные продольными разрывами, являются аналогами IIIF<sub>5</sub>, но в отличие от складок, развитых в Шугнанской подзоне, имеют простирание, близкое к субширотному.

### IV. ТЕКТОНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

В результате IV тектоно-метаморфического цикла палеозойские и мезозойские миогеосинклинальные отложения (до юры включительно) были впервые дислоцированы и неравномерно метаморфизованы, а глубоко метаморфизованные архейские (ваханская серия) и протерозойские (аличурская серия) образования испытали наложенный метаморфизм, достигающий условий низкотемпературной амфиболитовой фации, и сопряженные с ним деформации.

В области развития ваханской и аличурской серии к IV циклу отнесены структурные формы, наложенные на памиро-шугнанские граниты. Такой подход исключил возможность спутать их с ранее сформированными структурами. Памиро-шугнанские граниты рвут структурные формы I, II и III циклов и в то же время сами испытывают деформацию. Почти повсеместно они в большей или меньшей степени рассланцованы. Особенно отчетливо наложенная сланцеватость (IVS<sub>1</sub>) наблюдается в наиболее ранних мелкозернистых разновидностях пород, тогда как в более поздних крупнозернистых гранитах и пегматитах признаки рассланцевания улавливаются с трудом. Маломощные жилы часто

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Во избежание путаницы структурные формы, развитые в комплексах любого возраста, обозначаются теми же символами, что и их структурные аналоги в породах нижнего структурного яруса.

будинированы. Круто ориентированные жильные тела, помимо локально проявленного рассланцевания и будинажа, нередко деформируются в открытые складки с пологими осевыми поверхностями. В этих случаях видно, что сланцеватость  $IVS_1$ , развивающаяся по гранитам, отвечает осевым поверхностям этих складок (рис. 2, 3). Сланцеватость  $IVS_1$  деформируется складками с крутыми осевыми поверхностями и пологими шарнирами северо-восточного простирания. В рассланцованных гранитах этому направлению соответствуют минеральная линейность по фибролиту и агрегатам мелкочешуйчатого биотита, а также оси гранитных будин. Складки, изгибающие  $IVS_1$ , и линейность, параллельная их шарнирам, относятся ко второму этапу деформации IV цикла и обозначаются соответственно  $IVF_2$  и  $IVL_2$ . Складки  $IVF_2$  пользуются заметным развитием только в нижнем и среднем течении Шахдары, где они представлены преимущественно мелкими формами.

Складчатая структура палеозойских и мезозойских отложений изучена недостаточно. Наиболее детально исследованы метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации образования Ишкашимской линзы, представленные гранат- и ставролитсодержащими кварцслюдяными сланцами с флорой верхнего триаса (Хорев, 1955). Первая и единственная сланцеватая текстура (IVS1), повсеместно совпадающая с напластованием, дислоцирована в систему линейных складок IVF<sub>2</sub> север-северо-восточного простирания. В отличие от одновозрастных складок, развитых в докембрийских образованиях, это совершенно изоклинальные складки, упирающиеся почти под прямым углом в древние пологие субширотные структуры ваханской серии. Осевые поверхности складок несколько опрокинуты на юго-восток. Замки наблюдаются редко и в них можно видеть, что с осевыми поверхностями не связана новая сланцеватость IVS<sub>2</sub>. Шарниры несколько ундулируют, и параллельно им развита минеральная линейность. Складчатая структура осложнена. по крайней мере, тремя последовательно развивающимися системами kink-зон.

Линейные складки (IVF<sub>2</sub>) устойчивого северо-восточного простирания, изгибающие ранее сформированную кристаллизационную сланцеватость (IVS<sub>1</sub>), характерны и для складчатой зоны, граничащей с докембрийскими образованиями с севера. Этим же простираниям подчинены здесь крупные тела синскладчатых киммерийских гранитов (см. рис. 1). В восточном направлении структура, по-видимому, сильно усложняется, и уверенно можно говорить лишь о господствующих простираниях, которые сначала становятся субширотными, а потом юговосточными.

### **V ТЕКТОНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ЦИКЛ**

В результате V цикла описанные выше метаморфические комплексы Ю-З Памира испытали локально проявленный диафторез в условиях фации зеленых сланцев и связанные с ним деформации. Образования, для которых метаморфизм фации зеленых сланцев явился единственным и прогрессивным, достоверно не установлены. Вероятно, к ним относятся отложения мела, и, возможно, самых низов палеогена, образующие орогенный комплекс, ограниченный в подошве и кровле структурными несогласиями.

Наиболее интенсивно метаморфизм и деформации V цикла проявлены в зоне Гунт-Аличурского разлома и, в частности, в бассейне рек. Шегембет и Тамды, где широко развита пологая система бластомилонитизации (VS<sub>1</sub>), отвечающая условиям фации зеленых сланцев. Местами VS<sub>1</sub>, в свою очередь, деформирована в линейные складки (VF<sub>2</sub>) субширотного простирания с пологими шарнирами и крутыми осевыми поверхностями, несколько опрокинутыми на север. Локальное развитие зон бластомилонитизации фации зеленых сланцев, секущих или частично наследующих древние плоскостные элементы, наблюдается и в зоне Южно-Памирского разлома.

## 4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Преобразования первых двух тектоно-метаморфических циклов установлены только в архейских образованиях нижнего структурного яруса (ваханская серия). Структурная характеристика этих циклов недостаточна для обоснованного суждения об общих закономерностях их развития. Начиная с III цикла, породы обеих серий испытывали совместные дислокации и метаморфизм.

Структурные преобразования III (протерозойского) цикла начались с интенсивного радиального сжатия, что привело к становлению пологой сланцеватости (IIIS<sub>1</sub>). В породах аличурской серии, которые к началу III цикла не были дислоцированы и метаморфизованы, новообразованная сланцеватость совпала со слоистостью субгоризонтально залегающих пород или была ориентирована весьма близко к ней. В породах ваханской серии, испытавших дислокации и метаморфизм I и II циклов. древние складчатые структуры были расплющены в горизонтальной плоскости с образованием многочисленных лежащих изоклинальных складок, формировавшихся синхронно с новой сланцеватостью (IIIS,), которая, развиваясь по ранее метаморфизованным породам, обладала всеми чертами бластомилонитовой текстуры. Образование нескольких генераций складок регионального течения можно объяснить неоднократными изменениями расположения областей повышенного и пониженного давления в процессе продолжающегося действия радиальных сил. Позднее эти структуры были переработаны системой линейных складок тантенциального сжатия (IIIF<sub>5</sub>). Переработка была наиболее полной в пределах Шугнанской подзоны, тогда как в Ваханской подзоне она проявилась слабо и весьма локально. Неравномерность проявления складок тангенциального сжатия на площади — важная особенность структур III цикла. Благодаря этому явлению на громадной территории сохранились пологие структуры, сформировавшиеся на стадии радиального сжатия и лишь в слабой степени затронутые последующими складчатыми деформациями. Другая особенность структур III цикла относится только к структурам ваханской серии и заключается в том, что их расшифровка недостаточна для реконструкции нормального разреза серии, поскольку они наложены на ранее сформированную складчатую структуру. В течение III протерозойского цикла были сформированы структуры, определившие в основных чертах современный структурный облик докембрийских толщ Ю-З Памира.

IV тектоно-метаморфический цикл соответствует фазе складчатости, проявившейся в пределах Каракорумской складчатой системы на рубеже юры и мела (или на рубеже раннего и позднего мела). Сопряженный с этим циклом глубокий метаморфизм, достигающий условий амфиболитовой фации, свидетельствует о том, что докембрийские образования Ю-З Памира слагали основание позднепалеозойско-мезозойской геосинклинали. V цикл, вероятно, следует сопоставлять с фазой складчатости, проявившейся на границе мела и палеогена или в начале палеогена. Возможно, именно с этим циклом следует связывать внедрение части палеогеновых гранитоидов.

На примере Ю-З Памира мы могли убедиться, что тектоно-метаморфические циклы приводят к становлению двух или нескольких последовательно развивавшихся систем складок, каждая из которых характеризуется своей ориентировкой в пространстве. При сопоставлении структур разновозрастных циклов важно сравнивать не случайные, но в принципе сопоставимые системы складок, занимающие одинаковое место и играющие одинаковую роль в общей цепи структурных преобразований единого цикла, развитые во всех циклах и не искажающиеся существенно на их заключительных этапах. Такими складками являются линейные складки тангенциального сжатия, определяющие простирание складчатых поясов. Для III цикла это — IIIF<sub>5</sub>, для IV—IVF<sub>2</sub>, для V—VF2. На схематической карте (см. рис. 1) видно, что простирание складчатых структур III цикла (IIIF<sub>5</sub>) является совершенно автономным, свойственным только докембрийскому основанию Альпийского складчатого пояса. Это свидетельствует о том, что докембрийские толщи, обнажающиеся на Ю-З Памире, являются фрагментом древнего (протерозойского) складчатого пояса, характеризующегося, по-видимому, преимущественно северо-западными простираниями и предшествовавшего заложению типичных памирских структурных направлений.

Простирания складчатых структур IV цикла (IVF2) устанавливаются и в докембрийских образованиях, и за их пределами. Они характерны для всего Памирского сектора Каракорумской складчатой системы и полностью соответствуют типичным «памирским» простираниям --- дугам, обращенным выпуклой стороной на север. Есть все основания полагать, что эти «памирские» простирания впервые оформились в процессе заложения и развития позднепалеозойско-мезозойской геосинклинали, а не в верхнем докембрии, как считалось раньше (Бархатов, 1963). Простирания складчатых структур V цикла, насколько можно судить на основе ограниченного материала, также соответствуют «памирским дугам».

Изученное структурное развитие метаморфических комплексов Ю-З Памира позволило обнаружить следующие особенности проявления наложенных циклов.

1. В наложенных циклах радиальные движения могут не получить структурного выражения или отразиться только в синскладчатых гранитоидах.

2. Первая пологая система сланцеватости наложенных циклов заведомо не совпадает с напластованием, в то время как та же сланцеватость первичных циклов или совпадает с напластованием, или ориентирована весьма близко к нему.

3. Системы складок в наложенных циклах часто получают локальное развитие и представлены недоразвитыми формами по сравнению с одновозрастными складками, сформированными в комплексах, для которых эти же циклы являются первичными.

Проведенные исследования показали, что докембрийские и фанерозойские циклы развиваются по единым законам: и для тех, и для других в равной степени характерны закономерное изменение тектонического поля напряжений — смена радиального сжатия тангенциальным и падение пластичности пород к концу цикла. В связи с этим следует подчеркнуть, что бластомилонитовая текстура, развивающаяся в начале наложенных циклов, — это, в первую очередь, разновидность сланцеватости и как всякая сланцеватость является результатом не жесткой, а пластической деформации (Ажгирей, 1967; Паталаха, 1970; Белоусов, 1971 и др.), сопровождающейся перекристаллизацией минералов при недостатке летучих, с чем собственно и связаны специфические особенности этой текстуры.

#### Литература

Ажгирей Г. Д. Кливаж (Общие вопросы генезиса и кливаж межслоевого скольжения). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 11. Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Л., Изд-во ЛГУ, 1963. Белоусов В. В. Структурная геология, М., Изд-во МГУ, 1971. Другова Г. М., Московченко Н. И., Седова И. С., Миллер Ю. В. Эволюция метамор-

Лазарев Ю. И. О геометрическом анализе складчатых деформаций в районах наложенной складчатости. — В кн.: «Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50 000», вып. 4, Л., «Недра», 1972.

Масленников В. А. Структура кристаллической серии Юго-Западного Памира.— В кн.:

«Методика геологического картирования метаморфических комплексов», М., 1957. Миллер Ю. В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов.— Геотектоника, 1973, № 5.

Паталаха Е. И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата, «Наука», 1970.

Плюснин К. П. Методика изучения тектонических структур складчатых поясов (на примере Урала). Пермь, 1971.

Руженцев С. В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. Тр. ГИН АН СССР,

вып. 192, М., «Наука», 1968. Седова И. С., Другова Г. М., Московченко Н. И., Миллер Ю. В. Эволюция процессов гранитообразования в областях развития полиметаморфических докембрийских комплексов (на примере Юго-Западного Памира).— В кн.: «Проблемы докембрийского магматизма», Л., «Наука», 1974.

Хорев Н. А. Особенности дорифейского складкообразования. - Изв. АН СССР. Сер.

корев Л. Л. Сососникови дорждение с слидания и праводати и право

Эз В. В., Черноморский М. А., Дук В. Л. Методы изучения структур метаморфических толщ — В кн.: «Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50 000» Л., «Недра», 1972.

Turner F. J., Weiss L. E. Structural analysis of metamorphic tectonites. New-York, 1963.

1

Институт геологии и геохронологии локембрия Ленинград

١

Статья поступила 5 июля 1974 г.

# Март — Апрель

УДК 551.251 (235.243)

# С. СИНХА РОЙ

# МЕТАМОРФИЗМ И ТЕКТОНИКА ГИМАЛАЕВ НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНЫХ ГИМАЛАЕВ

На основании литературных материалов и личных исследований автора дается первый синтез метаморфической истории Восточных Гималаев. Выделены и описаны три этапа метаморфизма: 1) догондванский (герцинский или более древний), 2) кайнозойский (главный гималайский региональный метаморфизм), 3) новейший (ретроградный). Проанализирована тектоническая история Восточных Гималаев и дано сопоставление этапов метаморфизма с этапами формирования тектонической структуры.

#### введение

Гималаи обладают сложным, во многом еще не расшифрованным геологическим строением. В дополнение к сложному и еще плохо выясненному стилю тектоники и изменчивой стратиграфии метаморфизм в этой горной цепи также обладает сложной историей и характером проявления. Преобразования горных пород происходили в течение длительного времени и перемежались с деформациями. В данной статье кратко описаны типы и фазы метаморфизма в различных тектонических единицах и сделана первая попытка выделения изофациальных метаморфических поясов в Восточных Гималаях. К сожалению, в литературе имеется очень мало сведений о метаморфизме пород Гималаев, за исключением отмеченного некоторыми авторами интересного явления обратного метаморфизма, однако без детальных данных о фазах метаморфизма и об их хронологической связи с деформациями (Auden, 1935; Ray, 1947; Gansser, 1964). До настоящего времени не проведено региональной корреляции метаморфических фаций.

Горное сооружение Восточных Гималаев тянется от восточных районов Непала до границы области Аруначал-Прадеш с Бирмой, Поскольку генеральное расположение тектоно-стратиграфических единиц несмотря на локальные вариации в главных чертах остается более или менее одинаковым на всем протяжении Гималаев, выводы о характере метаморфизма, полученные в рассматриваемом районе, могут быть распространены, с учетом возможных вариаций в деталях, на Гималаи в целом.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В Восточных Гималаях хорошо различаются тектоно-стратиграфические единицы, или комплексы, с возрастом от протерозойского до миоцен-плиоценового, разделенные крупными зонами разломов. Благодаря последним, а также благодаря тому, что надвинутые пластины имеют определенный стратиграфический объем, в описываемом районе выделяются четыре тектонических пояса (Sinha Roy, 1973<sub>1</sub>). Ниже приведена их краткая характеристика с юга на север.

Пояс предгорий примыкает к зоне пьедмонта, сложенной четвертичными террасами на северной окраине аллювиальной равнины Ганга — Брахмапутры. Отложения представлены в основном миоцен-плиоценовой сиваликской молассой и непостоянным разрезом пермско-каменноугольных гондванских пород. Гондванские и сиваликские отложения разделены мощной зоной нарушения— Главным пограничным разломом. Местами сиваликские отложения отсутствуют на поверхности, так как они перекрыты надвиговыми пластинами из Внутренного пояса. Несмотря на перевернутую в целом структуру данного пояса, отдельные комплексы находятся в нормальном залегании. Это обстоятельство решительно противоречит представлению о широком развитии здесь лежачих складок, которое привлекается для объяснения региональной структуры данной площади (Ghosh, 1956).

Внутренний пояс. К северу от пояса предгорий, в надвигах, надвинутых на гондванские отложения предгорий, залегают породы протерозоя — рифея. Местами они многократно чередуются с гондванскими отложениями, образуя зоны тектонических чешуй. В древних породах различаются две различные фации. Более древние образования (формации Далинг, Самчи, Хетабари) представлены геосинклинальными отложениями с метаграувакками и метабазитами в основании, сменяющимися вверх метаморфизованными пелитами и псаммитами. Последние в свою очередь сменяются выше по разрезу платформенными отложениями более молодой фации — доломитами и ортокварцитами (формации Букса, Вихом). Эти рифейско-нижнепалеозойские отложения, богатые строматолитами, соответствуют скорее всего виндийскому платформенному чехлу Индостанской платформы.

Протерозойско-нижнепалеозойские осадочные породы регионально метаморфизованы от хлоритовой до силлиманитовой ступени. В структурно более высоких горизонтах метаморфической толщи встречаются локально деформированные гнейсы и мигматиты (гнейсы Дарджилинг, Тимпи, Потин).

Во Внутреннем поясе известно также несколько изолированных тектонических окон, в которых под протерозойско-рифейскими аллохтонными толщами залегают осадочные и эффузивные породы пермо-карбона. На различных структурных и стратиграфических уровнях в надвинутых блоках протерозойских пород встречается несколько изолированных пластин листоватых гранитов и гранитных милонитов, которые рассматриваются в качестве отторженцев фундамента, реактивизированных в ходе Гималайского орогенеза (Sinha Roy, 1973<sub>2</sub>).

Осевой пояс отделен от Внутреннего пояса Центральным надвигом кристаллиникума (Central Cristalline Thrust), играющим большую роль на всем протяжении Гималаев. Осевой пояс определяет положение наиболее высокой зоны Восточных Гималаев с самыми высокими пиками, включая Канченджунгу (8585 м). Для этого пояса характерен наиболее глубокий в Гималаях региональный метаморфизм с различными типами очковых и полосчатых гнейсов, известных под названием гнейсов Канченджунга, Тэксанг, Села.

Другой важный тип пород в данном поясе — мраморы, кварцевые гранулиты, породы метабазитовой ассоциации (формации Чантанг, Паро, Бомдила), встречающиеся в виде надвинутых пластин и отдельных массивов среди гнейсовых комплексов. Кроме этой ассоциации горных пород здесь наблюдаются также глубокометаморфизованные пелитовые породы. В целом комплекс метаморфизованных осадочных пород является, вероятно, стратиграфическим эквивалентом рифейского разреза Внутреннего пояса, представляя собой глубоководную фацию рифейских платформенных отложений, но в настоящее время залегающий тектонически изолированно и метаморфизованный в результате Гималайского тектогенеза и метаморфизма (Sinha Roy,1973<sub>8</sub>). В виде отдельных тектонических чешуй и разобщенных массивов здесь встречаются также кайнозойские биотитовые и турмалиновые граниты. Трансосевой пояс. Глубокометаморфизованные, насыщенные гранитами и сильно деформированные породы осевого пояса по надвигу перекрыты на севере менее метаморфизованными протерозойско-нижнепалеозойскими осадочными породами (формации Чеха, Тонгчу, известняки Монт-Эверест, сланцы Эвереста), литологически очень близкими одновозрастным отложениям Внутреннего пояса. Отложения Тетиса лежат на них с отчетливым стратиграфическим и структурным несогласием и начинаются с пермско-каменноугольных морских слоев (формации Лачи, Шодинг), развитых близ границы Тибета. Мезозойский разрез представлен отложениями триаса (формации Чхо, Лингши) и юры (формация Иел) (Nautiyal et al., 1964), которые, Бероятно, маркируют дофлишевую фазу развития Тетиса.

Указанный порядок расположения тектонических поясов с их характерными стратиграфическими подразделениями резко нарушается в районе восточного окончания области Аруначал-Прадеш (округ Лухит). граничащем с Бирмой. Здесь генеральное простирание структур изменяется от широтного и север — северо-восточного в Восточных Гималаях на север --- северо-западное, но еще дальше к юго-востоку (в округе Тирап и с приближением к Манипур-Нагаленду) вновь приобретает северо-восточное направление. Это изменение простираний лежало в основе представлений о синтаксисе Восточных Гималаев (Wadia, 1957). Теперь установлено, что настоящего синтаксиса здесь нет, поскольку распределение стратиграфических комплексов горных пород не соответствует (Nandy, 1973). На этой площади узкий орографической зональности пояс метаморфизованных протерозойско-рифейских пород приурочен к блоку, надвинутому на верхнетретичные отложения по надвигу Мишми, являющемуся эквивалентом Главного пограничного разлома. На северо-востоке эти метаморфические породы тектонически отделены от пояса офиолитов и метаморфических образований формации Тидинг. В еще более внутренних зонах последние залегают в зоне надвига Лохит и контактируют с комплексом диоритов, гранодиоритов и гранитов хр. Мишми. Этот комплекс не является аналогом глубоко метаморфизованных кристаллических пород Осевого пояса и, возможно, представляет собой проявления мезозойско-кайнозойского магматизма подобно гранитному комплексу Кий Чу в Южном Тибете к северу от шва Цангпо.

Описанные подразделения Восточных Гималаев являются одновременно и листостратиграфическими и тектоническими единицами. Они обладают определенным характером деформаций и разграничены зонами разломов. Наиболее значительные из них представлены Главным пограничным разломом, отделяющим миоцен-плиоценовую молассу от более древних (преимущественно пермско-каменноугольных) толщ. Центральный надвиг кристаллиникума располагается на контакте гнейсов, мигматитов и глубокометаморфизованной ассоциации мраморов и метабазитов Осевого пояса на севере и протерозойских метаморфических образований на юге. Трансосевой надвиг интерпретируется как подошва сорванной структуры, вдоль которой породы Тетиса надвинуты на Осевой пояс Высоких Гималаев. Надвигом тектонических окон названо основание аллохтона протерозойских метаморфических пород, залегающих на паравтохтоне, сложенном пермско-каменноугольными образованиями. Эти главные разрывные нарушения в каждом поясе сопровождаются более мелкими надвигами, которые в условиях разрезов, сложенных контрастными горными породами, часто имеют характер срывов по напластованию. Подобная ситуация имеет большое значение в протерозойских комплексах Внутреннего пояса, где значительное количество гранитов фундамента залегает в виде тонких тектонических пластин -- отторженцев милонитизированных гранитных пород. Такого же типа отторженцы развиты, вероятно, и в Осевом поясе, но их трудно идентифицировать из-за интенсивного метаморфизма.

История формирования структуры различных поясов может быть кратко охарактеризована следующим образом. В строении протерозойско-рифейских образований Внутреннего, Осевого и Трансосевого поясов запечатлены наиболее ранние деформации (этап  $F_1$ ) в виде флексурных складок изгиба и скалывания и региональной сланцеватости, параллельной осевым плоккостям складок. Эти складки отсутствуют в породах пермо-карбона, и, следовательно, деформации F, могут быть связаны с каледонско-варисским орогенезом, но не с гималайским, т.е. кайнозойским. Следующие деформации (этап F<sub>2</sub>) были наиболее значительными и выразились в образовании лежачих и запрокинутых складок изгиба и скалывания, надвигов с большим перемещением и зон нарушений. Описанные выше главные зоны нарушений соответствуют кульминации этапа F<sub>2</sub> (вероятно, главному гималайскому орогенезу) и образовались до третьего этапа (F<sub>3</sub>). С деформациями F<sub>2</sub> связано формирование В-тек-тонитов в породах Внутреннего пояса и S-тектонитов в Осевом поясе. Структуры этапа  $F_2$  обнаруживаются почти во всех породах, кроме миоцен-плиоценовых сиваликских, и, следовательно, этап  $F_2$  соответствует гималайскому орогенезу и времени формирования молассового прогиба. Последний этап деформаций (F<sub>3</sub>) относится к послесиваликскому времени. С ним связано образование широких продольных и поперечных изгибов и сопряженных с ними складок во всех тектоно-стратиграфических комплексах. Сместители надвигов в это время были, как правило, изогнуты в широкие флексуры и рассечены разрывами, представляющими собой последнюю генерацию тектонических структур в описываемом районе. Данный этап деформаций был, вероятно, связан с поднятием Гималайского горного сооружения.

#### метаморфизм

Поскольку каждый из описанных выше тектонических поясов обладает индивидуальными особенностями тектоники и метаморфизма, описание метаморфизма приведено для каждого из них отдельно. Описание метаморфических стадий и фаций дано в соответствии с классификацией фаций, предложенной для карт региональных метаморфических поясов (Zwart et al., 1967).

Метаморфизм в поясе предгорий. Сиваликские породы сложены неметаморфизованными полевошпатовыми песчаниками, алевролитами и глинами с тонкими прослоями лигнитов и конгломератов. Гондванские породы представлены песчаниками, алевролитами, глинами и углистыми разностями, а также своеобразной толщей галечниковых сланцев и валунных конгломератов. Эти породы сильно нарушены и тектонизированы. Уголь превращен в антрацит. Обычно эти породы не метаморфизованы, за исключением локального метаморфизма в ломонтит-пренитовой фации непосредственно близ надвига, на границе с кристаллическими образованиями.

Метаморфизм во Внутреннем поясе отличается большой сложностью из-за обратного расположения зон, при котором более глубокометаморфизованные породы залегают на менее метаморфизованных. В этом поясе развиты породы в диапазоне от протерозоя до раннего палеозоя (формации Далинг, Дарджилинг, Букса и их эквиваленты).

К северу от пород пояса предгорий проходит полоса пород фации зеленых сланцев, которой в формации Букса соответствует минеральная ассоциация: кварц, доломит, мусковит, хлорит, актинолит, тальк. В метапелитовых и метабазитовых породах формаций Далинг и Дарджилинг установлена четко выраженная последовательность метаморфической зональности от фации зеленых сланцев и средних давлений через группу зон эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций к амфиболитовой фации средних и высоких давлений. Метаморфические зоны секут стра-

тиграфические границы и структуры F2, но участвуют в изгибах F3. Отсюда естественно заключить, что данный метаморфизм имеет домиоценовый, но послепермский возраст. В отдельных случаях картируются изолированные участки с метаморфизмом до гранатовой ступени, принадлежащим этапу F<sub>1</sub>, тогда как с этапом F<sub>3</sub> связаны широко распространенные проявления диафтореза. Наложение всех этих событий привело к отчетливому полиметаморфическому характеру горных пород Внутреннего пояса (Sinha Roy, 1974). В общих чертах история преобразований этих пород показывает, что они были деформированы в этап F. с возникновением сжатых складок изгиба со скалыванием и ассоциирующей с ними сланцеватости, параллельной осевым плоскостям складок. С этим же этапом связан метаморфизм фации зеленых сланцев. Кристаллизация граната продолжалась дольше деформаций и процесса перекристаллизации, в результате чего он образует наиболее крупные зерна среди минералов первого этапа метаморфизма (М1). Межкинематический промежуток между деформациями F<sub>1</sub> и F<sub>2</sub> отмечен слабым ростом зерен породообразующих минералов. Оценить общий режим и максимальную степень метаморфизма на этапе  $M_1$  мешает сильный наложенный региональный метаморфизм  $M_2$ .

Деформации второго этапа ( $F_2$ ) начались после первого этапа метаморфизма и последовавшего затем, по-видимому, длительного промежутка времени (часть палеозоя и весь мезозой). Они привели к возникновению крупных зон нарушений и к наложению копланарных (лежащих в одной плоскости) косых или параллельных складок F<sub>2</sub> на складки  $F_1$ . Метаморфизм  $M_2$ , по времени связанный с данными деформациями, вызвал образование ассоциаций минералов фации зеленых сланцев только в породах, располагающихся сейчас на нижних структурных уровнях. На более высоких уровнях в целом, напротив, последовательно появляются такие синкинематические индекс-минералы, как гранат, хлоритоид, ставролит, кианит и силлиманит. Этими минералами диагностируются метаморфические зоны. Данный этап метаморфизма сопровождается также обширной мигматизацией в наиболее глубоко метаморфизованных породах с образованием типичных гнейсов Дарджилинг и эквивалентных им пород.

Межкинематический период между  $F_2$  и  $F_3$  отмечен слабым ростом зерен породообразующих минералов. Изолированные выходы более глубокометаморфизованных пород в области развития менее метаморфизованных и наоборот объясняются существованием клиппов и тектонических окон.

Еще одной существенной чертой метаморфизма во Внутреннем поясе является наличие изолированной полосы пород ломонтит-пренитовой и пумпеллиитовой группы фаций, включая лавсонит-альбитовую фацию близ основания надвинутой пластины протерозойских пород (Sinha Roy, 1974). Этому метаморфизму подверглись метаграувакковые породы формации Далинг на контакте с пермотриасовыми породами паравтохтона («локального фундамента»). В отношении этого метаморфизма, принадлежащего этапу  $M_2$ , примечательно то, что при удалении от поверхности надвига на более высокие структурные уровни подвергшиеся ему породы представлены образованиями фации зеленых сланцев.

Метаморфизм в Осевом поясе. Породы амфиболитовой фации средних и высоких давлений Внутреннего пояса отделены от более глубокометаморфизованных пород Осевого пояса Центральным надвигом кристаллиникума. Главными породообразующими минералами гнейсов и гранулитов Осевого пояса являются гиперстен, клинопироксен, гранат, известковистый плагиоклаз, коричневый биотит, калиевый полевой шпат, силлиманит и кварц, образующие различные минеральные парагенезы. Судя по ассоциации минералов, породы рассматриваемого пояса принадлежат к двупироксеновой группе фаций, связанных с этапом метаморфизма  $M_2$ . В этих породах обнаруживаются также проявления полиметаморфизма (Sinha Roy a. Bhattachraya, 1974).

Наиболее ранние выявленные деформации  $(F_1)$  вызвали образование листоватой структуры. К этому же времени относится метаморфизм зеленых сланцев, который, вероятно, соответствует метаморфизму  $M_1$  в породах Внутреннего пояса. Вполне возможно, что до кайнозойского этапа  $F_2$  и  $M_2$  образования Внутреннего и Осевого поясов принадлежали одной и той же тектоно-метаморфической единице. Второй этап деформаций ознаменовался формированием изоклинальной складчатости, надвигов и метаморфизма более глубоких ступеней  $(M_2)$ . Широко распространенная на этом этапе мигматизация сопровождалась формированием всевозможных гнейсов. Кульминационным моментом было образование вначале биотитовых, а затем турмалиновых гранитов. С этапом  $F_3$ , как и во Внутренней зоне, связаны регрессивный метаморфизм и укрупнение зерен породообразующих минералов.

Метаморфизм в Трансосевом поясе отличается большой контрастностью. Породам протерозоя — нижнего палеозоя близ их контакта с глубокометаморфизованными породами Осевого пояса свойствен метаморфизм амфиболитовой фации, но вверх по разрезу интенсивность метаморфизма заметно уменьшается (до фации зеленых сланцев). Метаморфическая зональность здесь в точности противоположна зональности Внутреннего пояса. Возможно, что существование нормальной и обращенной зональности по разные стороны от центрального кристаллического ядра представляет собой одну из классических черт метаморфизма в Гималаях. Мезозойские отложения, перекрывающие зеленосланцевые метаморфические комплексы в Восточных Гималаях, видимо, не метаморфизованы, но в Тибете, в Северном хребте и к югу от Гиантзе известны глубокометаморфизованные отложения верхнего мезозоя (Heron, 1922; Hayden, 1907).

В округе Лухит на восточном окончании Восточных Гималаев двупироксеновые фации Осевого пояса не прослежены, но продолжение зоны пород, метаморфизованных в фации зеленых сланцев и в амфиболитовой фации обнаруживается в узкой полосе, которая тектонически резко примыкает к неметаморфизованным верхнетретичным и четвертичным отложениям, и также по тектоническому контакту породы указанных фаций перекрыты офиолитами и ассоциирующими с ними мезозойскими метаморфическими породами, относящимися к фации зеленых сланцев и, вероятно, также к фации зеленых сланцев высокого давления (глаукофановой). Этот пояс представляет собой продолжение аналогичного пояса Манипура-Нагаленд и Аракан-Йома, протягивающегося к Андаманским островам.

Приведенные данные легли в основу прилагаемой метаморфической карты Восточных Гималаев (рисунок). Подчеркнем, что карта отражает преимущественно картину метаморфического этапа  $M_2$  (кайнозой). Для некоторых подразделений карта, вероятно, дает лишь суммарную картину, так как полиметаморфический характер преобразований горных пород затрудняет выяснение истории их метаморфизма и выделение отдельных комплексов, особенно в области развития пород с метаморфизмом низких ступеней. Важнейшие выводы из этой карты заключаются в следующем.

1. Протерозойские, рифейские и нижнепалеозойские породы подверглись главному гималайскому метаморфизму, и различные группы фаций более или менее постоянно развиты на площади. Более молодые породы (верхнепалеозойские, мезозойские, кайнозойские), обрамляющие зону распространения глубокометаморфизованных пород и гнейсов, либо не метаморфизованы, либо метаморфизованы очень слабо.


# Метаморфическая карта Восточных Гималаев

1—4 — метаморфизм в протерозойских — нижнепалеозойских породах, возраст метаморфизма преимущественно кайнозойский; 5—7 — метаморфизм в верхнепалеозойских — мезозойских породах: 1 — фация зеленых сланцев низкого и среднего давления, переходящая в амфиболит-эпидотовую и амфиболитовую фации, 2 — группа амфиболитовых фаций среднего и высокого давления с мигматитами, 3 — группа двупироксеновых фаций с мигматитами, 4 — ломонтит-пренитовая и пумпеллиитовая фации, 5 — ломонтит-пренитовая фация и неметаморфизованные породы, 6 — офиолитовый комплекс, 7 — ломонтит-пренитовая и пумпеллиитовая группы фаций, до фации зеленых сланцев высокого давления (глаукофановой); 8 — неметаморфизованная сиваликская моласса; 9 — мезозойские осадочные комплексы Тетиса (в основном неметаморфизованные); 10 — мезозойско-кайнозойские граниты, диориты, гранодиориты; 11 — милонитизированные граниты протерозойского фундамента с наложенным кайнозойским метаморфизованные физом

2. Ядро Гималаев (Осевой пояс и северная часть Внутреннего пояса) заключает метаморфические фации наиболее глубоких ступеней метаморфизма.

3. Изолированные выходы некоторых метаморфических фаций контролируются тектонической структурой и рельефом.

4. Картина метаморфизма в самом восточном окончании рассматриваемого региона несколько отличается от генеральной схемы, которая справедлива для всей остальной площади. Важную роль здесь играют породы офиолитовой ассоциации и, возможно, образования глаукофанового метаморфизма высоких давлений. И хотя диорит-гранодиоритовый комплекс массива Мишми на этой площади объединяется с остальными гранитами Осевого пояса, он, вероятно, относится к совершенно другой магматической фазе, неизвестной в собственно Гималаях.

## СИНТЕЗ ИСТОРИИ МЕТАМОРФИЗМА

Выше подчеркивалось, что породы восточных Гималаев испытали полиметаморфизм, по времени связанный с тремя различными этапами деформаций. Это сильно усложняет выяснение истории преобразований горных пород. Другим важным аспектом метаморфизма в Гималаях является то, что только наиболее древние породы испытали главный гималайский метаморфизм, в то время как ни верхнепалеозойские, ни мезозойские породы в заметной степени регионально не метаморфизованы. Это означает, что определение возраста гималайского метаморфизма зависит главным образом от данных радиологического датирования, которые очень скудны. Возраст кристаллических пород и пранитов в покровах Высоких Гималаев (Внутренний и Осевой пояса) в общем определяется как третичный, по К/Аг-методу (данные Крумменахера — (Gansser, 1964; Wager, 1954). В соответствии с этими данными главный региональный метаморфизм ( $M_2$ ) можно датировать кайнозоем. Это заключение в какой-то мере подтверждается тем, что в пермско-каменноугольных конгломератах отсутствуют обломки сильнометаморфизованных пород, но последние в изобидии появляются в породах верхнего сивалика (Sinha Roy, 1973<sub>4</sub>). Напротив, в высшей степени трудно датировать метаморфизм  $M_1$ , поскольку для него нет надежных возрастных определений. Однако структурные признаки, минеральные парагенезы и текстурные особенности показывают, что метаморфизм  $M_1$  и  $M_2$  не связаны один с другим и разделены перерывом во времени. Так как в пермско-каменноугольных конгломератах и песчаниках содержатся только обломки слабометаморфизованных пород, по минералогическим ассоциациям более или менее соответствующих М<sub>1</sub>, это может быть косвенным аргументом в пользу того, что фация зеленых сланцев  $M_1$  относится к догондванскому времени, т. е. к герцинскому или более древнему этапу метаморфизма. Точнее сейчас сказать невозможно.

Догондванские породы (формации Букса, Далинг и их эквиваленты) до кайнозойского (гималайского) метаморфизма испытали более древний метаморфизм. Прогрессивный гималайский метаморфизм связан с формированием различных пластин тектонических покровов при интенсивных орогенических деформациях. Третий метаморфизм ( $M_3$ ) был в основном регрессивным. Он сочетался с третьим этапом деформаций, приведших к образованию самых молодых поперечных складок и разрывов. В результате второго этапа деформаций интенсивно метаморфизованные породы были надвинуты по надвигу с глубоко расположенными корнями на супракрустальные слабометаморфизованные породы, приведя тем самым к обратному порядку в последовательности метаморфических зон. В этом заключается также причина того, почему кристаллическое ядро Гималаев сложено гранитами и породами высших ступеней метаморфизма. Данный механизм, по-видимому, хорошо увязывается с геосинклинальной моделью, в которой кристаллиникуму, или Осевому поясу, соответствовал бы надвинутый блок миогеосинклинального поднятия --важной тектонической зоны в системе мезозойско-кайнозойской Гималайско-Средиземноморской эв-и миогеосинклинальной земной коры. Массив Мишми принадлежит к зоне эвгеосинклинального поднятия, примыкавшего к миогеосинклинальному в северо-восточном углу Гималаев.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В этой короткой статье сделана первая попытка наметить фазы метаморфизма, хронологически связанные с устанавливаемыми в Восточных Гималаях этапами деформаций. Главный гималайский (кайнозойский) метаморфизм ответствен за группу фаций от зеленых сланцев до двупироксеновой фации в породах протерозоя — раннего палеозоя. Различаются также переходные образования от ломонтит-пренитовой и пумпеллиитовых групп фаций к породам фации зеленых сланцев по направлению от более низких к более высоким структурным уровням. Метаморфические зоны в ядре Гималаев (Внутренняя, Осевая зоны) обнаруживают обратное расположение, обусловленное синкинематичностью надвигания. Напротив, породы позднего палеозоя и мезозоя, хотя и вовлечены в гималайский орогенез, но не метаморфизованы или метаморфизованы очень слабо. Автор отдает себе отчет в том, что прилагаемая карта может совершенствоваться в будущем по мере поступления новых данных. Она является лишь первым шагом в выделении и изучении размещения метаморфических фаций в огромном сооружении Гималаев. Автор благодарен Ю. Г. Леонову за перевод статьи, Н. Л. Добрецову и Х. Д. Цварту за плодотворные дискуссии.

#### Литература

Auden J. B. Traverses in the Himalays .-- Rec. Geol. Surv. India, 1935, v. 69.

- Gansser A. Geology of the Himalayas. Interscience Publication, London, 1964. Ghosh A. M. N. Recent advances in geology and structure of Eastern Himalaya.— Proc.
- Ind. Sci. Cong. 43rd Sess., 1956. Hayden H. H. The geology of the provinces of Tsang and 'U' in Central Tibet.— Mem. Geol. Surv. India, 1907, v. 36. Heron A. M. Geological results of the Mount Everest reconnaissance expedition.— Rec. Geol. Surv. India, 1922, v. 54.
- Nandy D. R. Geology and structural lineaments of the Lohit Himalaya (Arunachal Pradesh) and adjoining area, a tectonic interpretation.— Sem. Geodynamics. Him. Region., N. G. R. I. Hyderabad, 1973.
- Nautiyal S. P., Jangpangi B. S., Singh P., Guha Sarkar T. K., Bhate V. D., Ragha-van M. R. and Sahai T. N. A preliminary note on the geology of Bhutan Himalaya...

- Ban M. R. and Sahai T. N. A preliminary note on the geology of Bhutan Himalaya.— Rep. Int. Geol. Cong. 22nd Sess., 1964.
  Ray S. Zonal metamorphism in the Eastern Himalaya and some problems of local geo-logy.—Quart. J. Geol. Min. Met. Soc. India, 1947, v. 17.
  Sinha Roy S. Tectonic belts in Sikkim—Darjeeling Himalayas and their geodinamic significance.—Sem. Geodinamics. Him. Region. N. G. R. I., Hyderabad, 1973<sub>1</sub>.
  Sinha Roy S. Stratigraphy and age of the Buxa series in Rangit window, Darjeeling Himalayas.—Quart. J. Geol. Min. Met. Soc. India, 1973<sub>2</sub>, v. 44, No. 2.
  Sinha Roy S. Kinematic significance of conjugate folds in the Daling metamorphites from the eastern parts of Kalimpong hills, Eastern Himalayas.—Himal. Geol., 1973<sub>3</sub>, v. 3. v. 3.
- Sinha Roy S. Gondwana pebble slate in the Rangit valley tectonic window, Darjeeling Himalayas, and its significance.— J. Geol. Soc. India, 1973<sub>4</sub>, v. 14, No. 1.
  Sinha Roy S. Polymetamorphism in Daling rocks from a part of Eastern Himalayas and some problems of Himalayan metamorphism.— Himal. Geol., 1974, v. 4.
  Sinha Roy S. and Bhattacharya U. Geology of the Sikkim Himalayas.— Mem. Geol.

Surv. India, 1974, v. 107. Wadia D. N. Geology of India, 3rd Ed. McMillan & Co. Ltd, 1957.

- Wager L. R. Injected granite sheet of Rongbuk valley and north face of Mount Everest.— Min. Met., Wadia Commemorative, 1954.
   Zwart H. J., Corvalan J., James H. L., Miyashiro A., Saggerson E. P., Sobolev V. S., Subramaniam A. P. and Vallance T. G. A scheme of metamorphic facies for the cartographic representation of regional metamorphic belts.— Comm. for the Geological map of the world. IUGS Geological Newsletter, 1967, No. 2.

Геологическая служба Индии Калькутта

Март — Апрель

1977 г.

УДК 550.34(479.25)

### Г. В. ЕГОРКИНА, В. А. РАКИТОВ, И. В. ГАРЕТОВСКАЯ, Л. М. ЕГОРОВА

# НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Обсуждается вопрос о связи анизотропии скоростей сейсмических волн с напряженным состоянием земной коры на территории Армении. Приводятся результаты изучения анизотропии по записям поперечных волн, зарегистрированных на расстоянии от 5 до 450 км от эпицентра, и обменных типа PS-волн, образовавшихся на поверхности фундамента. Рассматривается связь между характером анизотропии скоростей и направлением главных осей напряжений в очаговых зонах. Анализируется зависимость пространственного расположения зон повышенной анизотропии скоростей от геологического строения региона. На основании полученных результатов делается вывод о том, что главной причиной анизотропии скоростей на территории Армении является напряженное состояние земной коры. Выявление областей повышенной анизотропии скоростей S-воли дает возможность обнаруживать зоны возможных очагов будущих землетрясений.

Напряженное состояние земной коры изучается по данным сейсмологических наблюдений и непосредственных замеров в горных выработках и шахтах. Ориентация главных осей напряжений в сейсмоактивных зонах выявляется по наблюдениям за направлением смещений на записях упругих волн, которые образуются в результате разрыва сплошности среды в очагах землетрясений (Балакина и др., 1972). Использование данных о сильных землетрясениях позволяет выявлять положение осей напряжений в региональном плане. Изучение механизма очагов слабых землетрясений дает возможность изучать локальные особенности напряженного состояния коры на фоне регионального поля напряжений.

Имеется много данных о современных напряжениях в горных породах по измерениям в подземных выработках (Кропоткин, 1973). Установлено, что в массивах горных пород наблюдается два вида напряженного состояния: один соответствует геостатическому полю напряжений равномерного сжатия, целиком обусловленному весом вышележащих пород; другой — геодинамическому полю скалывающих напряжений, в котором разность главных напряжений создается тектоническими факторами. Геодинамические поля характеризуются резко повышенными значениями горизонтальных (а иногда и вертикальных) главных напряжений сжатия. Обычно наблюдается и значительная анизотропия — неодинаковая величина сжатия по разным горизонтальным направлениям.

Изучение напряженного состояния земной коры важно с точки зрения оценки сейсмической опасности. Подготовка землетрясения — процесс нарастания напряжений в некотором объеме земной коры, связанный с неоднородностью ее строения. Поскольку поле напряжений неоднородно, как и земная кора, в некотором объеме последней напряжения могут достигать значительно большего значения, чем в целом в данной области. В пределах аномально напряженных зон будет наблюдаться изменение некоторых физических, в первую очередь упругих свойств среды.



Разработана методика определения количественной зависимости между напряженным состоянием горных пород и скоростями распространения сейсмических волн (Ризниченко и др., 1956). Установлено, что в условиях одноосного сжатия максимальное увеличение скоростей происходит в направлении действия силы. В направлении, перпендикулярном оси максимального сжатия, скорости увеличиваются незначительно, либо уменьшаются. Следовательно, если в массиве пород преобладает неравномерное сжатие (анизотропия напряжений), обязательно будет наблюдаться и различие скоростей распространения сейсмических волн по разным направлениям (анизотропия скоростей). Экспериментальные исследования это подтверждают (Турчанинов, Панин, 1969). Таким образом, одним из путей изучения напряженного состояния пород в естественном залегании является анализ изменения скоростей волн в разных направлениях и, в частности, выявление участков повышенной анизотропии скоростей сейсмических волн.

Для изучения анизотропии скоростей были использованы материалы полевых наблюдений, проводившихся сейсмическими партиями ВНИИгеофизики на территории Армении с 1967 по 1974 г. Запись колебаний в полосе частот 0,5—10 гц на магнитную пленку осуществлялась с помощью 10—12 четырехканальных станций типа «Земля», снабженных сейсмографами типа ВЭГИК. Два сейсмографа были вертикальными и два горизонтальными, ориентированными в направлении север юг и запад — восток. Использовались профильные и площадные наблюдения при расстоянии между станциями 2—5 км (Егоркина и др., 1973). Общая протяженность отработанных профилей составила около 1400 км.

Известно, что в анизотропных средах могут распространяться три типа волн аналогично распространению продольной (P) и поперечной волн разной поляризации (SV и SH) в изотропных средах. В изотропной среде скорости волн SV и SH одинаковы, в анизотропной среде они, за исключением особых направлений, различаются и зависят от направления распространения. Поэтому, если экспериментально установлен факт различия скоростей распространения волн SV и SH можно утверждать, что среда анизотропна.

Анализ сейсмограмм землетрясений, зарегистрированных в пределах территории Армении, позволяет заметить расхождение в моментах вступления поперечных волн на записях различных компонент смещения, которое указывает на анизотропию скоростей распространения этих волн. Величины времени запаздывания вступлений одной составляющей смещения по отношению к другой изменяются от 0,1 до 1,3 сек. Анизотропия скоростей поперечных волн изучалась по записям местных и близких землетрясений с эпицентральными расстояниями от 5 до 450 км (Егоркина, 1975). Значения кажущихся скоростей и область регистрации свидетельствуют о том, что первые волны S-рефрагированные в кристаллической части земной коры и верхней мантии.

Рис. 1. Сопоставление зон, характеризующихся анизотропией скоростей сейсмических волн, с картой неотектонических движений на территории Армении (Габриелян, Пирузян, 1972).

рузян, 1972).
 1 — области интенсивных (свыше 2000 м) поднятий за послесарматское время; 2 — области умеренных (от 1500 до 2000 м) поднятий; 3 — области слабых (до 1500 м) поднятий; 4 — области опусканий; 5 — области интенсивных (свыше 2000 м) опусканий; 6 — области интенсивных прогибаний в миоцене и поднятий в плиоцене — антропогене; 7 — области умеренных прогибаний в миоцене, плиоцене и раннем — среднем антропогене; 7 — области умеренных полнятий в позднем антропогене; 8 — области прогибаний в миоцене, плиоцене и раннем — среднем антропогене и слабых поднятий в позднем антропогене; 9 — впадины, наложенные на эоценовое основание; 10 — горстовые поднятия во впадинах; 11 — точки наблюдения, близ которых vsv >vsh; 12 — точки наблюдения, близ которых vsv >vsh; 13 — точки наблюдения, близ которых соотношение скоростей волн SV и SH зависит от азимута подхода; 14 — точки наблюдений, близ которых отмечается различие скоростей волн, но природа волн однозначно не определена

Изучение анизотропии скоростей производилось также по записям обменных проходящих волн типа *PS* (Егоркина, 1969). Анализировались волны, прослеживающиеся в первых вступлениях. В сейсмогеологических условиях Армении — это волны, образовавшиеся на поверхности фундамента ( $PS_{\phi}$ ).

Совместный анализ сейсмограмм поперечных и обменных волн позволяет заключить, что: 1) анизотропия скоростей отмечается не на всей исследованной территории, а лишь в определенных зонах (рис. 1); 2) анизотропия скоростей является следствием локальных особенностей состояния среды близ точки регистрации волн; 3) особенности состояния среды, определяющие анизотропию скоростей, имеют различную характеристику в различных районах территории.

Можно предположить, что анизотропия скоростей сейсмических волн является следствием либо упорядоченного строения среды (периодическое чередование слоев, ориентировка кристал. ов, преобладающая направленность пор, трещин и т. д.), либо связана с особенностями напряженного состояния среды. Результаты проведенных исследований показали, что в условиях территории Армении анизотропию скоростей в большинстве случаев невозможно объяснить слоистостью осадочной толщи (Егоркина, 1973). Покажем, что наблюдаемое различие скоростей сейсмических волн связано с особенностями напряженного состояния среды. Для этого проанализируем связь между характером анизотропии скоростей и направлением главных осей напряжений в очаговых зонах и зависимость пространственного расположения зон повышенной анизотропии скоростей от геологического строения региона.

Для определения ориентации главных осей напряжений, действующих в очагах землетрясений, были использованы данные сейсмических станций о знаках смещений при вступлении продольных волн как при сильных, так и при слабых землетрясениях. При обработке сильных землетрясений использовались оперативные сейсмологические бюллетени Института физики Земли АН СССР и международные бюллетени BCIS. При обработке результатов слабых землетрясений использовались сейсмограммы станций «Земля». Определение механизма очага осуществлялось по методике А. В. Введенской (Балакина и др., 1972). Определение ориентаций осей напряжений в очагах слабых землетрясений в зависимости от возможностей методики наблюдений делались как для отдельных толчков, так и для их совокупности. В последнем случае предполагалось, что характер ориентации осей напряжений в очагах землетрясений в пределах набольшой области одной и той же тектонической зоны одинаков.

Очаги землетрясений, зарегистрированных на территории Армении, сосредоточены в земной коре до глубин порядка 20 км (Егоркина и др., 1975). В большинстве случаев очаги приурочены к границе внутри «гранитного» слоя, расположенной на глубине порядка 10—11 км, поверхности фундамента и к границам внутри осадочной толщи.

Ориентация осей сжимающих и растягивающих напряжений показана на рис. 2. Оси сжимающих и растягивающих напряжений изображены соответственно сходящимися и расходящимися стрелками. Азимут стрелки соответствует азимуту оси, величины стрелок приняты условно пропорциональными косинусам углов наклона осей к горизонтальной плоскости. Для масштаба указаћа условная длина стрелки, которая соответствует горизонтальной ориентации оси напряжения.

Результаты определений для очагов сильных землетрясений 4 и 5<sup>4</sup> показывают (рис. 2), что оси сжимающих напряжений расположены близгоризонтально, а оси растягивающих напряжений — близвертикально. Для очага землетрясения 3 характерна горизонтальная ориентация

Результаты по этим землетрясениям получены Е. И. Широковой (1967).



Рис. 2. Сопоставление результатов изучения ориентации осей напряжений в очагах землетрясений с картой неотектонических движений на территории Армении (Габриелян, Пирузян, 1972).

Условные обозначения 1—10 те же, что и на рис. 1; 11 — ориентация осей напряжений в очагах землетрясений; 12 — условная длина стрелки, соответствующая горизонтальной ориентации оси напряжения. Сплошная линия означает положение оси над горизонтальной плоскостью

оси растяжения и близгоризонтальная — оси сжатия. Результаты определения напряженного состояния области по совокупности очагов слабых землетрясений показаны под номерами 1, 2, 6, 7 и 8. Как видно, оси сжатия в очагах землетрясений 1, 2, 6 и 7 ориентированы близгоризонтально, а оси растяжения — близвертикально. В очагах совокупности землетрясений 8 характер напряженного состояния иной. Оси сжатия ориентированы близвертикально, а оси растяжения — близгоризонтально. Результаты определения механизма очага отдельных слабых землетрясений показаны под номерами 9, 10, 11 и 12. В очагах землетрясений 9 и 12 оси сжатия ориентированы близвертикально, а оси растяжения близгоризонтально; в очаге землетрясения 10 оси сжатия и растяжения ориентированы близгоризонтально; в очаге землетрясения 11 ось сжатия ориентирована близгоризонтально, а ось растяжения — близвертикально. Из приведенных данных видно, что характер напряженного состояния сейсмоактивных областей Армении различен. На рис. 2 результаты изучения напряженного состояния сопоставлены с картой неотектонических движений на территории Армении. Выделяются три типа напряженного состояния.

1. На большей части территории Армении, в областях, испытавших поднятия за неотектоническое время, ось сжатия ориентирована близгоризонтально, ось растяжения — близвертикально. Направление оси сжатия в общем перпендикулярно простиранию осей складок и хребтов.

2. В областях, испытывающих погружение, ось напряжения сжатия в очагах землетрясений ориентирована близвертикально, ось растяжения — близгоризонтально.

3. В некоторых областях, испытывающих погружение, как ось сжатия, так и ось растяжения в очагах землетрясений ориентированы близгоризонтально.

Таким образом, в региональном поле упругих напряжений Малого Кавказа, для которого характерно близгоризонтальное сжатие вкрест структур кавказского простирания (Широкова, 1967), имеются локальные области с иным характером напряженного состояния.

Аналогичные результаты получила ранее Э. Б. Агаларова (1971) для Нижне-Куринской впадины. Э. Б. Агаларова показала, что при переходе от горных районов юго-восточного Кавказа к Нижне-Куринской низменности меняется характер напряженного состояния. Нижне-Куринская низменность является зоной горизонтального растяжения, включенной в зону, которая находится в напряженном состоянии горизонтального сжатия.

Результаты изучения анизотропии скоростей на исследованной территории показывают, что особенности изменения скоростей также определяются характером неотектонических движений. На рис. 1 окружностями разного радиуса показаны пункты наблюдения, в пределах которых обнаружено различие скоростей распространения волн SV и SH. Величина радиуса окружности пропорциональна величине максимального различия во временах прихода волн SV и SH (из всех зарегистрированных в данной точке). Выделяются три вида зависимости времени прихода волн SV и SH от азимута на эпицентр.

1. В областях, испытывающих поднятие, скорости волн, поляризованных в горизонтальной плоскости, больше, чем скорости волн, поляризованных в вертикальной плоскости.

2. В областях, испытывающих погружение, скорости волн, поляризованных в вертикальной плоскости (SV), больше, чем скорости волн, поляризованных в горизонтальной плоскости.

3. В некоторых областях, испытывающих погружение, соотношение скоростей волн SV и SH зависит ст азимута подхода колебаний.

Таким образом, ориентация осей напряжений в очагах землетрясений и зависимость скоростей сейсмических волн от направления их распространения обнаруживают однозначную связь с характером новейших тектонических движений. Это позволяет сделать вывод, что характер соотношения скоростей распространения волн SV и SH в разных районах — следствие особенностей напряженного состояния среды. Если при существующем напряженном состоянии данного района ось сжатия ориентирована близгоризонтально, большей скоростью распространения для всех азимутов подхода колебаний обладают волны S, поляризованные в горизонтальной плоскости (SH). В том случае, когда ось сжатия ориентирована близвертикально, большей скоростью распространения обладают волны, поляризованные в вертикальной глоскости (SV). И наконец, если и ось сжатия, и ось растяжения ориентированы близгоризонтально, для одних азимутов подхода колебаний большей скоростью распространения обласпространения обладают волны SV, для других — SH. Различие в скоростях распространения разнополяризованных волн SV и SH в зависимости от направления давления аналогично по своей природе искусственной анизотропии, наблюдаемой в оптике и вызванной механической деформацией (одностороннее растяжение или сжатие) изотропного тела. Показатели преломления колебаний, совершаемых вдоль направления действия силы и перпендикулярно ему, максимально отличаются друг от друга. Аналогичное явление, названное двойным акустическим преломлением, наблюдалось при регистрации сейсмических поперечных волн в образце гранита, подвергавшегося одностороннему давлению (Nur, Simmons, 1969). Две поперечные волны распространяются в любом направлении с разными скоростями, причем различие в скоростях увеличивается с увеличением давления. Этот факт приобретает важное значение для выявления областей максимальной концентрации скалывающих напряжений путем исследования анизотропии скоростей сейсмических волн.

Сопоставление зон, характеризующихся анизотропией скоростей, с картой неотектонических движений (см. рис. 1) показывает, что анизотропные зоны в общем вытягиваются двумя полосами северо-западного простирания. Первая полоса протягивается от г. Ленинакан к северному побережью оз. Севан и далее к пос. Ванк. Вторая полоса расположена вдоль южной границы Армении. Анизотропные участки северной зоны приурочены к локальным впадинам в крупных областях, испытывающих общее поднятие, а также к границам областей разнонаправленных движений. Анизотропные участки южной полосы совпадают с областями погребенных поднятий в опускающихся зонах и с праницами областей разнонаправленных движений может появляться на границе блоков, перемещающихся либо с существенно различной скоростью, либо в противоположных направлениях.

Характерная особенность строения земной коры территории Армении — наличие глубинных разломов, разделяющих различным образом построенные тектонические зоны и блоки (Паффенгольц, 1971). На рис. 3 показана система разломов, выделенных по результатам работ со станциями «Земля» (Егоркина и др., 1976). Наиболее крупные из них — Севано-Акеринский и Ереванский (4 и 1 на рис. 3). Севано-Акеринский разлом контролирует положение Присеванского, Ереванский — Вединского офиолитовых поясов. Оба разлома представлены системой разрывных нарушений северо-западного и юго-западного направлений и следятся до поверхности Мохоровичича, проникая до глубины 40—50 км. Сместители разломов близки к вертикали. Амплитуда смещения крыльев разломов, наблюдаемая по поверхности фундамента, составляет 2—3 км, по глубоким границам — 2—4 км. Ереванский глубинный разлом отделяет Приараксинскую тектоническую зону от Армянской; Севано-Акеринский разлом является границей между Армянской и Сомхето-Кафанской зонами.

Сопоставление схемы разломной тектоники с расположением пунктов наблюдения, вблизи от которых отмечена анизотропия скоростей поперечных волн, показывает, что анизотропные зоны приурочены в основном к этим двум разломам (рис. 3), являющимся крупными структурно-тектоническими швами. В большинстве случаев области, характеризующиеся различием скоростей распространения волн SV и SH, отмечаются близ пересечения Ереванского и Севано-Акеринского разломов с разломами антикавказского направления (6, 7, 8, 9 и др. на рис. 3).

Как показали М. В. Гзовский и его соавторы (1974), древние разрывы в земной коре существенно влияют на поле напряжений. При определенной ориентации разломной зоны по отношению к направлениям главных осей напряжений могут создаваться области сильного повышения величины касательных напряжений. В этих областях происходит изменение упругих свойств среды. По всей видимости, выделенные нами



Рис. 3. Сопоставление зон, характеризующихся анизотропией скоростей сейсмических волн, с глубинными разломами

бинными разломами 1 — пункты наблюдения; 2 — пункты наблюдения, характеризующиеся анизотропией скоростей поперечных волн; 3 — положение глубинных разломов по данным станций «Земля»: а — уверенное, б — предполагаемое; 4 эпицентры землетрясений; 5 — номера разломов анизотропные зоны и являются областями концентрации напряжений.

Величина анизотропии (а, следовательно, и величина напряжения) в пределах исследуемой территории не остается постоянной. Об этом свидетельствуют различия во времени регистрации волн SV и SH, изменяющиеся в широких пределах: от 0,1 до 1,3 сек. В ряде случаев были вычислены коэффициенты анизотропии (K<sub>a</sub>), характеризующие различие скоростей волн SV и SH (Егоркина, 1973). Значения K<sub>a</sub> на изученной площади изменяются в широких пределах. На рис. З показаны точки наблюдения, характеризующиеся большой величиной анизотропии скоростей: K<sub>a</sub>>20%, а |t<sub>sv</sub>-t<sub>sh</sub>|>0,5 сек. Учитывая несомненный факт связи анизотропии скоростей с напряженным состоянием, можно считать, что эти области являются наиболее вероятными местами будущих землетрясений. Наблюдения показывают, что с 1967 по 1974 г. на исследованной территории Армении произошло шесть землетрясений с энергетическим классом К>10 (данные оперативных сейсмологических бюллетеней Института физики Земли АН СССР). Эпицентр землетрясения в 01 час 20 мин 30 января 1967 г. расположен к востоку от Ленинакана. Эта зона характеризуется высокой степенью анизотропии скоростей сейсмических волн. Различие во времени вступления волн SV и SH составляет 1,0 сек. Эпицентр землетряссния в 8 час. 11 мин. 12 ноября 1970 г. находился юго-восточнее г. Спитак. Различие во времени регистрации волн разной поляризации достигает 1,3 сек. Эпицентр землетрясения в 8 час. 59 мин. 16 июня 1973 г. находился к северо-западу от Еревана. Точкам наблюдения, расположенным в непосредственной близости от эпицентра, присуща высокая степень анизотропии пород (Ка=25%). Эпицентр землетрясения в 5 час. 52 мин. 6 ноября 1974 г. расположен к юго-западу от Еревана. Область близ эпицентра характеризуется значительной анизотропией скоростей (Ка=39%), а различие во времени прихода волн SV и SH — 0,9 сек. Эпицентр землетрясения в 21 час. 02 мин. 2 января 1973 г. находится к востоку от пос. Зод. Различие во времени регистрации волн составляет 1,2 сек. Эпиценто землетрясения в 1 час. 15 мин. 6 декабря 1973 г. располагается южнее пос. Ванк. Для точек наблюдения близ эпицентра  $K_a = 22\%$ , а  $|t_{sv} - t_{sH}| = 1,0$  сек.

Проведенные исследования показывают, что напряженное состояние земной коры на территории Армении меняется при переходе из одной сейсмоактивной зоны к другой. В зависимости от знака тектонических движений меняется и ориентация осей напряжений в этих зонах. Особенности напряженного состояния в разных районах влияют на упругие свойства горных пород. В связи с неравномерными тектоническими движениями создаются области концентрации напряжений. Они характеризуются ярко выраженной анизотропией скоростей сейсмических волн. Согласно данным об изучении глубин очагов землетрясений, концентрация напряжений в условиях территории Армении происходит на сравнительно небольших глубинах — 8—10 км. Зоны концентрации напряжений по площади приурочены главным образом к двум глубинным разломам. Выявление анизотропии скоростей S-волн дает возможность обнаруживать зоны возможных очагов будущих землетрясений.

#### Литература

Агаларова Э. Б. Об ориентации напряжений в очагах землетрясений Нижне-Куринской низменности.— Изв. АН СССР. Сер. физика Земли, 1971, № 2.

- Балакина Л. М., Введенская А. В., Голубева Н. В., Мишарина Л. А., Широкова Е. И. Поле упругих напряжений и механизм очагов землетрясений. М., «Наука», 1972.
- Габриелян А. А., Пирузян С. А. Сейсмотектоническая схема Армении и сопредельных
- частей Антикавказа. Изв. АН Арм. ССР. 1972, № 4. Гзовский М. В., Осокина Д. Н., Ломакин А. А., Кудряшова В. В. Напряжения, разрывы, очаги землетрясений. В кн.: Региональные исследования сейсмического режима. «Штиица», 1974, Кишинев.

- *Егоркина Г. В.* Изучение анизотропии земной коры по записям сейсмических обменных волн.— Изв. АН СССР. Сер. физика Земли, 1969, № 9.
- Егоркина Г. В. Природа фазовых сдвигов при регистрации обменных проходящих волн типа PS.— Прикладная геофизика, 1973, вып. 70.
- Егоркина Г. В. Природа анизотропии скоростей распространения упругих волн в условиях Армении.— Прикладная геофизика, 1975, вып. 78. Егоркина Г. В., Гаретовская И. В., Соколова И. А., Егорова Л. М., Двоскина Т. Д., Ра-
- Егоркина Г. В., Гаретовская И. В., Соколова И. А., Егорова Л. М., Двоскина Т. Д., Ракитов В. А. Возможности использования сейсмических станций «Земля» при изучении сейсмоопасных зон на примере Армении.— В кн. Геофизические поля и сейсмичность. М., «Наука», 1975.
- Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М. Изучение глубинных разломов по материалам, полученным по станциям «Земля» на территории Армении.— Разведочная геофизика, 1976, № 72.
- Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М., Двоскина Т. Д., Минниярова Г. Я. Строение земной коры Северо-Западной Армении.— Сов. геология, 1973, № 6.
- Кропоткин П. Н. Тектонические напряжения в земной коре по данным непосредственных измерений. В кн.: Напряженное состояние земной коры. М., «Наука», 1973.
- Паффенгольц К. Н. Кавказ Карпаты Балканы. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1971. Ризниченко Ю. В., Силаева О. И., Шамина О. Г., Мячкин В. И., Глухов В. А., Виногра-
- Дов С. Д. Сейсмоакустические методы изучения напряженного состояния горных пород на образцах и в массиве.— В кн.: Борьба с внезапными выбросами угля и газа в шахтах. М. Изд-во АН СССР, 1956.
- Турчанинов И. А., Панин В. И. Оценка эффективности ультразвукового метода определения напряжений в массиве горных пород.— Изв. АН СССР. Сер. физика Земли, 1969, № 6.
- Широкова Е. И. Общие закономерности в ориентации главных напряжений в очагах землетрясений Средиземноморско-Азиатского сейсмического пояса.— Изв. АН СССР. Сер. физика Земли, 1967, № 1.
- Nur A., Simmons G. Stress-induced velosity anisotropy in rock: an experimental study.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74.

ВНИИгеофизика

Статья поступила 30 декабря 1975 г. Март — Апрель

1977 г.

УДК 550.836(262.5)

## Г. И. БУАЧИДЗЕ

# ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ И ВОПРОСЫ ЕЕ ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Рассмотрены все кондиционные замеры тепловых потоков со дна Черного моря (76 станций), в результате чего в глубоководной части выделяются две большие изометрические области пониженных значений с узкой (до 30 км) меридиональной зоной высоких величин между ними. Совместное рассмотрение геофизических и геологических данных позволяет предположить генетическую схему, отвечающую геотермическим условиям. Черноморская впадина представляется глубоко эродированным массивом Понтид герцинского возраста, испытывающим интенсивное прогибание с конца мезозоя в результате наличия уплотненной зоны в верхней мантии.

Черноморская впадина — один из наиболее интересных участков альпийского Средиземноморского пояса. Строение земной коры Черного моря и ее обрамления описаны многими исследователями (Балавадзе, Шенгелая, 1969; Гаркаленко, Пустыльников, 1967; Гончаров и др., 1966; Лебедев, 1965, 1966; Лебедев и др., 1967; Миндели, Непрочнов, 1965; Сологуб, 1968; Субботин, 1965; Чекунов, Рябчун, 1971, и др.).

Наиболее характерная черта этого региона — субокеанический тип земной коры для центральной (глубоководной) части, где осадочный слой мощностью до 14 км ( $V_r = 1,6-4,5 \ \kappa m/ce\kappa$ ) лежит на утоненном (до 6 км) «базальтовом» слое ( $V_r = 6,6-7,0 \ \kappa m/ce\kappa$ ). Соответственно мощность земной коры составляет 18—25 км и граница раздела ( $V_r \ge 8,0 \ \kappa m/ce\kappa$ ) здесь приподнята. В периферических частях акватории мощность «базальтового» слоя увеличивается, появляется «гранитный» слой ( $V_r = 6,0-6,3 \ \kappa m/ce\kappa$ ), уменьшается мощность осадочного слоя, и в обрамлении Черного моря мощность коры достигает «нормальных» величин 40—45 км.

Для объяснения происхождения Черноморской впадины предложены самые различные гипотезы. Согласно им, возраст этой мегаструктуры колеблется от четвертичного до палеозойского или даже докембрийского (Милановский, 1967). В настоящее время чаще называют промежуточные значения: конец мезозоя (Brinkman, 1974), ранний палеоген (Адамия и др., 1974), конец палеогена (Муратов, Непрочнов, 1967; Чекунов, 1970). Столь же разнообразны и предположения о механизме формирования субокеанической коры. Ее рассматривали и как реликт древней океанической коры (Милановский, 1967), и как «материнский геосинклинальный прогиб» (Муратов, 1949), и как «океан в миниатюре» (Муратов, 1955), и как рифтовую структуру (Милановский, Хаин, 1963; Адамия и др., 1974), и как результат базификации континентальной коры (Белоусов, 1966; Субботин и др., 1968), и, наконец, как результат глубокой эрозии (Erickson, Simmons, 1974).

Попытаемся рассмотреть эти вопросы в свете выявленных закономерностей теплового поля Черноморской впадины и ее обрамления. На схематической карте (рисунок) показаны все имеющиеся на сегодняшний день кондиционные замеры тепловых потоков (76 станций), взятые из опубликованных работ (Сысоев, 1967; Любимова, Савостин,



Схема тепловых потоков акватории Черного моря 1 — положительные магнитные аномалии, 2 — область отсутствия «гранитного» слоя; 3 — 6 — значения тепловых потоков в пределах акватории Черного моря по данным: 3 — Н. Н. Сысоева (1961), 4 — Эриксона и Симмонса (Erickson, Simmons, 1974), 5 — Е. М. Любимовой и Л. А. Саво-стина (1973), 6 — по результатам работ автора; 7 — значения сухопутных измерений тепловых потоков, 8 — прибрежный северо-восточный прогиб, 9 — область пониженных значений, 10 — область высоких значений теплового потока

1973; Буачидзе и др., 1973; Erickson, Simmons, 1974) и наших последних данных.

Измеренное среднее значение составляет 1,0 *HFU*. При этом распределение не зависит ни от глубины моря (среднее внутри изобаты 2000 M - 0,96 *HFU*, вне — 1,1), ни от типа коры (средние значения потоков практически не отличаются для областей развития и отсутствия «гранитного» слоя). Распределение симметрично и в плане — западная и восточная части (разделенные Ялтинским меридианом) имеют средние значения соответственно 0,95 и 1,1 *HFU*.

На общем фоне ( $\bar{q}$  = 1,0 *HFU*) в глубоководной части, заполненной наиболее мощными осадочными отложениями, выделяются две большие изометрические области пониженных значений теплового потока: западная ( $\bar{q}$  = 0,5) и восточная ( $\bar{q}$  = 0,7) с поперечной узкой (30—50 км) центральной зоной высоких ( $\bar{q}$  = 1,4 *HFU*) значений между ними. Продолжением последней на севере служит Ялтинская область  $(\bar{q}=1,5 \ HFU)$ , развитая в зоне эпицентров современных интенсивных тектонических движений. В региональном плане можно отметить связь повышенных плотностей (q>1,0 HFU) с положительными магнитными аномалиями. Даже в районах пониженных потоков соседство с положительной магнитной аномалией повышает значения q до 0,8 HFU. Если учесть природу магнитных аномалий (приуроченность к «базальтовому» слою), то становится понятным распространение этих явлений на всей акватории. Области повышенных потоков, вероятно, имеют тектонический характер и приурочены к длительно живущим глубинным разломам, выделяемым Т. С. Лебедевым (1965): центральная зона расположена между Одесско-Анкарским и Криворожско-Самсунским, а восточная — в зоне Южно-Черноморского глубинного разлома. Можно отметить также совпадение центральной зоны с линией раздела Черноморской впадины на западный и восточный секторы по особенностям геофизических полей и глубинного строения земной коры (Маловицкий и др., 1975). Вытянутая вдоль северо-восточного побережья Черного моря зона пониженных значений тепловых потоков совпадает с интенсивной отрицательной магнитной аномалией. Сейсмическое профилирование показывает здесь наличие заполненного молодыми осадками прогиба, со стороны моря ограниченного складчатыми поднятиями и диапировыми (?) структурами (Ross, Degens, 1974). Эта зона хорошо выделяется в районе Геленджика (Любимова, Савостин, 1973) и тянется на юго-восток, заканчиваясь севернее Батуми, где по сейсмическим данным отмечается выход фундамента. Возможно, что южным ограничением зоны служит продолжение Аджаро-Триалетской складчатой зоны, которая трассируется повышенными значениями теплового потока, прослеживающимися до границы области отсутствия «гранитного» слоя (см. рисунок).

Вопрос о средней величине теплового потока со дна Черного моря достаточно сложен. Первые, завышенные его значения, полученные Н. Н. Сысоевым (для донных осадков им принималось  $\lambda = 4KU$ ), в интерпретации Е. А. Любимовой (1966) дали среднее  $\bar{q} = 0,87$  HFU. Е. А. Любимова (1968) приводит также интервалы средних значений для центральной части (0,9—1,2 HFU) и для кавказского побережья Черного моря (0,6—1,0 HFU). Т. С. Лебедев и его соавторы (1967) внесли поправки на скорость осадконакопления и рефракцию тепла, как результат контрастности кристаллических пород окружения и мощных осадков, и получили среднее 1,2—1,6 HFU. В работе Е. А. Любимовой и И. С. Фельдмана (Lubimova, Feldman, 1970) среднее значение составляет 0,97 HFU. Учитывая поправку на скорость осадконакопления (Любимова и др., 1973), интервал среднего значения составляет 1,7—2,2 HFU в случае возраста дна моря 50—100 млн. лет. Подобное значение (2,2 HFU) после поправок приводят и А. Эриксон и Г. Симонс (Erickson, Simmons, 1974). Как видим, имеется тенденция к увеличению значения среднего, но неопределенность скорости осадконакопления делает эти построения малоубедительными. Трудно объяснима в последних моделях и аномальная величина мантийной составляющей теплового потока ( $q_m > 1,5 \ HFU$ ) и вытекающие отсюда высокие (около 700° C) температуры в основании осадочного слоя на всей акватории. Никак не укладываются в эту картину и чередующиеся в глубоководной части области высоких и низких значений теплового потока, средние по которым различаются более чем в 3 раза.

Главным в этом вопросе является следующее обстоятельство. Черноморская впадина резко делится на центральную (глубоководную) и периферийную области, которые имеют различную геологическую историю (Милановский, 1968) и, как показано выше, разное строение земной коры. Равенство измеренных значений тепловых потоков в существенно различных частях должно указывать на различие процессов генерации и перераспределения тепла. Поэтому некорректно оперировать общим средним. Более правомерно рассматривать средние величины для отдельных областей и даже некоторых аномальных районов.

Сначала рассчитаем истинные значения тепловых потоков, внеся соответствующие поправки. Главной из них будет поправка на скорость осадконакопления, которую определим дифференцированно в зависимости от строения осадочной толщи.

Верхний осадочный слой мощностью до 2—3 км ( $V_r$ =1,6—1,8 км/сек) характеризует всю впадину, имеет спокойное залегание и распределен более или менее равномерно, хотя в срединной полосе имеет несколько повышенную мощность (от устья р. Дунай к востоку). Этот слой идентифицируется с антропоген-плиоценовыми отложениями. Скорость его осадконакопления должна составлять 30 см/1000 лет, учитывая мощность неконсолидированной толщи. Поправка составит 15%. Зависимости величин поправок от скорости осадконакопления взяты из работ Р. И. Кутаса и В. В. Гордиенко (1971), Е. А. Любимовой (1968), Е. А. Любимовой и др. (1973).

Вниз по резрезу этот слой ограничивается преломляющей поверхностью с V<sub>r</sub>=3,0 км/сек (d<sub>1</sub><sup>ос</sup> по А. Ф. Непрочновой). Между этой поверхностью и нижним осадочным слоем с V<sub>r</sub>=4,0-4,5 км/сек развита мощная (до 8 км в центральной части) толща со средней скоростью  $\overline{V}_{\mu\pi} = 3.2 \ \kappa m/ce\kappa$ , возраст которой определяют от олигоцена (майкопская серия) до понта-меотиса. В периферийных частях (кроме полосы между Крымом и Кавказом) мощность среднего слоя уменьшается до нескольких километров. А. Ф. Непрочнова, Ю. П. Непрочнов и И. Н. Ельников (1966) допускают возможность значительной мощности нижнего осадочного слоя, к которому относят породы палеогена — мела, а местами также юры и, возможно, верхнего палеозоя (?). По закономерностям изменения пластовых скоростей с глубиной в центральной части впадины и ее окружении (Чекунов, Рябчун, 1971) нижние несколько километров осадочной толщи с  $\overline{V}_{nn}$  = 4,0 км/сек могут быть отнесены к эоцену верхнему мелу. В периферийных частях эта толща входит в складчатый комплекс, который ниже имеет преломляющие горизонты с V<sub>r</sub>=5,0-5,5 км/сек (по КМПВ). Подобные поверхности исчезают из разреза при переходе к глубоководной части. Таким образом, скорость осадконакопления в центральной зоне (с учетом неконсолидированной мощности) будет 20 см/1000 лет и поправка составит 50%. Для периферийных частей, учитывая общее сокращение мощности и участие нижних слоев в складчатом комплексе, поправка составит 15%. Наконец, для всей впадины необходимо принять 15% в виде корректива на контрастность теплопроводности пород (модель заполненной осадками хемиэллипсоидной депрессии, Von Herzen, Uyeda, 1963). Суммируя, получаем поправки: для глубоководной части — 80%, для периферии — 45%. Исправленные

значения тепловых потоков приведены в таблице. Там же указаны результаты расчета части тепла, генерируемого в земной коре, и как разница — мантийная составляющая теплового потока.

При расчетах средние значения теплогенерации взяты из работ Р. И. Кутаса и В. В. Гордиенко (1971), Р. Бринкмана (Brinkman, 1974) и В. В. Гордиенко (1975) и составляют: для «базальтового» слоя 0,015 *HFU/км*, для «гранитного» 0,04 *HFU/км* и для осадочной толщи 0,038 *HFU/кг*. Отметим здесь же, что Н. И. Аршавская (1973) и А. Д. Дучков с соавторами (1972) получили очень низкие значения  $q_{рад}$  из-за уменьшенных по сравнению с кларковыми содержаний радиоактивных минералов в породах Камчатки и Балтийского щита.

		Составляющие		
Регионы	Суммарное q, HFU		мантий- ная	
Черноморская впадина: а) глубоководная часть:				
1) области с низким q	1,1	0,7	0,4	
2) » с высоким $\overline{q}$ б) периферийные части:	>2,0	0,7	>1,0	
3) области с низким $\overline{q}$	1,2	0,8	0,4	
4) » с высоким q Окружение впадины:	>2,0	1,0	>1,0	
тая зона 6) Грузинская глыба	2,1 1,2	$1,1 \\ 0,9$	1,0	
7) Южный склон Большого Кавказа 8) Скифская плита	1,8 1,2	1,1 0,8	0,7	

Значения теплового потока впадины Черного моря и области ее окружения

Б. Г. Поляк и Я. Б. Смирнов (1966), Р. И. Кутас и В. В. Гордиенко (1971), а также Е. А. Любимова с соавторами (1973) показали, что для всех докембрийских щитов характерно значение мантийной составляющей  $q_m = 0,15 \, HFU$  с небольшим разбросом. Они же отметили характер зависимости этой величины от возраста складчатости того или иного региона. В дальнейшем В. В. Гордиенко (1975) разработал вопросы тепловых аномалий в геосинклиналях и показал, что  $q_m$  достигает максимума ( $\geq 1,0 \, HFU$ ) через 40 млн. лет, около 0,3 HFU через 300 млн. лет и около 0,15 HFU через 500 млн. лет после начала складчатости. Хорошее соответствие с этим положением дают значения теплового потока для территории (см. таблицу), которые согласуются с фактическими данными А. Д. Дучкова и др. (1972) по Камчатке и В. В. Гордиенко (1975) по различным регионам мира. Лишь Н. И. Аршавская (1973) приводит очень высокие значения  $q_m = 0,5 - 0,7 \, HFU$  для Балтийского щита (районы Печенги и Риколатвы), причины чего разбирались выше.

По аналогии с другими регионами большую часть глубоководной и периферийной областей Черноморской впадины, где  $q_m = 0,4 \, HFU$  можно отнести к герцинской складчатости, что сближает их с Грузинской глыбой ( $q_m = 0,3 \, HFU$ ) и Скифской плитой ( $q_m = 0,4 \, HFU$ ). Области с высокими  $q_m \ge 1,0 \, HFU$ , приуроченные, как отмечалось выше, к узким зонам глубинных разломов, отражают их термический режим в неотектоническую стадию. К этому времени уже преобладают меридиональные направления. Как пример работ по областям обрамления, можно привести исследования Е. И. Широковой (1961) напряжений главного ялтинского землетрясения. На их основе А. М. Артамонов построил модель смещения в виде вертикального сброса меридионального направления,

что подтверждается также схемой расположения гипоцентров землетрясений, составленной А. Я. Левицкой (1961).

Можно считать установленным, что на месте Черноморской впадины в течение длительного времени существовал источник сноса материала в геосинклинали Крыма, Кавказа и Анатолии (Милановский, 1967; Муратов, Непрочнов, 1967; Чихрадзе, 1969; Brinkman, 1974; Адамия и др., 1974). Эту сушу («понтиды» или Понтийско-Закавказский срединный массив, по Ш. А. Адамия и др.) слагали породы позднебайкальской (аналогичные образованиям Крымско-Северо-Кавказского срединного массива) и герцинской складчатости, что доказывается радиологическим возрастом гранитов галечного материала комплекса мыса Меганом (рифей и пермь). Хотя Е. Е. Милановский (1968) считает их источником узкую Туакскую геоантиклиналь, погруженную в мезозойское время в район современной шельфовой зоны к югу от Гурзуфа — Алушты, многие реконструкции доказывают широкое развитие этих пород на большей части впадины.

Дальнейшее преобразование этой области в современную впадину с субокеанической корой различные авторы представляют по-разному, о чем уже говорилось выше. Наиболее распространенным является представление о спрединге (рифтообразовании). Кроме геотермических данных (отсутствие близ широтной зоны высоких значений тепловых потоков) против этого механизма говорят параллельность осей магнитных аномалий Кавказскому и Понтскому хребтам, изменение в центральной впадине их направлений на близмеридиональное, постепенное уменьшение мощности «гранитного» слоя. Переход магнитных аномалий из периферии в «безгранитную» область должен указывать на то, что процессы формирования «базальтового» слоя были общими для разнородных участков, ибо верхние кромки тел, рассчитанные по этим аномалиям, приурочены именно к поверхности «базальтового» слоя (Маловицкий и др., 1975). Отсутствие значительной (около 250 мгл) аномалии силы тяжести в центральной зоне Черноморской впадины, которая предполагалась в результате рассмотрения строения земной коры, можно объяснить наличием неоднородности (уплотненной зоны) в пределах верхней мантии (Субботин, 1965). Это обстоятельство указывает на главную причину образования глубоководной впадины.

В. В. Гордиенко (1975), рассматривая различные схемы мантийных процессов геосинклинального цикла, показал, что полиморфно-конвекционный (адвекционный) механизм наиболее полно отвечает требованиям геотермии. Согласно этой схеме, прогибание вызывается уплотнением вещества мантии в результате различных переходов (например, оливин — оливиновая шпинель) из-за изменения термодинамических условий. Этот процесс изотермичен, и изменения тепловых потоков на стадии прогибания не происходит. Во второй стадии главенствует адвективное перемещение подкорового вещества, которое вызывает увеличение тепловых потоков, проявляющееся на поверхности, как уже отмечалось выше, с закономерным смещением во времени.

Схема формирования Черноморской впадины представляется следующим образом. В течение всего палеозоя под центральной частью Черного моря существовал восходящий ток конвективного движения мантийного вещества, который сформировал Понтийский массив со складчатостью герцинского возраста, с чем согласуется величина мантийной составляющей теплового потока большей части впадины. Во время складчатости и некоторое время после нее «базальтовый» слой центральной зоны находился в пластическом состоянии. Под влиянием тока вещества здесь происходило выгибание поверхности Мохоровичича и утонение этого слоя. Длительное воздымание понтид сопровождалось глубоким прогибанием на севере и юге (Крымско-Кавказская и Анатолийская геосинклинали), что способствовало интенсивной эрозии, унич-

тожившей весь «гранитный» слой. В дальнейшем, вероятно, в конце мезозоя, происходит изменение ротационного режима, что вызывает начало полиморфного перехода. В верхней мантии образуется уплотненная зона, уменьшается объем и начинается прогибание со все возрастающей скоростью, на что указывает строение осадочной толщи. Эта стадия (прогибание) не вызывает тепловых аномалий. Почти одновременно на севере и юге воздымаются горные страны, питающие возникший бассейн продуктами дезинтеграции пород. На последней стадии во всем регионе преимущественное развитие получают меридиональные разрывы, по которым и происходят нисходящие движения отдельных блоков. Возможно, что центральная зона повышенных значений тепловых потоков во впадине трассирует ныне живущий меридональный глубинный разлом.

#### Литература

- Адамия Ш. А., Гамкрелидзе И. П., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря.— Геотектоника, 1974, № 1.
- Аршавская Н. И. Сравнение радиогенного теплового потока в земной коре Балтийского шита и Камчатки. В сб.: Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. М., «Наука», 1973.
- Балавадзе Б. К., Шенгелая Г. Ш. Основные черты структуры земной коры Большого Кавказа по гравиметрическим данным.— Докл. АН СССР, 1969, т. 136, № 6. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966. Буачидзе Г. И., Буачидзе И. М., Шаоршадзе М. П., Шелягин В. А. Тепловой поток с при-
- брежной полосы Черного моря и прилегающей территории Грузии. В сб.: Тепловые потоки из коры и верхней мантии. М., «Наука», 1973.
- Гончаров В. П., Непрочнова А. Ф., Непрочнов Ю. П. Геоморфология дна и глубинное строение Черноморской впадины.— В сб.: Глубинное строение Кавказа. М., «Наука», 1966.
- Гаркаленко И. А., Пустыльников М. Р. Основные черты глубинного строения северного Причерноморья и западного Предкавказья. – Геофиз. сб. АН УССР, 1967, вып. 20. Гордиенко В. В. Тепловые аномалии геосинклиналей. Киев. «Наукова думка», 1975. Дучков А. Д., Кренделев Ф. П., Пузанков Ю. М., Бобров В. А. Роль радиогенного теп-

- ла в общем тепловом потоке Камчатки.— Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 2. Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Тепловое поле Украины. Киев, «Наукова думка», 1971. Лебедев Т. С. Зоны основных глубинных разломов Черноморского региона.— В сб.: Строение нефтегазоносных провинций по геофизическим данным. Киев, 1965.

- Лебедев Т. С. Земная кора Черного моря. Геофиз. сб. АН УССР, 1966, вып. 15. Лебедев Т. С., Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Геофизические исследования строения земной коры юго-восточной Европы. М., «Наука», 1967.
- Левицкая А. Я. Сейсмичность Крыма. В кн.: Землетрясения в СССР. М., Изд-во АН CCCP, 1961.
- Любимова Е. А. Морские геотермические исследования и данные о тепловом потоке в бассейне Черного моря.— В сб.: Строение Черноморской впадины. М., «Наука», 1966. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968.
- Любимова Е. А., Савостин Л. А. Тепловой поток в центральной и восточной частях Чер-
- ного моря.— Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 2. Любимова Е. А., Александров А. Л., Дучков А. Д. Методика изучения тепловых пото-
- ков через дно океанов. М., «Наука», 1973. Маловицкий Я. П., Белокуров В. С., Непрочнов Ю. П. Комплексное геофизическое райо-нирование Черноморской впадины и структур ее обрамления. В кн.: Земная кора и история развития Черноморской впадины. М., «Наука», 1975.

Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1963.

Милановский Е. Е. Проблемы происхождения Черноморской впадины и ее место в структуре Альпийского пояса.- Вестн. МГУ, Сер. геол., 1967, № 1.

- Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., «Недра», 1968. Миндели П. Ш., Непрочнов Ю. П. Определение области отсутствия гранитного слоя в Черноморской впадине по данным ГСЗ и сейсмологии — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 2
- Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной областиюга Европейской части СССР и сопредельных стран. В кн.: Тектоника СССР, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1949.
- Муратов М. В. История тектонического развития глубокой впадины Черного моря и ее
- Возможное происхождение. Бюл. МОИП. Отд. геол., 1955, т. 30, вып. 5. Муратов М. В., Непрочнов Ю. П. Строение дна Черноморской котловины и её проис-хождение. Бюл. МОИП. Отд. геол., 1967, т. 30, № 5. Непрочнова А. Ф., Непрочнов Ю. П., Ельников И. Н. Строение осадочной толщи глубо-

ководной впадины Черного моря к югу от Крыма.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1966, № 7.

Лоляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Тепловой поток континентов. — Докл. АН СССР, 1966, т. 126, **№** 2.

Соллогуб В. Б. О природе сейсмических границ земной коры. -- Геофиз. сб. АН УССР, 1968, вып. 25.

Субботин С. И. Строение земной коры впадины Черного моря, причины и схема ее образования. — Геофиз. сб. АН УССР, 1965, вып. 1 (12).

Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Мантия Земли и тектогенез. Киев, «Наукова думка», 1968.

Сысоев Н. Н. О тепловом потоке со дня Черного моря. — Докл. АН СССР, 1961, т. 121, **№** 6.

Чекунов А. В. Эволюция земной коры в процессе развития герцинских геосинклинальных прогибов юга Европейской части СССР.— Геотектоника, 1970, № 1.

Чекинов А. В., Рябчин Л. И. Некоторые вопросы формирования Черноморской впадины и ее геотектонические особенности в неогене и антропогене. Геофиз. сб. АН УССР, 1971, вып. 39.

Чихрадзе Г. А. О некоторых особенностях песчаников нижней юры Сванетии.— Сообщ. АН ГССР, т. 56, № 1. Широкова Е. И. О напряжениях, действующих в очагах землетрясений Кавказа и при-легающих районов.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 6.

Brinkman F. Geologic relations between Black Sea and Anatolia.— In: The Black Sea, AAPG, USA, 1974.

Erickson A., Simmons G. Environmental and Geophisical interpretation of heat-flow measurments in Black Sea.— In: The Black Sea. AAPG, USA, 1974.

Herzen von R., Uyeda S. Heat flow through the Eastern Pasific Ocean floor.-J. Geophys. Res., 1963, № 68.

Lubimova E., Feldman I. Heat flow, temperature and electrical condactivity of the Grust and Upper Mantle in the USSR.- Tectonophysics, 1970, № 10.

Ross D., Degens E., editors. The Black Sea. AAPG, USA, 1974.

Сектор гидрогеологии и инженерной геологии АН ГрузССР, Тбилиси

Статья поступила 9 декабря 1975 г.

# Март — Апрель

УДК 551.242.053(234.372.3)

## В. Г. ЧЕРНОВ

# СТРОЕНИЕ СЕВЕРОПЕНИНСКОЙ КОРДИЛЬЕРЫ В КАРПАТСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СИСТЕМЕ

Изучение конгломератов Советских Карпат привело автора к выводу, что максимальной дифференциации Карпатская геосинклинальная система достигла в зоцене. В статье детально обосновывается существование в зоцене Северопенинской кордильеры и реконструируются основные черты ее палеогеографии. В строении Северопенинской кордильеры принимали участие протерозойские (?), палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения.

В последние десятилетия на основе изучения главным образом флишевых отложений Большого Кавказа, Карпат и других складчатых областей Н. Б. Вассоевичем (Вассоевич, 1948, 1951); В. Е. Хаиным (1950), В. А. Гроссгеймом (1959), Д. К. Балицким (1963), О. С. Вяловым (1967), М. А. Беэром (1968), В. В. Данышем (1969) и мн. др. со всей определенностью была показана ведущая роль внутригеосинклинальных источников сноса флишевых прогибов. В связи с тем, что образование флишевых отложений многие исследователи стали объяснять деятельностью мутьевых потоков (Хаин, 1973), проблема установления внутригеосинклинальных поднятий (кордильер) в значительной степени усложнилась, так как мутьевые потоки нарушают нормальную смену фаций, образующихся при осадочной дифференциации вещества. Так, Л. В. Линецкая и В. Н. Утробин (1971), изучив флишевые отложения северного склона Советских Карпат, пришли к выводу, что в палеогеновый период отсутствовали какие-либо кордильеры или внутренние поднятия выше уровня моря в центральной и северо-восточной частях флишевого трога, а происхождение конгломератов, распространенных в 15 км к юго-западу от края Скибовой зоны, объясняется этими исследователями действием оползней и мутьевых потоков. Эти представления ставят под сомнение ранее выделенные внутригеосинклинальные поднятия без учета значительного перемещения осадков по морскому дну и показывают большую сложность и нерешенность затронутого вопроса.

Среди разнообразных типов осадочных пород для решения поставленных палеогеографических вопросов основное значение принадлежит конгломератам, что давно оценено многими исследователями и с успехом применяется в различных странах. Изучение конгломератов Советских Карпат привело автора к выводу, что максимальной дифференциации Карпатская геосинклинальная система достигла в эоцене (Чернов, 1971). В настоящей статье автор поставил перед собой цель детально обосновать существование в эоцене Северопенинской кордильеры и реконструировать основные черты ее палеогеографии.

Северопенинская кордильера была выделена С. С. Кругловым и С. Е. Смирновым (1967). Она образовалась на границе Пенинской и Драговской структурно-фациальных зон в начале раннего эоцена и просуществовала, вероятно, до конца среднего или начала позднего эоцена, т. е. приблизительно около 20 млн. лет. Существует предположение, что Северопенинская кордильера возникла в позднем мелу, предопределив тем самым различие фаций отмеченных выше зон, но достоверных данных об этом пока нет.

Существование Северопенинской кордильеры подтверждается не только различием фаций эоцена Пенинской и Драговской зон, но и характером распространения драговских и вульховчикских конгломератов, возникших на различных ее склонах и содержащих в своем составе большое количество обломков пород одинакового состава и возраста. Таким образом, в эоценовую эпоху Северопенинская кордильера разделяла Пенинский бассейн на юго-западе от Драговского бассейна на северо-востоке (рис. 1). Для обоснования существования Северопенинской кордильеры в эоцене и ее характеристики необходимо рассмотреть особенраспространения И строения конгломератов, возникших ности результате разрушения этого участка суши.

В пределах Драговского бассейна в эоценовую эпоху происходило образование отложений драговской свиты, представленной серыми среднеи грубозернистыми толстослоистыми песчаниками с пакетами мелкоритмичного флиша и разногалечных и гравийных конгломератов общей мощностью до 1000 м (Кульчицкий, 1957; Круглов, Смирнов, 1967; Беэр, 1968, Смирнов, 1971). Интересующие нас конгломераты в районе г. Перечин изучались Л. В. Линецкой и Л. Г. Даниловичем (1965), которые рассматривали их в составе магурского флиша. Затем М. А. Беэр (1968) доказал, что рассматриваемые конгломераты принадлежат драговской свите и распространены от бассейна р. Уж на северо-западе до бассейна р. Теребля на юго-востоке. Специальное изучение драговских конгломератов было проведено автором.

Конгломераты приурочены в основном к низам свиты и вместе с толстослоистыми разнозернистыми песчаниками образуют самостоятельную песчано-конгломератовую толщу, по возрасту относимую к среднему эоцену. Наиболее крупнообломочные разности приурочены к юго-западному борту прогиба, так что в северном и юго-восточном направлениях они фациально замещаются разнозернистыми толстослоистыми песчаниками и пачками среднеритмичного флиша. Суммарная мощность только конгломератовых слоев не превышает 50 м, причем мощность отдельных слоев меняется от 1 до 10 м, но чаще встречаются слои мощностью 2— 4 м. С северо-запада на юго-восток вдоль прогиба суммарная мощность конгломератовых слоев уменьшается до 10-15 м, в этом же направлении заметно уменьшаются удельный объем галечных фракций и средний размер обломков. По форме тела конгломераты образуют линзы среди песчаников, чаще крупнозернистых, с которыми обычно связаны постепенными переходами. Наибольший удельный объем конгломератовых фракций (до 65—70%) наблюдается в северо-восточной части прогиба. Среди конгломератов присутствуют главным образом мелкогалечные и гравийные разности. Во всех изученных обнажениях конгломераты более чем на половину, а иногда на 90% сложены обломками величиной до 4 см. Средний размер обломков не превышает 2,8—4,6 см в диаметре. Максимальная величина обломков достигает 24 см, количество их, как правило, не превышает 1%. Наиболее грубые разности конгломератов (с отдельными крупными гальками и валунами) приурочены к нижним горизонтам драговской свиты в бассейне р. Уж. Сортировка обломков по размеру меняется от 1,15 до 1,65: она улучшается как вверх по разрезам, так и в юго-восточном направлении. Окатанность обломков очень изменчива (от 0 до 100%). Наиболее высокий процент окатанности имеют обломки жильного кварца, кварцитов, реже гнейсов, андезитов, липаритов и мраморов. Значительно хуже окатаны обломки кремней, песчаников, алевролитов, аргиллитов, сидеритовых конкреций, кварцевосерицитовых и кварцево-мусковитовых сланцев. Средним процентом окатанности обладают обломки различных известняков, гранитов и из-



Рис. 1. Палеогеографическая схема эоценовой эпохи района Северопенинской кордильеры.

1 — суша (Северопенинская кордильера), 2 — песчаный флиш, драговская фация, 3 — пестоцветный флиш, вульховчикская фация, 4 — песчано-аргиллитовый флиш, подгальская фация, 5 — валунные и галечные конгломераты, 6 — гравийные конгломераты, 7 — состав конгломератов (1 кварц, 2 — магматические и пирокластические породы, 3 — гнейсы, 4 — кристаллические сланцы, 5 — кварциты, 6 — мраморы, 7 — известняки и мергели, 8 — песчаники, алевролиты и аргиллиты, 9 — кремни, 10 — сидеритовые конкреции), 8 — граница литофаций, 9 — мощность отложений, в скобках — мощность конгломератов, 10 — ориентировка плоских галек. 11 — направление сноса обломочного материала. В пределах Северопенинской кордильеры для ориентации показаны отрезки современных рек вестковистых песчаников. Форма обломков очень разнообразна, но наиболее часто встречаются эллипсоидальная, округлая, уплощенная, лепешковидная формы.

Большое значение для характеристики состава и возраста пород, слагающих Северопенинскую кордильеру, имеет петрографический состав обломков в конгломератах. Изучение его вводит исследователя непосредственно в петрографию питающей провинции.

Состав драговских конгломератов (таблица) представлен магматическими (до 6%), метаморфическими (до 45%), осадочными (до 42%) и жильными (до 50%) породами. Основная роль в строении конгломератов принадлежит обломкам жильного кварца (26—50%), кварцитов (11—55%) и известняков (3—35%). Обломки других пород в сумме очень редко составляют 15—20%, обычно менее 10%.

Обломки магматических пород представлены гранитами, липаритами, андезитами и диабазами, в сумме не превышающими 10%. Граниты розовые и серые, сложены калиевым полевым шпатом, часто микроклином (40%), биотитом (до 5-7%), мусковитом (2-3%). Чаще встречаются граниты без вторичных изменений, однако есть разности, испытавшие действие динамометаморфизма и обладающие гнейсовидной текстурой с признаками катаклаза. Структура гипидиоморфно-зернистая, текстура массивная или гнейсовидная. Липариты состоят из вкрапленников кварца, ортоклаза, санидина, плагиоклаза (олигоклаза) и биотита. Размеры вкрапленников, как правило, не превышают 2 мм в диаметре. Основная масса афанитовая и состоит из кварца и микролитов плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Структура порфировая. В андезитах основная часть вкрапленников сложена мелкокристаллическим сдвойникованным плагиоклазом основного состава, реже встречается гиперстен. Основная ткань породы\_состоит из лейстов плагиоклаза, пироксена и вулканического стекла. Структура порфировая. Основные породы представлены редкими обломками сильно измененных диабазов, сложенных альбитом и хлоритом. Из второстепенных минералов присутствуют магнетит и апатит.

Обломки метаморфических пород представлены гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами и мраморами. Среди них основное значение принадлежит кварцитам, которые представлены несколькими разновидностями: мономинеральные сливные, темно-серые и черные и слюдистые, в которых мусковита содержится до 8%, иногда присутствуют плагиоклаз и рассеянный рудный минерал. Обломки гнейсов местами составляют до 5% и присутствуют во всех изученных разрезах драговских конгломератов. Гнейсы сложены кварцем, микроклином, плагиоклазом (альбит), биотитом и мусковитом. Встречаются разности как двуслюдяные, так и с одним мусковитом или биотитом. Структура гетеролепидогранобластовая, текстура, гнейсовидная. Среди кристаллических сланцев установлены кварцево-мусковитовые, кварцево-серицитовые и кварцевые сланцы с биотитом, мусковитом и гранатом. Обломки мраморов встречаются очень редко. Они белые, желтоватые или розовые, мелко- и среднезернистые, сложенные кальцитом; среди акцессорных минералов — кварц, мусковит и единичные зерна полевого шпата. Структура гетерогранобластовая, текстура полосчатая.

Значительное разнообразие наблюдается среди пород осадочного происхождения. Гравелиты встречаются редко, состав их обычно кварцевый. Песчаники местами составляют 16%, они полимиктовые и содержат зерна кварца, кварцитов, полевых шпатов и органогенных известняков. Количество алевролитов и аргиллитов достигает 6,5%; по составу они кварц-полевошпатовые с примесью мусковита, хлорита, обломков известняков. Обломки сидеритовых конкреций местами составляют 5%. Перечисленные осадочные породы представляют собой переотложенный флишевый материал. Карбонатные породы представлены доломитами, мергелями и известняками. Среди известняков по возрасту различаются окварцованные, условно относимые к триасу, светло-серые пелитоморфные с титон-берриасскими видами микрофауны, верхнемеловые с глоботрунканами и палеогеновые органогенно-обломочные, состоящие из фрагментов кораллов, мшанок и литотамниевых водорослей. В количественном отношении среди известняков значительно преобладают пелитоморфные титон-барремского возраста, принадлежащие, вероятно, свалявской свите. Из этой же свиты предположительно происходят и обломки кремней, которые иногда составляют до 3% объема конгломератов.

	Драговские конгломераты				Лужанские конгломераты				
Породы	бассейн р- Уж								р. Боль-
	с. Симер			с. Заречье		бассейн р. Сва-	бассейн р- Бор-	р. Лу- жанка	шая - Уголь
	слой 2	слой 8	слой 10	слой І	слой 3	лява	жава		ка
Жильный квари	38	31	44	26	37	49	46		1
Граниты и гранолиориты	3	3	$\overline{2}$	_	1	6	2	1	4
Липариты и кваршевые	$\overline{2}$	2	$\overline{2}$	1		_	1	6	Ī
порфиры	_		_	_		l —	_	2	Î.
Лиориты			8	2	1	1	0.5	0,5	0.5
Анлезиты и лиабазы	36	30	35	19	24	11	42	15	60
Кварциты	1	3	3	3	- 1	_		_	
Кристаллические сланцы	- 1	3	2,5	1	2	5	1	_	
Гнейсы	l →	1	- 1	-	] —		0,5	_	
Мраморы	—	1		1	- 1	1	0,5	—	1
Конгломераты и граве-									
литы	3	12	2	8	16	5	2	2	4
Песчаники	—		0,5	0,5		6,5	0,5		-
Аргиллиты и алевролиты	17	16	-	35	10	15	3	60,5	26
Известняки, доломиты.		4		2	5				
	_			5		1 <sup>1</sup>		_	
Сидеритовые конкреции Кремни	<u> </u>	-	-	0,5	3	0,5	-	13	2

Состав	драговских	и л	vжанских	конгломе	ратов (	í%`
<b>UULIAB</b>	Abai Aperuv	<b>M</b> 41	ymanekna	ROUT STOMC	paios (	ι <i>Ι</i> υ

Наличие остатков нуммулитов в отложениях драговской свиты, хорошая сортировка обломочного материала приводят к выводу, что рассматриваемые конгломераты (или первичные галечники) образовались в прибрежно-морских условиях, в непосредственной близости к области суши. Так как главное сечение большинства галек и крупных обломков в первичном залегании падает на северо-восток, то это дает основание полагать, что береговая линия простиралась с северо-запада на юговосток, а область суши, служившая источником сноса обломочного материала, располагалась на юге. Этот вывод о местоположении области суши подтверждается, как было показано выше, и изменением фаций. Распространение конгломератов драговской свиты в виде линз общекарпатского простирания связано, вероятно, с геологической деятельностью горных рек, которые протекали в пределах области сноса и выносили в морской бассейн большое количество крупнообломочного материала, перераспределенного затем в прибрежно-морских условиях. Роль абразии в формировании крупнообломочного материала была значительно меньше, что подтверждается большим петрографическим разнообразием состава конгломератов.

К югу от Северопенинской кордильеры в эоценовую эпоху раснолагался Пенинский бассейн, который в южном направлении, вероятно, сливался с Закарпатским. В этих бассейнах накапливались отложения вульховчикской и вульшавской (подгальский флиш) свит. Конгломераты вульховчикской свиты в настоящее время известны только на участке междуречья Теребли и Лужанки. Эти конгломераты залегают в основании свиты и образуют базальный горизонт, названный И. Д. Гофштейном и Н. В. Дабагян (1967) «лужанским»; он с резким угловым несогласием лежит на сильно размытой поверхности меловых пород. Выше по разрезу конгломераты сменяются пачками песчаников с прослоями гравийных конгломератов, а затем тонкоритмичным зеленовато-серым, иногда пестроцветным флишем. Таким образом, вверх по разрезу свиты количество крупнообломочного материала уменьшается. Общая мощность вульховчикских отложений около 300 м (Круглов, Смирнов, 1967; С. Е. Смирнов, 1971). Конгломераты этой свиты специально изучались И. Д. Гофштейном и Н. В. Дабагян (1967) и В. Г. Черновым (1973).

Лужанские конгломераты мощностью более 50 м распространены по самой северной периферии бассейна. Удельный объем галек и валунов в них меняется от 20 до 60%. Наибольший удельный объем характерен для нижних слоев горизонта. Конгломераты в основном мелко- и среднегалечные, редко с отдельными валунами и линзами песчаников и алевролитов. Средний размер обломков, по данным опробования, составляет 5-5,2 см, что соответствует среднегалечному классу. Гранулометрический анализ показывает, что в составе конгломератов обычно преобладают обломки размером до 8 см, более крупные обломки встречаются значительно реже и количество их не превышает 15-25%. Сортировка обломков по величине относительно хорошая, коэффициент сортировки меняется от 1,4 до 1,7, что отвечает, вероятно, условиям, которые существовали в прибрежной зоне моря. Окатанность некоторых гранитов, гранитоидов и кварцитов в среднем высокая и составляет 75—100%. Окатанность обломков известняков очень изменчива: наряду с хорошоокатанными (50-75%) встречаются и плохо окатанные (23-37%) обломки. Некоторые обломки кремней совсем не окатаны. Обломки липаритов и кварцевых порфиров обладают окатанностью от 25 до 75%. Иногда встречаются обломки гранитов с плохой окатанностью (до 37%). Наиболее крупные обломки, размером 16—24 см, представлены юрскими и нижнемеловыми известняками.

Состав лужанских конгломератов представлен магматическими (6— 8,5%), метаморфическими (16—62%) и осадочными (32—75%) породами (см. таблицу).

Обломки магматических пород представлены гранитами, гранодиоритами, кварцевыми порфирами, липаритами, диоритами и диабазами. Граниты и гранодиориты в составе конгломератов составляют 1—4%. Размеры обломков колеблются от 1 до 12 см, окатанность от 37 до 100%. Форма обломков эллипсоидная или округлая.

Обломки метаморфических пород — это разнообразные по цвету кварциты, которые иногда составляют 60% обломочной части конгломератов. Кварциты мономинеральные, с редкими зернами плагиоклаза и мусковита.

Обломки осадочных пород представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками, кремнями, разнообразными известняками и мергелями. Обломки конгломератов светло-розового цвета, мелкогалечные, кварцевые, с кремнистым цементом; встречаются в виде хорошо окатанных, округлых галек размером до 8 см. По своим литологическим особенностям они хорошо сопоставляются с нижнетриасовыми конгломератами, распространенными в Мармарошской зоне и называемыми «конгломератами веррукано». Гравелиты крупно- и среднезернистые, кварцевые. Песчаники среднезернистые, плохо сортированные, состоящие из обломков кварца, кварцитов, известняков и мусковита. Цемент кальцитовый, обильный, базального типа, иногда содержит неопределимые остатки нуммулитов. Большое разнообразие типов характерно для известняков, среди которых установлен мелко- и крупнокристаллические светло- и темно-серого цвета (предположительно среднеюрского возраста), оолитовые (верхняя юра), светло-серые фарфоровидные с калпионеллами (свалявская свита, титон), известняки с кремнями (свалявская свита, титон — баррем), светло-серые органогенно-обломочные известняки урганской фации с орбитолинами, мшанками, губками (баррем — апт). Среди мергелей (до 3%) установлены фукоидные темно-серые (тиссальская свита, апт-сеноман) и красные (пуховская свита, турон — маастрихт). Кроме того, в составе конгломератов содержатся серые мергели и известняки с дат-палеоценовыми и датским комплексами фораминифер. Обломки кремней (2—12%) черные, светло-серые. Вероятнее всего, они происходят из отложений свалявской свиты (титон — баррем).

Местами в конгломератах можно встретить определенную ориентировку галек; первично их длинные оси ориентированы с северо-запада на юго-восток, в соответствии с общекарпатским простиранием отложений. Плоские стороны галек падают под углом 10° относительно плоскости напластования на юго-запад.

Наличие морской микрофауны в цементе конгломератов свидетельствует о морских условиях их образования, что подтверждается и относительно хорошей сортировкой (коэффициент 1,4—1,7), характерной для морского осадконакопления.

Ориентировка галек свидетельствует о том, что образование их происходило в прибрежной зоне моря, а суша, поставлявшая обломочный материал, располагалась севернее, в непосредственной близости от области накопления первичных галечников. Так как конгломераты образуют в основном базальный горизонт и залегают на неровной поверхности меловых отложений, то их образование действием мутьевых потоков полностью исключается. Кроме того, этому противоречит и распространение конгломератов вдоль береговой зоны моря. Основываясь на том, что состав лужанских конгломератов значительно разнообразнее состава подстилающих пород, можно предположить, что галечники формировались не только за счет морской абразии, но и за счет выноса обломочного материала реками, протекавшими по древней суше, и последующего его перераспределения в прибрежной зоне моря.

К третьему комплексу отложений, который формировался за счет разрушения Северопенинской кордильеры, мы относим вульшавскую свиту эоцена (подгальский флиш). Свита была выделена Н. В. Дабагян и др. (1965), а затем описана С. С. Кругловым и др. (1967) и М. И. Петрашкевичем (1971). Только севернее Ужгорода эти отложения обнажаются на дневной поверхности, в других местах они установлены буровыми скважинами в северо-восточной части Закарпатского прогиба, с юга примыкающей к Пенинской зоне. В связи с этим в структурном отношении вульшавская свита относится исследователями к фундаменту Закарпатского прогиба. В районе Ужгорода свита представлена темно-серыми аргиллитами и серыми песчаниками с гравийными конгломератами. С. С. Круглов (1971) указывает на большое содержание в гравийных конгломератах обломков серпентинитов и делает предположение, что за счет размыва ультраосновных пород, по-видимому, произошла и шпинель, количество которой иногда в тяжелых фракциях превышает 80% их объема.

Приведенный материал по литологии конгломератов позволяет не только обосновать существование Северопенинской кордильеры, но и восстановить основные черты палеогеографии эоцена рассматриваемой части Карпатской геосинклинали.

Суша, поставлявшая обломочный материал в Пенинский и Драговский бассейны, представляла собой кордильеру, возникшую по глубинным разломам карпатского простирания. Морфологически она была выражена в виде узкой, линейной вытянутой в субширотном направлении, почти прямолинейной гряды, простиравшейся от бассейна р. Тересва до бассейна р. Уж и уходившей на территорию Чехословакии и Польши. На изученном отрезке в пределах СССР ее длина составляла около 150 км. Если учесть современную ширину Пенинской зоны (до 3 км) и амплитуду перемещения пород по Пенинскому надвигу (до 2 км), то ширина гипотетической кордильеры была не менее 5-7 км. Рельеф в пределах кордильеры в раннем и среднем эоцене был горным и в значительной степени расчлененным. В позднем эоцене высота рельефа постепенно снижалась и, вероятно, не превышала 200 м. Судя по гранулометрическому составу конгломератов, максимальной высоты кордильера достигала в юго-восточном и северо-западном районах, а в центральной части (в междуречье Латорицы и Боржавы) была значительно меньше. Расчлененность рельефа определялась как было показано выше, эрозионной деятельностью рек, которые имели в основном временный сток, зависящий от выпадения атмосферных осадков. Длина рек была небольшой (2—3 км), но со значительным уклоном дна. Наличие большого количества обуглившихся растительных остатков, особенно в отложениях драговской свиты, свидетельствует о том, что склоны кордильеры (особенно северный) были покрыты обильной древесной растительностью.

В строении Северопенинской кордильеры принимали участие протерозойские(?), палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения.

При палеогеографической интерпретации процентного содержания пород в составе конгломератов необходимо учитывать не только их роль в строении конгломератов, но и степень устойчивости пород к истиранию. Так, большое содержание в составе конгломератов устойчивых к истиранию пород (например, жильного кварца, кварцитов и др.) еще не свидетельствует о широком распространении их в коренном залегании питающей провинции, так как в процессах выветривания, переноса и отложения, особенно если они были длительными, происходит обогащение осадка устойчивыми минералами и горными породами. Поэтому для того, чтобы оценить распространение пород в области сноса, необходимо все обломки пород, содержащиеся в изученных конгломератах, разделить по признаку устойчивости к истиранию и выветриванию на две группы. В группу непрочных пород в нашем случае включены все породы осадочного происхождения, включая мраморы и исключая кремни, а в группу прочных к истиранию — обломки пород магматического и метаморфического происхождения. Основываясь на том, что обломки осадочных пород, по возрасту относимые к мезозою и палеоцену, в драговских конгломератах содержатся в количестве от 20 до 42%, в лужанских — местами 25-70%, мы делаем вывод, что наиболее широко в Северопенинской кордильере были распространены осадочные породы мезозоя и палеоцена. В строении как драговских, так и лужанских конгломератов участвует большое количество одинаковых пород, что является одним из косвенных доказательств единства питавшей их петрографической провинции. Наряду с этим имеются и различия в составе этих конгломератов, свидетельствующие о различном строении кордильеры в различных районах. Так, гнейсы, кристаллические сланцы и мраморы слагали главным образом северо-западную часть кордильеры.

Самыми древними породами, слагавшими Северопенинскую кордильеру, были двуслюдяные и биотитовые гнейсы, условно относимые нами к протерозою (рис. 2). Они обнажались в северо-западном районе кордильеры и исключительно по северной периферии. Учитывая, что обломки гнейсов достигают 16 см в диаметре и иногда плохо окатаны, можно заключить, что выходы коренных пород, вероятно, располагались близко к области седиментации. К образованиям палеозойского возраста относятся кварцево-мусковитовые, кварцево-серицитовые сланцы, кварциты, кварцитовидные сланцы с биотитом, мусковитом и гранатом, а также мраморы. Вся палеозойская толща пород, вероятно, была прорвана многочисленными кварцевыми жилами, так как обычно увеличение



Рис. 2. Гипотетические схемы стратиграфии Северопенинской кордильеры. 1 — северо-запад кордильеры: 1 — двуслюдяные гнейсы, 2 — биотитовые гнейсы, 3 — кварциты, 4 — кварцево-мусковитовые сланцы, 5 — кварцитовидные сланцы, 6 — кварцевые жилы, 7 — мраморы, 8 — граниты, 9 — андезиты, 10 — липариты, 11 — известняки, 12 — доломиты, 13 — серпентиниты, 14 — пелитоморфные известняки, 15 — диабазы, 16 — мергели тиссальской свиты, 17 — мергели и песчаники пуховской свиты, 18 — гравелиты, песчаники, аргиллиты с сидеритовыми конкрециями, органогенные известняки

II — юго-восток кордильеры: 1 — кварциты, 2 — кварцевые жилы, 3 — граниты и гранодиориты, 4 — кварцевые порфиры, 5 — липаритовые известняки, 6 — конгломераты, 7 светло-серые и темно-серые кристаллические известняки, 8 — оолитовые известняки, 9 диабазы, 10 — пелитоморфные известняки с кремневыми конкрециями (свалявская свита), 11 — органогенные известняки (ургонского типа), 12 — мергели (тиссальская свита), 13 — красные мергели (пуховская свита), 14 — песчаники, известняки и мергели (ярмутская свита?) обломков кварцитов приводит к увеличению обломков кварца. Породы палеозоя были повсеместно развиты в пределах кордильеры, но обнажались на сравнительно ограниченных площадях.

В строении отложений триасовой системы принимали участие конгломераты типа «веррукано», окварцованные известняки и доломиты. По всей вероятности, эти породы имели крайне ограниченное распространение, а обломки конгломератов, судя по их небольшим размерам и хорошей окатанности, могли быть переотложены из более древних конгломератов.

Стратиграфически выше залегали кристаллические известняки нижней и средней юры, известные в современной структуре Пенинской зоны. Выше их залегали оолитовые известняки, принадлежащие верхнему отделу юрской системы. Гипотетический стратиграфический разрез кордильеры надстраивается пелитоморфными известняками с кремнями свалявской свиты (титон — баррем).

Перечисленные отложения юры и мела имели очень большое значение в строении Северопенинской кордильеры. Высокое содержание обломков этих пород в конгломератах, часто крупные их размеры, иногда слабая окатанность — все это свидетельствует о больших площадях распространения их в области суши и о близком расположении к области седиментации. Не исключено, что местами выходы этих известняков слагали береговые уступы, размываемые действием прибойных волн.

В строении Северопенинской кордильеры принимали участие и органогенные известняки ургонской фации баррема и апта. В настоящее время в Советских Карпатах ургонские известняки установлены нами только в пределах Мармарошской утесовой зоны. Нахождение известняков этого типа в составе лужанских конгломератов свидетельствует об их более широком распространении в эоцене, чем теперь. Выше по разрезу залегали серовато-зеленоватые мергели тиссальской свиты (апт — сеноман), которые в свою очередь перекрывались красными мергелями пуховской свиты (турон — маастрихт). Стратиграфический разрез Северопенинской кордильеры завершался дат-нижнепалеоценовыми мергелями, песчаниками и гравелитами. Отложения мела наиболее широко были распространены в юго-восточной части кордильеры. В геологическом строении кордильеры немаловажную роль играли магматические породы. Интрузивный магматизм проявился внедрением гранитных, гранодиоритных и диоритных интрузий, а также, возможно, ультраосновных интрузий, измененных в серпентиниты. В настоящее время имеется довольно много данных о радиометрическом возрасте обломков гранитоидов, возраст которых определен калий-аргоновым методом в пределах 67—136 млн. лет, что свидетельствует об их меловом возрасте (Бойко и др., 1967). Исходя из общей структуры Пенинской зоны и истории ее геологического развития, меловой возраст внедрения гранитных интрузий мы считаем мало вероятным, так как их внедрение привело бы к существенной перестройке и изменению тектонического режима зоны. что, безусловно, отразилось бы на накоплении осадков. Но на протяжении всего мелового периода в Пенинской зоне происходило медленное и непрерывное осадконакопление. Это ставит под сомнение меловой возраст гранитных интрузий. Представляется более вероятным каменноугольный возраст гранитоидов, установленный в фундаменте Высоких Татр. Условно к пермскому возрасту отнесены липариты, кварцевые порфиры, андезиты. Обломки диабазов, возможно, происходят из выходов верхнеюрских диабазов, известных в настоящее время в Пенинской зоне в районе горы Большой Каменец.

Основываясь на полученных данных по стратиграфии и магматизму, можно выявить основные черты строения и проследить этапы развития Северопенинской кордильеры. Нижний структурный этаж сложен, вероятно, протерозойскими гнейсами, претерпевшими региональный метаморфизм и глубинную складчатость, и соответствует первому этапу развития. Ко второму структурному этажу можно условно отнести породы палеозоя, представленные кварцитами, кварцевыми и кварцево-мусковитовыми сланцами и мраморами. К этому структурному этажу приурочены гранитоидные интрузии и излияния кислых и средних эффузивов. Породы второго этажа, так же как и нижнего, подвергались региональному метаморфизму и глубинной складчатости. Третий структурный этаж охватывает отложения мезозоя и нижнего палеогена и отвечает альпийскому циклу развития. В пределах этого структурного этажа можно выделить несколько подэтажей, отвечающих определенным стадиям развития, но в целом отложения этого этажа характеризуются небольшими мощностями, широким развитием карбонатных и карбонатно-глинистых отложений.

Морские условия осадконакопления в Северопенинской кордильере продолжали существовать в датское и палеоценовое время, они были близки к условиям позднемеловой эпохи. Однако свидетельство этому мы находим лишь в виде обломков в рассмотренных конгломератах зоцена. В ларамийскую фазу складчатости верхнемеловые и нижнепалеоценовые отложения были дислоцированы, а начиная с эоцена, подвергались интенсивному размыву. Эта фаза складчатости и явилась, по мнению С. Е. Смирнова (1971), начальным этапом формирования гигантской тектонической брекчии Пенинской зоны. Во всяком случае к началу эоцена или в конце позднего палеоцена она уже существовала. В раннем эоцене поднятие Северопенинской кордильеры сопровождалось опусканием в южной части Пенинской зоны и значительным опусканием в Драговской зоне. На склонах поднимающейся кордильеры отлагались осадки грубого флиша с пачками и горизонтами конгломератов. Формирование лужанских конгломератов началось несколько раньше, чем драговских, но их суммарная мощность одинакова (50 м). Осадконакопление в Драговском прогибе в эоцене происходило более интенсивно, что привело к накоплению около 1000 м отложений, а в Пенинском и в северной части Закарпатского бассейна приблизительно за такое же время образовалось всего 300 мосадков. Привнос крупнообломочного материала в Драговский бассейн оказался более растянутым во времени, чем в Пенинском бассейне.

Кордильера в течение раннего эоцена, вероятно, имела постоянную тенденцию к поднятию. Но так как вверх по разрезам вульховчикской, драговской и вульшавской свит объем конгломератовых отложений уменьшается и они замещаются гравийными конгломератами, песчаниками, а затем переходят в осадки нормального ритмичного флиша, то можно предположить, что к концу среднего эоцена высота рельефа кордильеры стала уменьшаться в связи с тем, что происходило постепенное затухание восходящих движений. Вертикальные тектонические движения сопровождались, вероятно, высокой сейсмической активностью кордильеры. После окончания геосинклинального развития Северопенинская кордильера вошла в общую структуру складчатой области. К фрагментам южной части Северопенинской кордильеры можно отнести участки Пенинской зоны, выраженной в современной структуре. Северная, более значительная часть кордильеры оказалась опущенной и перекрытой надвигом.

Рассмотренные особенности строения Северопенинской кордильеры приводят к выводу, что она включает элементы как Пенинского пояса, так и Татранской зоны, поэтому такой тип фундамента можно назвать «татранско-пенинским».

- Балицкий Д. К. Основные черты геологического строения и закономерности формирования грубообломочных пород флиша Северо-Буковинских Карпат. Автореф канд. дис., Львов, 1963.
- Беэр М. А. Тектоника юго-западной части Советских Карпат. Автореф. канд. дис., МГУ, 1968.

Бойко А. К., Круглов С. С., Кульчицкий Я. О., Матковский О. И., Мерлич Б. В., Спит-ковская С. М., Фишкин М. Ф., Цьонь О. В., Чеджемов Г. Х. Абсолютная геохронология главнейших комплексов Украинских Карпат. В кн.: Тр. XV сессии комиссии по определению абсолютного возраста геол. формаций, 1967. М., «Наука», 1970. Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. Гостоптехиздат, 1948. Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Гостоптехиздат, 1951. Вялов О. С. О кордильерах в Карпатском флишевом бассейне. Материалы VII съезда

- Карпато-Балканской геологической ассоциации (докл. советских геологов). Киев, «Наукова думка», 1967.
- Гофштейн И. Д., Дабагян Н. В. Лужанский конгломерат верхнепалеоценовая свита Утесовой зоны Карпат. В кн.: Вопросы геологии Карпат. Изд-во Львовск. ун-та, 1967.
- Гроссгейм В. А. Некоторые черты петрографии осадков геосинклинальных формаций.--Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959а, № 7.
- Гроссгейм В. А. Некоторые черты петрографии осадков геосинклинальных формаций. Изв. АН СССР. Сер. геол., 19596, № 7. Дабагян И. В., Кульчицкий Я. О., Лозыняк П. Ю. Литология и стратиграфия мелового и палеогенового чехла зоны Закарпатских утесов. Тр. УкрНИГРИ, вып. 14. М., «Недра», 1965.
- Даныш В. В. Палеокордильеры и структурно-фациальная зональность западной части Советских Карпат.— Материалы VIII съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации (докл. советских геологов). Киев, «Наукова думка», 1969.
- Круглов С. С., Смирнов С. Е. Новые данные о геологическом строении области развития Закарпатских утесов. — Бюл. НТИ ВИЭМС, 1967. Круглов С. С., Смирнов С. Е. Геологическая история области распространения Закар-
- патских утесов в конце мела начале палеогена. В кн.: Вопросы геологии Карпат. Изд-во Львовск. ун-та, 1967.
- Круглов С. С., Смирнов С. Е., Совчик Я. В. Палеоген зоны Подгаля в Советском Закарпатье. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1967, вып. 4. Круглов С. С. Некоторые общие вопросы тектоники Украинских Карпат. — В кн.: Гео-
- логическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. Тр. УкрНИГРИ, 1971, вып. 25.
- Кульчицкий Я. О. Основные черты геологического строения Мармарошской и Пенинской зон Украинских Карпат. В сб.: Вопросы геологии Карпат. Изд-во Львовск. ун-та, 1967.
- Линецкая Л. В., Данилович Л. Г. Про склад конгломератів палеогену зони Магуру біля
- м. Перечин (Закарпаття). Докл. АН УССР, 1965, № 5. Линецкая Л. В., Утробин В. Н. О некоторых особенностях формирования флишевых толщ северного склона Советских Карпат.-- Геол. ж., 1971, № 6.
- Петрашкевич М. И. Геологическое строение Закарпатского внутреннего прогиба. Тр. УкрНИГРИ, 1971, вып. 25.
- Смирнов С. Е. Палеогеновая система зоны Пенинских утесов. Тр. УкрНИГРИ, 1971, вып. 25.

Хаин В. Е. Геологическое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку, Азнефтеиздат, 1950. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973.

- Чернов В. Г. Конгломераты складчатой области Советских Карпат.— В сб.: Тез. докл. на VI научной отчетной конф. геол. ф-та МГУ. Изд-во МГУ, 1971. Чернов В. Г. Конгломераты палеогена Пенинской зоны Советских Карпат и их палео-
- географическое значение. -- Сов. геология, 1973, № 5.

Московский государственный

университет им. М. В. Ломоносова

Статья поступила 14 мая 1975 г.

# Март — Апрель

1977 г.

УДК 551.243(235.216)+

## С. Ф. СКОБЕЛЕВ

# ГОРИЗОНТАЛЬНОЕ СЖАТИЕ И РАЗВИТИЕ СКЛАДОК НА ХРЕБТЕ ПЕТРА I

На примере одной тектонической зоны — зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня — показано усложнение форм складок. Изменение морфологии структур связывается с различной длительностью воздействия горизонтального сжатия на разновозрастные отложения.

Проблема возникновения и эволюции тектонических форм в пространстве и времени --- одна из самых старых в геологии. Описание многообразия складчатых и связанных с ними разрывных дислокаций в структурной геологии чаще всего сводится к выделению типа складчатости, который характеризуется преобладающей формой складок. Такой подход определяется методикой изучения тектонических дислокаций --- исследованиями в отдельных тектонических зонах, которые нередко отделены друг от друга так называемыми краевыми разломами. Поэтому издавна известное усложнение форм складок обычно связывают с различными режимами тектонического развития таких зон. Тектонофизические теории, как правило, описывают частные случаи процесса формирования складчатой структуры, ограниченные условиями эксперимента. В этой связи особенно интересны те, наблюдаемые в природе, морфологические особенности складчато-разрывных нарушений, которые позволяют в непрерывном ряду проследить эволюцию тектонических деформаций оценить возможности тектонофизических И экспериментов. Морфологические особенности структуры, вероятно, могут служить индикатором тектонодинамических условий ее формирования — в данном случае условий, в которых сформировалась область новейшего горообразования — хр. Петра І.

Хр. Петра I — западная часть зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня, бывшей некогда восточной окраиной Таджикской депрессии. Его отличает сложность геологического строения, увеличение дислоцированности горных пород с юга на север и с запада на восток. Хорошая обнаженность и глубокий эрозионный врез дают возможность проследить особенности и взаимосвязь форм геологической структуры в пространстве, т. е. переходы от более простых форм складок к более сложным.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Геологическая структура хр. Петра I и вопросы ее формирования наиболее полно освещены в работах И. Е. Губина (1940, 1960), а позже в статьях О. И. Гущенко и В. В. Степанова (1973). И. Е. Губин (1960) так характеризует приповерхностную структуру хр. Петра I.

В строении северного склона хр. Петра I «...принимают участие верхнеюрские (гипсоносные), меловые и палеогеновые отложения, образующие Вахшский тектонический покров... Вероятная ширина покрова... достигает 8—10 км. Вблизи гребневой части (хребта.—С. С.) покров круто погружается к югу и юго-востоку. Южнее в пределах этого греб-



Рис. 1. Геологическая карта западной части зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня (хр. Петра 1). Примерный масштаб 1:500 000 Жесткое обрамление и жесткое основание зоны сочленения:

1 — комплекс протерозойско-палеозойских пород Южного Тянь-Шаня (Гиссаро-Алая) и Северного Памира; 2 — нижне-среднеюрская вулканогеннотерригенная толща (сорбулакская свита И. Е. Губина) — предполагаемый фундамент осадочного чехла; 3—10 — осадочный чехол: 3 — мел-олигоценовые отложения южного склона Южного Тянь-Шаня, 4 — нижняя жесткая толща — нижнемеловые отложения хр. Петра I, 5—7 — пластичная толща: 5 — верхнемеловые карбонатно-глинистые отложения, 6 — верхнесенонские известняки, 7 — палеоцен-олигоценовые, преимущественно карбонатно-глинистые отложения; 8—10 — верхняя жесткая толща — конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты: 8 — больджуанской свиты, 9 — хингоусской свиты, 10 — гипсы («гипсовый меланж»); 11 — геологические границы: а — достоверные, б — предполагаемые; 12 — разрывные нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые ня, в тыловой части покрова развиты те же мощные верхнеюрские и меловые толщи, образующие совсем иные структуры — крупные складки юго-западного простирания, весьма большой амплитуды — в несколько километров» (стр. 198). Южнее, в западной половине хр. Петра I расположена Куляб-Тавиль-Даринская депрессия, которая «включает территорию южного склона хр. Петра I» (стр. 211). Здесь «третичная толща образует многочисленные складки юго-западного простирания», но в целом «складчатость... относительно проста» (стр. 211). «В частности, неогеновая толща вблизи земной поверхности образует пологие и острые, крутые и сундучные складки. С глубиной складчатость усложняется. Палеогеновые отложения обычно образуют более сложные и многочисленные изогнутия, чем вышележащие палеоген-неогеновые и неогеновые толщи» (стр. 211).

Отметим также, что в гребневой части хребта обнажаются сложнодислоцированные палеогеновые и верхнемеловые отложения, распространенные почти повсеместно (рис. 1), а верхнеюрские (?) гипсоносные толщи залегают в подводораздельной части, как бы в тылу покрова. В восточной половине хр. Петра I Вахшский покров сближается с Каракульским разломом, южным ограничением Внешней зоны Памира — Куэнь-Луня, по которому палеозойские толщи Северного Памира взброшены и частично надвинуты на мезозойско-кайнозойские отложения Внешней зоны, из-под которых обнажаются вулканогенные толщи ядра Сорбулакской антиклинали (рис. 1).

Вахшский покров, по мнению И. Е. Губина (1960, стр. 238), — «сплошной тектонический покров с минимальной амплитудой от 4—5 до 8— 9 км». В своей фронтальной части он оборван самыми южными из южнотяньшанских разломов. При образовании покров «опускался вниз, на гипсометрически более низкую территорию... Таким образом, при образовании фронтальной части имела значение гравитационная сила» (стр. 248). Но, несмотря на это, вся структура северного склона хр. Петра I объясняется И. Е. Губиным «...горизонтальным движением поверхностных кайнозойских масс, которое было обусловлено почти горизонтальным надвигом в субстрате» (стр. 248), а в целом структура хр. Петра I — «так или иначе... результат горизонтальных движений» (стр. 249).

О. И. Гущенко и В. В. Степанов, развивая представления о субмеридиональном сжатии региона, значительно уточнили геологическую структуру хр. Петра I и провели ее моделирование, подтвердившее возможность формирования структуры в условиях субгоризонтального сжатия.

Опираясь на эти положения, автор анализирует морфологические особенности складок, которые позволяют проследить различные стадии процесса складкообразования и на основании этого рассмотреть особенности эволюции геологической структуры района.

# морфология складок и разрывов

Форма складок и взаимосвязанных с ними разрывов определяется механическими свойствами деформируемых толщ горных пород и общим региональным полем напряжений, или тектонической обстановкой (Гзовский, 1954; Ажгирей, 1966; Хилс, 1967). Поскольку установлено (Губин, 1960; Гущенко, Степанов, 1973), что структура хр. Петра I формировалась в условиях единого для всего района субгоризонтального сжатия, различия в строении структурных форм должны в значительной мере определяться различиями механических свойств сминаемых толщ. С этой точки зрения мезозойско-кайнозойские отложения хр. Петра I можно представить как две относительно жесткие толщи, разделенные более пластичной, которые залегают на еще более жестком фундаменте, сложенном вулканогенно-осадочными породами нижней — средней юры, обнаженными лишь в ядре Сорбулакской антиклинали и лежачем крыле
Дарваз-Каракульского разлома. Предполагается, что между фундаментом и нижней жесткой толщей залегает глинисто-гипсовая пачка верхней юры мощностью около 200 *м*, которая обнажена на северных склонах хребта и, возможно, образует диапировые структуры. Гипсовые тела весьма специфичны. Как правило, они связаны с зонами интенсивных дислокаций вмещающих пород и ограничены тектоническими контактами, вследствие чего неопределенно их стратиграфическое положение. Для них характерно в целом согласное факколитоподобное залегание среди вмещающих пород. Внутренняя структура гипсовых тел отличается интенсивной плойчатостью, обилием обломков вмещающих пород, как правило, растертых в порошок. Все это наводит на мысль о «гипсовом меланже», который служит как бы смазкой при дислокациях деформируемых толщ вмещающих пород.

В составе осадочного чехла выделяются: 1) нижняя, относительно жесткая толща, представленная валанжин-аптскими массивно-слоистыми красноцветными гравелитами, песчаниками и алевролитами мощностью от 800 до 1500 м, обнаженными в ядрах крупных антиклиналей; 2) пластичная толща, залегающая непосредственно на нижней и представленная чередованием сланцев, известняков, мергелей и песчаников альб — олигоцена, разделенных массивными известняками верхнего сенона мощностью около 200 м; мощность альб-нижнесенонской пачки около 800 м, палеоцен-олигоценовый — 250—300 м; пластичность толщи усиливается гипсами, которые встречаются в ее различных частях; это и редкие линзы среди песчаников риштанских слоев (олигоцен), и повсеместно распространенные с резко меняющейся мощностью (от 50 до 200 м) гипсы в основании палеоцена (акджарские и бухарские слои), и отдельные линзы среди верхнемеловых отложений; 3) верхняя жесткая толща сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами олигоцена — миоцена (сумсарские, шурысайские слои, больджуанская и хингоусская свиты) мощностью около 1500 м.

Таким образом, специфика распределения механических свойств в разрезе отложений мезозоя — кайнозоя хр. Петра I заключается в том, что общий принцип строения — две жесткие толщи, разделенные более пластичной, многократно повторяется и в самой пластичной толще. Роль жестких прослоев в ней выполняют пласты песчаников и известняков, а пластичных — глинистых сланцев и гипсов. Поэтому оказалось возможным выбрать скользящий опорный горизонт<sup>4</sup> для изучения морфологии структур и по его деформациям, как на модели, проследить ряд эволюции структур.

## модель структуры

В качестве модели деформаций жесткой пластины можно избрать ряд последовательного усложнения коробчатой складки, наблюдаемый непосредственно в обнажении на северном склоне хр. Петра I по пласту сеноманских известняков.

На правом борту р. Шурак (западный) прослеживаются начальные формы — от коробчатой до пережатой веерной складки, с примерно равными высотой складки и шириной ее свода. Восточнее веерные складки расплющиваются в грибовидные, которые по простиранию трансформируются в еще более расплющенные грибовидные (ширина свода антиклинали значительно превосходит ее высоту), которые при дальнейшем расплющивании или растягивании свода преобразуются в изоклинальные, лежачие и запрокинутые складки, переходящие в складко-надвиги. Основная особенность таких структур — надвиги в осевой части склад-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Скользящим опорным горизонтом может быть любой из пластов известняков в верхнемеловой — палеогеновой толще, в котором складчатая деформация выражена и сохранилась наиболее полно.



Рис. 2. Схема эволюции складчатой структуры хр. Петра I. В колонке слева схемы, справа — зарисовки реальных структур. Тонкие сплошные линии — границы слоев, пунктир с точкой — разрывные нарушения. I — простая концентрическая (цилиндрическая) складка, справа — профиль через Даштигурскую антиклиналь (I на рис. 3); II — сундучная или коробчатая складка, справа складки в сеноман-сантонских отложениях в верховьях р. Чигдабион.

III — пережатая сундучная (веерная) складка, справа складки в новейших (неогенчетвертичных) конгломератах близ перевала Полизак (вверху) и сеноманских известняках близ Алмалыка (внизу); IV — пережатая веерная складка: a — простая, б — сложная; справа — a — складки в сеноманских известняках в верховьях рек Обилырд и Шурак, b — деформации сенонских известняках в верховьях рек Обилырд и Шурак, b — деформации сенонских известняках в селожная; справа — a — складки в сеноманских известняках в верховьях рек Обилырд и Шурак, b — деформации сенонских известняков близ перевала Гарданикафтар («И» и «З» на рис. З); V — грибовидные: a — простая складка, b — сложная, оторванная складка в хингоусских конгломератах в верховьях рек Лянгар и Саед, b — восточная часть Луихарвинской антиклинали (2 на рис. З); VI — изоклинальные: a — складко-надвиг, b — складчато-надвиговая пластина; справа: a — складка в верхнимальные: a — складки в верхнимих в водораздельной части хребта к югу от Тадживада

1 — песчаники, 2 — известняки, 3 — песчаники и конгломераты, 4 — гипсы

ки, близкие к плоскости напластования (рис. 2). При этом ширина сводовой части складок возрастает пропорционально степени сжатия от нескольких сотен метров (в коробчатых, веерных, грибовидных складках ширина свода соизмерима с высотой) до нескольких километров (в расплющенных грибовидных и изоклинальных складко-надвигах ширина складки в десятки раз больше ее высоты (см. рис. 2).



Рис. 3. Структурно-тектоническая схема западной части зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня Жесткое обрамление: *1* — протерозойско-палеозойский комплекс пород Южного Тянь-Шаня и Северного Памира, 2 — погребенный под маломощным чехлом край Южного Тянь-Шаня, *3* — выходы погребенного под осадочным чехлом фундамента (ядро Сорбулакской антиклинали И. Е. Губина); складчато-покровная структура осадочного чехла хр. Петра I: *4* — «гипсовый меланж»; *5* — складко-надвиги (*a*) и складко-покровы (*б*): I — Канишибекский, II — Файхтабадский, III — Каудальский, IV — Шомарский, V — Яхакпастский, VI — Аскалонский, VII — Джаучи-Ортотский, VIII — Яфучский; складки (цифры в кружках) — *I* — Даштигурская, *2* — Луихарвинская; покровы без перемещения или с незначительным смещением: А — Алакусрокский, Б — Шикергинский, В — Новодонганы — Шикергинский, Г — Луихарвинскай, Д — Дидальский, Е — Полиминский, Ж — Камчарок-Сиакугский, И, З — Гарданикафтарский; *6* — сбросы достоверные и предполагаемые; *7* — разрывы с неустановленным смещением; *8* — границы свит внутри верхней жесткой толщи; *9* — оси антиклиналей



Рис. 4. Геологические профили через хр. Петра I 1 — палеозойское обрамление: комплекс пород Южного Тянь-Шаня и Северного Памира; 2-комплекс пород фундамента (?) Таджикской депрессии; 3нижняя жесткая толща: нижнемеловые отложения: 4-6 — пластичная толща: 4 — верхнемеловые карбонатно-глинистые отложения, 5 — верхнесенонские известняки, 6 — палеоцен-олигоценовые преимущественно карбонатно-глинистые отложения; 7 — верхняя жесткая толща: конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты больджуанской, хингоусской и каранакской свит; 8 — гипсы; 9 — разрывные нарушения

В тесной связи со складками находятся взбросы, надвиги и покровы. Последние формируются, как правило, из пережатой веерной или грибовидной антиклинали, представляя ее часть, оторванную от своего основания встречными (Х-образными) взбросо-надвигами, которые возникают в узлах максимального изгиба слоев в качестве дополнительных плоскостей скольжения при деформации изгиба (рис. 2). Подобные покровы без перемещения (по И. А. Белостоцкому, 1971), нередко с небольшими (около километра) смещениями к северу чаще всего наблюдаются в массивных, мощностью около 200 *м*, верхнесенонских известняках (рис. 3).

В целом для наблюдаемого ряда усложняющихся складок характерно асимметричное строение — запрокидывание сводов к северу. Асимметрия, вероятно, вызвана большей амплитудой перемещения или «перетеканием» горных пород в тех частях деформируемой толщи или горизонта, которые расположены гипсометрически выше некоторого «уровня деформации». Эти уровни легко можно представить на геологическом профиле, соединив максимально сближенные крылья пережатых веерных складок (рис. 4). Таких уровней будет два: верхний и нижний. «Перетекание» материала, возможно, происходит потому, что в верхних (выше «верхнего уровня деформации») горизонтах суммируются фронтальное давление верхней жесткой толщи и гравитационное оползание, а в нижних (ниже «нижнего уровня деформации») гравитационное оползание. Этот процесс очень приближенно можно представить как запрокидывание гребней волн на море в сильный ветер.

В замках изоклинальных складок — всего лишь части сводов расплющенных грибовидных (ширина свода складки в десятки раз больше ее высоты) — нередко наблюдаются факколитоподобные линзы гипсов и реже простое увеличение мощности смятых слоев. По-видимому, это связано с отслаиванием отдельных прослоев и выжиманием или «перетеканием» материала из мест минимального изгиба слоя в места максимального изгиба (Белоусов, Гзовский, 1964).

Таким образом, используя деформации опорного горизонта, например, пластов сантонских, сеноманских или сенонских известняков как модель складчатой структуры района, можно выявить некоторые закономерности ее формирования. Во-первых, это непрерывный ряд усложняющихся складок, во-вторых, образование покровов без перемещения из пережатых складок, и в-третьих, тектоническое происхождение структурных форм, сложенных гипсами.

Теперь на конкретных примерах рассмотрим, соответствует ли выбранная модель — наблюдаемое реальное явление — структурам более крупных масштабов и структуре района в целом.

# морфология крупных складок и разрывов

Как правило, морфологию крупных (амплитудой в несколько километров) складок и разрывов невозможно определить при единичном наблюдении, так как их значительная усложненность более мелкими (амплитудой до первого километра) структурами и интенсивное эрозионное расчленение представляют наблюдению лишь отдельные фрагменты крупных форм.

Наиболее простые складчатые дислокации, почти не нарушенные разрывами, развиты в отложениях больджуанской и хингоусской свит и в близких к ним по характеристикам прочности нижнемеловых отложениях в ядрах антиклиналей на южных склонах хр. Петра I. Так, в левом борту долины р. Фаркикуш между замками изоклинальных, ныряющих навстречу одна другой антиклиналей с палеогеновыми ядрами больджуанские и хингоусские отложения смяты в веерную синклиналь, наклоненную к югу (падение пород на северном крыле 40—45°, на южном — 70— 80°). Следующая стадия усложнения структуры (сжатие) наблюдается в верховьях р. Саед. Здесь коробчато-веерная структура больджуанских и хингоусских конгломератов претерпевает как бы дальнейшее вертикальное расплющивание, образуя сочетание грибовидной антиклинали и расплющенной веерной синклинали (рис. 2). В местах максимального изгиба слоев наблюдаются крутые взбросо-надвиги, преобразующиеся в послойные срывы по мере усложнения структуры, и значительное (почти вдвое) увеличение мощности слоев.

Таким образом, структура наиболее молодых — олигоцен-миоценовых отложений, слагающих верхнюю жесткую толщу, по морфологическим особенностям соответствует только начальным стадиям деформации жесткой пластины. Вероятно, веерно-коробчатая форма характерна и для всей этой части молассового прогиба, в плане имеющего грубо трапециевидные очертания (см. рис. 1 и 3).

Деформации нижней жесткой пластины более сложные, более эволюционировавшие. Для нее характерны как самые простые, так и самые сложные формы ранее описанного ряда усложняющихся складок (рис. 1, 2, 4, 5). Приведем примеры. Самая простая по форме — Даштигурская антиклиналь — симметричная складка северо-восточного простирания с падением слоев на крыльях 40—45° и овальным сводом (рис. 2). Ширина ее ядра по валанжин(?)-аптским отложениям 5—6 км. Изменения мощности слоев в видимой части складки не наблюдается. Ее восточная периклиналь, подрезанная Чильдаринским надвигом (рис. 1, 4), имеет форму острого клина (Гущенко, Степанов, 1973).

Следующая по степени сложности деформации — Яфучская антиклиналь расположена севернее водораздела. Это пережатая веерная. местами переходящая в грибовидную, складка, также сложенная нижнемеловыми песчаниками. Ее ось в северо-восточном направлении простирается несколько южнее оз. Каракуль, к востоку от него пересекаясь водоразделом хребта (см. рис. 1). Здесь, в верховьях сая Руноу, на поперечном к водоразделу склоне видна веерно-грибообразная форма складки; ширина ее свода около 4 км, а в наиболее пережатой части — 1,5—2 км. Наклон крыльев меняется от вертикального до почти горизонтального (10—15°). Южное крыло короче северного (см. 2 на рис. 5). Свод антиклинали ограничен с юга и севера соответственно Руноуским и Уфучским разрывами (Гущенко, Степанов, 1973), наклон которых меняется от крутого взброса до пологого надвига, а в целом эти взбросонадвиги должны рассматриваться как близкие к напластованию встречные срывы, плоскости которых образуют острый угол с плоскостью напластования пород.

Уфучский взбросо-надвиг прослеживается с запада на восток от субмеридионального участка долины р. Хингоу до верховьев сая Руноу, где теряется в массе малоамплитудных складок и разрывов. В долине р. Хингоу по Яфучскому разрыву на альбские песчаники и сланцы взброшены баррем-аптские песчаники. Висячее крыло взброса подстилается узкой, в виде острого клина, линзой гипсов («гипсового меланжа»). Падение пластов и плоскости сместителя согласное — 60—70° к юго-востоку. В 5 км восточнее разрыв выполаживается до горизонтального надвига, по которому сеноманские известняки перекрыты баррем-аптскими песчаниками. Еще восточнее разрыв снова трансформируется в крутой послойный взброс в нижнемеловых отложениях и, наконец, затухает, разряжаясь в виде зоны напряженных малоамплитудных складок.

Таким образом, на всем своем протяжении Яфучский взбросо-надвиг проходит как близкий к напластованию согласный разрыв на границе более пластичных альб-сеноманских сланцев и менее пластичных баррем-аптских песчаников, являясь поверхностью раздела между ними. Следующая по сложности деформации складка — Луихарвинская антиклиналь, пересекаемая водоразделом в центре хребта (см. рис. 1). Западная периклиналь складки, расположенная южнее водораздела, построена относительно просто и представляет собой слабо запрокинутую к юго-востоку изоклинальную складку, осложненную малоамплитудными складками и послойными срывами. Это как бы трансформированная более интенсивным сжатием антиклиналь, подобная Даштигурской (рис. 2).

Севернее водораздела морфология этой антиклинали меняется. При движении с запада на восток вдоль водораздела хр. Петра I сначала наблюдаются стоящие на головах сдвоенных толщи песчаников баррем (?) — апта, которые образуют прямую изоклинальную антиклиналь. Восточнее она постепенно опрокидывается к северу, образуя в дальнейшем лежачую, нарушенную в ядерной части многочисленными взбросами и надвигами изоклинальную складку. Все это — части расплющенной грибовидной антиклинали. Таким образом, к югу от водораздела наблюдалась только незначительная южная часть свода Луихарвинской антиклинали, которая «расплющивается» под водоразделом и примерно в одном эрозионном срезе на северных склонах хребта из-под верхнемеловых — палеогеновых отложений открываются ее различные части.

В общем виде Луихарвинскую антиклиналь можно представить как трансформированную складку, подобную Яфучской, но еще более сжатую. При этом деформация как бы нарастает с запада на восток, и исследователю последовательно открываются для наблюдений различные стадии развития структуры — от простой неизмененной части антиклинали до сорванной по многочисленным деформированным плоскостям складки — надвига. Срывы проходят не только в разнородных по механическим свойствам толщах, как это наблюдалось на северном крыле Яфучской антиклинали, но и в однородных по прочности песчаниках во внутриядерной части антиклинали, где срывы, несомненно, возникают как дополнительные плоскости скольжения одних прослоев по другим. Таков, например, Кызылкульский надвиг, который сначала в виде единой плоскости, а затем восточнее как зона многочисленных нарушений более высокого порядка — малоамплитудных складок и разрывов — проходит вдоль северного крыла Луихарвинской антиклинали, пересекая ее ядро (рис. 1) и, образуя покровы без перемещения (тектонические отторженцы).

Поясним это примером. Восточнее оз. Кызылкуль, близ северного крыла Луихарвинской антиклинали, на сеноманских сланцах и известняках субгоризонтально залегают отдельными останцами пластины нижнемеловых песчаников площадью в первые километры. Их возникновение связано с тем, что в наиболее узкой части между сводами Луихарвинской и расположенной к северу от нее Таджикабадской антиклинали свод первой был дополнительно покороблен и смят сначала в простую дополнительную складку, которая при последующем сжатии по встречным Х-образным взбросо-надвигам оказалась выжатой вверх, в зону свободного пространства, оторванной от своего корня и впоследствии несколько перемещенной к северу.

Приведенные выше примеры складчатых деформаций с амплитудой от первых километров до нескольких километров подтверждают закономерности ряда изменений формы складок под действием возрастающего сжатия, прослеженные по деформациям «опорного горизонта» — пластам известняков в сеноман-сантонской толще. Таким образом, деформации опорного горизонта и изменение морфологии отдельных складок дают ключ к расшифровке всей структуры хр. Петра I, которая в общем виде, вероятно, обусловлена деформациями жестких толщ — нижнемеловой и олигоцен-миоценовой. Более пластичные породы, смятые дисгармонично по отношению к ним, деформируются как бы пассивно, в целом согласно со структурой нижней жесткой толщи, а дисгармония вызвана пластическим течением пород, слагающих эту толщу, т. е. горизонтальным перемещением материала на всех структурных уровнях. Предполагается, что такие перемещения происходят не только под действием горизонтального сжатия, но и сил гравитации, непрерывно действующих совместно с ним.

# РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР. ВЗАИМОСВЯЗЬ СТРУКТУР В ПРОСТРАНСТВЕ И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ ВО ВРЕМЕНИ

На основании изложенного структура наиболее сложного, северного склона хр. Петра I, представляется как сочетание крупных, возможно конседиментационных, шириной до десятка километров первично-коробчатых складок, эволюционировавших в грибовидные антиклинали первого порядка, преобразовавшиеся в дальнейшем в сложную систему расплющенных грибовидных складок и надвиговых пластин (рис. 1, 4). В пологих широких сводах таких антиклиналей синклинально залегают верхнемеловые отложения, которые перемяты в более мелкие складки. К антиклиналям первого порядка относятся Гармская, Хозретиполиминская, Шомарская, Файхтабадская, Канишибекская и др. (рис. 1). Эти антиклинали образуют ряд кулисно подставляющих одна другую структур, которые в современном эрозионном срезе разделены узкими синклиналями, выполненными, как правило, мощными телами гипсов. По ним периклинальные части антиклиналей последовательно надвинуты одна на другую, из-за чего образуется сложная складчато-надвиговая структура хр. Петра I (см. рис. 1, 3, 4). Так, в долине р. Шурак (западный) на восточном склоне горы Полима (рис. 5) апт-альбские песчаники смяты в две грибовидные складки, которые своим общим корнем напоминают в профиле двутавровую балку, а в сочетании с сопряженными лежачими, развернутыми в разные стороны синклиналями получается сложная объемная фигура.

Ядро северной синклинали выполнено «гипсовым меланжем», возникшим в результате раздавливания, перетирания и, возможно, метасоматоза сеноманских карбонатно-глинистых пород, которые сначала в замке складки отдельными будинами и линзами среди гипсов, а затем на ее крыле в нормальном неизменном виде обнажены на северном склоне хребта, обращенном к р. Сурхоб. Но это только верхняя часть обширного гипсового тела видимой мощностью более 200 м, похожего на язык морены и прорезанного р. Шурак на протяжении нескольких километров. Ниже, на уровне днища долины и основной массы гипсов, вероятно, находились еще два более крупных ядра лежачих синклиналей, подобных вышеописанным и выполненных верхнемеловыми карбонатно-глинистыми породами. В результате последующего горизонтального сдавливания и надвигания хр. Петра I на Тянь-Шань верхнее и нижнее тела гипсов были частично совмещены и перекрыты надвинутой с востока периклиналью Шомарской антиклинали.

На примере Полиминской и Шомарской антиклиналей удается выяснить, во-первых, тектоно-метасоматическое происхождение основных гипсовых структур северного склона хр. Петра I, а во-вторых, двойственный характер надвигания отложений северных склонов хребта на Предюжногиссарский прогиб. Структуры надвигаются не только в субмеридиональном направлении, как этого следовало бы ожидать при субмеридиональном сближении Памира и Тянь-Шаня, но и с востока на запад. Последнее, вероятно, вызвано тем, что массы перемещаемых пород у жесткого упора протерозойско-палеозойских кристаллических пород Южного Тянь-Шаня выжимаются в зону свободного пространства вверх, перекрывая частично одновозрастные толщи Предюжногиссар-



1 — песчаники, 2 — известняки, 3 — 4 — песчаники и конгломераты: 3 — больджуанской свиты, 4 — хингоусской свиты, 5 — гипсы («гипсовый меланж»), 6 — толща преимущественно глинистых сланцез (черное) со смещенными по разрывам маркирующим горизонтам известняков, мергелей и др. (белое). Цифрами обозначены структуры, на которые есть ссылки в тексте

ского прогиба, и на запад — в сторону Таджикской депрессии, где напряженность геологической структуры значительно меньше.

Вблизи от водораздела и на самом водоразделе геологическая структура хр. Петра I еще больше усложняется. Пластичная толща карбонатно-глинистых пород верхнего мела и палеогена смята дисгармонично по отношению к подстилающим и перекрывающим ее породам нижней и верхней жестких толщ. Слои перемяты в различные складки, преимущественно в опрокинутые лежачие складко-надвиги. Отдельные жесткие прослои внутри пластичной толщи растянуты, развальцованы, будинированы, вследствие чего нередко наблюдается факколитоподобная струк-

45

тура в замках складок (см. 1, 4, 8 на рис. 5). Характерно образование покровов первого рода (Гогель, 1969), а также покровов без перемещения. Значительную роль при формировании складчато-разрывной структуры пластичной толщи играет пластическое течение вещества, происходящее не только под действием направленного к северу давления фронта верхней жесткой толщи, т. е. горизонтального сжатия, но и сил гравитации, включающих как собственный вес деформируемых пластичных пород, так и вес вышележащей полуторакилометровой толщи олигоцен — миоцена.

В целом создается впечатление, что структура верхнемеловых и палеогеновых отложений настолько дисгармонична структуре жестких толщ, что никоим образом не связана с ней. Однако это не так. Общий структурный план пластичной толщи, который получается, если описать зеркалом складчатости дисгармоничную структуру этой толщи, в принципе подобен структурному плану подстилающих и перекрывающих ее отложений (см. рис. 1, 4). Это подобие вызвано тем, что формирование крупных складок в пластичной толще происходило в пространстве, ограниченном жесткими толщами, т. е. происходило раздавливание пластичных пород между жесткими толщами и как следствие этого пластическое течение материала. Подобного рода структуры описаны в литературе как структуры истечения (Гогель, 1969).

Таким образом, структура водораздельной части хр. Петра I в общем виде представляет собой выжатую вверх веерообразную синклиналь первого порядка (Кропоткин, 1961), ограниченную с севера и юга S-образными (в профиле) надвигами (рис. 4), образовавшимися за счет гравитационного расползания пластичных пород. На более глубоких (порядка нескольких километров) структурных уровнях можно ожидать изменение морфологии этих S-образных надвигов и отрыв водораздела по встречным, Х-образным надвигам так же, как это происходит в более малых структурах (см. выше). Видимая простота расположенных в западной части к югу от водораздела хребта Даштигурской и западной периклинали Луихарвинской антиклинали, вероятно, связана с тем, что они находятся в зоне относительного растяжения (меньшего сжатия), чем аналогичные структуры на северном склоне. Это подтверждается тем, что морфология структур южного склона хр. Петра I близ фронта Дарваз-Каракульского разлома почти не отличается от морфологии структур северных склонов (см. 7 на рис. 5).

Выявленный в нижнемеловых отложениях эволюционный ряд складок от простейших к наиболее сложным и сходство простейших структур в нижней жесткой толще и верхней жесткой толще указывают на связь формирования структурных планов этих разновозрастных отложений. Форма складок в олигоцен-миоценовых отложениях отвечает начальным стадиям эволюционного ряда структур, что может быть связано с более кратковременным воздействием регионального сжатия на более молодые отложения. Еще более наглядно эта зависимость выявляется при сравнении деформаций олигоцен-миоценовых отложений с плиоцен-четвертичными.

Однако из прослеженного на структурах разного масштаба ряда усложняющихся складок выпадают дислокации, наблюдаемые в основании северного склона хр. Петра I в районе Лабиджарской впадины. Здесь, на уровне верхнеплейстоценовой террасы рек Сурхоб — Хингоу, в валанжин (?)-аптских песчаниках выше «гипсового маланжа» наблюдаются мелкие (амплитудой порядка первых сотен метров) наклоненные к северу косые складки, нарушенные надвигами в ядерной части, наклон которых несколько круче наклона осевой плоскости. Аналогичные им структуры прослеживаются на том же структурном уровне и в основании водораздела (р. Оби-Лырд) под Яфучским надвигом. Вероятно, эти выпадающие из ряда усложняющихся деформаций косые складки в нижнемеловых отложениях характеризуют наиболее низкий (гипсометрически) уровень деформации нижней жесткой толщи — основание сорванного чехла — и отражают закономерное изменение морфологии складок в зависимости от мощности сминаемой толщи (Гогель, 1969).

Таким образом, вся структура мезозойско-кайнозойского чехла хр. Петра I может быть охарактеризована как покровная структура истечения (Гогель, 1969), сформировавшаяся под действием тангенциального сжатия и сил гравитации. Ее автохтон, по-видимому, обнажается лишь на южном склоне хр. Петра I, в ядре Сорбулакской антиклинали.

Все рассмотренные структуры относятся к приповерхностному структурному ярусу. В более близких к фундаменту ярусах структурный план. вероятнее всего, будет резко отличаться от приповерхностного, во-первых, за счет формирования блоковой структуры самого фундамента. вызванного сокращением ширины прогиба по крайней мере в пределах первого десятка километров; во-вторых, за счет мелкой складчатости (гофрировки). Другими словами, крупные складки первоначально формируются как структуры облекания блоков фундамента или, возможно, как конседиментационные складки, а мелкая гофрировка отражает значительное сокращение первоначальной ширины пластов на большой площади.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Складчатая структура хр. Петра I неоднородна по сложности. Возникшие первоначально простые складки в процессе развития трансформируются в веерные, пережатые веерные, далее в грибовидные разной сложности складки и, наконец, в тектонические покровы, почти не перемещенные от своих корней (см. рис. 1, 3, 4, 5). Разрывные нарушения тесно связаны со складчатой структурой и развиваются как срывы, близкие к напластованию.

Значительное упрощение форм складок в олигоцен-миоценовых отложениях следует расценивать не как результат изменения тектонического режима, а как следствие меньшей величины тектонических деформаций. Под действием начавшихся ранее однонаправленных движений меловые и палеогеновые отложения претерпели более сложные деформации, чем миоценовые и тем более плиоценовые и четвертичные. Таким образом, сложность деформаций непосредственно зависит от возраста деформированных отложений.

Геологическая структура хр. Петра I характеризуется ярусностью распределения деформаций разной степени сложности. Относительно небольшие, но сложные, грибовидные складки в нижнемеловых отложениях формируются структурно выше, чем относительно простые по морфологии, но большие по величине, коробчато-грибовидные складки. Вероятно, еще большее упрощение структуры будет на границе жесткого фундамента и осадочного чехла. Здесь возможно формирование складок облекания, диапировых структур и, наиболее вероятно, простых гребневидных складок по северному борту прогиба. В верхних горизонтах осадочного чехла деформации усиливаются надвиганием и покровообразованием, дисгармоничной складчатостью. Надвигание идет не только поперек основного простирания хребта, но и на запад, параллельно простиранию структур. Это проявляется в последовательном надвиговом перекрытии с востока на запад более северных складчатых цепей складчатыми образованиями, первоначально располагавшимися южнее, на что давно указывал И. Е. Губин (1940, 1960). Происходившее местами обтекание складками выступов жесткого фундамента вызывало искривление осей складок, например, крутой коленообразный изгиб простирания структур на нижнем субмеридиональном отрезке долины р. Хингоу.

Существование массива Тянь-Шаня как жесткого упора на пути двигавшихся к северу мезозойско-кайнозойских отложений вызвало образо-

вание в них сложных складчато-надвиговых и покровных дислокаций, которые вблизи от земной поверхности реализовались разномасштабными зонами повышенной концентрации и разрядки тектонических напряжений, а не в виде единого крупного скола, как это предполагалось ранее (Губин, 1960). Однако на глубине, вероятно, может существовать предсказанный И. Е. Губиным (1940, 1960) срыв мезозойско-кайнозойского чехла со своего фундамента, причем амплитуда его должна возрастать к югу, т. е. в сторону, откуда надвигались массы горных пород. Таким эбразом, приведенные в статье данные заставляют отказаться от концепции единого Вахшского надвига как крупного регионального разрыва, по которому происходило надвигание мезозойско-кайнозойских отложений северного склона хр. Петра I на Южный Тянь-Шань. Однако существование зоны интенсивных надвиговых дислокаций близ массивов протерозойско-палеозойских пород ни в коей мере не отвергается.

Приведенные в статье данные подтверждают представление о тектоническом сокращении восточной части Таджикской депрессии, которое происходит, очевидно, в результате движений Памиро-Индостанского сектора земной коры на север.

#### Литература

Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1966. Белостоцкий И. Д. Вопросы формирования тектонических покровов и гравитационных структур (на примере динарид). — Геол. сб. № 13, Львов, Изд-во Львовск. гос. унта, 1971.

Белоусов В. В., Гзовский М. В. Экспериментальная тектоника. М., «Недра», 1964.

Гзовский М. В. Тектонические поля напряжений.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1954, № 5.

Гогель Ж. Основы тектоники. М., «Мир», 1969. Губин И. Е. Геологическая граница между Памиром и Алаем. М.— Л., Госгеолиздат, 1940.

Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Гищенко О. И., Степанов В. В. Механизм формирования структур, поле напряжений и современные движения западной части хр. Петра I (на примере некоторых участков Гармского геодинамического полигона).— В сб.: Современные движения земной ко-

ры, № 5. Тарту, Изд-во АН ЭстССР, 1973. Кропоткин П. Н. Элементарные структуры, их классификация и терминология.— В сб.: Методы изучения тектонических структур, вып. II. М., Изд-во АН СССР, 1961. Хилс Е. Ш. Элементы структурной геологии. М., «Недра», 1967.

Геологический институт AH CCCP

Статья поступила 23 марта 1976 г.

**№** 2

### Март — Апрель

1977 г.

УДК 551.242.5

# М. С. НАГИБИНА, Н. Г. МАРКОВА, М. В. МУРАТОВ, Е. В. ПАВЛОВСКИЙ, Н. М. СТРАХОВ, А. Л. ЯНШИН

# ТЕКТОНИКА ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ В ТРУДАХ В. Н. СОБОЛЕВСКОЙ

Более 40 лет своей геологической деятельности Валентина Николаевна Соболевская посвятила изучению строения древних и молодых платформ.

В 1930 г. она окончила Московскую горную академию, работала в качестве геолога во Всесоюзном институте минерального сырья, а с 1936 г.— в Геологическом институте Академии наук СССР. Первые годы ее научной деятельности проходили под руководством В. И. Лучицкого, а затем А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского. Ее работы по изучению чехла Русской плиты внесли много нового для расшифровки структуры чехла и палеогеографии мезозоя юга России.

Занимаясь сравнительным изучением литологии верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы и прилегающих к ней с юга складчатых областей, В. Н. Соболевская проявила себя как вдумчивый и талантливый исследователь. Составленные ею палеогеографические и структурные карты для обширной территории Волжского правобережья по различным возрастным горизонтам мезозоя внесли много принципиально нового. Вопреки существовавшим в то время представлениям о меридиональном простирании главных структурных элементов восточной половины Русской плиты (главный ров платформы, главный вал платформы, Восточно-Русская впадина) В. Н. Соболевской впервые был обоснован и показан на картах поворот структурных элементов Поволжья на восток в Заволжье. В такой трактовке четко наметилось выделение южной части «Восточно-Русской впадины» в самостоятельный структурный элемент, названный ею «Прикаспийской синеклизой». Построения В. Н. Соболевской были в дальнейшем подтверждены многочисленными геологическими данными и получили широкое признание среди геологов, изучавших юго-восточную часть Русской плиты, в том числе геологовнефтяников.

Палеотектонические карты, составленные В. Н. Соболевской на основании анализа мощностей и фаций отложений для различных горизонтов верхнего мела, отличались исключительной тщательностью. Они позволили, в частности, уточнить границы Прикаспийской синеклизы и показать северное и северо-западное ее обрамление. Часть этого обрамления в дальнейшем была включена Н. С. Шатским в обширное поперечное поднятие Восточно-Европейской платформы, названное им «Волго-Уральским сводом».

На ее картах впервые были намечены контуры Балтийской синеклизы на западе платформы, которые в дальнейшем нашли подтверждение общирным новым фактическим материалом.

Помимо новых выводов о структуре платформы В. Н. Соболевской был предложен ряд оригинальных палеогеографических решений. Так, для сеноманского века ею была доказана связь бассейнов Московской

синеклизы с Прикаспийской через так называемый Рязано-Костромской прогиб в области установленного позднее древнего Пачелмского авлакогена. До работ В. Н. Соболевской предполагалась связь сеноманского моря Московской синеклизы с Западно-Европейским бассейном.

Интересные работы В. Н. Соболевской по тектонике и палеогеографии Восточно-Европейской платформы были опубликованы в 1951 г. в сборнике статей, посвященных памяти А. Д. Архангельского, а также вошли в палеогеографический атлас (Литология верхнемеловых отложений Русской плиты), изданных ГЕОХИ в 1954 г. Структурные карты В. Н. Соболевской по Восточно-Европейской платформе вошли также в монографию «Основы исторической геологии» Н. М. Страхова (1948) (учебное пособие для высших учебных заведений) и использованы в-Большой Советской энциклопедии (1952).

Основные результаты работ по тектонике Восточно-Европейской платформы были освещены в монографии, защищенной В. Н. Соболевской в 1949 г. в качестве кандидатской диссертации.

В 1954 г. в связи с правительственным заданием об усилении геологических работ в восточных районах страны В. Н. Соболевская переключается на изучение тектоники восточного склона Урала и Западно-Сибирской низменности. Изучением тектоники Западно-Сибирской плиты В. Н. Соболевская плодотворно занималась на протяжении 20 лет. В результате этих исследований, на основании геофизических и геологических данных, ею была дана новая трактовка тектонического районирования фундамента, а также выявлены морфология и история развития крупных структурных элементов в платформенном чехле Западно-Сибирской плиты. Кроме того, в эти же годы В. Н. Соболевская занималась выяснением общих закономерностей формирования эпипалеозойских плит, вопросами унаследованности в развитии структур чехла от тектоники фундамента и другими проблемами. Ею проводилось сравнительное тектоническое изучение Западно-Сибирской, Западно-Европейской и Австралийской плит.

В своих исследованиях она придавала большое значение изучению reoсинклинального этапа развития фундамента и стадийности его становления в качестве жесткого основания плит. В результате проведенных исследований В. Н. Соболевской были выделены два типа эпипалеозойских плит по их структурному положению относительно более молодых складчатых систем: 1) огражденные плиты, расположенные между древними платформами, и 2) не огражденные, непосредственно прилегающие к молодым складчатым системам.

В истории становления платформ ею был выделен самостоятельный тафрогенный этап, занимающий промежуточное положение как по времени развития, так и в структурном отношении, между фундаментом и чехлом платформ, в состав которого В. Н. Соболевская включала и орогенный комплекс.

Весьма интересны и оригинальны ее выводы, основанные на изучении хронологических и пространственных закономерностей развития геосинклинальных складчатых систем, служивших основанием древних и молодых платформ. Ею были выделены два ряда асинхронно развивавшихся полициклических геосинклинальных поясов, которые были как правило, разобщены в пространстве. На этом основании ею был сделан вывод о приуроченности крупнейших молодых плит к фундаменту, сложенному складчатыми системами только одного из этих рядов.

Выводы об унаследованном развитии структур чехла платформ по отношению к крупнейшим глубинным разломам в фундаменте способствуют выяснению закономерностей размещения полезных ископаемых и, в частности, месторождений нефти и газа в чехле. Главнейшие итоги ее работ были опубликованы В. Н. Соболевской в ряде статей и крупной монографии «Тектоника и общие закономерности становления и развития эпипалеозойских плит», которая в 1972 г. была защищена ею в качестве докторской диссертации на Ученом совете Геологического института АН СССР.

На протяжении всей своей научной деятельности В. Н. Соболевская принимала активное участие в составлении тектонических карт СССР. Европы, Евразии, а также Австралии, для тектонической карты континентов и Мира, разрабатывавшихся в Геологическом институте и изданных в разные годы под редакцией Н. С. Шатского, А. Л. Яншина, М. В. Муратова.

В последние месяцы своей научной деятельности В. Н. Соболевская занималась изучением тектоники шельфовых областей (переходных от континента к океану) Запада Северной Евразии для карты истории становления континентальной коры.

Особенное ее внимание привлекли крупные прогибы, расположенные у подножия континентального склона. Ныне эти прогибы, заполненные осадочными отложениями повышенной мощности, интенсивно изучаются и прослежены вдоль окраин всех континентов, обрамляющих Атлантический океан.

Мы привыкли видеть Валентину Николаевну на работе, всегда подтянутой, элегантной, весьма активной при обмене мнений по самым актуальным вопросам геологии. Она была женщиной, о которой образно можно сказать, что в одной руке она держала открытую книгу, а в другой розу. Сокрушительная болезнь неожиданно ее поразила, 11 сентября 1974 г. Валентина Николаевна Соболевская скончалась, не закончив свою очередную интересную работу. Товарищи по работе особенно остро ощущают утрату большого специалиста и прекрасного отзывчивого человека.

Теологический институт АН СССР Статья поступила 25 июля 1976 г.

### Март — Апрель

1977 г.

# КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.242

# А.И.АЙНЕМЕР, И.А.ОДЕССКИЙ, И.Г.ХАНОВИЧ, Г. Г. ЯНОВСКИЙ

# О МЕТОДЕ ПРОСТОГО ОБЗОРА ЧИСЛОВЫХ Совокупностей и возможности его применения при решении геологических задач

В журнале «Геотектоника» № 1, 1975 г. была опубликована статья А. Б. Вистелиуса, в которой автор:

1) отождествляет метод простого обзора числовых совокупностей с методом Бюи-Балло;

2) утверждает невозможность его применения при решении геологических задач;

3) критикует результаты, полученные И. А. Одесским на базе этого метода.

В связи с этим считаем необходимым отметить следующее.

1. Целью предложенного метода (Ханович и др., 1968) является выявление ритмичности (повторяемости) любых особенностей процесса, в частности его литологических характеристик. Для уточнения существующих представлений авторы ввели следующее определение: «Процесс называется обладающим повторяемостью, если какая-либо из особенностей (например, место максимума или минимума, величины экстремумов и т. п.) воспроизводится через практически одни и тс же промежутки изменения независимой переменной (времени, мощности пластов и др.). Эти промежутки будем называть интервалами повторяемости или для краткости периодами, оговаривая в той мере, в какой это необходимо для пояснения условности введенного представления, о какой особенности процесса идет речь» (Ханович и др., 1968, стр. 124).

Метод простого обзора принципиально отличается от метода Бюн-Балло тем, что последний предполагает наличие априорной информации о гармонической структуре анализируемой последовательности, первый же свободен от этого предположения и решает другую задачу выявление повторяемых через равные интервалы любых особенностей исследуемых числовых совокупностей. В связи с этой новой задачей потребовалось существенное дополнение алгоритма Бюи-Балло вычислением частностей появления анализируемых особенностей. Эта дополнительная операция представляет собой статистический тест, решающий задачу принятия или непринятия гипотезы о наличии повторяемости.

Вопреки этому в изложении А. Б. Вистелиуса (1975) существо нового метода представляется в виде: «Пусть имеется последовательность чисел, и мы хотим выяснить, не являются ли они значениями линейной комбинации синусоид» (стр. 118), а вычисление частностей называется «украшением метода».

2. Неверное представление о выделении синусоид в методе простого обзора привело А. Б. Вистелиуса (1975) к утверждению о невозможности применения его при решении геологических задач.

Вместе с тем сложность геологических процессов не дает никаких. оснований для априорных предположений о наличии в них скрытых закономерностей (гармонических или экспоненциальных) или принятия модели стационарного случайного процесса. В этой сложной для исследователя ситуации наименее требовательным и потому наиболее приемлемым является метод простого обзора числовых совокупностей, предполагающий только возможность проявления ритмичности какихлибо геологических особенностей.

3. Применение метода простого обзора (Одесский, 1968; Одесский, Айнемер, 1969; Одесский, 1972) для анализа разрезов осадочных толщ позволило:

а) выявить наличие в исследуемых разрезах мезозоя и кайнозоя набора периодов, установленных ранее различными исследователями (Страхов, 1949; Наливкин, 1962; Балуховский, 1966, и др.) с помощьютрадиционных геологических методов;

б) получить новые результаты, свидетельствующие о тождественной ритмичности геологических разрезов, характеризующих регионы с различной историей геологического развития (Западная Сибирь, Средняя Азия, Казахстан, Степной Крым и Предкавказье);

в) позволило подтвердить при картировании концепцию волновых движений земной коры, согласующуюся с представлениями, основанными на данных геоморфологии, палеогеографии и тектоники этих регионов.

В докладе В. Е. Хаина и А. Б. Ронова на Восьмом Всесоюзном литологическом совещании в 1968 г. отмечались актуальность и перспективность применения метода простого обзора числовых совокупностей к решению геологических задач. Об этом же свидетельствует опубликование работ И. Г. Хановича и др. (1968), И. А. Одесского (1968), И. А. Одесского, А. И. Айнемера (1969) в журнале «Zeitschrift für angewandte Geologie».

4. Предлагаемый метод был также применен при решении других задач, в частности поставленной Ленинградским сталепрокатным заводом.

Задан набор чисел, характеризующих распределение толщины металлической ленты по ее длине. Лента была получена в результате проката между системами валков и не отвечала требованиям ТУ. Необходимо было определить, являются ли наблюдаемые отклонения толщины результатом действия случайных причин или порождаются детерминированными источниками.

К заданной числовой совокупности был применен метод простого обзора, выявивший наличие детерминированной ритмичной составляющей. Детальный анализ кинематики прокатного устройства позволил установить те валки, эксцентриситет которых явился причиной недоброкачественного проката ленты.

Из-за краткости статьи мы не приводим других примеров успешного применения рассматриваемого метода, равно как и не останавливаемся на многих необъективных положениях и выводах статьи. А.Б.Вистелиуса.

#### Литература

Балуховский Н. Ф. Геологические циклы. Киев, «Наукова думка», 1966.

Вистелиус А. Б. О методе обзора числовых совокупностей, спектрально-тектоническом анализе и характеристике волновых движений земной коры по И. А. Одесскому.— Геотектоника, 1975, № 1.

Наливкин В. Д. О цикличности геологической истории. — Географ. сб. XV, астрогеология. Л., Изд-во АН СССР, 1962.

Одесский И. А. Применение метода обзора числовых совокупностей для выявления крупных циклов осадконакопления.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1968, т. 150, выл. 1.

Одесский И. А., Айнемер А. И. Гармонический анализ осадочных толщ с целью выявления периодичности осадконакопления.— Геотектоника, 1969, № 6.

Одесский И. А. Волновые движения земной коры. Л., «Недра», 1972.

Страхов Н. М. О периодичности и необратимости эволюции осадкообразования в истории Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949. № 6.

Ханович И. Г., Яновский Г. Г., Айнемер А. И., Конисская Н. А. Метод простого обзорэ числовых совокупностей для изучения строения разрезов осадочных толщ. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1968, т. 150, вып. 1.

Горный институт им. Г. В. Плеханова .Ленинград Статья поступила 4 апреля 1975 г.

,

### Март — Апрель

# ХРОНИКА

#### УДК 551.242.3(575)

#### СЕМИНАР

# ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ СРЕДНЕЙ АЗИИ (ТАШКЕНТ, 6—8 АПРЕЛЯ 1976 г.)

Тектоническое районирование земной коры — весьма актуальная задача. Это один. из методов повышения эффективности выявления закономерностей размещения различных видов полезных ископаемых и разработки прогнозов для их успешных поисков.

По предложению и в соответствии с планом мероприятий по встрече 60-летия. Великой Октябрьской социалистической революции Междуведомственного тектонического комитета (МТК) при ОГГГ АН СССР 6—8 апреля 1976 г. в Ташкенте состоялся. семинар «Принципы тектонического (структурно-формационного) районирования Средней Азии», организованный Среднеазиатской секцией МТК, Узбекистанской тектонической подсекцией при отделении Наук о Земле АН УзбССР, Министерством геологии. УзбССР и секцией «Формации и палеогеографии».

В работе семинара приняло участие более 200 человек из различных геологических организаций Ташкента, а также представители научных организаций и учебных заведений Алма-Аты, Ашхабада, Душанбе, Ленинграда, Москвы, Новосибирска, Оша, Самарканда, Ферганы, Фрунзе.

С приветственным словом выступил академик — секретарь отделения Наук о-Земле академик АН УзбССР М. А. Акрамходжаев. Затем были зачитаны письма председателя Междуведомственного тектонического комитета при ОГГГ АН СССР чл.-кор. М. В. Муратова и акад. А. Л. Яншина, присланных в адрес семинара.

На семинаре были заслушаны и обсуждены 27 докладов и ряд сообщений.

В прениях выступили В. И. Попов, С. А. Захаров, В. Ф. Огай, А. К. Бухарин, Г. С. Поршиняков, К. В. Боголепов, В. И. Кнауф, С. В. Боногин, К. А. Кешишияк, О. А. Рыжков, К. Л. Бабаев, К. К. Пятков, А. Е. Довжиков, Д. П. Резвой, В. И. Троицкий, Р. А. Садыков, Ф. Х. Зуннунов, Н. П. Петров, Г. И. Амурский, И. Х. Хамрабаев, А. М. Акрамходжаев, Ш. Д. Давлятов.

С кратким сообщением о происшедшем 8 апреля 1976 г. землетрясении к югу от Кульджуктау (р-н Газли) и его характеристиках (магнитуда 6,5, бальность 8, глубина очага 20—25 км) выступил акад. АН УзбССР Г. А. Мавлянов.

Заслушанные доклады й результаты их обсуждения свидетельствуют о значительном прогрессе в развитии представлений о принципах тектонического районирования. и самом районировании территории Средней Азии по сравнению с тем, что предлагалось на II Всесоюзном тектоническом совещании (г. Душанбе, 1962 г.).

Доложенные на семинаре принципы районирования основных структурных единиц. Туранской плиты и орогенных сооружений Тянь-Шаня, Памира и Копетдага по особенностям истории развития и строения земной коры, по геолого-геофизическим и структурно-формационным особенностям, относительной подвижности и др. показали стремление исследователей наиболее полно раскрыть особенности тектоники Средней Азии с целью познания закономерностей размещения различных полезных ископаемых, проявления сейсмичности и др.

Со времени проведения II Всесоюзного тектонического совещания познание тектоники Средней Азии существенно продвинулось вперед. Проводились фундаментальные исследования на базе идей о ведущей роли глубинной дифференциации вещества тектоносферы. Развивались представления о большой роли глубинных разломов и блоковой тектоники, наличии докембрийской (эпикарельской) платформы и их крупных обломков в строении палеозоид и мезозоид Средней Азии, о направленном цикличном развитии земной коры, о промежуточных (переходных) этапах развития, о гетерогенности фундамента молодой платформы и еразновременном начале формирования, о нестабильности границы между платформой и орогеном, эпиплатформенном орогене и рифтогенезе, о наличии явлений горизонтальных перемещений, о тесной взаимосвязи магматизма и полезных ископаемых с тектоникой и ряд других. Начаты: работы по изучению строения земной коры на базе данных, полученных дистанционными методами с помощью космических аппаратов.

Все большее и большее значение в познании тектоники Средней Азии играют геофизические исследования (ГСЗ, «Земля», КМПВ и др.), в особенности в районах развития мезозойско-кайнозойского осадочного чехла. Большие результаты были получены по познанию глубинного строения Средней Азии в связи с претворением в жизнь чеследований по Международному геодинамическому проекту и на геодинамических полигонах.

Выявились три основных подхода к развитию земной коры Средней Азии, отраженных и в принципах районирования. Первое направление базирует свои принципы районирования на основе теории В. И. Попова о непрестанности и повсеместности развития и движений земной коры, стимулируемого физико-химической, магматической и радиогенной активностью вещества ее глубин и верхней мантии, направленного разрастания магматогенных оболочек земной коры Средней Азии с архея и поныне (В. И. Попов, О. Д. Шевченко, В. Ю. Запрометов, Ю. Ф. Корсаков, В. И. Троицкий, А. Б. Горянин и др.). Второе направление рассматривает формирование земной коры как неравномерно направленных процесс, с широким развитием явлений регенерации геосинклинального режима различных типов, раздвигания и заложения геосинклиналей на коре океанического типа (В. Г. Гарьковец, А. К. Бухарин, К. А. Кешишян, К. К. Пятков и др.). Третье направление считает, что развитие земной коры происходило циклично и неравномерно в пространстве и времени, с чередование эпох геосинклинального и платформенного развития, большой роли «жестких» массивов в строении подвижных поясов (М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, В. И. Кнауф, В. Г. Королев, Д. П. Резвой, А. Е. Довжиков, Н. И. Кошелев, И. М. Мирходжаев, Ш. Д. Давлятов и др.).

Несмотря на значительное разнообразие принципов районирования геоструктурных элементов Средней Азии наметилось определенное стремление иоследователей к сближению точек зрения и созданию таких принципов районирования, которые бы в равной мере учитывали всю многогранность геологических процессов, взаимосвязь и взаимообусловленность протекающих в тектоносфере геологических явлений, определяющих в конечном счете структурные особенности отдельных участков земной коры.

Признавая значительный интерес, достигнутый в результате применения структур ного и формационного анализов (в широком смысле) и геологической интерпретации данных геофизики, семинар огметил некоторое отставание в изучении постгеосинклипального развития подвижных поясов; структур разных порядков, их взаимоотношений, генезиса и развития; генетической и временной взаимозависимости магматизма, метаморфизма и полезных ископаемых с тектогенезом; закономерностей размещения видов полезных ископаемых в связи с конкретными структурными единицами земной коры; недостаточна степень разработанности принципов тектонического районирования.

Семинар отметил, что достигнутые успехи в деле выявления основных особенностей строения и развития тектоносферы Средней Азии и в районировании земной коры по основным этапам развития способствовали целенаправленности методических и поисково-разведочных работ на различные виды полезных ископаемых.

В своем решении семинар рекомендовал развивать существующие направления по разработке принципов районирования и методам картографического изсбражения, указал на необходимость дальнейшего сближения приемов и методов выделения структурных единиц земной коры с целью выработки единого принципа для различных масштабов и создания единой схемы тектонического районирования. В связи с этим семинар обратился к Среднеазиатской тектонической секции с просьбой создать рабочие комиссии по наиболее актуальным фундаментальным и прикладным проблемам тектоники Средней Азии, в том числе комиссии по унификации и синонимизации нанменований структурных единиц земной коры Средней Азии. Семинар просил САИГИМС взять на себя организацию коллективной межреспубликанской работы по составлению «Тектонической карты Средней Азии» и решил провести очередной семинар в г. Фрунзе в 1978 г.

О. М. Борисов, Ш. Д. Давлятов

Редакционная коллегия:

В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, 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 (зам. главного редактора), В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН

Адрес редакции:

109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР. Телефон 233-00-47, доб. 3-77

Технический редактор Расторгуева Е. Н.

Сдано в набор 7/I-1977 г. Т-03838. Подписано к печати 21/II-1977 г. Тираж 1995 экз. Зак. 4426. Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/16. Усл. печ. л. 11,2. Бум. л. 4,0. Уч.-изд. листов 11,9.

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

Е 113 ПЕСОЧНЫЙ ПЕР Д 3 КВ 42 МАКАРЫЧЕВУ Г И 70228

A COMPANY

Цена 1 р. 20 к. Индек**я** 70228



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Геотектоника, 1977, <del>№</del> 2