

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ГЕОТЕКТОНИКА

6

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1971

## ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

МОСКВА

№ 6, 1971 г.

## СОДЕРЖАНИЕ

Л. П. Зоненшайн. Геосинклинальный процесс и «новая глобальная тектоника»	3
А. А. Богданов. О строении массива Хоггар (Туарегский массив) в Алжирской Сахаре	27
А. С. Новикова. О тектонике карелид основания Восточно-Европейской платформы	44
М. М. Калинин. Структура апатитового рудного поля Хибин	53
А. С. Флаас. Некоторые особенности структурного развития мамско-бодайбинской серии	58
В. Г. Петров. Мелкая складчатость докембрийских сланцевых толщ Енисейского кряжа	65
Л. В. Витте. Структуры Шарыжалгайского массива и отражение их в магнитных полях	73
С. Л. Бызова, С. Г. Рудаков, В. И. Славин, В. Е. Хаин. Об основных чертах тектоники северной части Мармарошского массива (Восточные Карпаты)	79
А. Л. Книппер. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа	87
Е. Н. Савочкина. Тектонические соотношения четвертичных вулканитов с отложениями неогена в междуречье Тигиль-Тихая (Камчатка)	101
В. В. Бобылев, В. С. Соловьев. Даубихинский, Алчанский и Куканский прогибы и их место в тектонической структуре юга Дальнего Востока	108

## Краткие сообщения

Л. Д. Мирошников. Скручивание крыльев складок на Сахалине	119
---	-----

## Критика и дискуссии

С. А. Захаров. Несколько замечаний по поводу статьи А. А. Никонова (Геотектоника № 1, 1970 г.)	121
Памяти Алексея Алексеевича Богданова	123
Годовой указатель	125

## GEOTECTONICS

NOVEMBER — DECEMBER

MOSCOW

№ 6, 1971

## CONTENTS

<b>L. P. Zonenshain.</b> Geosynclinal process and a «new global tectonics» . . . . .	3
<b>A. A. Bogdanov.</b> On the structure of Hoggar massif (Tuareg massif) in Algerian Sahara . . . . .	27
<b>A. S. Novikova.</b> On Carelide tectonics at the base of the East-European platform . . . . .	44
<b>M. M. Kalinkin.</b> Structure of the apatite ore field in the Khibiny area . . . . .	53
<b>A. S. Flaas.</b> Some specific features in the structural development of the Mama-Bo-daibo series . . . . .	58
<b>V. G. Petrov.</b> Plication in Precambrian schist strata of Yenissei ridge . . . . .	65
<b>L. V. Vitte.</b> Structures of Sharyzhalgaisk massif and their reflection in magnetic fields . . . . .	73
<b>S. L. Byzova, S. G. Rudakov, V. I. Slavin, V. E. Khain.</b> Fundamental features in the tectonics of the northern part of Marmaros massif (Eastern Carpathians) . . . . .	79
<b>A. L. Knipper.</b> Geological history of the serpentinite melange of Lesser Caucasus . . . . .	87
<b>E. N. Savochkina.</b> Tectonic interrelations between Quaternary volcanites and Neogen deposits in Tigil-Tikhaia interfluve (Kamchatka) . . . . .	101
<b>V. V. Bobilev, V. O. Soloviev.</b> The Daubikhinsk, Alchansk and Kukansk depressions and their place in the tectonic structure of the southern part of the Far East . . . . .	108

## Short Notes

<b>L. D. Miroshnikov.</b> Torsion of fold limbs on Sakhalin . . . . .	119
---	-----

## Critique and Discussions

<b>S. A. Zakharov.</b> A few remarks regarding A. A. Nikonov's article (Geotectonics, No 1, 1970) . . . . .	121
To the Memory of Alexei Alexeevich Bogdanov . . . . .	123
Index for the year . . . . .	125

УДК 551.24.01 : 551.242.2

*Светлой памяти своего учителя  
Алексея Алексеевича Богданова по-  
свящает автор эту статью.*

**Л. П. ЗОНЕНШАИН****ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС  
И «НОВАЯ ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА»**

В соответствии с «новой глобальной тектоникой», основанной на гипотезах «растекания морского дна» и «тектоники плит», геосинклинали представляются совокупностью конвергентных структур, приуроченных к тем участкам поверхности Земли, в которых плиты литосферы разрушаются. Геологические, петрологические и геофизические данные по геосинклинальным складчатым областям противоречат этому, свидетельствуя о единой природе геосинклинального процесса, о его глубинности и ярко выраженной созидательной роли. Сущность геосинклинального процесса состоит в поступлении, главным образом в эвгеосинклинальных зонах, энергии и вещества из верхней мантии на поверхность и в формировании новой коры континентов в полном объеме, включая «базальтовый» и «гранитный» слои. В то же время многие положения «новой глобальной тектоники» находят подтверждение в материалах по складчатым областям. В прежних эвгеосинклинальных зонах, представляющих собой остатки океанических областей, могут быть реставрированы ископаемые рифтовые долины океанов и следы «растекания морского дна». Предполагается, что эвгеосинклинальные зоны на начальной стадии развития отвечают срединно-океаническим хребтам, а на зрелой стадии — островным дугам.

**НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОНЦЕПЦИИ И ТЕОРИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ**

В последние годы основные положения учения о геосинклиналях подвергаются коренному пересмотру, связанному с новейшими достижениями геологии, особенно в изучении океанов. Главным механизмом преобразования лика Земли признается горизонтальное движение жестких плит литосферы, создающихся в одних местах и погружающихся и разрушающихся в других. Эти представления отражены в современных, широко распространенных среди зарубежных геологов гипотезах «растекания морского дна» (seafloor spreading) и «тектоники плит» (plate tectonics), объединяемых концепцией «новой глобальной тектоники». В данных построениях усматривается новейшая революция в науках о Земле (Wilson, 1969).

Представления о «растекании морского дна» впервые были высказаны 10 лет назад Р. Дитцом (Dietz, 1961) и Г. Хессом (Hess, 1962), но только в последние 5 лет новые, преимущественно геофизические открытия позволили оформиться этим представлениям в концепцию «новой глобальной тектоники». Содержание ее, коротко, сводится к следующему (по работам: Dietz, 1961; Hess, 1962, 1965; Vine, Matthews, 1963; Le Pichon, 1968; Wilson, 1968; Isacks et al., 1968 и др.).

В тектонических процессах взаимодействуют две внешние оболочки Земли: литосфера и астеносфера. Литосфера включает в себя полностью земную кору и часть верхней мантии примерно до глубины 70—100 км, т. е. до слоя пониженных скоростей. Астеносфера протягивается вглубь

на несколько сот километров. Литосфера, в отличие от астеносферы, обладает прочностью. По мнению Б. Айзекса, Дж. Оливера и Л. Сайкса (Isacks et al, 1968) это подтверждается тем, что астеносфера поглощает, а литосфера не поглощает высокочастотные поперечные волны, характер прохождения которых является показателем прочности. Вещество в астеносфере находится в состоянии, близком к точке плавления и способно к ползучести. В связи с этим в астеносфере может возникать конвекционная или иная циркуляция, поддерживаемая энергией, поступающей из внутренних оболочек Земли. Литосфера в виде толстой жесткой пластины пассивно реагирует на процессы, протекающие в астеносфере.

На большей части Земли литосфера непрерывна; ее сплошность нарушается лишь в узких поясах, отвечающих трем категориям современных тектонически, и особенно сейсмически, активных зон: срединно-океаническому хребтам, островным дугам и молодым складчатым сооружениям. Активные зоны разбивают литосферу на шесть (или более) жестких плит (Le Pichon, 1968). Каждая такая плита, находясь, например, на вершине конвекционной ячейки, может перемещаться по астеносфере. Континенты в виде айсбергоподобных глыб впаиваются в литосферу и вместе с ней пассивно участвуют в движении плит. Эта гипотеза предусматривает, что расхождение плит в одной зоне вызывает либо их уничтожение, либо их столкновение в другой зоне.

В срединно-океанических хребтах плиты литосферы формируются и расходятся в стороны («растекание морского дна»). В пользу этого приводятся в общем веские данные. Срединно-океаническим хребтам свойствен высокий тепловой поток. Они сложены молодыми изверженными породами; своеобразные частые рои землетрясений и высокий тепловой поток свидетельствуют о непрерывно продолжающейся вулканической деятельности. Открытие симметрично расположенных относительно оси хребтов полосовых магнитных аномалий (Vine, Matthews, 1963) дало, как считает большинство исследователей, непосредственное подтверждение того, что вновь созданная кора «растекается» в стороны от океанических хребтов. О том же свидетельствует и картина распределения осадков, которые почти полностью отсутствуют на сводах хребтов и возрастают в мощности по мере удаления от них с последовательным появлением в подошве все более древних отложений. Прямым указанием на условия растяжения, господствующие в срединно-океанических хребтах, является характер перемещения по крупным поперечным разломам (типа разломов Мендосино, Пайонир и др.), которые во многих местах пересекают срединно-океанические хребты на отдельные разобщенные отрезки со смещением друг относительно друга. Эти разломы выделены в качестве трансформных (Wilson, 1965); по ним в действительности происходит не смещение или сдвиг отрезков хребта, а растаскивание блоков в обе стороны от него на любом его отрезке. Это находит подтверждение в ориентировке напряжений в очагах землетрясений которые, кстати, локализованы только в интервале между двумя смежными отрезками.

В островных дугах (точнее, в глубоководных желобах) плиты литосферы, в соответствии с рассматриваемой концепцией, погружаются и подвигаются под смежные плиты. В пользу этого выдвигаются такие соображения, как низкий тепловой поток над глубоководными желобами, обстановка сжатия, в которой они находятся, и, самое главное, наличие под островными дугами глубинной фокальной зоны (зоны Бенъоффа),ходящей наклонно в сторону континента на глубину до 700 км. Дж. Оливер и Б. Айзекс (Oliver, Isacks, 1967) обнаружили, что к этой зоне приурочена пластина толщиной около 100 км, которая по прохождению поперечных волн идентична литосфере океанов. На этом основании они предположили, что плита литосферы изгибается под желобом и опускается вниз до глубины 700 км (хотя сами же эти авторы отмечают, что, строго

говоря, ими получено лишь доказательство неодинакового строения пластины, прилегающей к зоне Беньоффа, и сопредельных участков мантии на сопоставимой глубине). А. Рингвуд и Д. Грин (Ringwood, Gleen, 1966) предложили петрологическую интерпретацию той же картины: при охлаждении литосферы габбро переходит в эклогит, который, обладая большей плотностью, погружается в верхнюю мантию и, испытывая на глубине частичное плавление, дает начало андезитовой магме островных дуг.

Образование молодых складчатых сооружений типа Гималаев объясняется гипотезой «тектоники плит» столкновением и раздавливанием краев двух плит литосферы.

Изложенная концепция, как нетрудно заметить, отличается большой стройностью и пытается связать воедино общепланетарные структурные элементы. Вместе с тем нельзя не видеть в ней и целого ряда слабых мест.

Подробный разбор новейших гипотез был недавно произведен В. В. Белоусовым (1970), подвергшим их основательной и в значительной мере справедливой критике. Наиболее убедительными представляются возражения против переноса материала из срединно-океанических хребтов на громадные расстояния (измеряемые тысячами километров); совершенно гипотетическим выглядит механизм погружения литосферы в мантию. Существенно, что в желобах (Перуанско-Чилийском, Алеутском) нет сгруженных и деформированных осадков (Schol et al, 1970), а это находится в противоречии с предполагаемым механизмом «тектоники плит». Можно привести и некоторые дополнительные возражения. Упоминалось, что большое место в этой концепции отводится трансформным разломам. Но практически нигде эти разломы не протягиваются от срединно-океанического хребта до островных дуг. Их длина в единичных случаях превышает 1000 км, обычно она не более 100—200 км. Следовательно, действие современного «растекания морского дна» не выходит за рамки ограниченной полосы шириной в сотни километров, т. е. соизмеримо с шириной самих срединно-океанических хребтов. С погружением литосферы под островные дуги несовместимо и то, что если тепловой поток в глубоководных желобах в общем действительно низкий (0,7—0,8 мккал/см<sup>2</sup> сек, то над островными грядами он, напротив, весьма высок (2—4 мккал/см<sup>2</sup>/сек) (Lee, Uyeda, 1965; Смирнов, 1969).

В то же время автор согласен с В. Е. Хаиным (1970), что многие положения «новой глобальной тектоники» выглядят весьма убедительными. К их числу относятся выводы о том, что в пределах срединно-океанических хребтов формируется новая земная кора, что они находятся в условиях растяжения и что на каком-то интервале происходит «растекание морского дна», т. е. раскрытие и образование новых океанических пространств. С большим вниманием, как мне кажется, следует отнестись к общему принципу взаимосвязи процессов в главных активных зонах Земли, в частности к тому, что, скажем, растяжение в одних местах должно сопровождаться сжатием в других. Не менее существенны выводы о возможности значительных горизонтальных перемещений. Подобные представления у нас успешно развивают А. В. Пейве, П. Н. Кропоткин и др.

Встает естественный вопрос, насколько совместима или несовместима концепция «новой глобальной тектоники» с результатами изучения геологии материков и прежде всего с краеугольным камнем материковой геологии — с учением о геосинклиналях? За последние несколько лет появилось множество публикаций, в которых с помощью механизмов «растекания морского дна» и «тектоники плит» объясняется происхождение прежних складчатых систем и их разнообразие (Laubscher, 1969; Mitchel, Reading, 1969; Dewey, Horsfield, 1970; Coney, 1970; Hamilton, 1970 и др.). В этих построениях геосинклинали отвечают либо тем участкам, в которых плиты литосферы погружаются и подвигаются под смежные плиты, либо тем зонам, в которых происходит столкновение двух плит литосферы. В соответствии с этим выделяются разные типы склад-

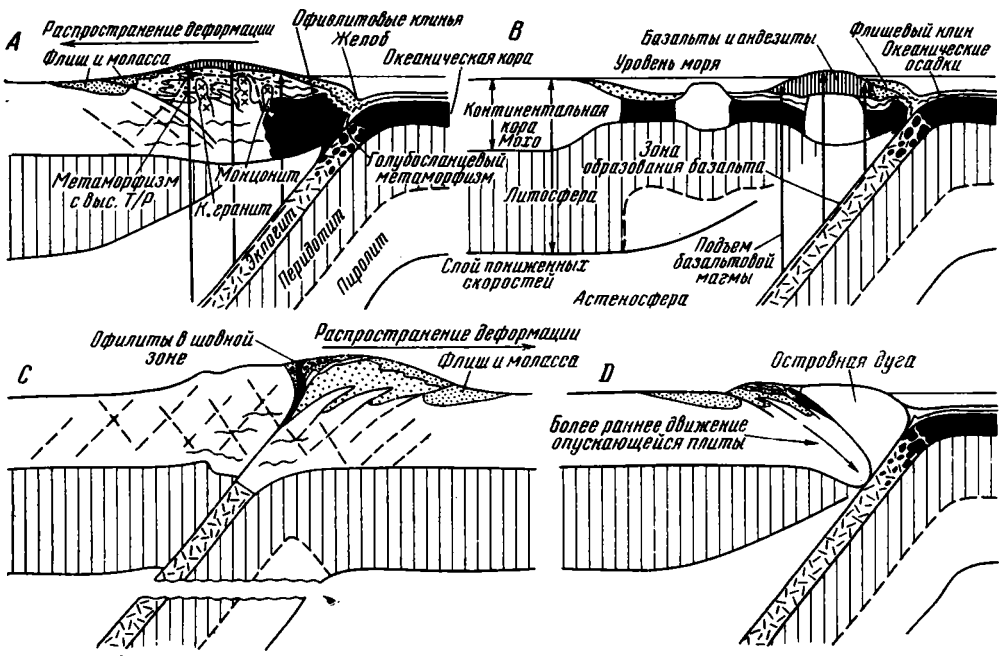


Рис. 1. Четыре основных типа орогенных поясов, развивающихся на краю разрушающейся плиты литосферы (по Дьюн и Хорсфилд, 1970).

A — Кордильерский тип оротектонического орогена; B — оротектонический тип островной дуги; C — Гималайский тип паратектонического орогена (столкновение континентов); D — паратектонический ороген

чатых поясов (индийский, гималайский, островных дуг и пр.). Одна из таких схем образования складчатых сооружений показана на рис. 1. Из нее хорошо видно, что созидательная роль геосинклинального процесса полностью отрицается, так же как утрачивается единая природа этого процесса. Складчатые зоны представляются совокупностью конвергентных структур, возникших в разных условиях. В связи с этим раздаются голоса, что теория геосинклиналей должна быть полностью оставлена (Laubscher, 1969), что она должна быть заменена «тектоникой плит» (Mc Kenzie, 1970), что нельзя говорить ни о какой стадийности развития складчатых областей (Coney, 1970), что так называемый доорогенный период, отвечающий жизни океанов, никак не связан с последующей деформацией и т. д.

Так ли это? Или теория геосинклиналей вполне может быть увязана с новейшими достижениями океанической геологии? Для ответа необходимо обратиться к данным по геосинклинальным областям прошлого и посмотреть, обнаруживаются ли в них явления, которые составляют основу современных концепций.

### ОБЩНОСТЬ В СТРОЕНИИ И РАЗВИТИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ РАЗНОГО ТИПА

Геосинклинальные области необычайно разнообразны и нельзя предложить стандартного образца их строения. Иногда даже утверждается, что каждая геосинклинальная область полностью индивидуальна. Действительно, на первый взгляд мало общего между, например, складчатыми зонами Средиземноморского пояса и палеозойскими сооружениями Центрально-Азиатского пояса. Это позволило автору выделить два самостоятельных типа геосинклинальных областей: альпийский и центрально-азиатский (Зоненшайн, 1970). Бесспорно, существуют и другие

типы, например, талассогеосинклинали. Но вот что важно: все геосинклиналильные области вне зависимости от типа их строения, во-первых, содержат в своей основе один и тот же главный структурный элемент — эвгеосинклиналильные зоны — и, во-вторых, обладают одинаковой направленностью и стадийностью развития.

Эвгеосинклиналильные зоны всегда занимают внутреннее положение в геосинклиналильной области. Они обрамляются с внешней стороны ансамблем разнообразных структур (рис. 2): в областях альпийского типа — амагматичными краевыми системами (включающими миогеосинклинали), в областях центрально-азиатского типа — своеобразными промежуточными зонами с магматизмом кислого и среднего состава. Эвгеосинклиналильные же зоны остаются, в целом, практически неизменными и представляют собой то звено, которое объединяет в единую цепь складчатые сооружения разных типов. Из этого следует, что при выяснении сущности геосинклиналильного процесса необходимо прежде всего обратить внимание на те события, которые могут быть реставрированы в эвгеосинклиналильных зонах.

Другая важная особенность, свойственная всем без исключения складчатым областям, заключается в стадийности развития. Это хорошо известно. Представление о стадийности наиболее четко было разработано Г. Штилле, который установил смену во времени инициального (начального) магматизма синорогенным и далее субсеквентным магматизмом. Вопросы стадийности весьма полно освещены в советской литературе.

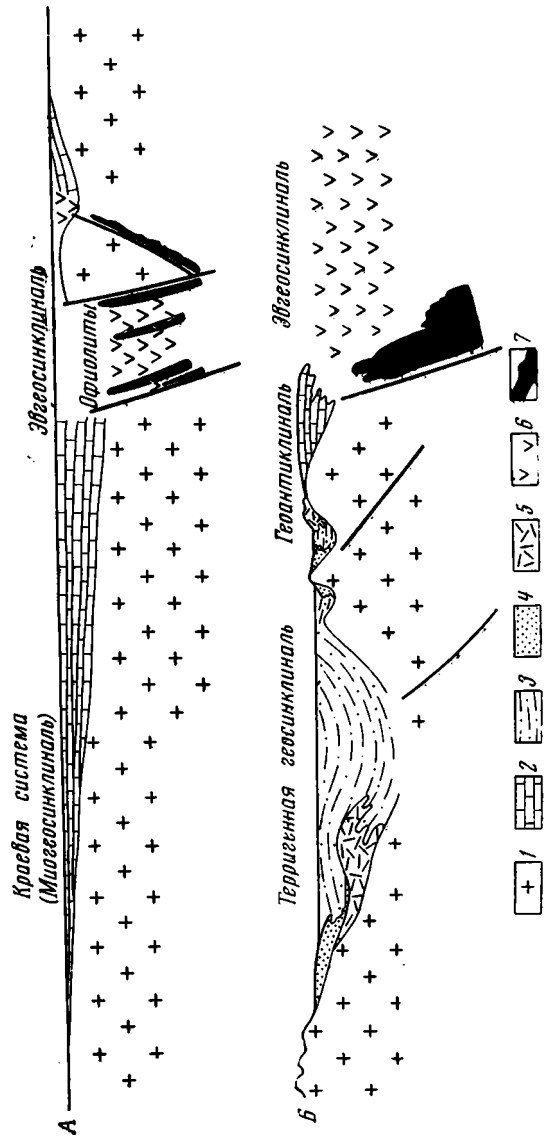


Рис. 2. Строение геосинклиналильных областей на начальной стадии развития

А — альпийский тип; эвгеосинклиналильная зона обрамлена опущенным краем платформы с развитием осадков краевой системы (миогеосинклинали); Б — центрально-азиатский тип; эвгеосинклиналильная зона обрамлена территориальными геосинклиналиными прогибами и геосинклиналиями с шалестским вулканизмом. 1 — консолидированное основание; 2 — карбонатные осадочные осадки; 3 — территориальные осадки; 4 — грубообломочные осадки; 5 — продукты сношения вулканизма; 6 — продукты начального вулканизма; 7 — гипербазиты, габбро



Можно считать твердо установленным, что геосинклинальные области проходят в своем развитии два этапа: собственно геосинклинальный, или главный геосинклинальный, и орогенный, или молассовый, заключительный. Как правило, эти два этапа разделены эпохой складчатости. Нет необходимости давать развернутую их характеристику, так как она неоднократно излагалась ранее. Хочется лишь полностью поддержать М. В. Муратова, который пишет, что «Одним из важнейших достижений теории геосинклиналей последних лет является установление двух основных этапов развития геосинклинальных систем. Значение этого научного достижения мы полностью еще не оценили. Выделение двух главных этапов развития основывается на огромном материале геологического изучения разных складчатых систем и поясов...» (1969, стр. 82).

Из двух этапов развития наибольшие дискуссии вызывает трактовка первого из них, собственно геосинклинального, поскольку до сих пор нет ясности в отношении условий заложения геосинклинальных систем и их палеогеографии в ранние моменты развития. Автор попытался рассмотреть эвгеосинклинальные зоны на их первом этапе развития.

### ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ЗОНЫ

**Общая характеристика.** Для эвгеосинклинальных зон, как известно, наиболее примечательна ассоциация зеленокаменно измененных подводных лав спилит-базальтового состава (начальных вулканитов), кремнистых пород и включенных в них согласных тел ультраосновных и основных интрузий. Начиная с Г. Штейнманна, эта ассоциация выделяется под названием офиолитовой. Примерами эвгеосинклинальных зон являются Тагильско-Магнитогорский синклинорий Урала, Пеннинская зона Альп, Южно-Монгольская зона варисцид Монголии и т. д.

Эвгеосинклинальные зоны обычно прослеживаются протяженными полосами по простиранию всей складчатой области. Они являются в общем наиболее устойчивыми элементами, хотя также испытывают местами существенные изменения по простиранию. Длина их измеряется сотнями, а часто превышает и тысячу километров. В ряде складчатых областей эвгеосинклинальные зоны в современной структуре почти выклиниваются, замещаясь узкими швами или рубцовыми зонами. С внешней стороны, обращенной к платформе, эвгеосинклинальные зоны ограничены крупнейшими разломами, отделяющими их от примыкающих к ним иных структурных элементов, будь то краевые системы, как в областях альпийского типа, или системы новообразованных прогибов и поднятий, как в областях центрально-азиатского типа (см. рис. 2). Эти разломы представляют собой наиболее крупный рубеж в поперечном сечении геосинклинальных областей.

Структура эвгеосинклинальных зон отличается большой напряженностью, сильной сжатостью, характерно широкое развитие кливажа и сланцеватости. При деформациях эвгеосинклинальный комплекс обладает большой пластичностью и часто участвует в шарьяжных перекрытиях. В период деформации происходит тектоническое расплющивание всей зоны и выдавливание офиолитов в верхние горизонты. Во многих местах эвгеосинклинальные отложения претерпевают полное зеленокаменное перерождение. Типично также появление полос прогрессивного метаморфизма с изменением пород в амфиболитовой фации.

Две стадии развития эвгеосинклинальных зон на собственно геосинклинальном этапе. В обобщенном виде типичный стратиграфический разрез эвгеосинклинальных зон состоит из двух комплексов.

Нижний комплекс образован или офиолитовой ассоциацией или отдельными ее членами без гипербазитов. Наиболее обычны спилит-диабаз-

зоявая и спилит-кератофировая формации, сочетающиеся с глубоководными кремнистыми толщами.

Верхний комплекс состоит преимущественно из терригенных отложений. Для него наиболее примечательны флишевые и граувакковые накопления, местами замещающиеся массивами известняков. Офиолиты здесь отсутствуют; они, если и залегают среди пород второго комплекса, то проникают в них тектонически (Пейве, 1969; Книппер, 1969). Вместе с тем верхний комплекс вовсе не лишен магматических проявлений, как это довольно часто предполагается. Необходимо подчеркнуть, что к нему (преимущественно к его верхам) приурочены вулканические накопления андезитового состава с отклонениями до андезито-базальтового, с одной стороны, и риолитового, с другой.

Каждый из комплексов соответствует определенной стадии развития эвгеосинклинальных зон. М. В. Муратов (1969) называет эти стадии начальной и зрелой, Ж. Обуэн (1967) — дофлишевой и флишевой.

Первая, начальная стадия характеризуется интенсивным опусканием всей зоны, хотя в пределах ее рельеф мог быть достаточно сложным. Эта стадия отмечена интенсивным подводным вулканизмом, причем среди вулканических пород доминируют базальты и спилиты. Учитывая обилие вулканизма, развитого на широкой площади, есть много оснований предполагать, что первая стадия протекала в условиях растяжения.

Во вторую, зрелую стадию реставрируется резкая дифференциация обстановки, появление выступающих выше уровня моря островных гряд (геоантиклинальных поднятий) и заключенных между ними глубоких прогибов. В связи с этим обилие обломочных толщ, образование которых происходило в условиях турбидитной седиментации. Состав обломочного материала определенно указывает на внутренние источники размыва, почти не выходящие за пределы эвгеосинклинальных зон.

Со зрелой стадией тесно связан андезитовый вулканизм. В ряде эвгеосинклинальных зон его проявления обнаруживаются очень четко. Так, в рифейско-кембрийских эвгеосинклинальных зонах востока Алтае-Саянской области в верхах разреза хорошо обособливается порфиритовая толща первично андезитового состава (Шелковников, 1965). А. Ф. Белосусов и др. (1969) также отмечают появление андезитовых и андезит-базальтовых серий в верхней части разреза рифейско-кембрийских зон Горного Алтая и Салаира, где они ассоциируются с флишеподобными накоплениями. Для территории Дальнего Востока самостоятельная андезит-диоритовая формация, сопровождаемая флишем и граувакками, выделена Г. М. Власовым. Она существует и на Урале (Иванов, 1969; Штейнберг, 1970). Очень выпукло андезитовый вулканизм проявлен в варисцийской Южно-Монгольской эвгеосинклинали. Здесь вулканические покровы андезитового, андезит-базальтового и дацитового состава сильно насыщают, а местами полностью замещают граувакковые и флишеподобные толщи нижнего карбона. Вместе с тем в некоторых геосинклинальных областях андезитовый вулканизм обнаруживается лишь косвенно, как в Альпах, где этот вулканизм, заключенный в интервале где-то между сеноманом и средним зооеном, был выявлен лишь по обломкам андезитов в третичном флише (Martini, Vuagnat, 1967). Андезитовый вулканизм приурочен к геоантиклинальным поднятиям, не случайно его продукты иногда полностью размываются.

Зрелая стадия завершается внедрением синорогенных габбро-плагиогранитных интрузий. Существенно, что эти интрузии по составу необычайно близки андезитам и их можно рассматривать в качестве одного из проявлений андезитового магматизма.

Появление сильно расчлененного рельефа наряду с только локально развитым вулканизмом свидетельствуют о том, что в данную стадию вместо растяжения наступили условия сжатия, завершившиеся в конечном счете общей складчатостью.

Две стадии развития настолько сходно повторяются в складчатых областях самого разного возраста, начиная с архейских и кончая кайнозойскими, что сам собой вытекает вывод о единой природе геосинклинальных структур, что исключает представление об их конвергентности.

Комплексы начальной и зрелой стадий пластуются между собой большей частью согласно и обычно связаны постепенными переходами, но местами они разделены перерывами. Однако во всех случаях в деформациях они участвуют совместно. Смена одного комплекса другим осуществляется в разных участках одних и тех же эвгеосинклинальных зон далеко не одновременно, а растягивается иногда на значительный интервал времени. В результате в течение этого интервала времени формации начальной стадии одних участков оказываются разновозрастными породам зрелой стадии других участков.

Тесная связь между образованиями начальной и зрелой стадий как будто бы однозначно указывает на их генетическое единство и позволяет рассматривать их частями единого процесса. Однако этот тезис вызывает наибольшие возражения с позиций «новой глобальной тектоники», в соответствии с которой продукты первой стадии следует считать остатками плиты океанической литосферы, включенными тектонически в инородные продукты второй стадии.

Эвгеосинклинальные зоны, как остатки океанических областей. Действительно, эвгеосинклинальные зоны на начальной стадии трудно рассматривать иначе, чем остатки прежней океанической коры. Это убедительно и исчерпывающе показал А. В. Пейве (1969) и, думаю, нет нужды дополнительно расшифровывать приведенные им аргументы (сходство разрезов эвгеосинклинальных зон и современных океанов, одинаковый их магматизм, присутствие глубоководных осадков и пр.). К данному выводу склоняется сейчас большинство исследователей.

Эвгеосинклинальные зоны почти всегда окаймлены выступами древних комплексов с корой континентального типа. Однако во внутренние части эвгеосинклинальных зон эти комплексы не распространяются и здесь выступы сиалического основания отсутствуют. В период возникновения и развития эвгеосинклиналей на их месте, как нам представляется, безусловно существовала кора не континентальная, а океаническая. Нет единства взглядов в вопросе в том, была ли эта океаническая кора древней, т. е. вела ли она себя как некий пассивный субстрат, на котором разыгрывался геосинклинальный процесс, или она была новообразованной, т. е. активно формировалась в ходе ранней стадии развития эвгеосинклинальных зон. Автор, как увидим ниже, отдает предпочтение второму варианту.

О возможном происхождении магматических продуктов начальной стадии. Продукты магматизма, образующиеся на начальной стадии развития эвгеосинклинальных зон, входят в состав офиолитовой ассоциации, природа которой живо обсуждается до сих пор. Из офиолитовой триады Штейнманна магматическими являются два компонента: альпинотипные гипербазиты (и габбро) и подводные основные вулканы. Не вызывает сомнений тесная пространственная связь этих двух компонентов, из-за, которой возникло первоначальное представление об их генетическом единстве, ставящееся сейчас под сомнение (Книппер, 1970).

В отношении происхождения гипербазитов, как это показал П. Уилли (Wyllie, 1969), существуют большие разногласия: неясно, следует ли считать гипербазиты производными самостоятельной магмы, или продуктом частичного плавления первичного мантийного материала, или тугоплавким остатком, образовавшимся после отделения в мантии базальтовой магмы и затем чисто тектонически внедрившимся в верхние слои литосферы. Отсюда вытекают и различия в понимании самих гипер-

базитов: являются ли они частями мантийного вещества или лишь продуктами его дифференциации. Однако сам факт, что гипербазиты проникают на поверхность Земли из глубоких ее недр, является бесспорным, независимо от способов их образования и внедрения. Первое внедрение альпинотипных гипербазитов относится к самым ранним моментам развития данной геосинклинальной зоны, совпадая с началом в ней подводной вулканической деятельности (Книппер, 1969). Местами как будто бы даже трудно отрицать большую общность гипербазитов с вмещающими их лавами, как говорят об этом некоторые материалы по Северной Греции (Mooges, 1969) и Новой Зеландии (Challis, 1969). Мантийное происхождение гипербазитов и их раннее внедрение свидетельствуют о том, что момент рождения эвгеосинклинали отмечен подъемом в верхние слои глубинного материала.

В отношении второго магматического компонента офиолитовой ассоциации — подводных вулканитов — существуют более определенные представления. Эти вулканиты по своему химическому составу близки к океаническим толеитам, занимая промежуточное положение между ними и траппами (Шейнманн, 1968, 1970; Кузнецов, 1970). Что это так, свидетельствуют конкретные данные по эвгеосинклинальным зонам Урала (Штейнберг, 1970), Алтае-Саянской области (Белоусов и др., 1969), по Пеннинской зоне Альп (Dietrich, 1967), по Новой Зеландии (Battey, 1956), по Камчатке (Авдейко, Храмов, 1969) и другим областям.

Вероятное происхождение базальтовой магмы было подробно рассмотрено Д. Грином и А. Рингвудом (Green, Ringwood, 1969), В. В. Белоусовым (1966), Ю. М. Шейнманном (1968, 1970). В результате этих исследований прочно установлено, что базальтовая магма является подкоревой, причем достаточно глубокой. В. В. Белоусов точными расчетами показал, что наиболее благоприятные условия для зарождения основной магмы появляются в слое пониженных скоростей (на глубинах 100—150 км). Ю. М. Шейнманн полагает, что магма может поступать с еще больших глубин. Непосредственное подтверждение образования разновидностей базальтовой магмы из предполагаемого первичного вещества мантии (пиролита) путем частичного плавления и фракционирования было получено экспериментами Д. Грина и А. Рингвуда.

Следовательно, в начальную стадию развития эвгеосинклинальных зон на поверхность поступает материал из мантийных слоев Земли. Интересно и то, что толеитовые базальты являются, по данным Ю. М. Шейнманна (1970), производными наиболее энергоемкой магмы.

Близость эвгеосинклинальных вулканических серий на начальной стадии к океаническим толеитам находится в полном соответствии с представлениями об эвгеосинклинальных зонах, как остатках прежних океанических областей. На этом основании делаются иногда выводы, что вообще нет различий между вулканизмом океанических бассейнов и эвгеосинклинальных зон и что поэтому эвгеосинклинали — просто части прежних океанов, обособившиеся от других частей лишь при более поздних орогенических деформациях. Но при этом как-то забываются две тесно связанные и весьма существенные особенности эвгеосинклинального вулканизма, отличающие его от вулканизма океанических бассейнов: обилие в нем спилитов и сильное зеленокаменное перерождение.

Спилиты почти тождественны по химическому составу толеитам (табл. 1). Самое главное их отличие состоит в насыщенности натрием (до 4,5%  $\text{Na}_2\text{O}$ ) и водой (до 3,5—5%), а также углекислотой (до 1,5%) Ни в каких других породах базальтового состава эти компоненты в таких количествах не встречаются (Schidlowskii, 1969). Своеобразный химический состав спилитов минералогически выражается в широком развитии альбита и хлорита. Долгое время господствовала так называемая трансвапоритовая гипотеза происхождения спилитов, предусматривавшая заимствование натрия и воды из морской воды. Д. С. Коржинский

Сопоставление химических составов океанического толеита, спилита и зеленокаменных пород из срединно-океанических хребтов, %

	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	49,60	49,65	49,51	50,84	49,71
TiO <sub>2</sub>	1,50	1,57	1,90	1,38	1,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,12	16,00	15,14	15,25	15,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,0	3,85	2,49	2,89	2,05
FeO	6,85	6,08	8,14	5,55	7,31
MnO	0,17	0,15	0,18	0,16	0,16
MgO	7,23	5,10	5,62	9,32	8,92
CaO	11,78	6,62	6,34	6,44	7,32
Na <sub>2</sub> O	2,74	4,49	5,46	4,48	2,93
K <sub>2</sub> O	0,16	1,28	0,27	0,05	0,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,46		0,10	0,17
CO <sub>2</sub>		0,63			
H <sub>2</sub> O		3,49	3,92	4,0	4,46

Примечание: 1 — океанический толеит (по Энгелю и др.); 2 — спилит (по Шидловскому); 3 — спилит (по Заварицкому); 4 — 5 — зеленокаменные породы из Срединно-Атлантического хребта (по Мельсону)

(1962) показал несостоятельность этой гипотезы и обосновал метасоматическую природу спилитов. Появляются также данные о первичном существовании натрового состава спилитовой магмы. Об этом говорит то, что в свежих спилитах содержатся альбит и хлорит совместно с неизмененным авгитом (Battey, 1956), что местами в спилитах обнаружено свежее стекло, имеющее натровый состав (Штейнберг, 1970), что, по утверждению некоторых петрографов (Amstutz, 1967), никаких вторичных диффузионных процессов в спилитах не обнаруживается. Объяснение своеобразного состава спилитов дается разными исследователями по-разному: либо, как говорилось, начальным химизмом лав, либо удержанием летучих богатой водой толеитовой магмой, либо сложным позднемагматическим генезисом, либо натриевым метасоматозом.

Несомненно, метасоматоз играет большую роль в образовании спилитов, так как с ним тесно связано и другое неотъемлемое свойство рассматриваемых серий — их зеленокаменное перерождение. После работ А. А. Маракушева (1965) стало ясно, что зеленосланцевый метаморфизм, отнесенный им к типу А, определяется повышенным потенциалом натрия (и пониженным кальция) в растворах, пронизывающих толщу при метаморфизме. Источник этих растворов является глубинным. В тесной связи с зеленосланцевым метаморфизмом находится и серпентинизация гипербазитов. Время зеленокаменного перерождения обычно фиксируется довольно точно: оно не выходит за рамки начальной стадии и, следовательно, не связано с прогрессивным региональным метаморфизмом.

Таким образом, есть все основания полагать, что главные компоненты спилита — натрий и вода — являются ювенильными и поступали одновременно или почти одновременно с главными порциями базальтовой магмы. Их источник располагался на глубинах не меньших, чем источник толеитовой магмы.

О возможном происхождении магматических продуктов зрелой стадии. Для зрелой стадии характерен андезитовый магматизм, проявляющийся как в эффузивной, так и в интрузивной формах, причем для обеих из них примечательна широкая вариация состава. Этот комплекс пород обычно выделяется под названием известково-щелочной серии. В современных условиях андезитовый магматизм широко развит и лучше всего изучен в пределах островных дуг.

Как известно, существуют две точки зрения на происхождение этой серии пород. В соответствии с одной из них самостоятельная андезитово-

вая магма отсутствует, а андезитовая ассоциация возникает в результате ассимиляции первичной базальтовой магмой силикатического вещества субстрата по мере подъема магмы. Другая точка зрения предусматривает существование самостоятельной андезитовой (или андезит-базальтовой) магмы, дифференциация которой может дать всю гамму пород известково-щелочной серии. Аргументация этой точки зрения выглядит весьма убедительной она основана на изучении современного андезитового вулканизма островных дуг. Г. С. Горшков в ряде работ (1967, 1969) однозначно показал, что андезитовый вулканизм непосредственно связан с мантией и не зависит от контаминации и ассимиляции. На примере Курило-Камчатской и других островных дуг отчетливо видно, что несмотря на различия в типе коры состав вулканических извержений не меняется. Дополнительные выводы в пользу мантийного источника андезитов вытекают из малого изменения и в целом невысоких пропорций в них изотопов стронция (McBirney, 1969). Принципиальная возможность возникновения андезитовой магмы в мантии была продемонстрирована экспериментами А. Рингвуда и Д. Грина (Ringwood, Green, 1966), согласно данным которых об «андезитовом желобе», выплавка андезитов может происходить на глубинах, превышающих глубину образования толеитовой магмы. Из всего сказанного, естественно, следует заключение, к которому пришел Ю. М. Шейнманн (1968), о самостоятельности андезит-базальтовой магмы, свойственной, по его мнению, только геосинклинальным областям. Процессы, приводящие к образованию в мантии андезитовой магмы далеко не ясны и пути, намеченные Рингвудом и Грином, совсем не обязательно являются единственно возможными. Но при любом условии андезиты представляют собой дериваты мантии и, как справедливо заметили С. Тэйлор и А. Уайт (Taylor, White, 1965; Taylor, 1967), в этом случае мантия под орогеническими зонами (где идет образование андезитов) должна отличаться от мантии под стабильными областями (где господствует базальтовая магма).

Заслуживают упоминания некоторые любопытные детали изменения состава андезитового вулканизма вкрест простирания островных дуг. По материалам Курило-Камчатской зоны установлено (Горшков, 1967; Мархинин, 1967), что по мере приближения к континенту в лавах растет содержание калия по отношению к кремнезему. У. Диккинсон и Т. Хазертон (Dickinson, Natherton, 1967) на этом и других примерах вывели коррелятивную зависимость между отношением калия к кремнезему и расстоянием до зоны Бенъофа: чем больше это расстояние (расчеты производились до глубины 300 км), тем больше относительное содержание калия. Отсюда был сделан вывод о глубинном источнике андезитовой магмы; интересны эти расчеты и тем, что они показывают на возрастание привноса калия с больших глубин.

Выводы о мантийном происхождении андезитов могут быть с равным правом распространены и на прошлые проявления андезитового магматизма, в том числе, по-видимому, и на синорогенные интрузии габбро-плагиогранитов.

С проблемой андезита переплетается другая еще более важная проблема роста континентов. Дело в том, что средний состав континентов (как это видно из табл. 2) отвечает составу андезитов (Taylor, 1967; Ропов, Yagoshevsky, 1969). С. Тэйлор подробно рассмотрел эту проблему с разных точек зрения и доказал, что рост континентов осуществляется главным образом за счет привноса материала из глубины, а не за счет латерального приращения, как должно бы быть по «новой глобальной тектонике».

В то же время один андезитовый магматизм не может полностью исчерпать проблему роста континентов, поскольку, несмотря на близость составов, в андезите содержится примерно в два раза меньше калия, чем в континентальной коре, не говоря уже о таких элементах, как уран, то-

рий, стронций, редкие земли и др. Следовательно, должен быть дополнительный источник этих элементов. В геологической летописи он обнаруживается в виде калиевого метасоматоза, связанного с региональным метаморфизмом, и в виде внедрения существенно калиевых гранитов уже после складчатости в орогенный этап развития. Не входя в подробное обсуждение вопроса об источниках калия и других литофильных элементов, хочется сослаться на интересную статью Ю. А. Кузнецова и

Таблица 2

Сопоставление среднего химического состава континентальной земной коры с составом андезитов, %

	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	60,22	60,3	60,1	58,68
TiO <sub>2</sub>	0,73	1,0	0,7	0,81
AlO <sub>3</sub>	15,18	15,6	17,2	17,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,48			2,97
FeO	3,77	7,2	9,1	3,96
MnO	0,14			0,12
MgO	3,06	3,9	3,5	3,14
CaO	5,51	5,8	7,1	7,13
Na <sub>2</sub> O	2,97	3,2	3,3	3,24
K <sub>2</sub> O	2,86	2,5	1,3	1,27
P <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	0,24			0,17
CO <sub>2</sub>	1,21			
H <sub>2</sub> O	1,38			1,20

Примечание: 1 — средний химический состав континентальной земной коры, по Роноу и Ярошевскому; 2 — то же, по Тэйлору и Уайту; 3 — средний состав андезита, по Тэйлору и Уайту; 4 — средний состав андезитов островных дуг, по Макбирни

Э. П. Изоха (1969), в которой на основании многочисленных новых данных развиваются представления Д. С. Коржинского о подкоровом источнике энергии и вещества, необходимых для регионального метаморфизма и гранитообразования. В этих потоках вещества, которые предполагается именовать (вместо «сквозьмагматических») интрателлурическими, главную роль играют вода и щелочи. Это хорошо согласуется с концепцией А. А. Маракушева (1965), в соответствии с которой привнос калия связан с метаморфизмом типа Б, когда формируется жедрит-плаггиогнейсовый комплекс в условиях повышенного потенциала калия в растворах. В этом отношении весьма интересны данные М. С. Маркова (1970) об эволюции метаморфизма в островных дугах и о последовательном формировании на океанической коре гранитно-метаморфического слоя.

Таким образом, на всем протяжении своего развития эвгеосинклинальные зоны характеризуются выносом на поверхность вещества из верхней мантии. Это глубинное вещество разнообразно: несомненно значительную его часть составляют сами продукты мантийного магматизма, но, вероятно, не менее существенное место занимает и материал, принесенный интрателлурическими потоками. Обилие магматических проявлений и сильный метаморфизм однозначно реставрируют резко повышенный тепловой поток, свойственный эвгеосинклинальным зонам, и, следовательно, интенсивное поступление энергии из мантии на поверхность. Эвгеосинклинальные зоны с момента заложения и до конца были непосредственно связаны с глубинными частями Земли. Это косвенно вытекает и из геофизических данных по глубинному строению эвгеосинклинальных зон.

О строении эвгеосинклинальных зон по геофизическим данным. Лучшие материалы по глубинному строению эвгеосинклинальных зон относятся к Уралу, где в последние годы проведено

детальное глубинное сейсмическое зондирование и осуществлен целый комплекс других геофизических исследований. В соответствии с опубликованными данными (Глубинное строение Урала, 1968; Гафаров, 1970), консолидированный фундамент Восточно-Европейской платформы продолжается под складчатой миогеосинклинальной зоной западного склона Урала вплоть до Уралтау, подтверждая тем самым вывод, полученный чисто геологическими методами, что краевые системы (включающие и миогеосинклинальные зоны) закладываются на платформенном основании. На восточном крае антиклинория Уралтау земная кора теряет свою сплошность, здесь фиксируется крупный шов, совпадающий с Главным Уральским разломом. Уже в пределах эвгеосинклинальной зоны Тагильско-Магнитогорского синклинория земная кора имеет необычное строение (рис. 5 В). «Гранитный» слой здесь отсутствует или сильно редуцирован. Близко к поверхности выступает слой, характеризующийся сейсмическими скоростями 7,5—7,7 км/сек, т. е. скоростями, значительно большими, чем в нормальном «базальтовом» слое и, по существу, близкими к скоростям в «разуплотненной мантии». В совокупности с сильной раздробленностью это дает возможность предполагать здесь «корово-мантийную смесь» (Борисов, 1967; Халевин и др., 1969). Граница Моховичича имеет здесь значительно меньшую контрастность, чем на Западном Урале. Н. И. Халевин и др. (1969) показали, что всю аномальную по геофизическим свойствам эвгеосинклинальную зону Тагильско-Магнитогорского синклинория следует рассматривать в качестве глобального глубинного разлома. По данным ГСЗ, он прослеживается в виде вертикальной пластины в верхнюю мантию до глубины минимум 70 км, где располагается своеобразный сейсмический горизонт ( $M_2$ ), изогнутый в сторону дневной поверхности и ограниченный разломами. Вероятно, аномальная зона уходит и значительно глубже, по крайней мере до волночода. Отсюда с очевидностью вытекает глубинная природа эвгеосинклинальных зон.

Некоторые аналогичные данные известны и по ряду других эвгеосинклинальных зон. Так, Н. Я. Куниин и др. (1970) установили для территории Южного Казахстана, что те разломы (Главный Каратауский, Джалаир-Найманский) пересекают поверхность Мохо и проникают в верхнюю мантию, которые контролируют линейные эвгеосинклинальные системы и пояса гипербазитов. Присутствие глубинной зоны, нарушающей сплошность земной коры, фиксируется в Альпах, где детальными геофизическими исследованиями (Symposium: «Zone Ivrea — Verbano», 1968) выявлено поднятие к поверхности вдоль разлома Инсубрик тяжелого «тела Ивреа», считающегося отторженцем верхней мантии. По-видимому, аналогичная картина существует в Закарпатье и некоторых других областях.

Следовательно, и геофизические методы обнаруживают в эвгеосинклинальных зонах подъем к поверхности мантийного вещества. Необходимо вместе с тем иметь в виду, что аномальные участки отнюдь не охватывают равномерно всю площадь эвгеосинклинальных зон. Как показывают материалы по тому же Уралу, они локализованы вдоль полос, ограниченных глубинными разломами; в тех участках эвгеосинклинальных зон, которые отвечают геоантиклинальным поднятиям и которые насыщены гранитными интрузиями и метаморфическими породами, появляется и «гранитный» слой. Эвгеосинклинальные зоны образованы чередованием участков с корой разного типа.

### СУЩНОСТЬ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ПРОЦЕССА

Два главных вывода следуют из рассмотрения эвгеосинклинальных зон.

Первый вывод: эвгеосинклинальные зоны, а значит, эвгеосинклинальные области вообще, являются глубинными образованиями, непосред-



ственно связанными с мантийными слоями Земли. Это видно из того, что в эвгеосинклинальных зонах сосредоточены продукты мантийного магматизма и из того, что эвгеосинклинальные зоны (как показывает геофизика) своими корнями уходят по крайней мере в верхние горизонты верхней мантии.

Второй вывод: в пределах эвгеосинклинальных зон на поверхность поступают вещество и энергия из верхней мантии.

Вслед за А. В. Пейве и др. (1971) мы приходим к тому, что в начальную стадию геосинклинального процесса формируется океаническая кора. В более поздние стадии идет образование гранитно-метаморфического слоя.

Эвгеосинклинали — это такие зоны, в которых создается новая кора континентов, причем в полном объеме, включая «базальтовый» и «гранитный» слои, а не только одна континентальная кора за счет океанической, как иногда предполагается, и тем самым осуществляется рост континентов. В этом состоит сущность геосинклинального процесса.

Поскольку в эвгеосинклинальных зонах идет не преобразование старого субстрата, а создание новой земной коры, необходимо предполагать, что под эвгеосинклинальными зонами мантия или отдельные ее участки обогащены легкими литофильными элементами. Возможно, механизм геосинклинального процесса следует искать в высвобождении этого легкого вещества из окружающей безлитофильной мантии. На вероятное присутствие такого вещества косвенно указывает равенство тепловых потоков над континентами и океанами, интерпретированное Буллардом (Bullard, 1963) в виде показателя латеральной негетогенности мантии. О том же говорят крайне интересные данные А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского (Ronov, Jaroshevsky, 1969) о химическом составе коры. По подсчетам этих исследователей, то количество калия, например, которое сейчас содержится в континентальной коре, могло образоваться только в том случае, если мантия (метеоритного или дунитового состава) подверглась дифференциации на глубину 1300 км (соответственно натрия на 180 км, алюминия на 140 км). Логично допустить, что такой дифференциации не было, а литофильное вещество концентрировалось в каких-то гипотетических очагах внутри мантии. Вероятный способ высвобождения этого вещества намечен С. А. Ушаковым и М. С. Крассом (1969).

Эвгеосинклинальные зоны являются каналами, связующими поверхностные процессы с глубинными. Без таких каналов, в которых осуществляется выход на поверхность энергии и вещества глубин, геосинклинальный процесс, по существу, немислим. Не случайно В. Е. Хаин (1964) рассматривает эвгеосинклинали как оси тектонической и магматической активности как исходные центры преобразования геосинклинальных областей в горные складчатые сооружения.

То, что было сказано об эвгеосинклинальных зонах, хорошо увязывается с концепцией о тектонофере (или тектоногене), развитой недавно Ю. М. Шейнманном (1968). Под тектонофером Ю. М. Шейнманн понимает сравнительно узкую зону, которая уходит в глубь Земли и вдоль которой к поверхности поступает значительно больше энергии и (добавим от себя) вещества, чем в любом другом сечении. Принимая концепцию тектонофера, мы тем самым утверждаем, что эвгеосинклинальные зоны — поверхностное проявление тектонофера Ю. М. Шейнманна.

Траектовка эвгеосинклинальных зон, проведенная выше, находится в противоречии с теми положениями «новой глобальной тектоники», в соответствии с которыми геосинклинальные складчатые зоны рассматриваются как структуры конвергентные и помещаются в те участки, где плиты литосферы разрушаются. В действительности же геосинклинальный процесс является единым и имеет четкий созидательный характер.

Эвгеосинклинальные зоны на начальной стадии, как аналоги срединно-океанических хребтов. Одно из достижений океанической геологии состоит в том, что в пределах океанов была обнаружена типичная магматическая ассоциация начальной стадии развития эвгеосинклинальных зон (толеитовые базальты, спилиты, габбро, гипербазиты, испытавшие зеленокаменное изменение). Эта практически офиолитовая ассоциация сконцентрирована в основном в океанических хребтах — на днище рифтовых долин, их склонах и в ущельях трансформных разломов.

Г. Б. Удинцев и др. (1969), В. И. Чернышева и Г. Б. Рудник (1970) подробно описали магматические породы Центрально-Индийского и других подобных хребтов. На гребнях рифтовых гор преобладают толеитовые базальты (без всякой альбитизации), а на склонах и в днище развиты зеленокаменно-измененные базальты и спилиты, которые находятся в тесном переплетении с уралитизированными габбро и серпентинизированными гипербазитами. Многие породы испытали катаклаз и пластическую деформацию. Предполагается, что толеитовые базальты и зеленокаменные породы разделены эпохой метаморфизма и деформации, хотя никаких твердых данных для этого нет. Спилиты совместно с серпентинизированными гипербазитами указываются Д. Мэтьюзом (Matthews et al., 1965) для Карлсбергского хребта в Индийском океане. В Срединно-Атлантическом хребте, помимо известных выходов гипербазитов на о. Св. Павла, извлечены со дна многочисленные обломки гипербазитов и зеленокаменных пород, в частности спилитов (Melson et al., 1968), причем как в рифтовых долинах, так и в ущельях трансформных разломов. Химические анализы зеленокаменных пород в сопоставлении с составом спилитов приведены в табл. 1.

Комплекс метаморфизованных изверженных пород океанических хребтов, как нетрудно заметить, неотличим от офиолитовой ассоциации эвгеосинклиналей. На это одним из первых обратил внимание Г. Хесс (Hess, 1965). То же заключение мы находим в работе А. Л. Книппера (1970). С. А. Шека и др. (1969) пришли к однозначному выводу, что в районе Центрально-Индийского хребта располагается область зарождения офиолитового пояса. Т. Тэйер (Thayer, 1969) показал, что в офиолитовых образованиях океанических хребтов обнаруживается полная серия альпийотипных интрузий от дунита до плагиогранита. С. Н. Иванов (1969) сопоставил эвгеосинклинальную зону Урала во время образования в ней габбро-спилит-диабазовой формации с рифтовыми зонами океанов. В общей форме на сходство между срединно-океаническими хребтами и молодыми складчатыми сооружениями указал Дж. Максвелл (Maxwell, 1968).

Следовательно, с точки зрения магматизма срединно-океанические хребты можно рассматривать в качестве эвгеосинклинальных зон в их начальной стадии (*in statu nascendi*), а эвгеосинклинальные зоны представляют собой тем самым не что иное, как реликты древних океанических хребтов.

Геофизические данные о глубинном строении срединно-океанических хребтов подтверждают высказанное заключение. Как установлено (I.e. Pichon et al., 1965), срединно-океанические хребты резко отличаются по своей глубинной структуре от смежных океанических бассейнов (см. рис. 5, А). Если на склонах хребтов прослеживается нормальный разрез океанической коры со всеми ее тремя слоями, то на самом хребте 3-й слой с сейсмическими скоростями 6,5—6,7 км/сек полностью исчезает, и 2-й слой со скоростями 5,0—5,8 км/сек располагается на слое со скоростями 7,3—7,6 км/сек. Этот последний слой уходит вниз в мантию и, очевидно, сливается с волноводом. Он часто рассматривается в виде раз-

уплотненной верхней мантии. Напомним, что в эвгеосинклинальной зоне Урала близко к поверхности подходит слой со скоростями 7,5—7,7 км/сек, т. е. близкий к разуплотненной мантии океанических хребтов. «Тело Ивреа» в Альпах обладает примерно теми же сейсмическими скоростями — 7,3—7,4 км/сек. П. Фогт и др. (Vogt et al., 1969) приводят интересные соображения о непосредственной связи зоны Ивреа с глубоководным Тирренским бассейном, обладающим тем же строением коры и верхней

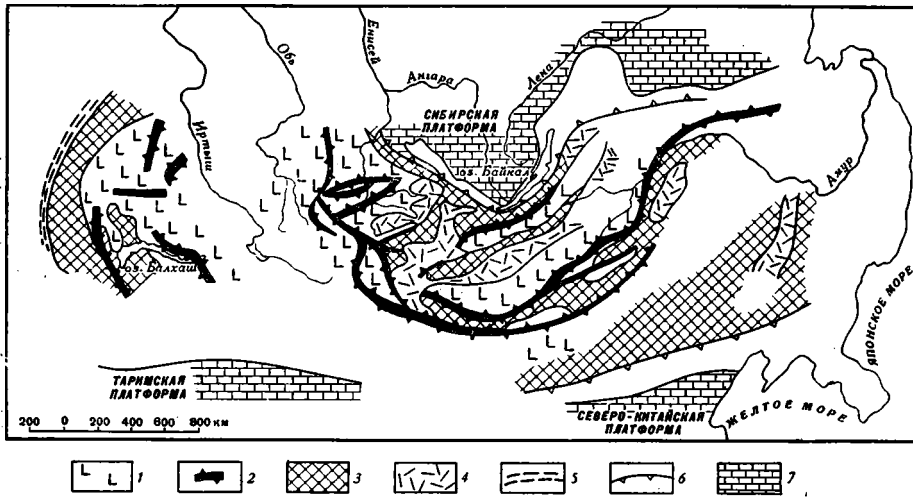


Рис. 3. Палеотектоническая схема Центрально-Азиатского пояса в позднем рифее — раннем кембрии

1 — эвгеосинклинальные зоны (прежние океанические хребты); 2 — в том числе офиолитовые зоны (прежние рифты океанических хребтов); 3 — консолидированные массивы (с «континентальной» корой); 4 — карбонатная седиментация и сиалический вулканизм в пределах консолидированных массивов; 5 — геосинклинальные прогибы с терригенной седиментацией; 6 — границы древних платформ; 7 — площади накопления платформенных формаций

мантии, что и океанические хребты, полагая при этом, что в Западном Средиземноморье располагается сложный рифт океанического типа.

Можно, таким образом, предполагать, что в эвгеосинклинальных зонах даже после складчатости сохраняются мало измененные остатки прежней коры и верхней мантии срединно-океанических хребтов.

Вывод, что эвгеосинклинальные зоны на начальной стадии отвечают океаническим хребтам прошлого, вынуждает искать в их пределах те особенности, которые свойственны современным океаническим хребтам, в первую очередь рифтовые долины и следы «растекания морского дна». Для этих целей благоприятными представляются складчатые области Центральной Азии.

«Ископаемые» срединно-океанические рифтовые долины. В Центрально-Азиатском складчатом поясе большое место занимают эвгеосинклинальные комплексы позднего рифея — начала кембрия, среди которых особо выделяются крупнейшие зоны глубинных разломов, таких как Кандатский, Брусский, Курайский в Алтае-Саянской области, Баянхонгорский и Ихэбогдинский в Монголии, Джалаир-Найманский в Казахстане (рис. 3). Все они построены однотипно. Это узкие (10—50 км) полосы, ограниченные преимущественно прямолинейными крутопадающими разломами и протягивающиеся на многие сотни километров. Только внутри этих полос заключена типичная офиолитовая ассоциация, в связи с чем они часто справедливо квалифицируются как офиолитовые пояса. Вероятно, вполне закономерно их сопоставление с рифтовыми долинами современных океанов. На рис. 4 хорошо видно, что они занимают внутреннее положение в геосинклинальном поясе

(в прежнем океаническом пространстве), но местами проникают и внутрь ранее консолидированных областей с корой континентального типа. Между ними остаются участки различных размеров и формы, которые местами можно трактовать как древние океанические бассейны. Офиолитовые пояса не прослеживаются непрерывно, они часто смещены друг относительно друга, рассекаясь разломами также с офиолитовым выполнением

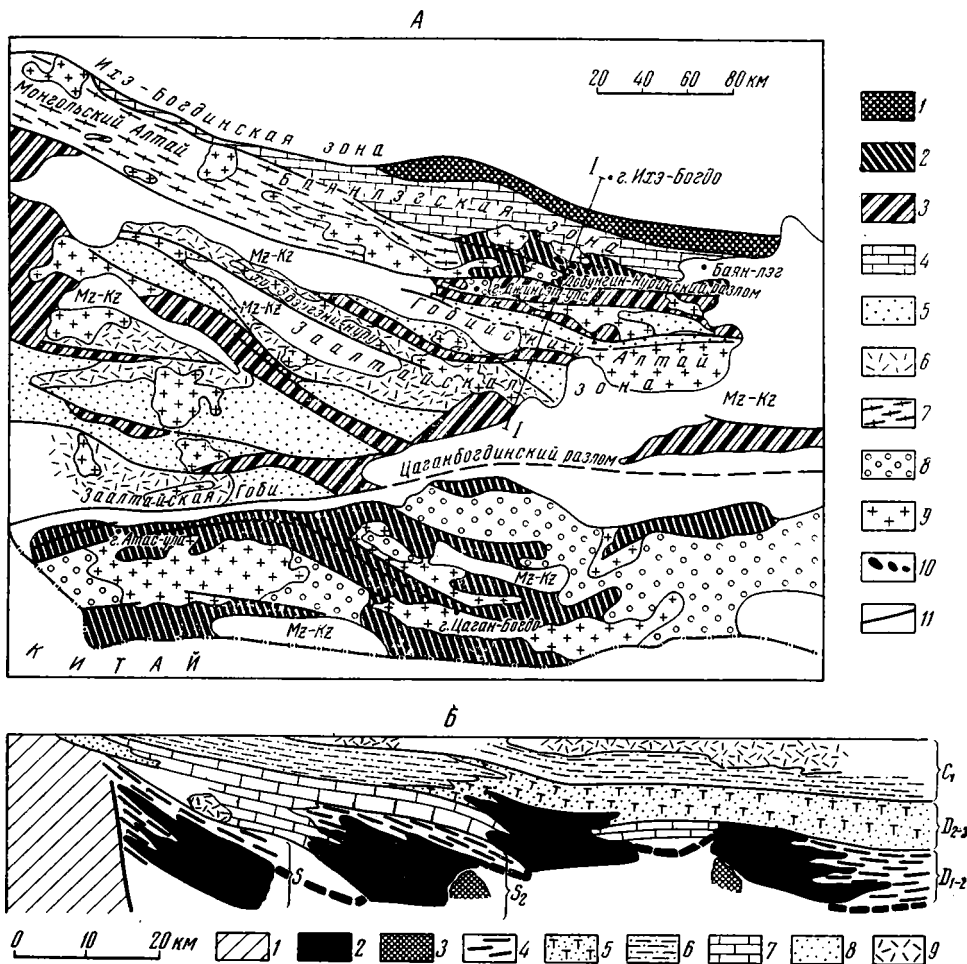


Рис. 4. Строение Южно-Монгольской эвгеосинклинали в хребтах Гобийский Алтай и Гобийский Тянь-Шань

А — Геологическая схема. 1—3 комплексы начальной стадии (продукты начального магматизма и глубоководные кремнистые осадки): 1 — нижнесилурийские, 2 — верхнесилурийские (на юге — ордовик-силурийские), 3 — нижне- и среднедевонские; 4—6 комплексы зрелой стадии (флиш, грауваки, известняки): 4 — девонские, 5 — средневерхнедевонские и нижнекаменноугольные, 6 — продукты андезитового вулканизма; 7 — зоны прогрессивного метаморфизма; 8 — верхнепалеозойские орогенные образования; 9 — гранитоиды (преимущественно синорогенные); 10 — гипербазиты; 11 — разломы  
 Б — Фациальный профиль среднепалеозойских отложений (примерно по линии 1—1 на рис. 4, А). 1 — каледонский субстрат (Центрально-Монгольская геоантиклинальная зона); 2 — продукты начального вулканизма; 3 — гипербазиты; 4 — глубоководные кремнистые толщи; 5 — граувакковые и туфогенно-граувакковые толщи; 6 — флишевые и черносланцевые толщи; 7 — карбонатные толщи; 8 — прибрежные песчаные осадки; 9 — продукты андезитового вулканизма

(как на стыке Западного Саяна и Горного Алтая). В данном случае напрашивается аналогия с трансформными разломами.

Подобные ископаемые рифтовые долины намечаются и в варисцийской эвгеосинклинальной зоне Южной Монголии, например, в хр. Гурбан-Сайхан, где, по данным О. Д. Суетенко, картина является аналогичной.

Следы «растекания морского дна» в эвгеосинклинальных зонах. Выявление древнего «растекания морского дна» крайне затруднено, так как при деформациях первичная зональность часто сильно нарушается. В этом отношении исключение представляет Южно-Монгольская эвгеосинклинальная зона в районе хр. Гобийский Алтай. Она сложена типичным варисцидным эвгеосинклинальным комплексом, включающим отложения от силура (местами от ордовика) до нижнего карбона включительно (Зоненшайн и др., 1970). Как и в других зонах подобного типа, в разрезе обособливаются две серии: нижняя зеленокаменная, включающая габбро и гипербазиты, и верхняя, граувакковая, замещающаяся местами известняками и насыщенная в верхних горизонтах продуктами андезитового магматизма. Эти серии отвечают начальной и зрелой стадиям развития Южно-Монгольской зоны. Очень существенно, что граница между сериями является скользящей и последовательно омолаживается по мере движения во внутренние части зоны от подошвы верхнего силура до раннего девона и, наконец, середины девона (см. рис. 4). Вырисовывается некоторое подобие симметрии с омоложением зеленокаменных толщ к оси Южно-Монгольской зоны. Эта картина традиционно трактуется либо как последовательное отмирание геосинклинальной зоны от краев к центру, либо как полициклическое развитие со смещением начального магматизма также от краев к центру. В то же время закономерное омоложение обеих серий к осевой части зоны настолько напоминает современное распределение практически тех же формационных серий в срединно-океанических хребтах, что с большими основаниями можно реставрировать в Южно-Монгольской зоне «растекание морского дна» от оси зоны к ее периферии, т. е. в направлении, прямо противоположном его традиционному толкованию.

Судя по некоторым материалам, «растекание морского дна» может быть установлено и в эвгеосинклинальной зоне Урала. И. Д. Соболев (1969) и Д. С. Штейнберг (1970) выделяют на Урале два цикла или этапа магматизма: ордовик — нижнедевонский и среднедевонско-турнейский, по-видимому, присутствует и третий цикл — турне-намюрский. Каждый цикл начинается офиолитовыми образованиями и заканчивается контрастными формациями андезит-дацитового и андезит-базальтового состава. Д. С. Штейнберг отмечает, что проявления разных циклов на площади разобщены. Начальные стадии первого цикла приурочены преимущественно к восточному склону Урала и частично к западному склону; второй цикл сконцентрирован в Тагильско-Магнитогорском синклинии. Традиционная трактовка предполагает полициклическое развитие, но вполне возможно рассматривать эту картину и с позиций «растекания морского дна».

Эвгеосинклинальные зоны на зрелой стадии, как аналоги островных дуг. Вряд ли может вызвать сомнение, что эвгеосинклинальные зоны на зрелой стадии являются аналогами островных дуг (Хаин, 1964; Марков, 1970). Об этом говорит и расчлененность рельефа, и связанное с этим накопление турбидитных осадков, и, самое главное, андезитовый магматизм.

Предположение, что эвгеосинклинальные зоны на начальной стадии отвечают океаническим хребтам, а на зрелой — островным дугам, влечет за собой то следствие, что в основании островных дуг должны находиться гребни океанические хребты. Обычно высказывается мнение о резких различиях между этими двумя структурными элементами, но, думается, некоторые данные свидетельствуют о преемственности островных дуг от океанических хребтов.

Такая преемственность довольно уверенно устанавливается в островных дугах «первого рода» (по Белоусову и Рудичу), где в островных грядках (Пуэрто-Рико, Тимор и т. д.) на поверхность выходят офиолитовые

комплексы, которые, как говорилось, можно рассматривать в виде остатков прежних океанических хребтов.

В дугах «второго рода», по-видимому, также есть офиолитовое подложье. Местами (Андаманские острова) в них офиолиты выходят даже на поверхность (Rodolfo, 1969), либо, как на Курилах, в основании разреза наблюдаются зеленокаменные породы. В других местах, как в дуге

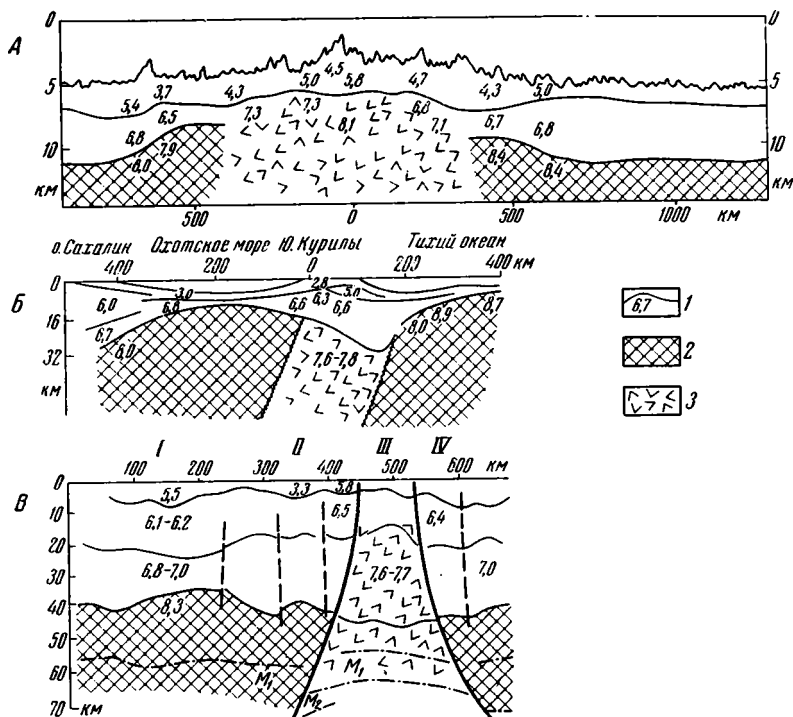


Рис. 5. Глубинное строение срединно-океанических хребтов, островных дуг и геосинклинальных складчатых областей

А — Срединно-Атлантический хребт (по Ле Пишону и Тальвани, 1965); Б — Курильская островная дуга (по Белоусову и Косминской, 1970, с добавлением данных Федотова, 1966); В — Урал (по Дружинину и др., 1970, и Халевину и др., 1970). I — Русская платформа, II — западный склон Урала (с крайним прогибом), III — Тагильско-Магнитогорский прогиб (эвгеосинклинальная зона), IV — Восточно-Уральское поднятие. 1 — сейсмические горизонты и сейсмические скорости; 2 — верхняя мантия; 3 — аномальный слой со скоростями 7,3—7,8 км/сек

Тонга-Кермадек, гипербазиты обнаружены на подводном склоне островной гряды, опускающемся к глубоководному желобу (Fisher, Engel, 1969), причем важно, что они присутствуют только на этом склоне, а на противоположном склоне желоба, примыкающем к океаническому бассейну, их нет, т. е. крайне вероятно, что гипербазиты являются принадлежностью только островной дуги. Такие данные по Срединно-Атлантическому хребту, как присутствие в нем диоритов и плагиогранитов (Thayer, 1969), значительная доля (до 25%) кислых и средних пород в составе вулканитов Исландии (Thorarinsson, 1967), наличие глубоководных желобов (типа желоба Романш) косвенно указывают на преобразование этого хребта в систему островной дуги.

Глубинное строение островных дуг отличается от строения океанических хребтов, но не настолько, чтобы исключить их преемственность. С. А. Федотов (1966) установил, что под островной грядой от подошвы земной коры до глубины 100 км прослеживается зона низких сейсмических скоростей — 7,6—7,7 км/сек, которая наклонно уходит вниз и сливается с волноводом. Присутствие такой аномальной зоны со скоростями 7,3—7,7 км/сек свойственно, таким образом, всем трем сравниваемым

элементам: океаническим хребтам, островным дугам и эвгеосинклиналям (рис. 5). В то же время в островных дугах, в отличие от океанических хребтов, присутствуют глубинные фокальные зоны. Вероятно, они воз-

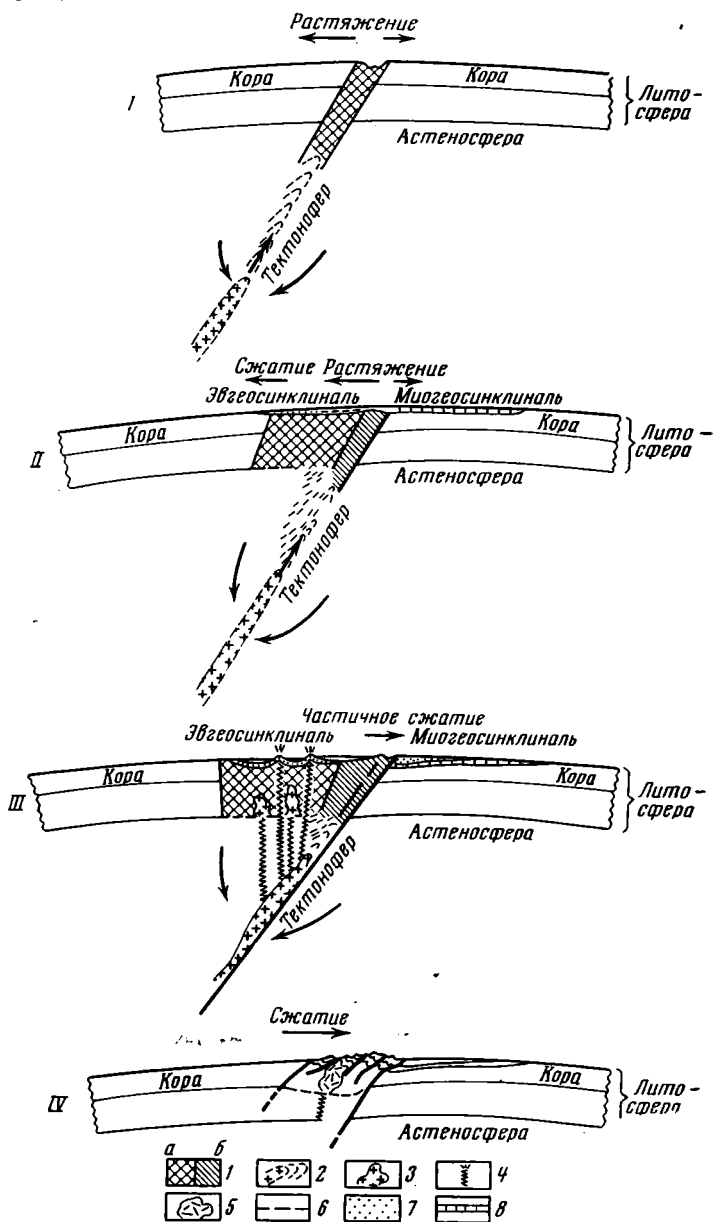


Рис. 6. Принципиальная схема геосинклинального процесса

I — заложение эвгеосинклиналями; II — начальная стадия: «растекание морского дна»; III — зрелая стадия; IV — складчатость. 1 — вновь сформированная литосфера в различные моменты «растекания морского дна»; 2 — литофильное вещество и интрателлурические потоки в зоне тектонофера; 3 — синорогенные габбро-плагногранитные интрузии; 4 — андезитовый вулканизм; 5 — субсеквентные гранитоиды; 6 — глубоководные кремнистые осадки; 7 — флиш, граувакки; 8 — карбонатные осадки

никаю при переходе от начальной стадии развития эвгеосинклинали к ее зрелой стадии.

Некоторые выводы. Таким образом, очень вероятно, что общая эволюция идет от океанического хребта к островной дуге и далее к

складчатому сооружению и тем самым три категории современных активных зон отвечают стадиям развития прежних геосинклинальных областей.

Следует оговориться, что заключение о сходстве между эвгеосинклиналиями на ранней стадии и океаническими хребтами предполагает лишь аналогию явлений, а не морфологическое тождество. Те явления, которые свойственны океаническим хребтам, в частности «растекание морского дна», в последние годы обнаруживаются также в пределах краевых и внутренних морей, типа Западного Средиземноморья или Японского моря (см. Karig, 1971; Packham, Falvey, 1971). Эти краевые и внутренние моря как раз могут быть такими вновь созданными участками океанической коры, которые возникают в эвгеосинклиналях на начальной стадии.

Ряд явлений, вытекающих из «новой глобальной тектоники», обнаруживается и в геосинклиналях прошлого, в первую очередь создание новой коры и «растекание морского дна». Вместе с тем невозможно совместить с изложенными материалами представление о погружении и поглощении плит литосферы, т. е. конвейерную природу «новой глобальной тектоники».

В таком случае необходимо ответить на вопрос: каким образом распределяются горизонтальные движения, возникающие при «растекании морского дна» (если, конечно, не принимать гипотезу расширяющейся Земли)? Вероятно, возможны: деформация самого вновь созданного материала по мере удаления от оси океанического хребта; замещение на глубине высвобожденного легкого вещества тяжелым мантийным субстратом; горизонтальное движение плит литосферы, способствующее сжатию и деформации других геосинклинальных областей, находящихся на зрелой стадии развития. Третий способ обнаруживается, в частности, в том, что перед эвгеосинклиналью возникают глубокие прогибы, заполняющиеся турбидитными осадками, и в том, что заложение одних геосинклиналей совпадает во времени с замыканием других. Растяжению в одних местах отвечает сжатие в других.

На рис. 6 изображена принципиальная схема геосинклинального процесса так, как она обрисована в статье. Очевидно, можно представить разные варианты: с вертикальной или наклонной зоной тектонофера, с проникновением ее в континентальную или океаническую литосферу и т. д. Эти и другие особенности определяют конкретные типы геосинклинальных областей. В данном случае принят вариант с наклонной зоной тектонофера.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Автор стремился показать, что геосинклинальный процесс является глубинным, что суть его состоит в поступлении (в пределах, главным образом, эвгеосинклинальных зон) энергии и вещества из мантии Земли на поверхность и, в результате, в создании новой коры континентов. Только в такой форме этот процесс и должен, по мнению автора, учитываться во всех «глобальных» построениях. Три основные категории современных активных зон — океанические хребты, островные дуги и складчатые сооружения — удалось рассмотреть в эволюционной последовательности в виде составных частей геосинклиналей прошлого на разных стадиях их развития. Многие важные положения концепции «новой глобальной тектоники», в частности явление «растекания морского дна», находят подтверждение и в материалах по складчатым областям. Однако этими материалами не подтверждается такой существенный элемент этой концепции, как погружение плит литосферы в мантию.

Достижения последних лет в изучении океанов, бесспорно, должны корректировать и они действительно изменяют наши представления о геологии континентов, но при построении глобальных моделей нельзя



основываться только на результатах, полученных океанической геологией и игнорировать данные по геологии материков. Те и другие могут быть хорошо увязаны между собой.

Автор считает своим приятным долгом поблагодарить В. Е. Хаина, А. А. Богданова, М. В. Муратова, Ю. М. Шейнманна, Н. А. Штрейса, А. А. Моссаковского, И. И. Белостоцкого за то, что они взяли на себя труд ознакомиться с текстом статьи в первоначальной редакции и за те плодотворные дискуссии, которые в результате этого возникли.

### Литература

- Авдейко Г. П., Храмов Н. А. Петрохимические особенности лав спилито-кератофировых формаций Камчатки. В сб. «Вопросы петрохимии», ВСЕГЕИ, 1969.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. Изд-во «Наука», 1966.
- Белоусов В. В. Об одной гипотезе развития океанов. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 4, 1970.
- Белоусов А. Ф., Кочкин Ю. Н., Полякова З. Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. Изд-во «Наука», 1969.
- Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. Изд-во «Недра», 1967.
- Гафаров Р. А. О глубинном строении фундамента в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1970.
- Глубинное строение Урала. Изд-во «Наука», 1968.
- Горшков Г. С. Современный вулканизм Курильской островной дуги. Изд-во «Наука», 1967.
- Горшков Г. С. Особенности вулканизма в главных структурных зонах Земли. В сб. «Проблемы связи тектоники и магматизма», Изд-во «Наука», 1969.
- Зоненшайн Л. П. Тектоническая история Центрально-Азиатского складчатого пояса. Автореф. докт. дис. Изд-во Моск. ун-та, 1970.
- Зоненшайн Л. П., Дуранте М. В., Маркова Н. Г., Филиппова И. Б., Чехович М. В. Основные черты строения смежных частей Гобийского и Монгольского Алтая. В сб. «Стратиграфия и тектоника МНР». Изд-во «Наука», 1970.
- Иванов С. Н. О происхождении главных вулканоплутонических ассоциаций геосинклиналей. В сб. «Теоретические проблемы вулканоплутонических формаций и их рудоносности». Изд-во «Наука», 1969.
- Книппер А. Л. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации и некоторые проблемы инициального магматизма. В сб. «Проблемы связи тектоники и магматизма». Изд-во «Наука», 1969.
- Книппер А. Л. Габброиды офиолитовой формации в разрезе океанической коры. Геотектоника, № 2, 1970.
- Коржинский Д. С. Проблема спилита и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканологических данных. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 9, 1962.
- Кузнецов Ю. А. Основные типы мажмаконтролирующих структур и магматические формации. Геология и геофизика, № 9, 1970.
- Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и мажмаобразования. Сб. «Проблемы петрологии и генетической минералогии». Изд-во «Наука», 1969.
- Кунин Н. Я., Иванова П., Шацков В. И. Глубинное строение Южного Казахстана по результатам глубинного сейсмического зондирования. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 6, 1970.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. Изд-во «Наука», 1965.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и их место в развитии островных дуг. Геотектоника, № 2, 1970.
- Мархинин Е. К. Роль вулканизма в образовании земной коры. Изд-во «Наука», 1967.
- Муратов М. В. Роль магматизма в ходе развития геосинклинальных систем. В сб. «Проблемы связи тектоники и магматизма», Изд-во «Наука», 1969.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. Изд-во «Мир», 1967.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, № 4, 1969.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А. и др. Океаны и геосинклинальный процесс. Докл. АН СССР, т. 196, № 3, 1971.
- Смирнов Я. Б. Тепловой поток и распределение глубинных температур в тектонически активных поясах Земли. В сб. «Проблемы связи тектоники и магматизма». Изд-во «Наука», 1969.
- Соболев И. Д. Глубинное строение и магматизм Урала. В сб. «Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала», т. 1. Свердловск, 1969.

- Удинцев Г. Б., Чернышева В. И., Дмитриев Л. В. Магматизм океанов в связи с их тектоникой. В сб. «Проблемы связи тектоники и магматизма». Изд-во «Наука», 1969.
- Ушаков С. А., Красс М. С. О глубинной механике в областях рифтогенеза. Вестн. Моск. ун-та. Геология, № 3, 1969.
- Федотов С. А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмическим данным на 1964 г. В сб. «Вулканизм и глубинное строение Земли». Изд-во «Наука», 1966.
- Ханн В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Ханн В. Е. Происходит ли научная революция в геологии? Природа, № 1, 1970.
- Халевин Н. И., Таврин И. Ф., Кузнецов А. А. Характеристика разрывных нарушений Урала по геофизическим данным. Геотектоника, № 5, 1969.
- Чернышева В. И., Рудник Г. Б. О формационной принадлежности основных эффузивных, интрузивных пород и гипербазитов рифтовых зон срединных хребтов Индийского океана. Докл. АН СССР, т. 194, № 2, 1970.
- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. Изд-во «Недра», 1968.
- Шейнманн Ю. М. Об условиях образования магм. Физика Земли, № 5, 1970.
- Шелковников А. Д. Эффузивные формации северо-западной части Восточного Саяна. В сб. «Магматические формации Алтае-Саянской области», Изд-во «Наука», 1965.
- Штейнберг Д. С. Базальтоидный магматизм геосинклинальных областей и его металлогения. Тр. Центр. научн.-исслед. ин-та цветных, редких и благородных металлов. Вып. 87, 1970.
- Щека С. А., Куренцова Н. А., Моисеенко В. Г., Макарова Ж. А. Петрографо-геохимические особенности гипербазитов Индийского океана в связи с проблемой мантии. В сб. «Проблемы петрологии и генетич. минералогии». Изд-во «Наука», 1969.
- Amstutz G. S. Les laves spilitiques et leur gites mineraux. Geol. Rundschau, B. 57, H. 1, 1967.
- Batley M. H. The petrogenesis of a spilitic rock series from New Zealand. Geol. Mag., v. 93, № 2, 1956.
- Bullard E. C. The flow of heat through the floor of the ocean. In «The Sea», v. 3, Interscience Publ., New York, 1963.
- Challis G. A. Discussion on the paper «The origin of ultramafic and ultrabasic rocks» by Wyllie. Tectonophysics, v. 7, № 5-6, 1969.
- Coney P. J. The geotectonic cycle and the new global tectonics. Bull. Geol. Soc. America, v. 81, № 3, 1970.
- Dewey J. F., Horsfield B. Plate tectonics, orogeny and continental growth. Nature, v. 225, № 5232, 1970.
- Dickinson W. R., Hatherton T. Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific. Science, v. 157, № 3790, 1967.
- Dietrich V. Geosynclinaler Vulkanismus in den oberen pennineschen Decken Graubündens. Geol. Rundschau, B. 57, H. 1, 1967.
- Dietz R. S. Continental and oceanic basin evolution by spreading of the sea floor. Nature, v. 190, № 4779, 1961.
- Engel A. E., Engel C. G., Havens R. G. Chemical characteristic of ocean basalt and the upper mantle. Bull. Geol. Soc. America, v. 76, № 7, 1965.
- Fisher R. L., Engel C. G. Ultramafic and basaltic rocks dredged from nearshore flank of the Tonga trench. Bull. Geol. Soc. America, v. 80, № 7, 1969.
- Green D. H., Ringwood A. E. The origin of basalt magmas. In «The Earth's crust and upper mantle». Amer. Geoph. Union, Geoph. monograph 13, Washington, 1969.
- Hamilton W. The Uralides and the motion of the Russian and Siberian platforms. Bull. Geol. Soc. America, v. 81, № 9, 1970.
- Hess H. H. History of oceanic basins. In «Petrological studies (Buddington volume)». Geol. Soc. America, 1962.
- Hess H. H. Mid-oceanic ridges and tectonics of the sea-floor. In «Submarine geology and geophysics» Butter Warth, London, 1965.
- Isacks B., Oliver J., Sykes L. R. Seismology and new global tectonics. J. Geophys. Res., v. 73, № 18, 1968.
- Karig D. E. Structure history of the Mariana island arc system. Bull. Geol. Soc. America, v. 82, № 2, 1971.
- Laubscher H. Mountain building. Tectonophysics, v. 7, № 5-6, 1969.
- Lee W. H., Uyeda S. Review of heat-flow data. Geoph. monograph. 8, Washington, 1965.
- Le Pichon X., Houtz R. E., Drake Ch. L., Nafe I. E. Crustal structure of mid-ocean ridges. J. Geophys. Res., v. 70, № 2, 1965.
- Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift. J. Geophys. Res., v. 73, № 12, 1968.
- McBireney A. R. Andesitic and rhyolitic volcanism of orogenic belts. In «The Earth's crust and upper mantle». Amer. Geoph. Union, Geoph. monograph 13, Washington, 1969.
- MacKenzie D. B. Plate tectonics of the Mediterranean region. Nature, v. 226, № 5242, 1970.

- Martini I., Vuagnat M. Considerations sur le volcanisme post ophiolitique dans Alpes occidentales. *Geol. Rundschau*, B. 57, H. 1, 1967.
- Matthews D. H., Vine F. I., Cann J. R. Geology of the Carlsberg ridge, Indian ocean. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 76, 1965.
- Maxwell J. C. Continental drift and a dynamic Earth. *Amer. Scientist*, v. 56, 1968.
- Melson W. G., Thompson G., Van Andel T. H. Volcanism and metamorphism in the Mid-Atlantic ridge. *J. Geophys. Res.*, v. 73, № 18, 1968.
- Mitchel A. H., Reading H. G. Continental margins, geosynclines and oceanic floor spreading. *J. Geol.*, v. 77, № 6, 1969.
- Moores E. Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of Northern Greece. *Geol. Soc. Amer. Spec. papers*, № 118, 1969.
- Oliver J. E., Isacks B. Deep earthquake, anomalous structures in the upper mantle, and the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, v. 72, 1967.
- Packham G. H., Falvey D. A. An hypothesis for the formation of marginal seas in the Western Pacific. *Tectonophysics*, v. 11, № 2, 1971.
- Ronov A. B., Yaroshevsky A. A. Chemical composition of earth's crust. In «The Earth's crust and Upper mantle», Amer. Geoph. Union. Geoph. monograph 13, Washington, 1969.
- Ringwood A. E., Green D. H. An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implication. *Tectonophysics*, v. 3, № 5, 1966.
- Rodolfo K. S. Bathymetry and marine geology of the Andaman basin and tectonic implication for South-East Asia. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 80, № 7, 1969.
- Schidlowskii M. Spilite und der basaltische Vulkanismus, *Naturwissenschaften*, B. 56, № 10, 1969.
- Schohl D. W., Christensen M. N., Van Huene R., Marlow M. S. Peru-Chili trench sediments and sea-floor spreading. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 81, № 5, 1970.
- Symposium «Zone Ivrea-Verbanò». *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* B. 48, H. 1, 1968.
- Taylor S. R., Whitte A. J. R. Geochemistry of andesites and the growth of continents. *Nature*, v. 209, № 5007, 1965.
- Taylor S. R. The origin and growth of continents. *Tectonophysics*, v. 4, № 1, 1967.
- Thayer T. R. Peridotite-gabbro complex as keys to petrology of mid-oceanic ridges. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 80, № 8, 1969.
- Thorarinsson S. Some problem of volcanism in Iceland. *Geol. Rundschau*, B. 57, H. 1, 1967.
- Vine F. J., Matthews D. H. Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, v. 199, 1963.
- Vogt P. R., Schneider E. D., Johnson G. L. The crust and upper mantle beneath the sea. In «The Earth's crust and Upper mantle». Amer. Geoph. Union, Geophys. monograph 13, Washington, 1969.
- Wilson J. T. Transform faults, oceanic ridges and magnetic anomalies. *Science*, v. 150, № 3695, 1965.
- Wilson J. T. Static or mobile earth. The current scientific revolution. In «Gondwanaland revisited: new evidence for continental drift». Amer. Philos. Soc., proc., v. 112, № 5, 1968.
- Wyllie P. J. The origin of ultramafic and ultrabasic rocks. *Tectonophysics*, v. 7, № 5-6, 1969.

УДК 551.242.51 (65)

| А. А. БОГДАНОВ |

## О СТРОЕНИИ МАССИВА ХОГГАР (ТУАРЕГСКИЙ МАССИВ) В АЛЖИРСКОЙ САХАРЕ

Описывается геологическое строение массива Хоггар; дается характеристика структуры нижних горизонтов платформенного чехла; приводятся данные о трещинной тектонике чехла.

### ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Массив Хоггар, называемый также массивом Ахоггар или Туарегским массивом, вероятно, является одним из наиболее интересных и ярких районов Южной Сахары. Здесь, в центре пустыни, на скрещении древних караванных путей, ведущих из стран северной Африки (Ливии, Туниса, Алжира) в центральную Африку (Нигер, Мали, области оз. Чад), в 2500 км к югу от побережья Средиземного моря, в районе тропика Рака, выступает на дневную поверхность докембрийский фундамент Африканской платформы. Метаморфические толщи и древние гранитоиды фундамента вскрываются в размытом ядре крупного поднятия (800—1000 км в поперечнике), окруженного, как венцом, прекрасно обнаженными толщами палеозойского осадочного чехла этой платформы, слагающими гигантские обрывы высоких плато Тассили Нажер, Тассили Ахаггар и др.

Хоггар и окружающие его Тассили некогда были сравнительно плотно населены людьми. Здесь часто встречаются палеолитические и неолитические стоянки. В этих местах за 4000—1500 лет до нашей эры находились поселения ряда генераций древних охотничьих племен, оставивших после себя во многих местах знаменитые наскальные фрески, поражающие динамичностью и совершенно исключительной элегантностью манеры изображения фигур людей и животных (Djezaïr, 1969; Lajoux, 1962). На протяжении тысячелетий здесь во многих оазисах находятся центры кочующих родов туарегов. На некоторых неприступных обрывах располагались пограничные крепости Оттоманской империи (XVI—XVIII вв.). Здесь по сей день существуют остатки крепостей — фортов иностранного легиона Франции [Полиньяк, Гардель, Шарле (оазис Джанет) и др.] и соединяющие их военные дороги (pistes militaires). Где-то в этих краях могла быть Атлантида Бенуа; сюда прилетал маленький принц Сент-Экзюпери. Здесь находятся южные окраины современной демократической Республики Алжир, граничащие в этих местах с Ливией, Нигером и Мали<sup>1</sup>.

Когда-то совершенно неисследованная пустыня Сахара теперь начинает менять свой облик. Новые дороги, нефтяные месторождения Хасси-Массауд, Ин-Аменас и др., строительство в древних оазисах новых центров туризма (в Джанете — гостиница на 500 чел.!), аэродромы и т. д.

<sup>1</sup> Общие географические условия Хоггара очень хорошо описаны Б. Н. Леоновым (1971), недавно побывавшим на западе массива (Адрар).

Автору этой статьи удалось посетить центральные части Сахары в январе 1970 г., во время colloquiuma, посвященного нижнему палеозою окраин массива Хоггар.

Этот colloquium был организован директором Нефтяного института Алжира д-ром Д. Бахли, при участии Нефтяного института Франции. Основными задачами его было обсуждение результатов многочисленных седиментологических и общих геологических исследований, выполненных в центральных частях Сахары французскими и алжирскими геологами. Участниками colloquiuma были следующие ученые: П. Аллен (Ун-т Ридинг, Англия), Ж. Бригарелла (Ун-т Паранá, Бразилия), Ж. Дреш (Сорбонна, Франция), И. Гюблер (президент Ассоциации седиментологов Франции), А. Батан (Нефтяной институт Франции), Р. Фейбридж (Колумбийский университет, США), П. Поттер (Ун-т Индианы, США), Ф. Манжен (Университет Ниццы, Франция), Р. Андерс (Университет Упсала, Швеция), С. Ружицкий (Варшавский университет, Польша), А. Зейлахер (Ун-т Тюбингенский, ФРГ), Н. Спилдас (Ун-т Аархус, Дания), Л. Ван-Страттен (Ун-т Грöнингена, Голландия), а также автор этой статьи. Главными гидами экскурсии и фактическими организаторами поездки были Б. Бижу-Дюваль и П. Роньон (оба из Нефтяного института Франции) и А. Беннасеф (из Нефтяного института Алжира). Кроме того, в поездке приняли участие ряд видных алжирских геологов (среди них О. Мерабет, возглавляющий службу геологической карты Алжира).

Программа colloquiuma была следующей:

8—10.I.1970: г. Алжир, Нефтяной институт, обсуждение общих вопросов; поездка в горы Атлас и Бида.

11.I. Самолетом из Алжира, через Хасси-Мессауд и Ин-Аменас в Джанет.

12—24.I. Экскурсии на автомашинах по северной и восточной окраинам массива Хоггар (Тассили Нажер, возвышенность Адмер, оазис Джанет, Тассили Тафасасет), а также аэровизуальное знакомство со всей областью.

25.I. Самолетом из Джанета через Хасси-Мессауд в Алжир.

26—27.I. Заключительная конференция в Нефтяном институте Алжира.

Совершенно необходимо отметить блестящую организацию colloquiuma на всех стадиях его проведения. Безукоризненной была экипировка экскурсий, отличной научная подготовка. Успеху colloquiuma также содействовала и прекрасная, солнечная, но прохладная погода, видимо характерная для этого времени года в Сахаре.

Главной темой colloquiuma было рассмотрение данных об условиях формирования терригенных нижнепалеозойских платформенных отложений и, в частности, роли в разрезе ордовика ледниковых образований (тиллиты, варвы и т. д.). Это во многом определило как состав участников, так и конкретную программу ознакомления с разрезами. Несомненно, все это имело выдающийся интерес, но мне все-таки иногда приходилось предпринимать дополнительные усилия, чтобы иметь возможность шире ознакомиться с материалами регионального характера, в чем я встретил полную поддержку со стороны руководителей экскурсии.

#### ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА МАССИВА ХОГГАР

Центральная часть массива Хоггар обнажена сравнительно удовлетворительно. Это обширное, высокое, плоское плато, сложенное гранитами, гнейсами, кристаллическими сланцами, местами испещренное «островными возвышенностями», образованными более устойчивыми породами, докембрийскими кварцитами, иногда (Тассили Тафасасет)

останцами плотных горизонтально залегающих древнепалеозойских песчаников, местами четвертичных базальтов. В пределах этих возвышенностей обычны отметки 2000—2500 м (например, базальтовое плато Адрар, а также массив кварцитов Адрара-Тазит)<sup>1</sup>. Ближе к краям площади выхода на поверхность докембрийского фундамента рельеф заметно понижается до отметок 1050—1100 м. Обширные пространства здесь образуют плоские сухие долины и русла, подобные уэду Тафасасет, протягивающемуся в юго-восточном направлении на многие сотни

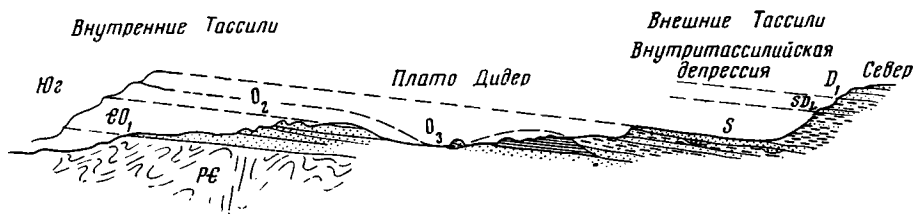


Рис. 1. Схематический разрез Тассили Нажер

километров, а также площади, покрытые гигантскими барханами, подобными эргу Адмер<sup>2</sup>.

Кристаллическое ядро массива Хоггар окружено полого периклинально залегающим чехлом палеозойских осадочных серий. В непосредственной близости от ядра распространены два комплекса свит, сложенных плотными песчаниками (кембро-ордовика и девона), разделенных мощной глинистой свитой (силур).

Нижний песчаниковый комплекс, лежащий на размытой поверхности кристаллического ядра, образует систему пологих куэст, лобовые части которых расчленены бесчисленными глубокими, резко вырезанными ущельями, с обрывами, измеряемыми сотнями метров. Эти ущелья следуют сложной системе тектонической трещиноватости (см. ниже). Склоны, часто вертикальные, покрыты камнепадами и осыпями. На дне их местами, но очень редко появляются небольшие оазисы с пальмовыми рощами, иногда даже заросшие камышами озера. Эта первая система куэст, выделяется под именем «Внутренних Тассили» (Tassili interne).

Вдоль фронта куэстовых уступов Внутренних Тассили местами находятся отдельные их останцы, представляющие собой резко очерченные холмы (рис. 1)<sup>3</sup>.

Поверхность Внутренних Тассили полого погружается к периферии от массива. В этой зоне образуется система пологих продольных депрессий (depression intratassiliene) и плоских равнинных участков — рэггов. В пределах Тассили Нажер такой является поверхность Дидер. Эти поверхности обычно совпадают с верхней частью разреза ордовика (подразделение IV), характеризующегося распространением русловых

<sup>1</sup> Наибольшие высоты массива Хоггара находятся в горах Атакор (вершина Тохат 3005 м), расположенных севернее населенного центра Таманрассет (быв. форт Лапаррин), примерно в 300—400 км к западу от посещенного мною района.

<sup>2</sup> Тассили (или иначе «хамад») — структурное субгоризонтальное плато, иногда куэсты. Джебел — горы. Рэг — плоская поверхность, покрытая галечником. Гарра — плоская каменистая поверхность. Уэд — плоский тальвег. Эрг — массив барханных песков. Гасси — проход в барханах. Шотт — солончак. Все перечисленные слова, происходящие главным образом от туарегских и арабских наречий, изобилуют в географических названиях Сахары и широко используются авторами региональных описаний. Уточненный смысл их мне любезно разъяснил проф. А. Дрэш.

<sup>3</sup> Фронтальные части Тассили местами напоминают характер рельефа куэст второй гряды Крымских гор (например, район Бахчисарая — Тепе-Кермен).

и ледниковых образований, создающих своеобразные формы весьма выразительного микро рельефа.

Верхний песчаниковый комплекс (девон) и подстилающая его глинистая силурийская серия образуют вторую систему куэст, возвышающуюся над первой на 400—600 м. Обрывистый фас этой куэсты имеет в плане более правильные очертания, хотя местами также расчленен очень глубокими крутостенными каньонами. Эта система выделяется под названием «Внешних Тассили» (Tassili externe) (см. рис. 1). Внешние Тассили опоясывают массив Хоггар. Они и создают его рисунок на геологических картах.

Начало систематического изучения геологического строения массива Хоггар относится к 20—30-м годам нашего столетия. Оно тесно связано с именами К. Киллиана (Killian, 1922) и Н. Н. Меньшикова (1956). Дальнейшие исследования многочисленных геологов привели к созданию серий геологических карт различных масштабов (Carte géologique du Sahare, 1961; Carte geologique du North-Ouest..., 1962; Carte geologique de l'Algérie..., 1965), к достаточно полной разработке стратиграфии пород, слагающих массив и его чехол<sup>1</sup>. В последние годы изучение различных проблем геологического строения Сахары особенно сильно интенсифицировалось в связи с открытием в различных ее частях крупнейших месторождений нефти и газа (месторождения Хасси-Мессауд и др.).

#### СТРОЕНИЕ ДОКЕМБРИЙСКОГО ЯДРА МАССИВА ХОГГЕР

Внутреннее строение массива Хоггар во многих отношениях остается еще неясным. Его ядро слагается мощнейшими сериями разнообразных по составу и степени метаморфизма докембрийских пород. В составе этих серий выделяются суггаритский и фарузийский комплексы, слагающие обширные площади в пределах ядра, отделенные друг от друга системами крупных разломов (разлом Фум Белием восточного Адраара, разлом меридиана 4°50' и разлом 8°30') (рис. 2).

Суггарий (Suggarien) сложен гнейсами, гранито-гнейсами, мигматитами, слюдяными сланцами, амфиболитами, на западе Хоггара — отдельными крупными массивами чарнокитов. Мощность суггария, по видимому, очень значительная, хотя вряд ли может быть точно определена. Обычно принято считать, что суммарная мощность слагающих его пород не менее 20 000 м. Возраст чарнокитов суггария равен 1820 млн. лет (Fignon, 1966). Соответственно этой цифре суггарийский комплекс обычно приравнивается по своему положению к свеко-фенно-карелию Балтийского щита и рассматривается в виде нижнепротерозойских геосинклинальных образований. Однако, если есть общее омоложение радиологических возрастных определений пород докембрия Северной Африки, то эта цифра, скорее, датирует не возраст пород, а проявление майобинской (карельской) складчатости (Choubert, Faugere-Muret, 1969, 1970). В этом случае не исключена возможность, что разрез суггария может коррелироваться с беломоридами Балтийского щита и рассматриваться как архейский.

Фарузий (Pharusien). Значительные пространства востока и северо-востока массива Хоггар сложены относительно слабее метаморфизованными породами фарузийского комплекса, суммарная мощность которого определяется в 15 000 м. Это мусковитовые и гранатовые сланцы, очковые гнейсы, разнообразные сланцы, кварциты массивные и кварцитовые сланцы, известняки со строматолитами (Collenia); массивы

<sup>1</sup> Достаточно полная библиография геологической литературы по Сахаре недавно опубликована О. Марабетом (Merabet, 1968). Следует отметить также ряд очень интересных работ, появившихся и в наших изданиях (Клочко, Трофимов, 1967; Логинова, Панов, 1969; Панов, 1969; Трофимов, 1961).

вы гранитов, диоритов и габбро. Фарузийский и суггарийский комплексы большей частью разделены тектоническими контактами, однако в отдельных участках отмечается резко несогласное залегание пород фарузия на суггарийских гнейсах (Reboul et al., 1962). Возраст пород фарузийского комплекса обычно принимается среднепротерозойским, т. е. соответствующим времени формирования западных Анти-Атласид

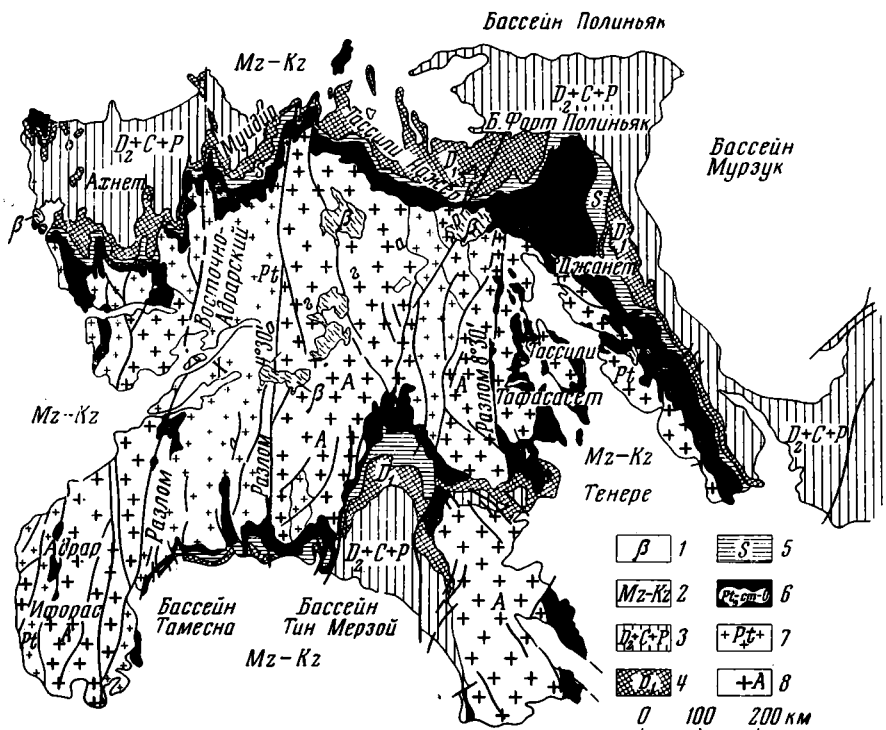


Рис. 2. Геологическая схема массива Хоггар

1 — новейшие базальты; 2 — мезозойский и кайнозойский чехол; 3 — средний и верхний девон, карбон и пермь; 4 — нижний девон; 5 — силур; 6 — ордовик, кембрий и переходные серии верхнего протерозоя; 7 — фарузий; 8 — суггарий

(1300—1500 млн. лет) готидам Европы (Furon, 1966). Однако это заключение скорее касается возраста складчатости и времени последних метаморфических преобразований пород, но не эпохи их формирования, которая может быть значительно более древней. Весьма возможно, что последующие стратиграфические исследования дадут возможность коррелировать этот комплекс со свеко-феннидами и карелидами.

Кратко охарактеризованные два древних комплекса слагают фундамент севера Африканской платформы. Для них характерны интенсивная складчатость с преобладанием общих долготных простираний, интенсивный метаморфизм и насыщенность магматическими образованиями.

Необходимо отметить, что геохронологическое изучение древних голц массивов севера Африки (Хоггара, Тибести и др.) сильно затрудняется постоянным резким уменьшением значения возрастных цифр, получаемых радиологическими методами. В результате этого явления, имеющего широчайший региональный характер и известного в литературе под названием «панафриканского термотектонического эпизода Кеннеди» (Kennedy, 1964), различные породы докембрийского фундамента очень часто характеризуются цифрами сравнительно узкого интервала в 700—600—550 млн. лет (Lay, Ledent, 1963). «Панафрикан-



ское» омоложение охватывает фундамент всей Северной Африки, к востоку от массива Регибат (который им не захватывается), вплоть до Аравийского полуострова, где региональное распространение молодых цифр возраста древних пород давно уже было отмечено Г. Шюрманом (Schurmann, 1961). Основываясь на этих данных, в последнее время ряд геологов (Black, 1966; Fabre, 1969) высказали мнение, что завершающей складчатостью, приведшей к формированию фундамента Сахары, следует считать байкальскую (кадомскую, ассинтскую) складчатость<sup>1</sup>. Это, с известными оговорками, учтено и на последней тектонической карте (Choubert, Faure-Muret, 1969), где возраст складчатости фундамента Хоггера принят как РВ<sub>1</sub> (-дальсландская складчатость; 900—1100 млн. лет)<sup>2</sup>.

Если отвлечься от неопределенных формулировок, то реальный геологический смысл явлений, вызвавших «панафриканский термотектонический эпизод», остается все еще нераспутанным. С этим эмпирически установленным явлением необходимо считаться, продолжая поиски объяснения ему<sup>3</sup>.

### ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЧЕХОЛ

На размытой поверхности метаморфических пород фундамента массива Хоггар резко несогласно залегают различные по возрасту, но преимущественно древние осадочные толщи. Среди них в различных местах под разными названиями выделяются серии промежуточного комплекса (нигритий, пурпуровая серия Ахнет и др.).

Нигритий. На юго-западе Хоггара, в Адраре Ифарас выделяется мощная серия верхнего докембрия, образованная более или менее складчатыми, но неметаморфизованными континентальными конгломератами, песчаниками, фиолетовыми сланцеватыми, аргилитами, заключающими потоки риолитовых лав и рассеченными дайками риолитов. Мощностью этой серии определяется в 2000 м (Karroff, 1958). По своему положению она может соответствовать адудуниену Марокко<sup>4</sup>, а возможно, и более широко являться аналогом готского комплекса и дальсландия Балтийского щита.

Для разреза нигрития важно присутствие континентальных ледниковых отложений, отмеченных на северном крыле синеклизы Таудени (восток массива Регибат), на северо-западе массива Хоггар (Ахнет) и на его юго-востоке (Аир) (Beuf et al., 1968; Biju-Duval, Gabriel,

<sup>1</sup> У нас к этому же мнению определенно склоняется В. Е. Хаин (1969, 1971), который недавно высказал предположение, что стадия формирования платформенного чехла Сахары началась только лишь в ордовике.

Я думаю, что эту крайнюю точку зрения не следует поддерживать, так как она явно противоречит всем новейшим данным о строении платформенного чехла северной Сахары Алжира и Ливии, в нижней части разреза которого уверенно выделяются мощные нефтеносные толщи песчаников кембрийского возраста.

<sup>2</sup> В последнее время очень многие исследователи не только Африки, но и Европы постепенно склоняются к мысли об очень большом общем значении дальсландской тектонической эпохи в формировании многих древних кристаллических массивов. В частности, В. И. Зоубек при обсуждении легенды II издания тектонической карты Европы предложил относить к дальсландию время метаморфизма и главной складчатости молданубикума Богемского массива.

<sup>3</sup> Сравнительно недавно А. А. Хаин и В. Е. Богданов (1968, стр. 231 и др.) высказали общие соображения по поводу этой сложной проблемы. Думаю, что при этом они сильно преувеличили вероятность роли собственно байкальской складчатости и что природа «панафриканского омоложения» может оказаться значительно более сложной.

<sup>4</sup> По последним данным Ю. А. Шубера и А. Фор-Мюре (Choubert, Faure-Muret, 1970), строение инфракембрия Марокко имеет следующий вид:

адудуниен верхний — верхние известняки с *Collenia* — 570—600 млн. лет;  
адудуниен — серия *liedevin* — красные, лиловые конгломераты и песчаники — 600—650 млн. лет;

адудуниен нижний — доломиты (*Coilenia*) андезиты, трахиты — 650—750 млн. лет.  
Судя по возрастным цифрам, адудуниен соответствует венду и верхам рифея Русской плиты.

1969). Ледниковые отложения отмечаются также в средней части (Caby, Moussu, 1967) серии адудуниен Марокко (Choubert, Faure-Muret, 1970).

Судя по существующим описаниям, породы нигрития заполняют тектонические депрессии в поверхности древнего фундамента и, подобно иотнию и овручу Европейской платформы, могут являться основанием платформенного чехла. При этом они также относятся к формациям, приближающимся по своему типу к формациям орогенческого ряда.

**Пурпуровая серия.** В восточных частях Хоггара, в зоне разлома  $8^{\circ}30'$  и к востоку от него в Тассили Тафасасет и местами в горах Готье (восточнее уэда Тафасасет) распространены вероятные аналоги нигрития. В этих участках наблюдаются следующие соотношения.

На размытой, сильно сглаженной поверхности гранитов и гранито-гнейсов (в данном случае преимущественно фарузийского комплекса) залегают толща довольно грубых пуддингов, косослоистых песчаников и линз конгломератов, окрашенных в желтые и красно-бурые цвета. Во многих местах, вблизи контакта, кровля кристаллических пород превращена в кору выветривания (каолинизация и т. д.), в различных обнажениях имеющую различную мощность (несколько метров). На поверхности коры выветривания часто появляются характерный тонкий пропласток железистых аркозов (несколько сантиметров). Толща красноцветных песчаников в различных разрезах имеет резко различную мощность, достигая в посещенном мной районе нескольких десятков метров. Она выполняет плоские приразломные впадины, залегающая в общем весьма полого. Кровля ее всюду резко срезается песчаниками кембро-ордовикской серии (подразделение II). Возраст пурпуровой серии рассматриваемого района не вполне ясен (Lelubre, 1958). Скорее она является аналогом нигрития (адудуниена Марокко), соответствуя инфракембрию (венду). Однако не исключена возможность, что она соответствует подразделению I (Unité I) северо-западного обрамления Хоггара, отсутствующего в восточных частях массива, являясь эквивалентом нижнего и среднего кембрия алжирской и ливийской Сахары (нефтеносные песчаники Хасси-Мессауд и продуктивная свита песчаников Хасауна, впадины Сирт) <sup>1</sup>.

**Кембро-ордовик.** Отложения нижнего палеозоя в Сахаре обычно подразделяются на четыре свиты, нумерованные римскими цифрами. О подразделении I (Unité I) и его возможных аналогах в восточных частях Хоггара выше уже было сказано.

**Подразделение II (Unité II)** соответствует, возможно, верхам кембрия, тремадоку, нижнему и среднему аренигу. Это мощная (до 500—600 м) толща различных песчаников, залегающая с резким размывом на различных породах основания и часто полностью срезающая пурпуровую свиту. При ее непосредственном налегании на кристаллические породы докембрия последние обычно лишены следов коры выветривания.

Нижняя часть этого подразделения сложена плитчатыми косослоистыми песчаниками (наклон косой слоистости в северных румбах). Песчаники эти частично глауконитовые. В них встречаются ядра *Lingula*, следы ползания трилобитов. Некоторые слои испещрены *Tigillites* или *Scolites*, пересекающими их на мощность в 30—50 см <sup>2</sup>.

<sup>1</sup> Стратиграфическая корреляция этих свит с сопредельными областями севера Африки недавно в очень ясной форме была изложена Г. А. Логвиной и Д. И. Пановым (1969), а также Н. Зандером, Е. Клитчем и др. (Klitzsch et al., 1968).

<sup>2</sup> *Tigillites* — тонкие трубчатые образования, пересекающие породы на всю мощность каждого слоя в строго вертикальном направлении. Скорее всего, эти трубчатые ходы вызваны жизнедеятельностью моллюсков или червей, хотя реальные остатки создавших их организмов не сохранились.

Выше обычно распространены мощные (до 200 м) глауконитовые песчаники с ядрами брахиопод и иногда остатками граптолитов (*Dictyopeta*).

Еще выше выделяется пачка плитчатых, местами глауконитовых ко-сслоистых песчаников также с граптолитами. Наклон косых слоев всюду северный.

Венчается разрез массивными кварцитовидными песчаниками (мощностью до 200 м) с ядрами брахиопод и граптолитами. Для них характерна вертикальная отдельность по системам крупных трещин. Благодаря этому песчаники часто образуют очень крупные вертикальные обрывы, вдоль внешнего края Тассили (*la Banquette*).

Подразделение III (*Unité III*) соответствует верхнему арегину, лланвирну, лландейло и нижнему карадоку. Сложено оно обычно тонкими слюдястыми слоистыми песчаниками сравнительно небольшой мощности (около 100 м). Органические остатки редки. На значительных пространствах, особенно в юго-восточных частях Хоггара (Тассили Тафасасет) это подразделение срезано трансгрессивно залегающими слоями верхнего ордовика.

Подразделение IV (*Unité IV*) отвечает верхнему карадоку и ашгилию. Эта свита обладает весьма изменчивой мощностью (до 150—250 м) и характеризуется очень широким распространением. Как правило, слагающие ее породы залегают на размытой поверхности различных более древних образований, до кристаллического фундамента включительно (центральные части Хоггара — Тассили Тафасасет и др.). Наиболее полно развиты в составе этой свиты различные ледниковые фации. Среди них выделяются песчано-глинистые морены, переполненные валунами различной формы и размера. Широко распространены также различные перигляциальные образования: варвы с отлично выраженной ленточной слоистостью, донные морены, песчаные выполнения подледных каналов (*Cordon inf, sup.* и т. д.). На поверхностях наслоения изобилуют характерные борозды, шрамы; появляются остатки полигональных почв и других различных слоев существования оледенения и движения крупных масс льда. Должен сказать, что все эти проявления ледниковой деятельности в позднем ордовике в Сахаре выражены исключительно ярко и полно и не вызывают сомнений в своем происхождении<sup>1</sup>. Они не могут идти в сравнение с «тиллитами» или «тиллитоподобными» слоями, которые мне приходилось видеть в считающихся классическими разрезах позднего докембрия Скандинавии (спарагмит), Каратау и других мест<sup>2</sup>. По мнению Б. Бижу-Дюваля, А. Беннасефа, П. Роньона и других исследователей, среди этих ледниковых отложений могут быть выделены образования как морского, так и континентального происхождения. Важным является их вывод о том, что центр оледенения находился к югу от Хоггара (в пределах Нигера или южнее). При этом движение ледниковых масс шло с юга на север, через Хоггар, и сопровождалось экзарацией нижних горизонтов платформенного чехла вплоть до раскрытия иногда поверхности кристаллического основания.

С и л у р. Отложения силурийской системы очень широко распространены и имеют единообразные типы разреза. Они обычно описываются как граптолитовые «сланцы». На самом деле, они сложены мощными монотонными толщами серых, темно-серых, буроватых слоистых ча-

<sup>1</sup> Ледниковым позднеорогенным образованиям Сахары посвящено значительное число прекрасно выполненных исследований, большей частью очень выразительно иллюстрированных (Beuf et al., 1968; Biju-Duval, Gabriel, 1969; Freulon, 1964; Rognon et al., 1962; и др.).

<sup>2</sup> По-видимому, столь же выразительными, как и в Хоггаре, являются различные формы проявления ледниковой деятельности (морены, варвы, штрихи, борозды и др.), описанные Х. Бигарелла (*Bigarella et al.*, 1967), в разрезах нижнего девона Бразилии (*Turnas sandstone-Rio do Salto Yalley*).

сто слабопесчанистых глин и аргиллитов, заключающих остатки граптолитов и ортоцератитов. Глинистая силурийская серия резко перекрывает, без каких-либо переходов, песчаники верхнего ордовика, консервируя под собой различные формы рельефа ледниковых образований. В верхах разреза появляются незначительные горизонты песчаников.

Мощность силурийских отложений колеблется от 500 до 600 м по северной окраине Хоггара (нижняя часть обрывов внешней зоны Тассили-Нажер). Примерно такую же мощность эта свита сохраняет и в пределах Северной Сахары (Хасси Мессауд), увеличиваясь до 700—1000 м на северо-западе от Хоггара во впадине Ахнет и в складчатой цепи Угарта. Наоборот, в южном и юго-восточном направлениях, в пределах Тассили Тафасасет, мощность силура резко сокращается до 50—100 м. Однако, судя по характеру изменения мощностей и литологическому составу силурийских отложений, можно полагать, что они подобно песчаниковому толщам ордовика ранее полностью перекрывали массив Хоггар, характеризуясь очень широким распространением.

Переходная свита («zone de passage») венчает разрез силура. Это переслаивание серых аргиллитов, алевроитов и тонких розовых песчаников. В этих слоях наблюдается косая слоистость; присутствуют волноприбойные знаки. Встречаются следы органических остатков и редко окаменелости. По возрасту эту свиту относят к самым верхам силура. Мощность ее по северной окраине Хоггара примерно равна 200—250 м.

Обращает на себя внимание общая большая мелководность осадков этой свиты и появление значительных масс обломочного материала, вероятно, континентального происхождения.

Девон. Выше, в кровле Внешних Тассили северной окраины Хоггара широко распространены преимущественно континентальные, часто грубые песчаники с линзами конгломератов нижнего девона (живет?—зиген), мощность которых примерно равна 300 м. Эта свита, как правило, залегает с резким размывом на лежащих ниже слоях. Обычно она лежит на слоях «зоны перехода», однако иногда срезает и более древние образования. На юге Хоггара по периферии массива Аир девонские песчаники ложатся непосредственно на кристаллические породы суггарийского комплекса.

Среди пород, слагающих разрез нижнего девона, очень широко распространены аллювиальные (русловые) фации. Косая слоистость в них направлена, как правило, к северу и с юго-востока на северо-запад<sup>1</sup>.

Континентальные фации тяготеют главным образом к области массива Хоггар. К северу и северо-западу от него в разрезе всего девона широко распространены морские осадки. При этом сильно возрастают и мощности отложений (мощность девона в Ахнете и цепях Угарта достигает 2500—3000 м).

Лежащие выше серии среднего и верхнего девона, а также карбона и перми сложены очень мощными толщами морских и континентальных терригенных пород. Распространены они за пределами массива Хоггара, выполняют севернее расположенные впадины (синеклизы): Ахнет, Агемур, Полиньяк, Мурзук и др. (Логинава, Панов, 1969, Beuf et al., 1968; Fabre, 1969; Klitzsch et al., 1968). Там же распространены и мощные, также терригенные, континентальные тощи мезозоя и кайнозоя (Busson, 1967—1971). Всех этих образований, распространенных за пределами Хоггара, касаться не буду.

<sup>1</sup> Б. Бижу-Дюваль, О. Шарпаль (Beuf et al., 1969; Biju-Duval et al., 1966) и ряд других исследователей специально изучили закономерности направления потоков, отразившихся на строении как нижнедевонских, так и кембро-ордовикских обломочных серий. Во всех случаях подтверждается, что эти древние потоки (течения, русла и т. д.) направлялись в общем с юга на север, пересекая массив Хоггара, и, очевидно, перекрывали его своими осадками.

## ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ МАССИВА ХОГГАРА И НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ТЕКТНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ В ПЛАТФОРМЕННОМ ЧЕХЛЕ

Суммируя краткую характеристику разреза пород, слагающих кристаллическое ядро Хоггара и его осадочной оболочки, приходим к следующей схеме истории его тектонического развития (таблица).

Анализ глубоких частей разреза массива Хоггара и его соотношений с платформенным чехлом показывает наличие принципиального сходства в структуре и развитии севера Африканской и Европейской платформ. Завершение формирования фундамента и начало образования платформенного чехла на обеих платформах произошли в позднем протерозое (Европейская платформа — в начале готской эпохи, в пределе севера Африканской — во всяком случае, до венда). Начальные этапы формирования чехла Европейской платформы характеризовались очень важной стадией образования древних авлакогенов. Проблема древних авлакогенов севера Африканской платформы еще очень слабо освещена в литературе. По существу сохраняется реальная возможность отнесения к этому типу тектонических структур складчатой цепи Угарта и, возможно, впадины Ахнет. Эти две зоны характеризуются резко повышенными значениями мощностей нижних горизонтов платформенного чехла, своеобразным магматизмом и ослабленной линейной складчатостью. Они обладают вполне определенными чертами сходства со складчатой зоной Донецкого бассейна.

В позднем протерозое и, по-видимому, на протяжении кембрия массив Хоггар обладал сложным рельефом. Частично он подвергался эрозии, но в пределах многих его участков происходило накопление терригенных толщ молассового типа. В раннем палеозое он покрывался более или менее сплошным чехлом терригенных толщ, являясь при этом областью не только аккумуляции, но также и переноса масс обломочного материала, которые в различные этапы транспортировались с юга на север течениями, реками, льдами, из области современного Судана: возможно, с Нигерийского щита, в Северную Сахару. Общая обстановка развития массива Хоггар в эту эпоху во многих отношениях напоминает ранние стадии формирования Анабарского массива Сибирской платформы. Скорее всего, при палеотектонических реконструкциях, Хоггар раннепалеозойского времени следует рассматривать в виде крупной антеклизы, образование которой предшествовало стадии формирования щита.

В начале девона по окраинам массива Хоггара произошло заложение системы разрывных нарушений и флексур, многие из которых имеют ярко выраженный синседиментационный тип. К подобным нарушениям, по мнению П. Роньона, относятся сброс Фаднун, отлично выраженный на поверхности куэсты Внешних Гассили (Нажер), пересекаемый дорогой, идущей из Джанета через Гардель в Полиньяк. Этот сброс образован рядом кулисообразных, иногда изгибающихся в плане разрывов. Вдоль поверхностей трещин сбрасывателей распространены своеобразные дайки (железисто-кремнистые заполнения толщиной до 10—15 см). Штриховка зеркал скольжения указывает на наличие как вертикальных, так и горизонтальных (сдвиговых) перемещений крыльев. Опущено северное крыло сброса, которое сложено верхней частью песчаниковой свиты нижнего девона и, участками, породами среднего-верхнего девона, в то время как южное (поднятое крыло) образовано низами нижнедевонской свиты. Амплитуда сброса в этом месте по смещению девонских пород не менее 200 м, хотя общая амплитуда его значительно больше. Сброс Фаднун входит в состав сложной системы разломов 4°30', на которой ниже остановлюсь отдельно.

Тектоническое развитие массива Хоггар

Платформенная стадия развития	сводовая часть Хоггара лишается платформенного чехла	Четвертичная эпоха	Излияния базальтов, накопление континентальных пород	разрывы (сбросы и сдвиги) II этап развития массива Хоггар — этап щита
		Кайнозой — мезозой	Континентальные терригенные отложения — 1500—2500—3000 м	
		Пермь	В верхах морские и континентальные терригенные свиты } до 3000 В низах терригенные континентальные толщи } — 6000 м	
		Карбон		
		Девон		
	Силур — девон	Глины, песчаники — 200—250 м	разрывные нарушения I этап развития массива Хоггар — этап антеклиз	
	Силур	Слоистые аргиллиты, алевролиты, тонкие песчаники — 500—600 м		
	Поздний ордовик	Континентальные и морские терригенные породы (ледниковые фации) — 150 — 200 м		
	Кембро — ордовик	континентальные и морские песчанниковые свиты — 500 — 800 м		
	Нигритий (в. протерозой)	красноцветные конгломераты, песчаники — 2000 м		пурпуровая свита — красноцветные песчаники, глины, конгломераты Кора выветривания
«кратонизация»		региональное несогласие, перерыв	разломы	
Геосинклинальная стадия развития		Фарузий (н. протерозой)	Кристаллические сланцы, гнейсы, гранито-гнейсы, кварциты, строматолитовые известняки, диориты, габбро Мощн. до 15000 м	складки долготного простирания, метаморфизм
		Суггарий (архей)	Гнейсы, гранито-гнейсы, амфиболиты, мигматиты, слюдястые, сланцы, чарнокиты Мощн. до 20000 м	энергичная складчатость, региональный метаморфизм

Несогласное залегание девонских песчаников, наличие синседиментационных разломов, явившихся возрождением крупных древних систем, отражает позднекаледонско-ранневариссийские тектонические движения.

В последующую каменноугольно-пермскую эпоху сводовая часть массива Хоггара, по-видимому, постепенно оказалась лишенной осадочного чехла и по существу с этого только времени начинается стадия развития Туарегского щита, в строгом смысле этого понятия. По-видимому, очень сходной также была история и массива Тибести, находившиеся

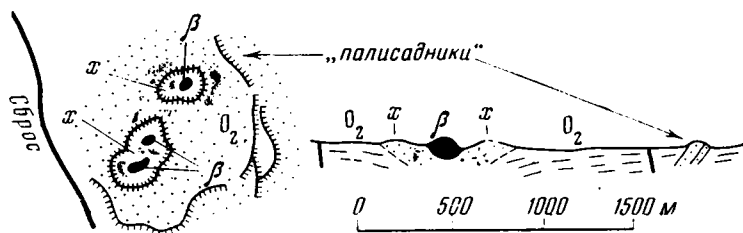


Рис. 3. Разрез через одну из кольцевых структур юга уэда Тафасасет

O<sub>2</sub> — песчаники ордовика; x — валы неслоистых песчаников; β — базальты

гося на юге Ливии непосредственно к востоку от Хоггара (Klitzsch et al., 1968).

Мезозойский и кайнозойский этапы развития массива Хоггар в общем сводятся к его сводообразному поднятию, сопровождающемуся разрывом его ядра, растрескиванием и размывом головных частей крыльев, перекинуто его окружающими и сложными песчано-глинистыми толщами нижнего и среднего палеозоя. Одновременно происходило прогибание периферических впадин (бассейнов) Мурзук, Полиньяк-Радамес и др., окружающих массив Хоггар, и заполнение их мощными массами континентальных терригенных толщ.

В третичное и четвертичное время отмечается ряд фаз обновления разрывных нарушений, сопровождаемых вулканической деятельностью (излияния базальтов). Подобные фазы отмечены в позднем олигоцене и раннем миоцене (Тибести), в позднем миоцене (Тибести) в позднем плиоцене — виллафранкском времени, в среднем плейстоцене (Хоггар, Тибести) (Figon, 1966). В пределах Хоггара новейшая вулканическая деятельность явно связана с наиболее крупными системами разломов 4°30' и 8°30', а также с оперяющими их диагональными сбросами. Такими, в частности, являются базальтовое плато массива Адрар. Большая молодость излияний подобных базальтов подчеркивается тем, что они иногда образуют лавовые потоки, застывшие в некоторых каньонах, пересекающих лобовую часть Внутренних Тассили (Тассили Нажер, к северо-северо-востоку от быв. форта Гардель).

О кратерообразных структурах юга Тафасасет. В юго-восточной части Тассили Тафасасет наша экскурсия осмотрела очень интересный район развития магматических явлений не вполне ясной природы и времени образования. Здесь на крайнем юге Алжира, вблизи границы с Нигером, в 250 км к югу от Джанета зарегистрировано несколько весьма своеобразных кольцевых структур.

Схема их строения изображена на рис. 3, соответствующему изображению, которое было дано в Путеводителе к экскурсии Б. Бижу-Дювалем, А. Беннасетом и П. Роньоном.

Среди голой, очень плоской каменистой пустыни на аэрофотоснимках отчетливо вырисовывается несколько (до десяти) небольших кольце-

вых структур, расположенных вблизи линий сбросовых нарушений. Поверхность пустыни сложена плосколежащими песчаниками низов ордовика (Unite II), и какие-либо следы лавовых потоков или накопления пиропластических пород здесь отсутствуют. Кольцевые структуры выделяются в рельефе резко задранными пластами ордовикских песчаников, которые образуют резко выраженные палисадники плит, торчащих на высоту 5—15—25 м, и наклоненных под углом 45—70°, преимущественно в нутрь кольца. Диаметр подобных кольцевых внешних «палисадников» от 200 до 800 м.

Внутри этих «палисадников» находится вторая группа кольцевых структур, чрезвычайно напоминающая вулканические кратеры. Они образованы внешним кольцевым валом, состоящим из неслоистой массы песчаного материала (по Роньону и др., напоминающего ледниковые образования верхов ордовика, высота которого достигает 20—30 м. Внутри пространства, окруженного этим валом, диаметр которого примерно равен 100—200 м, обычно возвышается центральная горка (высотой до 30—50 м), сложенная развалами глыб черных базальтов.

Мы имели возможность в течение нескольких часов лишь бегло осмотреть четыре подобных кратера, имеющих в общем близкое строение.

П. Роньон выдвинул и настойчиво защищал идею, о том что все эти кратеры являются астроблемами, а центральные конические развалы базальтовых глыб — это раздробленные каменные метеориты. В пользу этого взгляда как будто говорит своеобразие строения колец «палисадников» и полное отсутствие вне «кратеров» следов вулканического материала.

Однако петрографическая и химическая характеристика базальтов<sup>1</sup>, отчетливая приуроченность кратеров к линиям разломов скорее указывают на их земное происхождение. Сами же кратеры вероятно можно рассматривать как центры крупных газовых взрывов, сопровождавших ся незначительными выбросами лавы.

<sup>1</sup> Привезенные мною два образца (№ 10 и 11), взятые из двух центральных горок кратеров, находящихся на крайнем юге узда Тафасасет, примерно в 100 км к югу от гряд холмов Готье, вблизи Алжиро-Нигерийской границы, были переданы А. П. Урываевой, которая их подробно изучила. Оба образца оказались: пироксен-оливиновыми базальтами порфириной структуры: основная масса — разложившее вулканическое стекло; вкрапленники — плагиоклаз, оливин, энстатит. Плагиоклазы трех генераций; I — единичные удлинённые кристаллы (0,2—0,7 мм) лабрадор № 55; II — шестоватые кристаллы, четкое двойникование по альбит и альбит — карлсбадскому законам; III — близкие микролитам (лабрадор — андезин). Оливин — многоугольный, округлой формы, по трещинам иддингсит иногда магнетит. Ромбический пироксен — энстатит — бесцветный, высокий рельеф. Отдельные участки серпентинизованны, иногда — бастит. Основная масса — интерсентальная (стекло 10—15%), иногда долеритовая или гялопилитовая (50% стекла) структуры. Встречаются зерна кварца, захваченного при прорыве вмещающих песчаников. Результаты анализа (химич. лаб. Геол. фак. МГУ):

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П.п.п.	Σ
10	50,65	2,53	16,43	4,66	5,04	0,13	8,18	7,18	2,84	1,55	1,44	100,59
11	49,85	2,50	16,26	5,01	4,81	0,10	8,0	7,31	2,91	1,68	1,68	100,17

По Р. Д. Эли — близки среднему базальту. По А. Н. Заварицкому, — известково-щелочной тип (фигуративные точки между кривыми Лассен-Пик и Йеллоустонского парка).



Была сделана попытка подойти к вопросу о времени этих взрывных явлений, путем определения возраста базальтов. Однако полученные результаты оказались настолько противоречивыми, что какое-либо их обсуждение до получения новых данных вряд ли имеет смысл<sup>1</sup>.

### НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ РАЗРЫВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ В ПРЕДЕЛАХ МАССИВА ХОГГАР

Массив Хоггар характеризуется развитием очень большого числа систем разрывных нарушений, разнообразных по своим размерам, возрасту, морфологии и общему значению в его структуре. Изучение этой интереснейшей и очень важной проблемы является, видимо, делом будущего. До настоящего времени различные исследователи касались ее лишь попутно (Freulon, 1964; Reboul et al., 1962), либо посвящали ей небольшие работы (Трофимов, 1961; Karroff, 1955). Чрезвычайная неполнота и случайность полученных мною впечатлений дает возможность высказать лишь некоторые общие замечания, которые тем не менее, возможно, могут иметь значение.

Кристаллическое ядро Хоггара разбито большим числом различно ориентированных разломов, которые образуют две наиболее крупные системы, известные под названием разломов 4°30' и разломов 8°30'. Обе эти системы состоят из очень большого числа разрывов, преимущественно долготного направления (также с.-в. и с.-з.).

Система разломов 4°30' составлена множеством разломов различных размеров, среди которых отчетливо выделяются 5—6 крупных нарушений, пересекающих весь массив на протяжении 500—700 км, нарушающих его северную оболочку в районе уэдов Ирхорхар (западное ограничение Тассили Нажер) и продолжающихся к северо-северо-востоку на несколько сот километров, вдоль вала Амгид-ел-Биод, в северной части которого находится крупнейшее нефтяное месторождение Хасси — Мессауд (Fabre, 1969). Общая протяженность этой системы более 2500 км. Вдоль этих важнейших разломов системы 4°30' развиты среди метаморфических серий крупные зоны милонитизации. К ним приурочены зоны развития докембрийских риолитов (также иногда милонитизированных) и с ними связаны центры излияний молодых базальтов. Наконец, эта система разломов отделяет площадь развития суггарийского комплекса Таманрассета от находящихся к западу площадей распространения метаморфических серий фарузия.

Система разломов 8°30' также объединяет очень большое число разрывных нарушений общей длиной в несколько сотен (если не тысяч) километров (Fabre, 1969). Наиболее крупные разломы (их не менее четырех), то тесно сближаются друг с другом, то разделяются промежутками в 40—60 км. На юге они ограничивают массив Аир, а на севере пересекают Тассили Нажер и, отклоняясь к северо-востоку, продолжают в район месторождений Ин Аменас (бассейн Ажер). Круп-

<sup>1</sup> С. И. Зыков (Геохронол. лабор. Геол. ф-та МГУ) 7.VIII.1970 г. произвел анализ К/Аг методом образца базальта N=10. Им были получены следующие результаты: содержание калия — K=1,53%, содержание радиогенного аргона —  $Ar_{рад}^{40} = 53,88$  нч/ч,

Аг возд.=2,9%, изотопное отношение  $\frac{Ar_{рад}^{40}}{K^{40}} = 0,02887$ , вычисленное значение возраста

T=460±30 млн. лет.

Е. А. Кузнецов определил возраст тех же базальтов методом диспрессии двупреломления по плагиоклазам разной генерации:

№№ шлифа	плагиоклаз I генерация	плагиоклаз II генерация	плагиоклаз III генерация
10,2 б 11/3 а	12,5 млн. л 16,1 млн. л	10,2 млн. л	8,2 млн. л

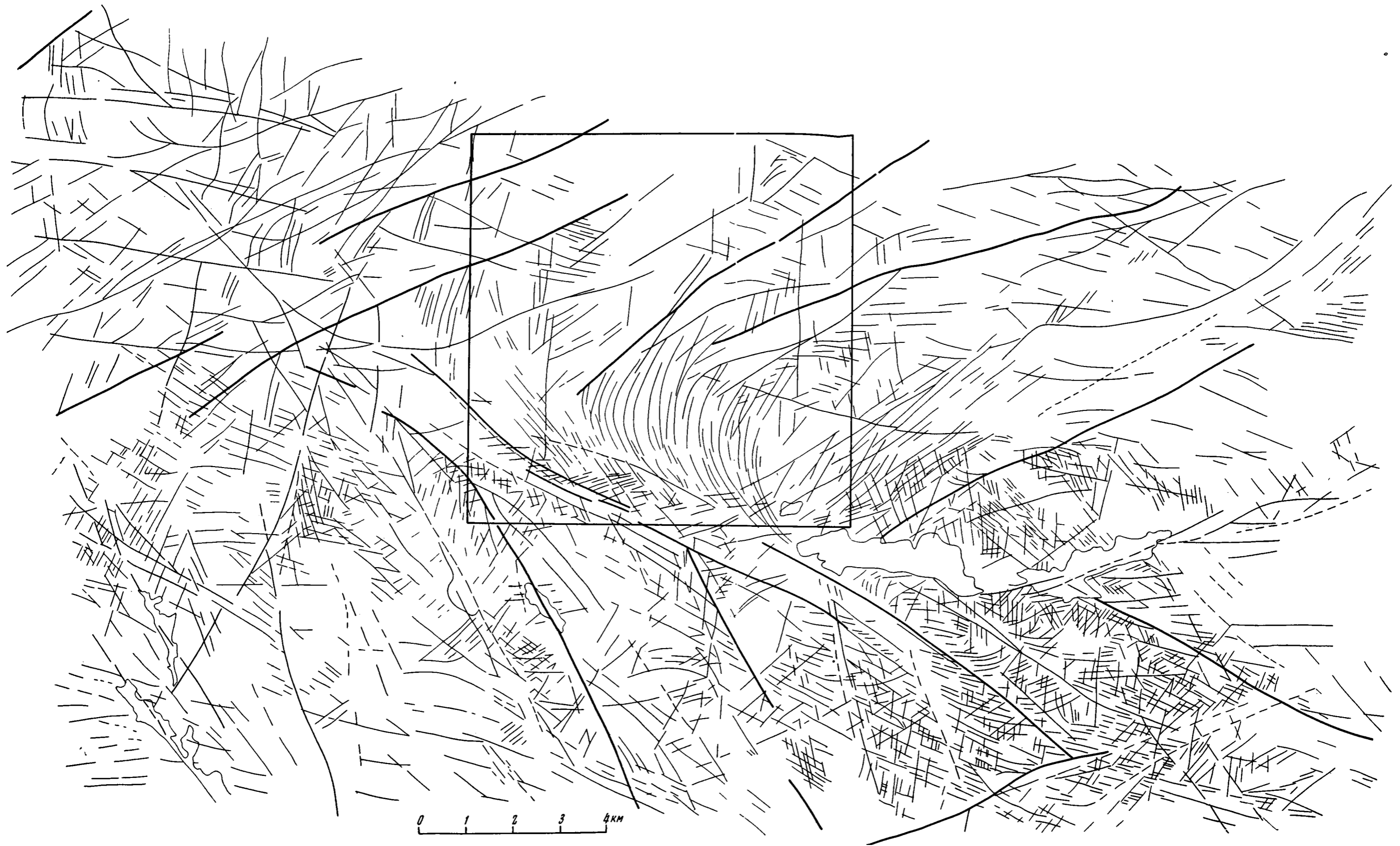


Рис. 4. Схема расположения трещин в пределах Джебель-Ефехи (дешифрированные аэрофотоснимки)  
Квадрат на рис. соответствует положению аэрофотоснимка рис. 5

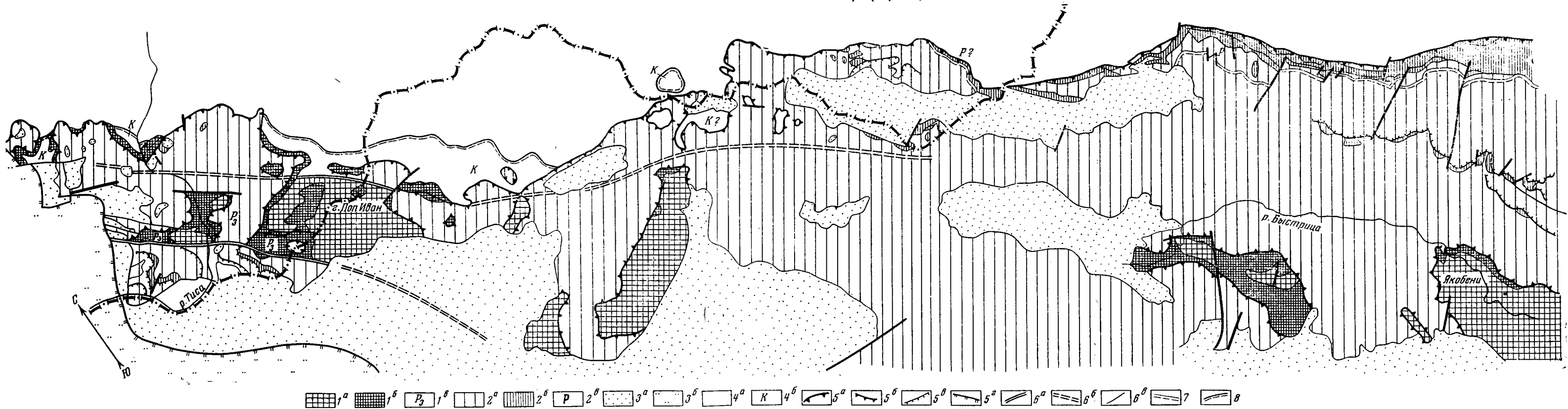


Рис. 1. Тектоническая схема северной части Мармарошского массива.

1 — Белопотокская (Бретяла) единица: 1а — метаморфический комплекс, 1б — допокровный осадочный чехол (верхний палеозой и нижний мезозой), 1в — Розийская подьединица; 2 — Деловецкая (Бистрицкая) единица: 2а — метаморфический комплекс (включая и кузинскую серию), 2б — допокровный осадочный чехол (триас — нижний мел), 2в — единица Рарэу; 3 — послепокровный осадочный чехол: 3а — мел-палеогеновый чехол на массиве, 3б — надвинутый флиш Мармарошской впадины; 4 — Раховская зона: 4а — собственно Раховская зона, 4б — Каменнопотокская единица; 5 — надвиги: 5а — главный Деловецкий надвиг (покров), 5б — покров чехла Белопотокской единицы, 5в — второстепенные надвиги (покровы) внутри Деловецкой единицы, 5г — надвиг внутреннего флиша Мармарошской впадины; 6 — крутые разрывы: 6а — прослеженные разрывы регионального значения, 6б — разрывы, предполагаемые под покровами или осадочным чехлом, 6в — мелкие разрывы; 7 — граница единицы Рарэу; 8 — граница Каменнопотокской единицы

ные разломы этой системы также сопровождаются зонами милонитизации, распространением докембрийских риолитов и центрами излияний новейших базальтов (Адрар, Дидер).

Насколько можно судить по приведенным данным, эти разломы возникли в докембрии. По ним происходили движения в палеозое и влияли на ход осадконакопления (к этой системе принадлежит упоминавшийся выше сброс Фаднун). Несомненно, они имели определенное значение в формировании наиболее крупных нефтяных месторождений. Наконец, с ними связан новейший базальтовый вулканизм.

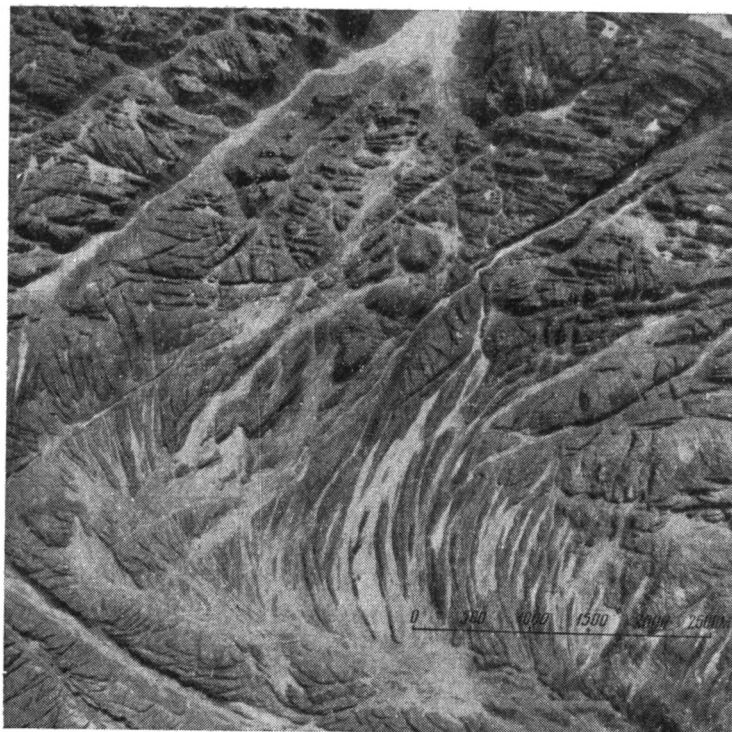


Рис 5. Контактный отпечаток аэрофотоснимка района нагорья Джебель-Ефехи. Каньоны развиты по сложной системе трещин. В нижней части снимка трещины системы «кронского хвоста». Белые пески накапливаются в понижениях рельефа

Помимо этих крупных систем бесчисленное количество различных ориентированных сбросов, трещин и, вероятно, сдвигов нарушают целостность осадочной оболочки массива Хоггар. Особенно хорошо на аэрофотоснимках и при аэровизуальных полетах видно, что осадочная оболочка по существу вся расколота на блоки трещинами разных размеров и различных направлений. Эти трещины предопределяют направление экзогенных процессов и образование всех форм макро- и микро-рельефа зоны Тассили (Трофимов, 1961). Среди этих трещин несомненно существует много различных систем. С одной из них мне удалось познакомиться во время аэровизуального полета (в 80—100 км к северо-западу от Джанета) над нагорьем Джебель-Ефехи<sup>1</sup> (рис. 4 и 5).

<sup>1</sup> На рис. 4 изображена система трещин нагорья Джебель-Ефехи, по данным аэрофотоснимков масштаба 1:50 000. Коллекцию снимков, высланных Национальным географическим институтом Франции (серия № 20, Alg. 55.56; NG—32—IX, снимки 0—47, 0—48, 0—49 и др.) мне любезно передал для изучения Б. Бижу-Дюваль. На рис. 5 воспроизведена часть контактного отпечатка 0—48. Контуры его также показаны на рис. 4.

В этом районе, в области развития ордовикских песчаниковых толщ (подразделения III и IV), отлично выражено несколько пересекающихся систем трещин широтного, северо-западного и северо-восточного направлений. Среди них выделяются своим рисунком несколько пучков плавно изгибающихся трещин, образующих своеобразные «конские хвосты», которые как бы оперяют более крупные расколы (рис. 5). Следует иметь в виду, что песчаники ордовика здесь залегают очень полого, моноклинально склоняясь к северу под углом 1—3° (вряд ли больше), и никакой складчатой структуры они не образуют. Весьма возможно, что трещины оперения связаны с разрывами сдвигового характера (левый сдвиг?).

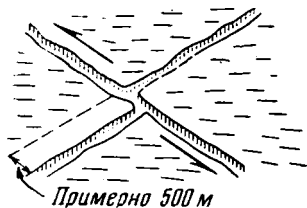


Рис. 6. Сдвинутый каньон в 100—120 км к юго-востоку от Джанета

Последнее предположение я высказываю в связи с тем, что в 100—120 км к юго-востоку от Джанета, среди площади развития девонских песчаников западного крыла бассейна Мурзук, отлично выражено очень молодое сдвиговое смещение (рис. 6). В этом районе левый сдвиг смещает на 500—700 м узкий, совершенно прямолинейный каньон.

Многие черты структуры массива Хоггар, выявляющиеся с большой полнотой, благодаря его отличной обнаженности и полной отпрепарированности как его ядра, так и оболочки, вероятно, имеют общее значение и должны учитываться при изучении других подобных ему выступов фундаментов древних платформ (Анабарского и Украинского массивов, Алданского щита и др.). По существу то, что на Хоггаре удается легко видеть в других массивах, является предметом догадок и предположений. В связи с этим можно высказать пожелание, чтобы наши алжирские коллеги в ближайшем будущем завершили монографическое описание Хоггара, одного из наиболее представительных районов севера Африканской платформы.

#### Литература

- Богданов А. А., Ханн В. Е. Ассинтская (байкальская) эра тектогенеза и ее значение в истории Земли в свете новых данных. Послесловие к книге Г. Штилле «Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли». Изд-во «Мир», 1968.
- Клочко В. П., Трофимов Д. М. Порівняльна характеристика геологічної будови північного та південного облямування Ахаггару. Доповіді АН УРСР, 1967.
- Леонов Б. Н. К сокровищам Алжирской Сахары. На суше и на море. Очерки и статьи. Изд-во «Мысль», 1971.
- Логинова Г. А., Панов Д. И. Геологическое строение и история геологического развития бассейна Мзаб-Радамес в Северной Африке. Изв. высш. уч. завед., Геология и разведка, № 5, 1969.
- Меньшиков Н. Н. Основные черты геологического строения Сахары. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 6, 1956.
- Панов Д. И. Верхнепротерозойские образования Северной Африки и их роль в структуре Африканской платформы. Изв. высш. уч. завед., Геология и разведка, № 5, 1969.
- Трофимов Д. И. Некоторые вопросы формирования Тассили восточного склона Адрар-Ифораса. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 2, 1961.
- Ханн В. Е. Норгидо-Нигерийский позднедокембрийский подвижный пояс и условия заложения западного Тетиса. Докл. АН СССР, т. 189, № 6, 1969.
- Ханн В. Е. Региональная геотектоника (Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка). Изд-во «Недра», 1971.
- Beuf S., Biju-Duval B., Bennacet A., Gabriel O., Black R., Rogeon P. et al. Серия статей в сб. «Le Paléozoïque inférieur de l'Annet et du Mouydir (recherches sédimentologiques, stratigraphiques et structurales). Service Géologique d'Alger, Bull. No. 38 (Nouv. Serie), Alger, 1968.
- Beuf S., Biju-Duval B., Charpal O. de, Gariel O. Homogénéité des directions des paléocourants du Dévonien inférieur au Sahara Central. C. r. Acad. Sci. ser. D. t. 268, 1969.
- Bigarella J. J. and others (Edid). Problems in Brazilian Condwana Geology. Curitiba — Parana — Brazil, 1967.
- Bigarella J. J., Salamuni R., Fuck R. A. Striated surfaces and related features

- developed by the Gondwana ice sheets. «Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology» Elseviers. Publ. Comp., Amsterdam, No. 3, 1967.
- Biju-Duval B., Charpal O. de, Merabet O. Constance des directions des paléocourants dans les grès de base du Cambro — Ordovicien sur le pourtour du Hoggar. C. r. Acad. Sci., sér. D, t. 262, No. 1, 1966.
- Biju-Duval B., Gabriel O. Nouvelles observations sur les phénomènes glaciaires «écambriens» de la bordure nord de la synclise de Taudeni, entre le Hank et le Tanerrouft, Sahara Occidental. «Paleog., Paleoclimat., Paleoecol.», No. 6, Amsterdam, 1969.
- Black R. Sur l'existence d'une orogénie riphéenne en Afrique occidentale. Comp. rend. Soc. géol. France, 1966.
- Busson G. Le Mésozoïque Saharien. 1<sup>ère</sup> partie: L'extrême Sud-Tunisien 2<sup>ème</sup> partie: Essai de synthèse des données des sondages Algéro-Tunisiens. Editions du CNRS, Paris, 1967—1971.
- Caby R., Moussu H. Une grande série détritique du Sahara: stratigraphie, paléogéographie et évolution structurale de la «série pourprée» dans l'Asségrad et le Tanerrouft oriental (Saharien algérien). Bull. Soc. géol. France., No. 9, 1967.
- Carte géologique du Sahara — feuilles Fort Charlet — In Ezzane et Fort Polignac — Fort Gardel — 1 : 500 000. Publ. BGGM, Paris, 1961.
- Carte géologique du Nord — Ouest de l'Afrique (Sahara Central) — 1 : 2 000 000. Publ. CNRS, 1962.
- Carte géologique de l'Algérie — feuille Illizi (Fort de Polignac) — 1 : 500 000. Publ. CNRS, 1965.
- Choubert G., Faure-Muret A., Charlot R. Le problème du cambrien en Afrique Nord-occidentale. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 10(4), 1968.
- Choubert G., Faure-Muret A. Carte Tectonique internationale de l'Afrique (1 : 5 000 000). Notice explicative. Unesco-Asga, Paris, 1969.
- Choubert G., Faure-Muret A. Principales caractéristiques du précambrien de l'Anti-Atlas. Notes et Mémoires de la direction des mines et de la Géologie du Maroc. No. 229, Rabat, 1970.
- Charlot R., Choubert G., Faure-Muret A., Tisserant D. Etude géochronologique du Précambrien de l'Anti-Atlas (Maroc). Notes Serv. Géol. Maroc., T. 30, No. 225, 1970.
- El Diezafr. Review published by Algeria's ministry of tourism. No. 10 a. 11, Alger, 1969.
- Fabre J. Remarques sur la structure du Sahara occidental et central (à propos de la carte tectonique de l'Europe au 1 : 2 500 000, feuilles 13 et 14). Bull. Soc. Hist. Nat. de l'Afrique du Nord, Tome 60, fasc. 1, et 2, Alger, 1969.
- Freulon J. M. Etude géologique des séries primaires du Sahara Central (Tassili n'Ajjer et Fezzan). Publ. CNRS, ser. géol., Paris, 1964.
- Furon R. Introduction à la stratigraphie générale de l'Afrique. Lexique stratigraphique Internationale. V. IV, (Afrique), fasc. 1—2, CNRS, Paris, 1966.
- Karpoff R. Les grandes époques de fracture et de bombement en Sahara Central. Bull. Soc. Geol. de France, No. 7, VII, 1955.
- Karpoff R. Deux séries du Précambrien supérieur en Sahara Central et en Arabie: le Nigritien et la Série du Wadi Fatima. «Les relations entre Précambrien et Cambrien». Colloque CNRS, Paris, 1958.
- Kennedy W. O. The structural differentiation of Africa in the Pan-African (50 m. y.) tectonic episode. VIII Ann. Rep. on Scient. Results (session 1962—1963), Univ Leeds, 1964.
- Killian C. Aperçu général de la structure des Tassili des Ajjer. C. R. Acad. Sc. T. 175, No. 19, 1922.
- Klitzsch Eb., Sander N. J. et al. Серия статей о геологии Ливии в сборнике «Geology and Archeology of Northern Cyrenaica, Libia» (Edit. Barr F. T.) Petr. Expl Soc. of Libya, Amsterdam, 1968.
- Lajoux J. D. Merveilles du Tassili n'Ajjer. Edition du Chêne, Paris, 1962.
- Lay C., Ledent D. Mesures d'âge absolu des minéraux et des roches du Hoggar. Comp. Rend. Ac. Sc. Paris, V. 257, 1963.
- Lelubre M. La série pourprée de l'Ahnet et le problème des séries intermédiaires au Sahara Central. «Les relations entre Précambrien et Cambrien». Colloque CNRS, Paris, 1958.
- Merabet O. Bibliographie de l'Algérie du Sud (Sahara) et des régions limitrophes. Service Géologique; Bull. No. 37 (Nouv. Série), Alger, 1968.
- Reboul C., Moussu H., Lessard L. Notice explicative de la carte géologique au 1 : 500 000 du Hoggar. BRGM, Paris, 1962.
- Rognon P., Charpal O. de, Biju-Duval B., Gariel O. Les glaciations «Siluriennes» dans l'Ahnet et le Mouydir (Sahara Central) Publ. Serv. Géol. Alg., Bull. No. 38, 1968.
- Schurmann H. M. E. The Riphean of the Red Sea area. Geol. foreni Stockholm foerlandl, t. 83, No. 2, 1961.

УДК 551.242.51 : 551.72(470/22)

А. С. НОВИКОВА

**О ТЕКТОНИКЕ КАРЕЛИД ОСНОВАНИЯ  
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

На основе сравнительно-тектонического анализа детально изученных раннедокембрийских структур Карелии и Курской железорудной провинции по-новому раскрывается тектоническая природа карелид. Их строение представляется в виде крутых глубинных надвигов, приуроченных к зонам сочленения между крупными блоками земной коры.

Среди докембрийских структур основания Восточно-Европейской платформы особое место занимает карельский тектонический комплекс. Впервые выделенный на востоке Балтийского щита, он прослеживается и под чехлом осадочных отложений платформы, где его распознают по характерному линейному рисунку магнитных и гравитационных аномалий, обусловленных толщами раннепротерозойских вулканогенных пород и интрузивными телами основного и ультраосновного состава.

Общепринято считать, что карельские складчатые сооружения состоят из антиклинорных и синклинорных форм; антиклинории сложены формациями гранитоидного ряда, синклинории заполнены породами диабазово-сланцевой, железорудной, кератофиро-сланцевой, лептитовой и других формаций, сопровождаемых телами основного и ультраосновного состава. Многие полагают, что синклинорные прогибы представляют собой трюги, возникшие на гранито-гнейсовом основании в результате его раздробления. Эти положения находятся в противоречии с фактически наблюдаемой картиной строения, изображаемой на многочисленных профилях и геологических схемах как отдельных структур, так и регионов в целом. Обратимся к анализу ряда примеров, раскрывающих условия залегания раннепротерозойских вулканогенно-осадочных образований разных мест основания Восточно-Европейской платформы.

На востоке Карелии протягивается полоса метаморфизованных вулканитов и сланцев, принадлежащих так называемому Выгозерскому или Парандовско-Надвоицкому синклинорию. В узкой зоне между гранитами и мигматитами Тунгудского массива и гранитоидами Кочкомского массива здесь развиты мелкозернистые ортоамфиболиты, гранат-полевошпатовые амфиболиты, амфиболовые, амфиболо-биотитовые и кварцево-биотитовые сланцы и измененные кератофиры, объединяемые в парандовскую серию нижнего протерозоя (Кратц, 1963). Изотопные анализы свинца, экстрагированного из магнетитов колчеданных руд, залегающих среди кварцево-биотитовых сланцев, показывают цифры возраста около 3 млрд. лет (Тугаринов, Войткевич, 1966). Эффузивы основного состава преобладают среди пород Парандовско-Надвоицкой структуры. Другие разности — измененные кварцевые порфиры и кератофиры, амфиболовые, анкеритовые порфиробластические амфиболиты, гранат-полевошпатовые амфиболиты образуют узкие полосы и линзы, сменяющие одна другую по простиранию. Вдоль контактов слоев различного состава развиты дайковые тела метаморфизованных габбро, расслан-

дованных, как и все породы парандовской серии, согласно с контактовыми поверхностями и слоистостью. К зонам особенно интенсивного рассланцевания приурочены пласты и линзы тальково-хлоритовых сланцев мощностью до 50 м, также графит-содержащие породы и колчеданное оруденение.

Тектонику этих образований раскрывает профиль, составленный С. А. Дюковым для участка Парандовского рудного поля. На всем протяжении профиля породы круто наклонены на юго-запад. Углы падения колеблются от 60 до 90°. Картина крутопадающих пластов, изображен-

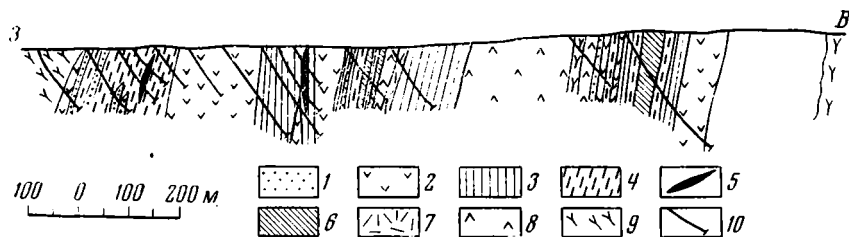


Рис. 1. Геологический разрез района Парандовского рудного поля (по С. А. Дюкову, из кн. Л. И. Харитонов, 1966)

1 — кварциты; 2 — амфиболиты (по диабазам); 3 — амфиболовые и амфиболо-биотитовые сланцы; 4 — кварцево-биотитовые сланцы; 5 — залежи серного колчедана и сопровождающие его графитистые сланцы; 6 — тальково-хлоритовые сланцы; 7 — кератофиры и сланцы по ним; 8 — гранатовые амфиболиты; 9 — граниты; 10 — скважины

ная на профиле (рис. 1), обосновывается на глубину от 50 до 200 м четырнадцатью наклонными скважинами, распределенными более или менее равномерно по всему сечению профиля. Юго-западная граница Парандовско-Надвоицкой моноклинали представляет собой зону тектонического контакта, вдоль которого метаморфические толщи падают под микроклиновые граниты и сопровождающие их мигматиты. Северо-восточная граница структуры в зоне непосредственного контакта с гранитоидами скрыта от наблюдений. К этой зоне тяготеют дайки гранитов и жилы аплитов. Севернее по простиранию развиты метадиабазовые эффузивы: порфириды и мандельштейны с прекрасно выраженными текстурами шаровых лав, вулканическими брекчиями и агломератами, характерными для среднепротерозойских образований. Зона рассланцованных пород Парандовско-Надвоицкой структуры прослеживается на протяжении многих километров. Повсеместно пласты залегают очень круто, почти вертикально, а отдельные зоны шириной в 2—3 км превращены в ультрамилониты, вмещающие многочисленные дайки и жилы гранитов и гранодиоритов (Харитонов, 1966).

Однотипные условия залегания пород рисуют профили Гимольской, Пальеззерско-Койкарской и многих других структур Карельского региона (Новикова, 1969, 1971). При этом деформации типа чешуйчатых моноклиналей составляют характерную особенность раннедокембрийских метаморфических комплексов этого региона.

Структуры глубокого докембрия Михайловского, Белгородского и Старооскольского районов Курской железорудной провинции также принадлежат к типу чешуйчатых моноклиналей. Благодаря глубокому бурению, поверхности тектонических несогласий, осложняющих моноклинали, прослежены здесь на значительную глубину. Характерный пример тому представляет собой Яковлевская структура Белгородского района.

Породы, образующие Яковлевскую структуру — железистые кварциты и руды средней свиты курской серии, так же как и подстилающие их подрудные филлиты нижней свиты и перекрывающие рудные филлиты и сланцы верхней свиты курской серии, на протяжении 30 км по простиранию сохраняют однообразное падение слоев на северо-восток под углом 65—70°. Вдоль контакта богатой рудной залежи с лежащими



выше породами наблюдается зона интенсивно раздробленных и деформированных пород (Чайкин, 1964). Вдоль этой зоны на разных горизонтах железорудной свиты залегает сложный комплекс «рыхлых» пород, представляющих собой продукты преобразования железистых кварцитов и перекрывающих их сланцев. Местами к зоне контакта приурочены мартитовые кварциты характерного желваковистого сложения, местами — ниже желваковистых кварцитов появляются кварциты железно-слюдковые, грубополосчатые, обломочные, которые по простиранию сме-

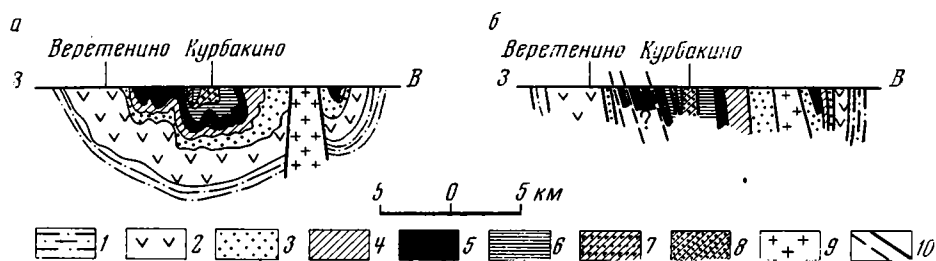


Рис. 2. Геологический разрез Михайловского железорудного района КМА «а» — по И. П. Калинину (1966); «б» — по автору

архей: 1 — гнейсы биотитовые и мигматиты; нижний протерозой; 2 — метабазиты; 3 — кварцито-песчаники, доломиты, известняки; 4 — сланцы кварцево-серпичитовые, углито-кварцево-серпичитовые; 5 — железистые кварциты; 6 — сланцы кварцево-серпичитовые с прослоями известняков и доломитов; 7 — туфосланцы и туфопесчаники с обломками железистых кварцитов; 8 — кварцевые порфиры; верхний протерозой; 9 — розовые микроклиновые граниты, граносениты; 10 — дизъюнктивные нарушения

няются рудами железнослюдковыми и мартито-железнослюдковыми с ритмичной слоистостью (Плаксенко, Тулупов, 1964). Зоны брекчий вдоль контакта железорудных и кластогенных пород сопровождаются многочисленными поверхностями скола. Сланцы в контакте с брекчиями интенсивно разлинзованы, отдельные обломки имеют как бы закругленную форму, пласты кварцитов превращены в щебенку, отдельные куски затерты среди сланцев. К зонам брекчирования приурочена гематитовая, гематито-магнетитовая и карбонатная минерализация (Егоров, 1961). Мощность толщи раздробленных и деформированных пород непостоянна и меняется от первых десятков до 100 и более метров. Такого рода толщи, характеризующие поверхности тектонических несогласий, неизменно наблюдаются в разных местах Курской железорудной провинции.

Оригинальные особенности строения чешуйчатых моноклиналей раскрывает Михайловская структура КМА. Она сложена, как известно, метабазитами вулканогенно-осадочной формации (михайловская серия), породами железисто-кремнисто-сланцевой формации (курская серия), а также кластогенными породами кварцевых порфиров и кератофиров курбакинской свиты, венчающей разрез докембрия в этом районе.

Названная структура прослежена на протяжении более 70 км. Ее наибольшее поперечное сечение достигает 25 км. Несмотря на то, что в Михайловском районе пробурено очень много скважин, ни одна из них не пересекает всю мощность пород, слагающих структуру. Следовательно, профили, изображающие синклиналиное строение железорудных комплексов, отображают представления исследователей, выходящие за пределы прямых наблюдений.

Если снять интерполируемые части профилей, то совершенно отчетливо видно, что на протяжении всего поперечного сечения структуры пласты выведены из своего первоначального положения и круто наклонены под углом 70—80° на восток, а близ восточной границы с гнейсами азимут падения слоев достигает 90° (рис. 2). Обращает на себя внимание повторяемость в разрезе толщи железистых кварцитов и подстилающих и перекрывающих их сланцев. Вместе с тем рисунок выходов пластов на докембрийскую поверхность в плане показывает, что толщи же-

лезистых кварцитов разобщены другими породами и не образуют центриклинальных замыканий (Калинин, 1966; Серебряков, 1966). Эти данные свидетельствуют о том, что рассматриваемая тектоническая форма не принадлежит к категории структур типа синклинальных складок.

Своеобразную черту этой структуры составляют локальные скопления больших масс железистых кварцитов, представляющих собой раздувы железистых пластов с увеличением ширины их выхода на поверхность от нескольких сот метров до 2,5—3 км. С этими местами, известными под

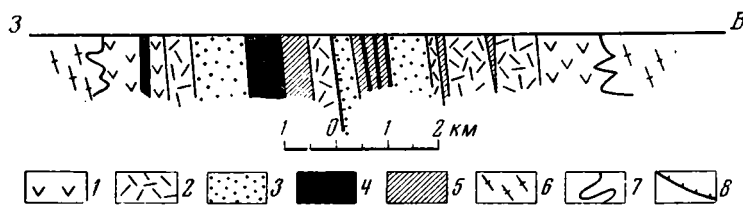


Рис. 3. Геологический профиль Белозерской чешуйчатой моноклинали. Составила А. С. Новикова по материалам Г. И. Каляева (1965)

1 — диабазово-спилитовая формация; кератофиро-сланцевая формация: 2 — туффиты, кварцевые апокератофиры, кварц-серицитовые и хлоритовые сланцы, 3 — сланцы, кварцито-песчаники, туфосланцы; 4 — джеспилитовая формация; 5 — ультрабазиты; 6 — мигматиты; 7 — гранитизационные (метасоматические) контакты; 8 — поверхность Белозерского надвига

названием «узлов аномалий», связано интенсивное рассланцевание и брекчирование пород, сопровождаемое щелочной минерализацией. К этим же участкам тяготеют и оригинальные локальные нарушения, представляющие собой пликативные и дизъюнктивные деформации разного порядка. Анализ геологических схем и профилей Михайловского, Коробковского и других мест скопления железорудных пород показывает, что «узлы аномалий» тяготеют к поперечным изгибам моноклиналей. Эти данные, а также сравнительные материалы о строении Михайловской структуры в разных сечениях, позволяют рассматривать ее как чешуйчатую, чешуйчатую моноклиналь.

Рассмотренные примеры не оставляют сомнений в том, что структуры раннедокембрийских метаморфических образований Курской магнитной аномалии и Карельского региона обнаруживают черты морфологического подобия и представляют собой характерный тип строения карелид. Структуры такого рода определяют стиль тектонического развития раннепротерозойского или верхнеархейского времени.

Особый интерес представляют результаты сравнительно-тектонического анализа карельских чешуйчатых моноклиналей с деформациями более раннего этапа развития земной коры, со структурами, сложными нижнеархейскими метаморфическими комплексами, возраст которых оценивается в 3,5 млрд. лет. Благоприятными объектами для этой цели являются Белозерская, Конкская и многие другие структуры Украинской железорудной провинции, известные в литературе как синклинорные формы. Вместе с тем анализ геологической карты и профилей Белозерской структуры выявляет серию надвигов, осложняющих моноклинальное залегание пород. На карте отчетливо видно полосовое распространение пород диабазово-спилитовой, кератофиро-сланцевой и джеспилитовой формаций, а профили показывают однообразное падение толщ на восток под углом 75—80°; иногда породы стоят «на головах» (рис. 3). Важную особенность Белозерской и других подобных ей структур составляют тела ультрабазитов. Тесно связанные с поверхностями тектонических несогласий, они залегают обычно вдоль простираций нарушений в виде пластов и линз различной мощности. Вдоль главного Белозерского надвига мощность гипербазитов местами достигает километра (Каляев, 1965).

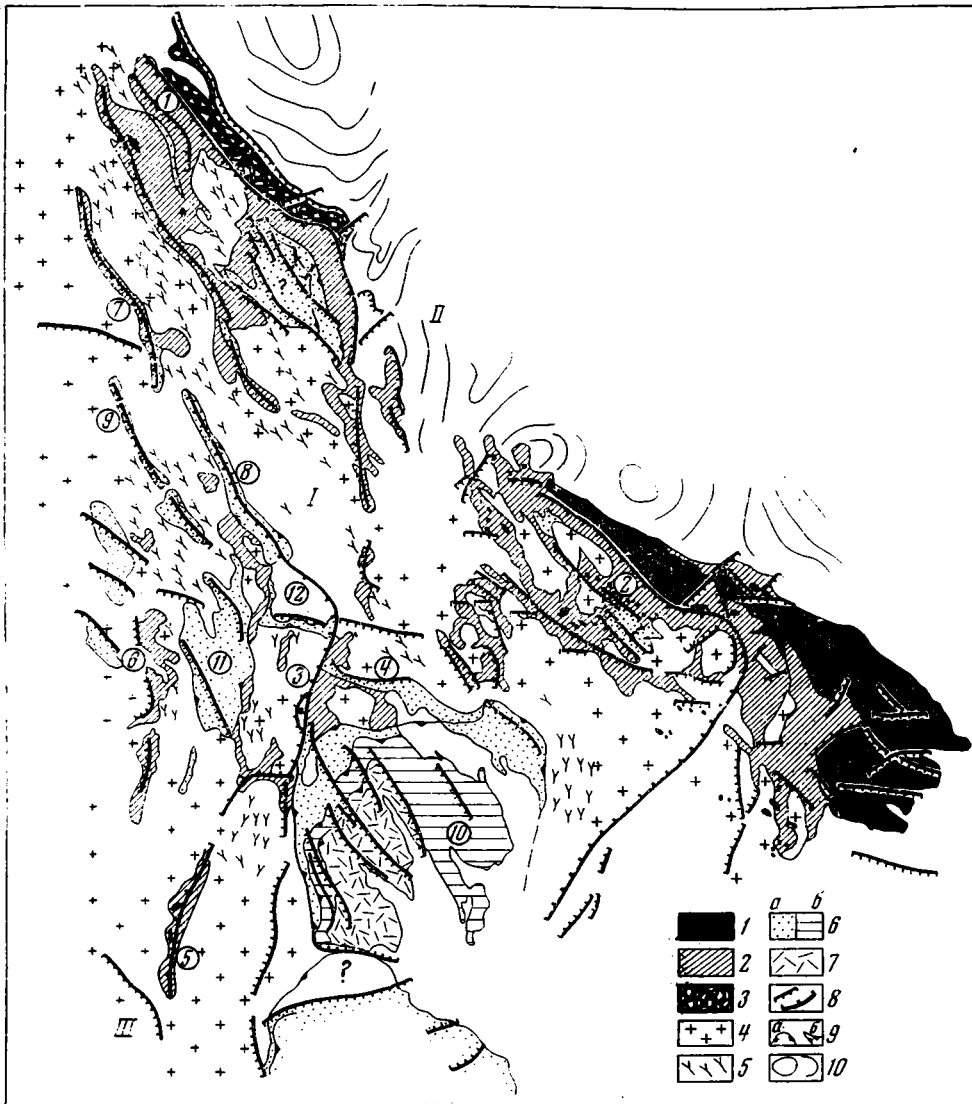


Рис. 4. Схема тектоники докембрия Карелии. Составила А. С. Новикова на основе материалов исследований Северо-Западного геологического управления, Института геологии докембрия, Северо-западного геофизического треста, а также личных наблюдений

1 — гипербазитовый комплекс Ветреного Пояса; 2 — Карельский диабазово-сланцевый комплекс; 3 — комплекс чарнокитов (милонитизированных); 4 — гранитоиды; 5 — мигматиты; 6 — Ятулийский вулканогенно-осадочный комплекс: кварциты, основные эффузивы (а), доломиты, основные эффузивы, шунгитовые сланцы (б); 7 — Суйсарский комплекс вулканитов (основные и ультраосновные эффузивы, граувакки, флишиодные породы); 8 — поверхности крутых надвигов, выявленных на основе геологических или геофизических данных; 9 — наложенные впадины (а) и желоба (б); 10 — область развития гнейсовых куполов.

Тектонические провинции: I — Карельская зона сжатия; II — Беломорский регион гнейсовых куполов; III — Свекофенская область структур «альпийского типа».

Структурные элементы (цифры в кружках): 1 — Восточно-Карельская зона расланцевания; 2 — зона тектонитов Ветреного Пояса; 3 — Пальеозерско-Койкарская система деформаций, чешуйчатые моноклинали; 4 — Кумсинская; 5 — Хаутоварская; 6 — Гимольская желоба; 7 — Чирка-Кемский; 8 — Елмозерский, 9 — Маслозерский; наложенные впадины; 10 — Онежская, 11 — Янгозерская, 12 — Сегозерская

Совершенно очевидно, что Белозерская, Конкская, Верховцевская и другие тектонические формы Украинской железорудной провинции, так же как и карельские и курские структуры, принадлежат к классу чешуйчатых моноклиналей, или надвигов и представляют собой особый тип структур, свойственных глубокому докембрию.

Ультраосновные породы, неизменно сопровождающие эти структуры, раскрывают их тесную связь с глубинными слоями земной коры. Под Белозерской структурой поверхность Мохоровичича прослеживается на относительно меньшей глубине, структура земной коры в этом месте резко усложнена, в верхних ее частях появляются многочисленные преломляющие горизонты с высокими скоростями, свойственными основным и ультраосновным породам; от раздела Мохоровичича наблюдается аномальное затухание волн, которое геофизики связывают с возможной нарушенностью этой сейсмической границы и изменениями ее физических свойств (Чекунов, 1967). Особенности глубинного строения земной коры, отмечаемые под Белозерской чешуйчатой структурой, характерны и для других подобных форм.

Исключительно интересным представляется тот факт, что процессы гранитизации и ультраметаморфизма, охватившие огромные площади Карелии, Курской и Украинской железорудных провинций, проявились лишь избирательно, локально над зонами аномального строения земной коры. Эти узкие зоны, нередко едва достигающие в поперечном сечении первых километров, были неблагоприятными для процессов гранитообразования и представляли собой зоны сжатия.

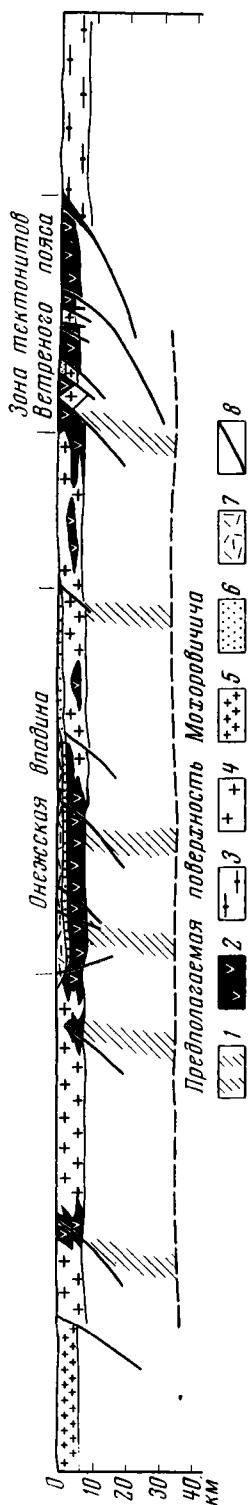
Характерны взаимоотношения метаморфических супракристаллических пород чешуйчатых структур с гранитизированными образованиями смежных форм. Массивы плаггиогнейсов и гранодиоритов нередко связаны постепенными переходами с мигматизированными толщами и обнаруживают признаки метасоматического замещения. Распльчатый и разнообразный рисунок контуров распространения метаморфических комплексов в плане, как правило, сочетается с крутыми углами падения пластов в разрезе. Эти данные, несомненно, свидетельствуют о том, что процессы гранитизации и ультраметаморфизма являлись наложенными на ранее дифференцированную структуру рассматриваемых регионов. Следовательно, время заложения чешуйчатых структур падает на самый ранний «догранитоидный» этап развития структуры земной коры.

Породы, составляющие формаций догранитоидного этапа развития коры, распознаются по многочисленным останцам сланцево-метабазитовых толщ, габбро-амфиболитов и ортоамфиболитов, широко распространенных среди древнейших гранитоидов Карельского региона, по реликтам метабазитов и джеспилитов, сохранившимся среди мигматитов и гнейсов Приднепровья. Породы останцов относятся к тем же рядам формаций, что и вулканогенно-осадочные образования, составляющие чешуйчатые моноклинали. Таким образом, совершенно ясно, что формирование пород реликтовых в современном срезе структур чешуйчатых моноклиналей связано с наиболее древним этапом развития земной коры. Формационный состав пород, предшествовавших возникновению гранитоидов, во многом близок разрезу коры океанического типа (Пейве, 1969).

В расположении чешуйчатых структур Карельского региона обнаруживается определенная закономерность. На тектонической схеме (рис. 4) видно, что системы деформаций названного региона группируются вместе в единую асимметричную структуру. К линейаментам первого порядка принадлежат Восточно-Карельская зона рассланцевания и зона тектонитов Ветреного пояса, описанные ранее (Новикова, 1971)<sup>1</sup>. Они сохраняют характерные черты строения на протяжении многих со-

<sup>1</sup> Особенности структуры Ветреного пояса наглядно выявляет недавно опубликованная геологическая карта, составленная А. В. Силиным, В. А. Первозчиковой, Г. А. Поротовой и другими (1971). Результаты их исследований положены в основу тектонического анализа одного из узловых участков Карельского региона (рис. 4). Вместе с тем, автор считает, что вопрос о стратиграфическом положении пород Ветреного пояса является дискуссионным. Анализ тектоники Карельского региона в целом, а также данные геохронологии позволяют допускать и другие решения вопроса о их месте в разрезе земной коры, как это показано на схеме (рис. 4).

Рис. 5. Гипотетический профиль Карельской зоны сжатия  
 1 — «базальтовый слой»; 2 — фрагменты разреза океанической коры (А<sub>1</sub>—Р<sub>1</sub>), не захваченные гранитизацией и ультраметаморфизмом; 3 — гранито-гнейсовые формации беломорид; 4 — гранитизированные участки разреза океанической коры; 5 — гранитоидные формации свекофенид; 6, 7 — вулканогенно-осадочные формации поздних карелид (Р<sub>2</sub>) (диабазовая терригенная, карбонатная и другие); 8 — зоны дизъюнктивных нарушений



тен километров и по размерам и интенсивности проявления деформаций являются структурами, определяющими стиль развития чешуйчатых моноклиналей, занимающих по отношению к ним тыловое положение.

В северной части Центральной Карелии элементы простирания Чирка-Кемской, Тикшозерской и Маслозерской моноклиналей ориентированы согласно с простиранием Шомбозерской и Шуезерской ветвей Восточно-Карельской зоны расланцевания. На юге Карелии удивительное соответствие с элементами простирания зоны тектонитов Ветреного пояса обнаруживается в ориентировке структур, параллельных северо-восточной и восточной границам Онежской впадины. В месте стыка Восточно-Карельской зоны с зоной тектонитов Ветреного Пояса намечается разворот чешуйчатых моноклиналей северо-западного простирания к югу: в субмеридиональном направлении простираются Пальеозерско-Койкарская, Хаутоварская и другие структуры.

На фоне общего рисунка тектонических форм, вписывающихся в контур краевых линеаментов, весьма характерны пересечения чешуйчатых моноклиналей разного простирания. Наглядным примером тому служит зона сочленения Кумсинской субширотной структуры с Пальеозерско-Койкарской субмеридиональной системой деформаций.

Структуры разного порядка неизменно обнаруживают черты подобия, проявляющиеся прежде всего в асимметрии строения как частных форм, так и региона в целом. Асимметрия проявляется в увеличении интенсивности деформаций с запада на восток, в изменении разрезов формационных рядов, в характере соотношений с прилежащими тектоническими областями; восточные границы ведущих карельских линеаментов на всем протяжении четко отделяют область развития беломорских гнейсовых куполов, тогда как западная граница не имеет столь резких и непрерывных очертаний со структурами свекофенид. Асимметрия строения Карельского региона указывает на связь его структуры с горизонтальным сжатием.

Главные линеаменты Карельской зоны сжатия располагаются над поясом аномального строения земной коры, охватывающим всю мощность коры и уходящим в верхнюю мантию. Тыловые структуры соответствуют внутрикоровым нарушениям, затухающим в верхних горизонтах коры (Цирюльникова, Чечель, Шустова, Сокол, 1968). Таким образом,

Карельскую зону сжатия в целом следует рассматривать как глубинный надвиг, обращенный фронтальной частью в сторону Беломорского блока (рис. 5, см. профиль).

Карельская зона сжатия (Карельский глубинный надвиг) играет роль зоны сочленения между крупными блоками земной коры с разной историей геологического развития и разными мощностями глубинных слоев земной коры. Данные измерений гравитационно-активного слоя и общей мощности земной коры показывают, что в Карельской зоне развития наиболее мощная кора океанического типа. Отличительной чертой смежного с запада блока является максимальное прогибание поверхности Мохоровичича. Под Карельской зоной сжатия эта поверхность, напротив, образует пологое валообразное поднятие относительно смежных областей (Литвиненко, Некрасова, 1962).

Сравнительный формационный анализ разрезов пород догранитоидного этапа развития Карельского, Беломорского и Свекофенского регионов показывает, что для Свекофенской области ведущее положение занимает лептитовая формация, в Беломорском регионе — терригенная, а в Карельской зоне — метабазитовая. Структурная дифференциация, наметившаяся в догранитоидный этап развития, предопределила существенно разную морфологию гранитоидных форм названных регионов. В Свекофенском регионе широко развиты пластовые тела гранитоидов, в Беломорском — изометричные купола, а в Карельской зоне — линейно вытянутые формы, согласные с простирающимися чешуйчатых структур.

Все изложенное выше позволяет заключить, что развитие коры океанического типа сопровождалось заложением и формированием структур особого типа. Для них характерны системы чешуйчатых крутых надвигов. Заложение этих структур предшествовало процессам ультраметаморфизма, гранитизации и становления плутонов гранитоидов. В современном эрозионном срезе докембрия системы чешуйчатых надвигов выражены в виде характерных моноклиналей, которые сопровождаются зонами интенсивного расщепления пород и образованием типичного меланжа. Таким образом, карелиды основания Восточно-Европейской платформы представляют собой зоны сжатия, природа которых связана с горизонтальными движениями вдоль поверхностей глубинных надвигов.

#### Литература

- Егоров А. С. Главнейшие типы дислокаций и рудоконтролирующих структур в железорудной формации КМА. Сб. «Вопросы разработки месторождений Курской магнитной аномалии». Изд-во АН СССР, 1961.
- Калинин И. П. Структура Михайловско-Новоялтинской синклинали зоны КМА. Тр. 3 совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Изд-во Воронежск. ун-та, 1966.
- Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Изд-во «Наукова думка», 1965.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Изд-во АН СССР, 1963.
- Ладиева В. Д. Осадочно-вулканогенные формации Коняско-Белозерской зоны. В кн. «Геохронология докембрия Украины». Изд-во «Наукова думка», 1965.
- Леоненко И. Н. Проблемы изучения Воронежской антеклизы и перспективы открытия новых месторождений минерального сырья. Тр. 3 совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Изд-во Воронежск. ун-та, 1966.
- Литвиненко И. В., Некрасова К. А. Особенности глубинного сейсмического зондирования на Балтийском щите. В кн. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР», ч. 1, Гостоптехиздат, 1962.
- Новикова А. С. Элементы тектоники глубокого докембрия основания Восточно-Европейской платформы. Докл. АН СССР, т. 188, № 2, 1969.
- Новикова А. С. О тектонике докембрия Карелии. В кн. «Проблемы теоретической и региональной тектоники». Изд-во «Наука», 1971.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, № 4, 1969.
- Плаксенко Н. А., Тулупов В. А. К вопросу о стратиграфической границе между средней и верхней свитами Курской серии КМА. Геология и полезные ископаемые центрально-черноземных областей. Тр. межобл. геол. совещ. Изд-во Воронежск. ун-та, 1964.
- Серебряков Е. Б. О геологических результатах геофизических работ в Михайловском железорудном районе КМА. Тр. 3 совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Изд-во Воронежск. ун-та, 1966.

- Синицын А. В., Перевозчикова В. А., Поротова Т. А., Ермолаева Л. А., Гриб В. П., Станковский А. Д. Геологическое строение и перспективы никеленосности Ветреного пояса. Геология рудн. месторожд., № 1, 1971.
- Тугаринов А. И., Войткевич Т. В. Докембрийская геохронология материков. Изд-во «Недра», 1966.
- Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. Изд-во «Недра», 1966.
- Цирюльникова М. Я., Чечель Э. К., Шустова Л. Е., Сокол Р. С. Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского щита. Сб. «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита». Изд-во «Наука», 1968.
- Чайкин С. И. Морфогенетические типы богатых железных руд КМА. Геология и полезные ископаемые центрально-черноземных областей. Тр. межобл. геол. совещания. Изд-во Воронежск. ун-та, 1964.
- Чекунов А. В. Особенности строения земной коры юга Европейской части СССР. Сов. геология, № 12, 1967.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
21 апреля 1971 г.

---

УДК 551.243 : 551.25 (470.21)

М. М. КАЛИНКИН

**СТРУКТУРА АПАТИТОВОГО РУДНОГО ПОЛЯ ХИБИН**

Приводятся новые данные о геологических условиях становления структуры апатитового рудного поля Хибин, о его главнейших структурных формах — псевдоскладчатых структурах и зоне сложноконического разлома. Обсуждаются вопросы роли взаимосвязанных геологических и тектонических процессов при формировании структуры центрального типа, какой является Хибинский массив.

Крупнейшие в мире месторождения апатита сосредоточены в Хибинском массиве щелочных пород, отнесенном к сложным интрузивам центрального типа (Елисеев и др., 1939). Детальное изучение подобных структур способствует решению вопроса о характере связи их глубинного геологического развития и тектоники (Шейнманн, 1968). Именно этому вопросу применительно к апатитовому рудному полю Хибин и посвящена настоящая статья. В начале рассматриваются геологические условия развития структуры рудного поля, затем разбираются его главнейшие тектонические элементы — псевдоскладчатые структуры и сложноконический разлом, после чего обсуждаются механизм образования тектонических нарушений и наиболее общие закономерности размещения апатитовых залежей на участке рудного поля.

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРЫ РУДНОГО ПОЛЯ**

Апатитовые месторождения приурочены к дугообразному комплексу ийолит-уртитов и рисчорритов, сформировавшемуся во II период становления Хибинского массива (Елисеев и др., 1939; Зак, 1963). На внешней стороне дуги эти породы контактируют с более древними хибинитами, на внутренней — с более молодыми лывочорритами и фойяитами (рис. 1). В разрезе рудного поля сверху вниз намечается чередование двух крупных асимметрично построенных пачек пород, верхние зоны которых сложены лейкократовыми массивными нефелиновыми сиенитами (рисчорритами) и урритами, а нижние — мезократовыми расслоенными ийолит-урритами. Апатито-нефелиновые руды залегают в основании верхней пачки, располагаясь висячем боку массивных урритов и лежащем боку толщи покрывающих ийолит-мельтейгитов (рис. 2). Взаимоотношения слоев в пачках имеют двойственный характер: между ними наблюдаются и постепенные переходы, и включения одних пород в другие. Постепенные переходы, очевидно, свидетельствуют о принадлежности ийолит-уртитов и рисчорритов к единому сингенетическому комплексу. На тесное генетическое родство слагающих его пород указывали еще Н. А. Елисеев и др. (1939) и С. И. Зак (1963). Что касается включений одних пород в другие, принимаемых за ксенолиты (Иванова, 1963), то, как показало детальное подземное картирование апатитовых залежей, их следует рассматривать как автолиты, образовавшиеся в результате взламывания ранее закристаллизовавшихся слоев апатитовых руд и ийолитов и выполнения пространства между ними еще не успевшими затвердеть массивными урритами (Калинкин, 1969). Указанные взаимоотношения по-



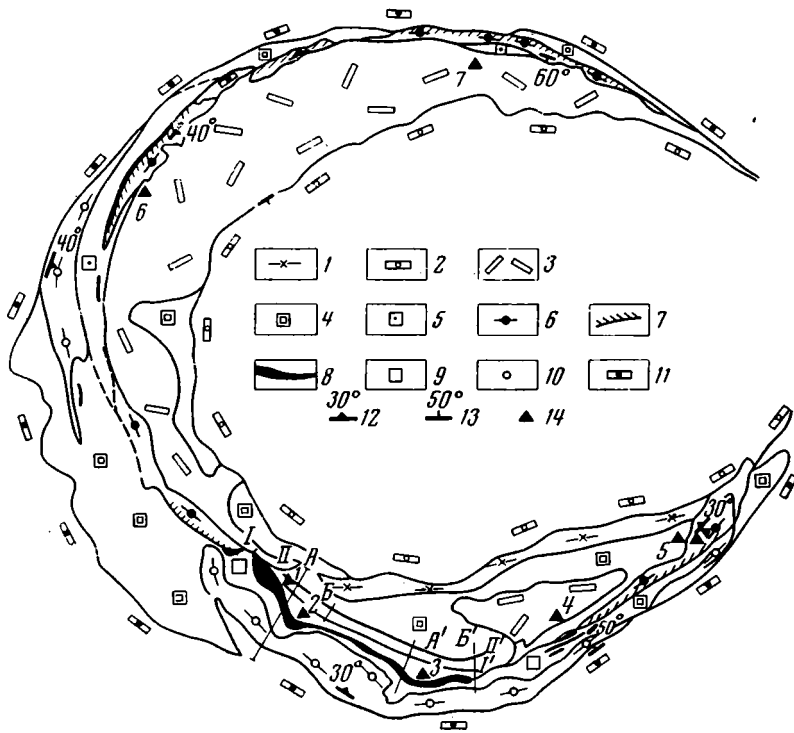


Рис. 1. Схема строения комплекса ийолит-уртитов-рисчорритов

1 — гнейсовидные рисчорриты; 2 — фойянты; 3 — лавчорриты; 4 — рисчорриты; 5 — ювнты; 6 — ийолит-мельтейгиты; 7 — апатито-сфеновые породы; 8 — апатито-нефелиновые руды; 9 — массивные уртиты; 10 — ийолит-уртиты; 11 — хибиниты; 12 — контакты; 13 — трахитонность и полосчатость; 14 — месторождения апатитовых руд: 1 — Кукисвумчорр, 2 — Юкспор, 3 — Расвумчорр, 4 — Коашва, 5 — Ньоркпахк, 6 — Куэльпор-Лявойок, 7 — рудопроявления апатита горы Валепакх

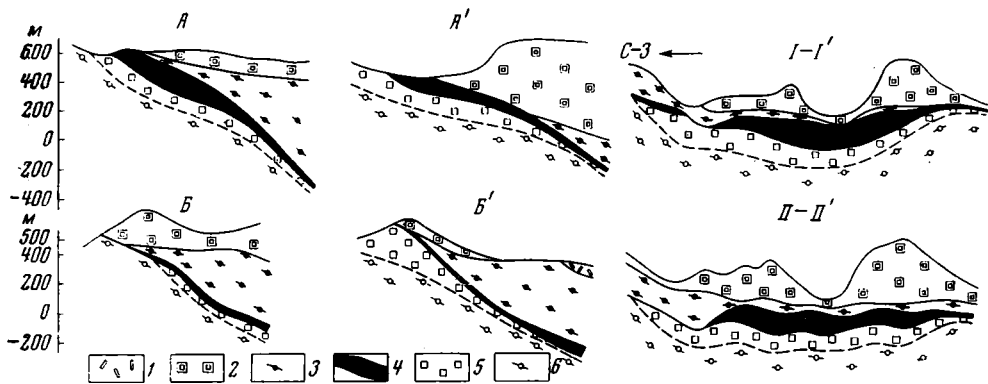


Рис. 2. Поперечные (А, В) и продольные (I—I', II—II') геологические разрезы по юго-западной части апатитового рудного поля Хибин

1 — лавчорриты; 2 — рисчорриты; 3 — ийолит-мельтейгиты; 4 — апатито-нефелиновые руды; 5 — массивные уртиты; 6 — ийолит-уртиты

род и руд не позволяют считать, что они образовались за счет многократных внедрений магматических расплавов разного состава, как это предполагает Т. Н. Иванова (1963). Скорее всего, они свидетельствуют о формировании единого комплекса ийолит-уртитов — рисчорритов в тектонически сложных условиях, характеризовавшихся развитием своеобразных элементов тектоники, главные из которых рассматриваются ниже.

## ГЛАВНЕЙШИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ТЕКТОНИКИ РУДНОГО ПОЛЯ

К ним относятся продольные и поперечные по отношению к рудным телам псевдоскладчатые структуры и крупный сложноконический разлом. Продольные флексуобразные складки фиксируются искривлением рудных тел по падению (см. рис. 2, А, А', Б, Б'). Вместе с ними испытывают продольный изгиб и нижележащие слои массивных уртитов и трахитоидных ийолитов. Пологие крылья флексуобразных складок, имеющих размеры 1,5—2 км при длине 3—4 км, наклонены к центру массива

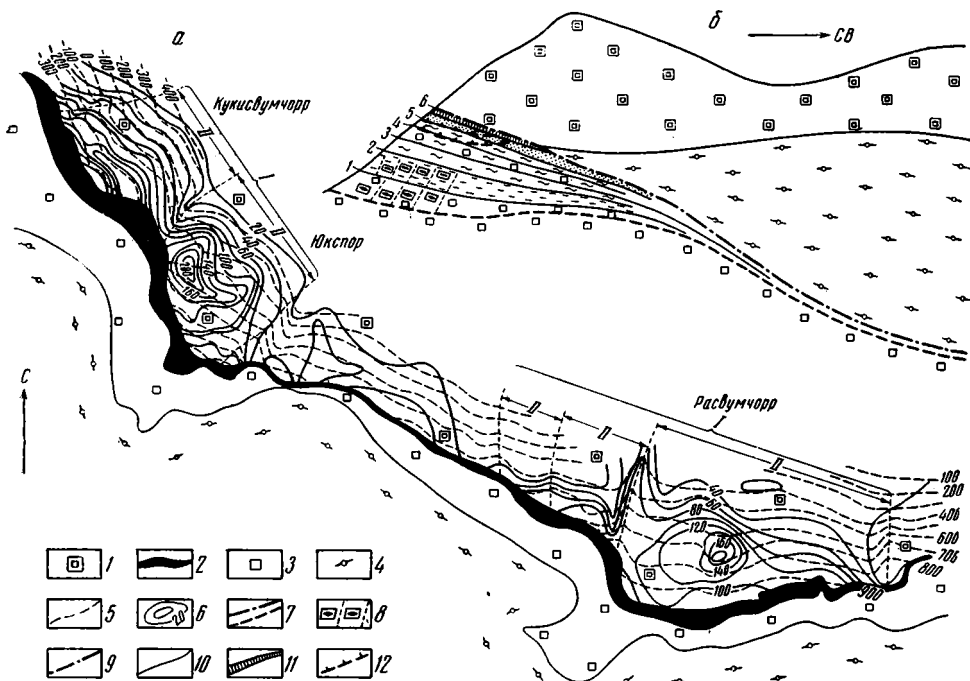


Рис. 3. Схемы изомощностей главных рудных тел и изогипс поверхности их нижнего контакта (а) и обобщенного сложноконического разлома (б)

1 — ридериты; 2 — апатито-нефелиновые руды; 3 — массивные уртиты; 4 — ийолит-уртиты и ийолит-мельтейгиты; 5 — изогипсы поверхности нижнего контакта рудных тел; 6 — линии изомощностей рудных тел; 7 — контуры зоны сложноконического разлома; 8 — раннемагматические структуры блокирования (автобрекчии); 9 — главный продольный сброс; 10—12 — позднемагматические продольные разломы, залеченные жилами ийолитов (10), лואвритов (11), и лואврит-малиньитов (12)

сива под углами 10—15°, крутые крылья их погружаются под углами 35—50° в том же направлении. Обращает внимание, что к пологим крыльям складок приурочены собственно рудные тела, а к крутым — маломощные рудные участки. Поперечные складки, характеризующиеся мульдобразным прогибом слоев (см. рис. 2, 1—1'), имеют размах крыльев до 3 км. Оси их полого наклонены к центру массива, крылья слабо воздымаются по направлению к флангам рудных тел. Мощность апатитовых залежей в ядрах мульдобразных складчатых структур достигает 200 м, а на их крыльях уменьшается до 50 м.

Поперечные мульдобразные складки, комбинируясь с продольными, образуют пологие брахисинклинальные складчатые структуры, что видно на совмещенном плане изомощностей рудных тел и изогипс поверхности их нижнего контакта (рис. 3, а). Поверхность нижнего контакта рудных тел, судя по расположению изогипс, образует две пологие брахисинклинальные складчатые структуры, к ядрам которых приурочены наиболее мощные части апатитовых залежей.

Время образования складчатых структур, судя по конформному изгибанию слоев, участвующих в складчатости, отсутствию сланцеватости, зон смятия и дробления в складках, относится к наиболее ранней полупластичной, частью жидкой стадии становления расслоенного комплекса, соответствующей по времени его раннемагматическому этапу.

Сложноконический разлом представляет собой дугообразную в плане тектоническую зону субширотного простирания, протранстенно совмещенную с рудными телами и наклоненную к центру массива под углами от  $10-15^\circ$  в приповерхностной части до  $30-50^\circ$  на глубине (рис. 3, б). Характерно более пологое залегание трахитоидности и полосчатости ийолит-мельтейгитов со стороны висячего бока разлома, а также подворачивание слоев мельтейгитов, указывающее на нарушение сбросового типа. Амплитуда сброса определяется в  $1-1,5$  км, на что еще ранее указывали Г. М. Вировлянский и др. (1965). Изучение более мелких разрывных нарушений, развитых со стороны лежачего бока зоны разлома и проявившихся в рудных телах и подстилающих их массивных уртитах (см. рис. 3, б), показало широкое развитие среди них типичных автобрекчий. Судя по расположению образовавшихся обломков пород и руд, можно полагать, что движения по разлому на раннемагматическом этапе были более сложными, чем просто сбросовые, имея сбросо-раздвиговой характер (Калинкин, 1969).

Отсутствие следов смятия, дробления пород и руд в крыльях разлома позволяет отнести время сбросообразования к пластической и ранней твердой стадии формирования комплекса ийолит-уртитов — рисчорритов, т. е. к раннемагматическому этапу его становления.

В позднемагматическое время в рудных телах возникла серия мелких продольных разломов, приуроченных к границам следующих рудных горизонтов: сетчатых руд, полосчатых руд, блоковых руд, линзовидно-полосчатых и богатых пятнистых руд. Швы разломов залечены жилами позднемагматических ийолитов, что говорит об их образовании в условиях твердой фазы. По соотношению полосчатости руд в крыльях разломов определяется их взбросо-раздвиговой характер (Калинкин, 1969).

Развитие структуры апатитового рудного поля на ранне- и позднемагматическом этапах ее становления сопровождалось тектоническими деформациями, последовательно накладывавшимися на полупластичную, частью жидкую, пластическую и твердую фазы. Деформации раннемагматического этапа нашли отражение в образовании складчатых структур (полупластичная фаза), развитии мощного пластического сброса в висячем боку рудных тел (пластическая и ранняя твердая фазы). Позднемагматические взбросо-раздвижки в рудных телах возникали, когда верхние горизонты комплекса ийолит-уртитов — рисчорритов уже затвердели, а магматическая деятельность его на глубине еще не закончилась. Апатитовые залежи тяготеют к брахисинклинальным складкам, являющимся главными рудоконтролирующими структурами.

## **О МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ СКЛАДЧАТЫХ И РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ**

Образование концентрических нарушений, сопряженных с формированием структур центрального типа, связывается с проявлением вертикально направленных сил (Вировлянский и др., 1965). Флексурообразная форма рассмотренных продольных складок свидетельствует о том, что образование их также обязано вертикальным усилиям. Наиболее вероятный механизм их образования мог осуществляться по «хордовой» схеме (Бронгулеев, 1967), сущность которой заключается в предположении, что выгибание слоев пород при прохождении последних через кратчайшее расстояние дуги — ее хорду — приводит к смятию слоев в продольные флексурообразные складки (рис. 4, 1). Поскольку форма кольцевого в плане комплекса ийолит-уртитов — рисчорритов близка к изометричной, наряду с продольными возникали поперечные складки. Про-

явление двух типов концентрической складчатости в массиве приводило к образованию брахиформных структур. Фосфатное вещество при складкообразовании локализовалось в ядрах пологих брахисинклинальных складок. В следующую пластическую и раннюю твердую фазы радиальные напряжения разрешались в основном за счет пластического

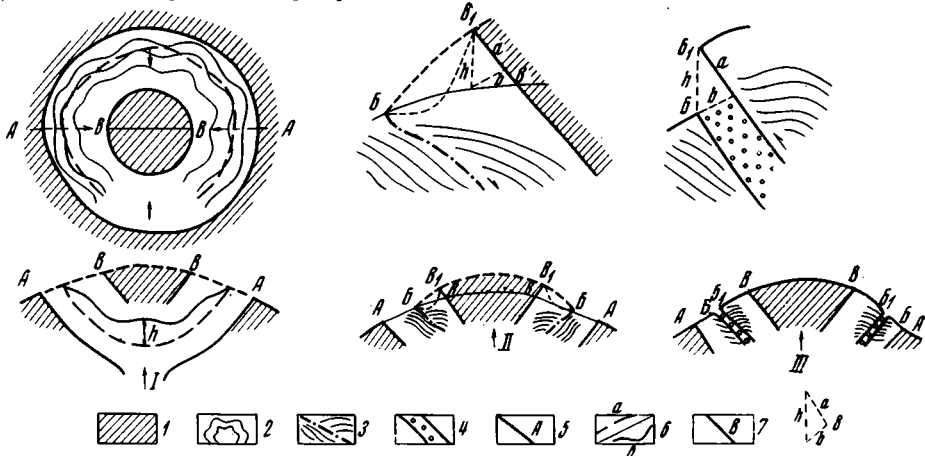


Рис. 4. Схема развития прототектонических деформаций: I — складчатые структуры, II — пластический сброс, III — позднемагматические разломы

1 — твердые породы массива (их реальные структуры не показаны); 2 — складки (в плане); 3 — пластический сброс; 4 — один из серии продольных разломов; 5 — лежащий блок комплекса ийолит-уртитов — рисчорритов; 6 — залегание произвольно выбранного слоя: а — до складкообразования, б — после складкообразования; 7 — висячий блок комплекса; 8 — треугольный сил; h — высота подъема центрального блока, а — взбросовая составляющая, б — раздвиговая составляющая

сбросообразования (рис. 4, II). В условиях более поздней твердой фазы радиальное растяжение затвердевших пород нашло отражение в развитии серии мелких конических разломов, залеченных жилами ийолитов (рис. 4, III).

Общей особенностью образования складчатых и разрывных нарушений явилось зарождение и развитие их под воздействием одних и тех же вертикально направленных сил, первоначально обусловивших производное от вертикальных усилий тангенциальное сжатие пород, а затем растяжение их в субгоризонтальном направлении.

Приведенные данные показывают, что геологическое развитие структуры апатитового рудного поля Хибин происходило в условиях интенсивного проявления вертикальных тектонических сил, приведших к образованию целого ряда структурных форм, в том числе рудоконтролирующих складок, что важно в понимании механизма образования Хибинского массива и выяснении закономерностей размещения в его пределах апатито-нефелиновых руд.

#### Литература

- Бронгулеев В. В. Проблема складкообразования в земной коре. «Недра», 1967.  
 Вировлянский Г. М., Благодетелева Ю. Н., Онохин Ф. М., Карташов Н. Г. Главнейшие черты структуры хибинских апатитовых месторождений и их поисковое значение. «Недра», 1965.  
 Елисеев Н. А., Ожинский И. С., Володин Е. Н. Геологическая карта Хибинских тундр. ГОНТИ, 1939.  
 Зак С. И. Тектоника Хибинского щелочного массива. В сб. «Магматизм и геология Кольского полуострова». Госгеолтехиздат, 1963.  
 Иванова Т. Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. Госгеолтехиздат, 1963.  
 Калинин М. М. О тектонике Кукисвумчорр-Юкспорского и Расвумчорского апатито-нефелиновых рудных тел в Хибинах. Геол. рудн. месторожд., т. XI, вып. 3. 1969.  
 Шейманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. «Недра», 1968.

УДК 551.240 : 551.72

А. С. ФЛАСС

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРНОГО РАЗВИТИЯ МАМСКО-БОДАЙБИНСКОЙ СЕРИИ

Применение новой методики геометрического и динамического анализа позволило выделить в пределах развития верхнепротерозойской мамско-бодайбинской метаморфической серии Северо-Байкальского нагорья Мамскую зону палеозойской тектонической активизации, в которой интенсивно проявились процессы повторной складчатости, метаморфизма и пегматитообразования. Определены конкретные условия напряженности в период палеозойского диастрофизма для различных доменов района и Мамской зоны в целом и рассматриваются причины активизации.

К настоящему времени площади распространения верхнепротерозойских пород мамско-бодайбинской метаморфической серии почти полностью охвачены крупномасштабными геологосъемочными и тематическими исследованиями. Различные свиты, выделяемые в пределах Бодайбинского синклинория, как правило, прекрасно прослеживаются по простиранию и переходят в Мамский синклинорий без существенных изменений первичного литологического состава. Ярким примером этому могут служить бодайбокская свита мраморизованных известняков, аунакитская свита кварцитов и другие стратиграфические подразделения. Наиболее крупные, хорошо изученные изоклинальные складки также являются «сквозными» и непрерывно прослеживаются из одного района в другой (рис. 1). Эти данные позволяют сделать следующие выводы: 1) в верхнем протерозое существовал единый мамско-бодайбинский седиментационный бассейн с одинаковым режимом колебательных движений в различных его частях; 2) осадочная толща, сформированная в этом бассейне, претерпела общую геосинклинальную эволюцию, включая стадию складчатости «общего смятия».

Настоящая работа посвящена анализу дальнейшей истории геологического развития, имевшей в этих районах резко индивидуальный характер.

### ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРУКТУРЕ ТОЛЩИ

Рассматривая стиль тектоники Бодайбинского синклинория, можно отметить сравнительно равномерное смятие толщи в складки изоклинальной формы, характеризующиеся весьма устойчивым субширотным простиранием и большой упорядоченностью всех структурных элементов.

При переходе в Мамскую кристаллическую полосу (начиная от линии устье р. Маракана — р. Верхняя Лабазная) структура толщи значительно усложняется. Тем не менее прекрасная дешифрируемость, литологическая неоднородность толщи и удовлетворительная обнаженность позволили с большой степенью достоверности отразить при картировании все особенности морфологии мамских структур (Флаасс, 1969). Осевые плоскости изоклинальных складок, повсеместно развитых в Мамской кристаллической полосе и имеющих протяженность от

первых метров до 50 км и более, претерпевают здесь интенсивное искривление как в плане, так и в разрезе. Наблюдается значительная изменчивость в пространственной ориентировке шарниров, линейности минералов и сланцеватости. Изгибы субпараллельных линейных складок образуют своеобразные складчатые формы, в направлении погружения которых одни и те же стратиграфические единицы повторяются неодно-

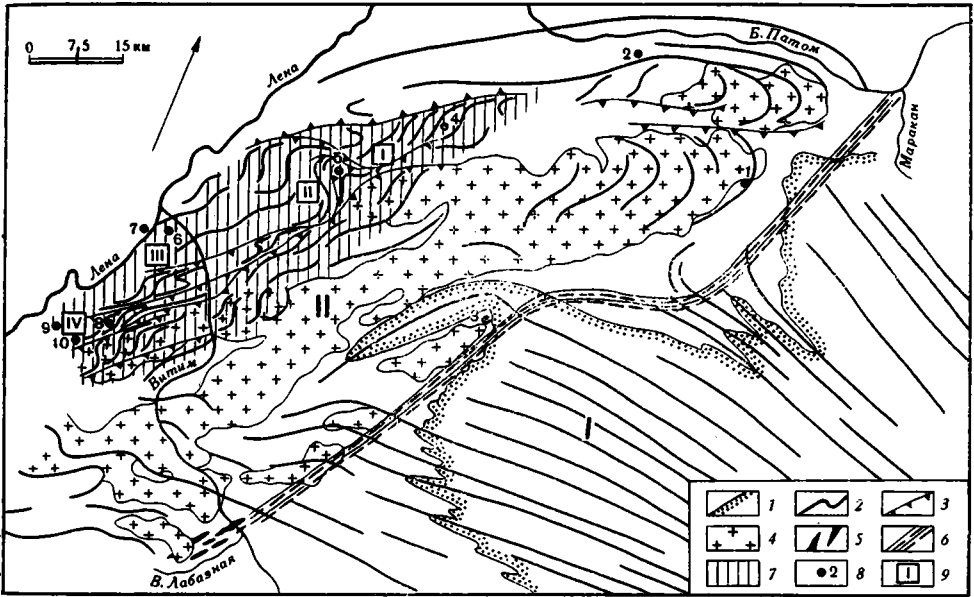


Рис. 1. Структурная схема центральной части Витимо-Патомского нагорья

1 — Бодайбинский блок; сводная диаграмма показывает ориентировку шарниров (I) и полюсов слоистости (P); II — Мамская зона палеозойской активизации; 1 — подошва аунакитской свиты каарцитов; 2 — следы осевых плоскостей изоклиальных складок; 3 — взбросо-сдвиги; 4 — поля наибольшего распространения пегматитов; 5 — дайки лампрофиров; 6 — проекция на дневную поверхность юго-восточного «краевого шва» системы глубинных разломов; 7 — зона максимальной активизации; 8 — пункты замеров структурных элементов, использованных для иллюстрации на рис. 2; 9 — нумерация доменов

кратно. Структуры такого типа принято называть антиформными (синформными), вкладывая в это понятие лишь внешнее геометрическое их сходство с простыми антиклинальными (синклинальными) складками.

Непосредственно к северо-западу от линии устье р. Маракана — р. Верхняя Лабазная антиформные и синформные структуры имеют небольшую привязку изгиба и достигают в поперечнике 10—20 км (Анангро-Патомские и Дивуканская структуры). По мере приближения к продуктивной слюдоносной полосе интенсивность искривления осевых поверхностей изоклиальных складок постепенно увеличивается и достигает здесь максимума. Эшелонированные анти- и синформные сопряженные изгибы в этом районе блокированы разрывными нарушениями взбросо-сдвигового характера, имеющими северо-восточное простирание. Расстояние между нарушениями 2—5 км.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

В целях наиболее полного изучения генетической природы сложных структур Мамской кристаллической полосы наряду с общегеологическими наблюдениями автором был проведен геометрический анализ, заключающийся в пространственной (стереографической) систематизации

линейных и плоскостных структурных элементов складчатых форм различного масштаба и сложности.

Для анализа использовались две категории структурных элементов: линейные (шарниры изоклинальных складок, линейность дистена) и плоскостные (слоистость, сланцеватость, плоскости (100) дистена). Эти элементы имеют тесную генетическую связь с геометрией изоклинальных складчатых форм и относятся нами к первичным (Флаасс, 1969).

Если в Бодайбинском синклинии как линейные, так и плоскостные структурные элементы образуют на диаграммах четкие максимумы и не обнаруживают признаков наложения более поздних деформаций (см. рис. 1), то в Мамской кристаллической полосе они претерпевают интенсивную переориентировку в любой произвольно выбранной точке (рис. 2, диагр. 2—10).

Геометрический анализ крупнейших складчатых форм района, таких, как Ангаро-Патомская «антиклиналь», показывает, что ориентировка всех структурных элементов в пределах этих складчатых структур (рис 2, диагр. 1) очень близка к теоретически возможному их положению при наложенной деформации (типа концентрической складки). Аналогичные результаты получены для целого ряда антиформных, синформных и флексуроподобных складок. Таким образом, не вызывает сомнения, что все существенные структурные перестройки, начиная с переориентировки кристаллов дистена и заканчивая образованием крупных, до 20 км в поперечнике, складок, изгибающих осевые поверхности изоклинальных форм, являются результатом более позднего этапа складчатости, охватившего лишь северо-западную (мамскую) часть рассматриваемого района.

Геометрический анализ позволяет решить задачу по определению пространственной ориентировки линейности до момента активизации тектонических движений.

В период формирования голоморфной, собственно геосинклинальной складчатости все структурные элементы приобретают упорядоченную, устойчивую на значительной площади ориентировку. В результате последующих деформаций они претерпевают разворот из первоначального положения по различным дугам малого круга (рис. 2, диагр. 1—10). На каждой из этих дуг одна из точек (нам неизвестная) отвечает первичному положению рассматриваемого структурного элемента. Для установления этого направления необходимо в пределах домена (более или менее однородного в структурном отношении участка), на котором получено достаточное количество структурных диаграмм, вынести на общую диаграмму все дуги разворота данного структурного элемента. Максимум точек пересечения дуг, очевидно, и будет искомым направлением. В нашем примере первичная ориентировка линейности дистена имела азимут падения ЮВ  $110^\circ \angle 30^\circ$  в домене II (рис. 2, диагр. 11) и ЮВ  $95^\circ \angle 20^\circ$  в домене IV (рис. 2, диагр. 12).

Эти данные свидетельствуют о том, что в северо-западной части Мамской толщи до наложенного этапа складчатости линейные структурные элементы аналогично Бодайбинской толще имели субширотную ориентировку.

Геометрический анализ был проведен более чем в 100 пунктах района. В каждом из них структурные элементы на сетке Вульфа образуют, как правило, четкие пояса малого или большого круга, свидетельствующие об устойчивой направленности процесса деформации пород в течение всего периода наложенной складчатости. Этот факт позволил нам выяснить конкретную обстановку напряженности в рассматриваемый период. В пределах каждого структурно-гомогенного домена (рис. 1, I—IV) все оси вращения  $b_2$ , полученные при геометрическом анализе, были вынесены на общие диаграммы (рис. 2, диагр. 13—16).

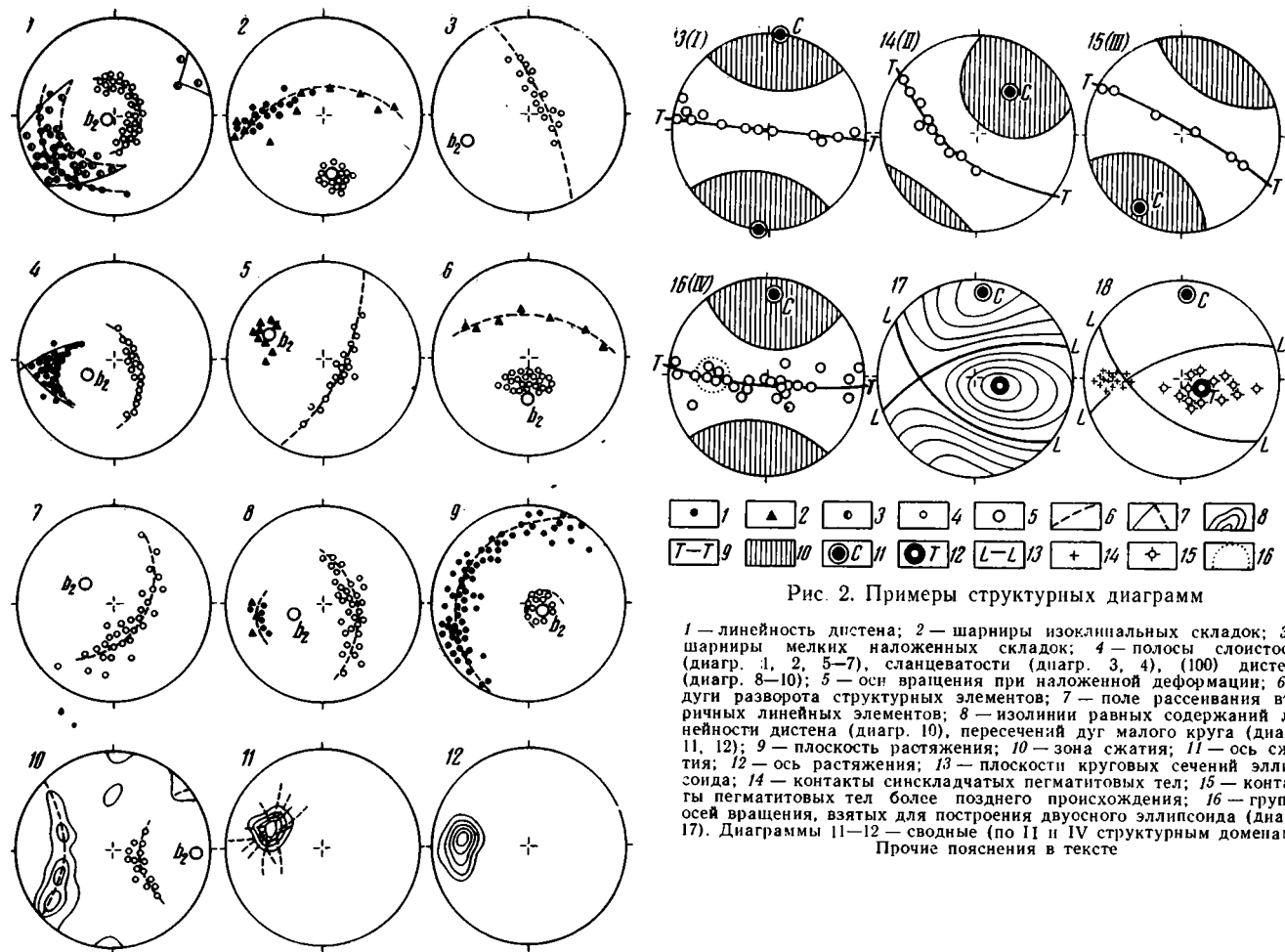


Рис. 2. Примеры структурных диаграмм

1 — линейность дистена; 2 — шарниры изоклинальных складок; 3 — шарниры мелких наложенных складок; 4 — полосы слоистости (диагр. 1, 2, 5-7), сланцеватости (диагр. 3, 4), (100) дистена (диагр. 8-10); 5 — оси вращения при наложенной деформации; 6 — дуги разворота структурных элементов; 7 — поле рассеивания вторичных линейных элементов; 8 — изолинии равных содержаний линейности дистена (диагр. 10), пересечений дуг малого круга (диагр. 11, 12); 9 — плоскость растяжения; 10 — зона сжатия; 11 — ось сжатия; 12 — ось растяжения; 13 — плоскости круговых сечений эллипсоида; 14 — контакты синскладчатых пегматитовых тел; 15 — контакты пегматитовых тел более позднего происхождения; 16 — группа осей вращения, взятых для построения двусного эллипсоида (диагр. 17). Диаграммы 11-12 — сводные (по II и IV структурным доменам).  
Прочие пояснения в тексте



Сгруппированные таким образом оси вращения образовали четкие пояса большого круга, перпендикулярно которым расположена действующая сила  $C$  (Флаасс, 1969). Как видно из диаграмм, наложенная складчатость была вызвана силами тангенциального сжатия, имеющими субмеридиональную ориентировку.

Деформация для домена в целом соответствует типу одноосного сплюснутого эллипсоида, в котором можно ограничить зону сжатия (с осью симметрии  $C$ ) и зону растяжения (с плоскостью симметрии  $T-T$ ) путем проведения дуги в  $45^\circ$  малого круга с центром  $C$ . Однако в каждой отдельно взятой точке домена (или в группе близко расположенных точек), имеющей вполне определенную ось вращения  $b_2$ , деформация имеет ярко выраженный двусосный характер. Третья ось (ось растяжения  $T$ ) находится как проекция перпендикуляра к плоскости, проходящей через оси  $C$  и  $b_2$ . Зоны сжатия и зоны растяжения в данном случае ограничиваются круговыми сечениями эллипсоида. Их внутренняя неоднородность может быть подчеркнута изолиниями  $S_0$  (Казakov, 1967). Построенный эллипсоид (рис. 2, диагр. 17) отражает конкретную обстановку напряженности и пространственную ориентировку главных динамических напряжений в период тектонической активизации в одном из участков IV домена. Аналогичным путем направление растяжения может быть найдено для любого участка площади.

### ХАРАКТЕР МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Для мамско-бодайбинского комплекса характерна хорошо выраженная метаморфическая зональность. Метаморфизм постепенно усиливается от серицит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев в центральной части Бодайбинского синклинория до амфиболитовой фации в Мамской кристаллической полосе. Наиболее быстрая смена фаций и сгущение изоград происходит вблизи отмеченной ранее линии (устье р. Маракана — р. Верхняя Лабазная). Не подчиняясь поведению изоклиналиных складок и стратиграфической последовательности свит, метаморфическая зональность имеет сравнительно четкую пространственную связь с областью развития наложенных деформаций и грубо конформна основным структурным элементам, сформировавшимся во втором этапе складчатости.

Нельзя, однако, считать, что высокотемпературный метаморфизм вызван наложенной складчатостью. Геометрический анализ пространственной ориентировки дистена (рис. 2, диагр. 1, 8, 9) и слюдистых минералов (диагр. 3, 7, 10) показывает, что эти минералы участвовали во всех структурных перестройках. Из этого следует, что разогрев толщи и образование основной массы метаморфогенных минералов предшествовали складкообразовательным движениям второго этапа.

### ПЕГМАТИТЫ

Контроль размещения пегматитовых полей и отдельных тел антиклинальными складчатыми изгибами отмечается многими исследователями (Родионов, 1959, и др.). Значительная часть пегматитовмещающих полостей возникает, по мнению Г. Г. Родионова, «одновременно с образованием отдельных типов складок». Детально изучив целый ряд этих складчатых форм с применением геометрического анализа, мы пришли к выводу, то все они являются структурами, сформированными во втором этапе складчатости. Более того, пегматитовые поля, как правило, нигде не выходят за пределы развития наложенных складчатых форм (за линию устье р. Маракана — р. Верхняя Лабазная).

Для проверки правильности предположения об одновременности образования пегматитовмещающих полостей со вторым этапом складчатых деформаций рассмотрим конкретный пример.

Двуосный эллипсоид деформации (рис. 2, диагр. 17) отражает динамическую обстановку в одном из пунктов IV домена в период образования наложенных изгибов. С динамических позиций наиболее благоприятными условиями для образования полостей обладает плоскость, перпендикулярная направлению растяжения  $T$ . Серия представительных замеров контактов пегматитовых тел, взятых на этом участке и вынесенных на диаграмму (рис. 2, диагр. 18), образовала два сравнительно четких максимума. Один из них, основной, совпадает с  $T$  (полюсы контактов), что подтверждает тесную временную связь формирования этих полостей с наложенным этапом складчатости. Второй максимум расположен вблизи оси  $b_2$ . Такая ориентировка полостей не может быть удовлетворительно объяснена условиями деформации в период складкообразования. В данном случае при прежнем субмеридиональном направлении сжатия наибольшие растягивающие усилия были направлены вдоль оси  $b_2$ . Пегматитовые тела, выполняющие эти полости, в значительно меньшей степени контролируются индивидуальными особенностями складчатых форм, секут тела первой группы и являются, таким образом, более поздними. Аналогичную ориентировку имеют и зоны ослюденения. Следует предположить, что процесс слюдообразования протекал в условиях напряженности, близким к условиям образования пегматитовых тел второй группы.

### ВЫВОДЫ

После завершения всех стадий собственно геосинклинальной эволюции мамско-бодайбинская складчатая система распалась на две области — Бодайбинский блок, в пределах которого комплекс слабо-метаморфизованных пород, смятых в линейные складки, не претерпел более поздних структурных и существенных метаморфических преобразований, и Мамскую зону палеозойской тектонической активизации (среднее значение абсолютного возраста составляет 350 млн. лет для мамских метаморфических пород, 340 млн. лет — для мигматитов и 330 млн. лет — для пегматитов)<sup>1</sup>.

Геофизические данные, а также работы ряда исследователей (Буряк и др., 1966) свидетельствуют о том, что положение Мамской зоны совпадает с системой крупнейших глубинных разломов, отделяющих архейский фундамент Сибирской платформы от геосинклинальных образований Байкало-Саянской складчатой области. Периодическая активность этих разломов существенно влияла на метаморфизм, структурное развитие и металлогению прилегающих областей.

Начальная стадия активизации в Мамской зоне в палеозойское время характеризовалась интенсивным прогреванием и прогрессивным метаморфизмом той части толщи, которая была расположена непосредственно над системой глубинных разломов, причем в глубоких сечениях метаморфизм нередко перерастал в селективное выплавление аплитового материала.

Стадия складчатых деформаций была вызвана резким увеличением тангенциального сжатия и относительными смещениями сдвигового характера блоков фундамента, вытянутых в северо-восточном направлении. Этот процесс протекал в условиях значительно меньшей пластичности толщи, что послужило, с одной стороны, причиной блокировки самого чехла и увеличения избирательной проницаемости толщи для летучих и сквозьмагматических растворов; с другой стороны, способствовало возникновению условий относительно пониженных давлений в сводах формирующихся складчатых изгибов, куда по отслоениям «всасывались» наиболее подвижные компоненты, способствовавшие об-

<sup>1</sup> Определения Института геологии докембрия. Калий-аргоновый метод.

разованию основной массы пегматитовых тел (синскладчатые пегматиты).

В дальнейшем уже консолидированная в верхних сечениях толща реагировала на внешние напряжения в пределах Мамской зоны преимущественно разрывами, которые также служили полостями для пегматитовых тел (постскладчатые пегматиты). При прежнем субмеридиональном направлении сжатия максимальные растягивающие усилия были направлены главным образом субширотно.

Заключительная стадия характеризуется образованием мелкой трещиноватости, контролирующей процесс слюдообразования.

Направление тангенциального сжатия для рассматриваемой зоны в период наложенного этапа складчатости было, как мы установили, субмеридиональным. В этой связи причины активизации зон глубинных разломов в Байкало-Саянской складчатой области могут быть объяснены периодическими движениями Сибирской платформы в южном направлении.

Линия, проходящая от устья р. Маракана на р. Верхнюю Лабазную, является, по всей вероятности, своеобразным глубинным «краевым швом», отделяющим Бодайбинский блок от Мамской активизированной зоны. На большей части территории шов не вскрыт эрозионными процессами, и деформация осадочно-метаморфического чехла вдоль его следа (см. рис. 1) имела преимущественно пластический характер. На крайнем юго-западе, в более глубоких сечениях, вдоль этого шва появляются крупные дайкообразные тела лампрофиров более древнего, по отношению к пегматитообразованию, возраста. Наличие шва подтверждается данными гравиметрии и аэромагнитной съемки. Если для Бодайбинского блока характерны многочисленные линейные магнитные аномалии субширотного простирания, то при переходе в Мамскую зону упорядоченность аномалий исчезает, происходит смена знака и быстрое их затухание.

#### Литература

- Б у р я к В. А., Л о б а н о в М. П., Х р е н о в П. М. Роль глубинных разломов в размещении фаций метаморфизма и эндогенного докембрийского оруденения в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 168, № 2, 1966.
- К а з а к о в А. Н. Методическое руководство по динамическому анализу микроструктурных ориентировок карбонатов. Изд-во «Наука», 1967.
- Р о д и о н о в Г. Г. Типы слюдоносных пегматитовых тел и их промышленная оценка. Госгеолтехиздат, 1959.
- Ф л а с с А. С. Геометрический и динамический анализ наложенных деформаций. Информ. листок ЦБТИ. Иркутск, 1969.

Иркутское геологическое  
управление

Статья поступила  
15 апреля 1970 г.

УДК 551.243.3(571.51)

В. Г. ПЕТРОВ

**МЕЛКАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ ДОКЕМБРИЙСКИХ СЛАНЦЕВЫХ  
ТОЛЩ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА**

Дано описание мелких складок, развитых в верхнепротерозойских сланцевых толщах Енисейского кряжа, и показано, что без выявления этих складок в полевых исследованиях невозможно правильно понять общую складчатую структуру района и мощность слагающих его толщ.

Енисейский кряж представляет собой область почти сплошного распространения осадочно-метаморфических толщ средне- и верхнепротерозойского возраста. К среднему протерозою относят отложения тейской серии, к верхнему — сухопитскую, тунгусикскую и ослянскую серии. Тейская серия, в составе которой выделены свиты хр. Карпинского и пенченгинская, представлена преимущественно карбонатными породами с подчиненными прослоями гнейсов, амфиболитов и кварцитов. Сухопитская серия, наиболее распространенная, разделяется на кординскую, горбиллоксую, удерейскую, погорюйскую, сосновскую, потоскую свиты. Отложения кординской (мощность 1300—1500 м) и погорюйской (1100 м) свит представлены алеврито-глинистыми сланцами, песчаниками и кварцитами. Отложения горбиллоксой (200—700 м) и удерейской (400—1000 м) свит представлены глинистыми сланцами и филлитами. В составе сосновской и потоской свит (мощностью 350 и 1000 м) преобладают известково-глинистые сланцы и известняки.

Рассматривая стратиграфический разрез протерозойских отложений Енисейского кряжа, нельзя не заметить, что он сложен различными по своей жесткости или компетентности породами, причем эти породы распределены в разрезе неравномерно, обогащая отдельные его части и приводя к появлению и переслаиванию мощных и резко отличающихся по своим физико-механическим свойствам толщ. В нижней половине протерозойского разреза наиболее компетентными породами являются отложения кординской и погорюйской свит, разделяющие весьма пластичные породы (глинистые сланцы, известняки) пенченгинской, горбиллоксой, удерейской, сосновской и потоской свит. Такое пятичленное строение осадочной протерозойской толщи, при котором мягкие породы оказываются заключены между толщами жестких пород одинаковой с ними мощности, обусловило неизбежность пластического течения мягких пород с образованием различных по морфологии структурных форм в процессе последующей за отложением осадочной толщи складчатости.

Среди складчатых дислокаций, в которые собраны протерозойские отложения северной части Енисейского кряжа, по форме и величине выделяются три крупных типа: брахиформные складки, крупные линейные складки, мелкая складчатость и плейчатость. Главной особенностью собственно складчатых дислокаций, развитых в протерозойских отложениях описываемого района, является их дисгармоничность, выражающаяся в том, что формы и размеры складок, развитых в разных по литологическому составу и возрасту породах, не совпадают. Крупные линейные складки с амплитудой в сотни метров и более распространены среди

верхнепротерозойских отложений весьма ограничено. Как правило, эти отложения собраны в крупные брахиформные складки, размеры которых могут достигать десятков километров. В то же время крылья этих крупных складок осложнены главным образом мелкой складчатостью с амплитудой от первых десятков метров и менее до плейчатости включительно. Вследствие указанного обстоятельства геологу в Енисейском крае редко приходится непосредственно замерять элементы залегания крыльев крупных складок. Замеры же, даже многократные, элементов залегания слоев в крыльях мелких складок не дают правильного представления о залегании слоев в целом, что приводит к ошибкам в структурных построениях и определении мощностей свит. Мы остановимся на этом более подробно, но предварительно приведем краткую характеристику мелких складок, развитых в протерозойских отложениях Енисейского края.

В морфологическом отношении все мелкие складчатые структуры представлены изоклиналильными, острыми, округлыми и дисгармоничными складками, по терминологии В. В. Белоусова (1962). Преимущественное развитие того или иного типа складки и размеры складок зависят от литологического состава, компетентности пород внутри свит и различий физико-механических свойств между свитами.

Изоклиналильные и близкие к ним по форме, а также веерообразные и дисгармоничные складки наиболее часто встречаются в отложениях пенченгинской свиты. Углы наклона крыльев и осевых плоскостей изоклиналильных складок колеблются в пределах  $60\text{--}85^\circ$ . В коренных обнажениях в микроскладках довольно часто наблюдаются наклоны шарниров складок под углом от  $5$  до  $35^\circ$ . Ширина изоклиналильных складок колеблется от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров, длина по простиранию — от десятков сантиметров до нескольких сотен метров. Весьма часто можно наблюдать, как крыло изоклиналильной складки переходит в округлые и дисгармоничные складки, более мелкие по величине, чем основная изоклиналильная складка. В отложениях пенченгинской свиты наблюдается отчетливая зависимость формы складок от литологического состава и мощности образующих складку пород. Так, например, компетентные амфиболовые и кварцево-биотитовые сланцы мощностью от  $1$  м и более образуют всегда изоклиналильные подобные складки. Эти же сланцы, имеющие мощность, измеряемую сантиметрами, и заключенные среди более мощного пласта мраморов, образуют только округлые, открытые и дисгармоничные складки. Анализ морфологии складок и отношения мощностей слоев, слагающих складку, показал, что в пределах пенченгинской свиты изоклиналильные формы складок появляются тогда, когда отношение мощностей слоев компетентных пород к некомпетентным находится в пределах от  $100:1$  до  $1:1$ , при отношении же  $1:2$ ,  $1:3$  и т. д. появляются преимущественно открытые, округлые и дисгармоничные складки. С увеличением мощности пласта компетентных пород, слагающих складку, крылья ее в меньшей степени подвержены усложнениям. Если все-таки на крыльях крупной, близкой к изоклиналильному типу складки развиваются мелкие складки, то форма их соответствует или приближается к форме главной складки. Осевые линии складок разной величины ориентированы параллельно друг другу, а шарниры в местах погружения складок имеют одинаковый угол погружения. Однако осевые плоскости мелких складок занимают наклонное положение по отношению к осевым плоскостям более крупных складок.

В породах горбилковской, удерейской и сосновской свит наиболее распространены округлые открытые и острые или зубчатые (гармониеобразные) складки. Углы наклона крыльев этих складок колеблются в широких пределах, но в общем они значительно меньше, чем в складках, развитых в отложениях пенченгинской свиты. Напряженная изоклиналильная складчатость появляется в отложениях горбилковской, удерейской и сосновской свит, как правило, в непосредственной близости к зонам разрыв-

ных нарушений. В некоторых случаях вблизи зон разрывных нарушений (как правило, надвигов) наблюдаются срывы по осевым плоскостям складок, параллельным плоскости нарушения, и превращение изоклиальной складчатой структуры в подобие моноклинали с углом наклона, равным углу наклона крыльев складок. Осевые плоскости складок в отложении горбиллоксской и сосновской свит вертикальны или круто наклонены под углом 70—80°. Амплитуды складок колеблются от нескольких сантиметров до первых десятков метров.

По своему генезису мелкие складки в пластичных породах пенченгинской, горбиллоксской, удерейской и сосновской свит являются складками течения и волочения. Формирование этих складок было связано с изменением мощности отдельных слоев, которые в отдельных местах подвергались пережиманию, а в других — раздуванию. Отношение мощностей слоев в крыльях и замках складок колеблется в очень широких пределах и в участках с напряженной складчатостью может достигать 1 : 30. В осевых частях крупных складок, сложенных относительно мощными пластинами жестких или компетентных пород, иногда можно видеть разрывы шарниров складок, подчиненных крупной складке, с выжиманием материала пластичных слоев в осевую часть крупной складки. Сокращение мощности на крыльях таких разорванных складок значительно превосходит отношение 1 : 30, хотя точно и не может быть измерено.

Элементы залегания мелких складок, как правило, не обнаруживают никакой зависимости от элементов залегания слоев, в которых они развиваются, но в целом направление их простирания близко к общему направлению простирания протерозойских осадочных толщ в данном районе. Так например, в восточной части района, к востоку от гранитных массивов центральной части кряжа, осевые плоскости мелких складок опрокинуты на юго-запад и простираются главным образом на северо-запад под азимутом 320—340°, но наблюдаются простирания и других направлений, вплоть до широтного. В бассейне среднего течения р. Большого Пита, в междуречье р. Панимбы — Ведуги, к югу от гранитных массивов, простирание осевых плоскостей складок в основном широтное или близкое к нему, с наклоном осевых плоскостей преимущественно на северо-запад. По нашему мнению, такое закономерное расположение в пространстве осевых плоскостей складок относительно гранитных массивов служит дополнительным косвенным доводом в пользу предположения о «истечении» пород в сторону от гранитных массивов, занимающих в Енисейском кряже центральные части крупных куполовидных структур (Петров, 1966). Как показано нами, такое пластическое «течение» мягких пород на крыльях куполовидных структур сопровождалось не только формированием мелких складок, но в отдельных местах и уменьшением мощности слоев более чем в 1,5—2,5 раза (Петров, 1968).

Вследствие широкого развития мелких дополнительных складок с различными амплитудами и углами падения крыльев на дневную поверхность нередко выведены отложения одних и тех же стратиграфических горизонтов, что в совокупности с плохой обнаженностью Енисейского кряжа обычно не дает достаточно достоверных данных для точной оценки мощностей свит в данном районе (на площади двух-трех листов геологической съемки масштаба 1 : 50000). Поэтому в большинстве случаев мощность свит принимается равной или близкой к той, которая определена в ближайшем опорном разрезе по рекам Чапе, Большому Питу, Горбилку и др. По данным Г. И. Кириченко (1956) и ряда геологов Киевского университета — Е. В. Покровского, А. Х. Иванова, Ю. А. Озерского и др., мощность, например, таких широко распространенных свит, как горбиллокская и удерейская в разрезах этих рек колеблется соответственно в пределах 450—1500 и 1100—1700 м. Однако изучение нами этих же разрезов показало, что все вышеуказанные геологи:

ошибались, причем ошибка их была вызвана лишь недооценкой роли мелкой складчатости.

В филлитах горбилокской и удерейской свит в большинстве случаев ярко выраженная слоистость отсутствует, в результате главным текстурным рисунком породы становится прекрасно выраженная сланцеватость, которая в отдельных случаях совпадает со слоистостью. Поэтому при беглых геологических наблюдениях начинают считать слоистость в филлитах всегда совпадающей со сланцеватостью, измерять элементы залегания только сланцеватости и на этой основе делать широкие выводы как о мощности свит, так и о характере сложенных ими тектонических структур. Однако широко распространенное мнение многих геологов о том, что отложения горбилокской и удерейской свит представлены «монотонными, а не слоистыми толщами» зеленых или черных филлитов, глубоко ошибочно. Некоторые части «монотонной толщи» филлитов имеют ясно выраженный слоистый характер; в большинстве случаев, чтобы увидеть слоистость, к породам нужно приглядываться; иногда слоистость приходится искать, но она присутствует в филлитах всегда. И во всех разрезах пласты пород, залегающих как будто моноклинально, на самом деле собраны в мелкую складчатость и залегают в целом гораздо положе тонкой сланцеватости, имеющей региональное распространение.

В качестве примера, иллюстрирующего вышесказанное, приводим серию разрезов по одному и тому же обнажению черных глинистых сланцев удерейской свиты по правому берегу р. Большого Пита, начиная от устья р. Брянки. Для выяснения истинных соотношений слоистости и сланцеватости пород в этом обнажении, имеющем протяженность 300 м, были произведены замеры элементов залегания пород с шагом от 5 до 30 м и по результатам замеров построены разрезы.

По данным Н. И. Бабинцева и Б. Н. Горбунова, проводивших маршрутные исследования в 1936 и 1948 гг., породы в этом обнажении падают на юг под углом 30—50°, слоистость и сланцеватость в них совпадают (рис. 1, а). Такое представление основано, по-видимому, на одном замере элементов залегания пород в точке, отстоящей от устья р. Брянки в 50 м к югу и совпадающей с нашей точкой наблюдения № 24.

Разрез этого же обнажения, построенный по данным пяти замеров (рис. 1, б), отстоящих друг от друга на 50 м, имеет совершенно другой вид: породы падают в основном не на юг, а на север и, кроме того, собраны в пологую синклиналичную складку с шириной крыльев не менее 150 м.

Разрез по данным девяти замеров с шагом 30 м (рис. 1, в) показывает значительное усложнение структуры: вместо одной широкой синклинали выявлены три более мелкие синклинали и две антиклинальные складки с шириной крыльев 30—50 м.

Следующий наиболее детальный разрез, построенный по данным 27 замеров (рис. 1, г) с шагом от 5 до 30 м, показывает, что ни один из трех предыдущих разрезов не отражал истинного поведения слоистости в обнажении. Как видно из разреза, породы в обнажении собраны в ряд мелких складок с амплитудой 5—10 м и в целом имеют весьма пологое, почти горизонтальное, залегание.

Совершенно аналогичные соотношения между слоистостью и сланцеватостью в филлитах горбилокской и удерейской свит выявлены нами и в разрезах по рекам Чапе и Чиримбе. Например, в разрезе р. Чиримбы выше устья ручья Педун филлиты горбилокской свиты, по данным А. Х. Иванова, падают на запад под углом 45—50°, а слоистость и сланцеватость в них совпадают (рис. 2, а). Такое представление могло сложиться у А. Х. Иванова, несомненно, только на основе единственного сделанного им замера, так как последующее изучение нами разреза полностью меняет это представление.

Так, разрез этого же обнажения по данным четырех замеров (рис. 2, б), отстоящих один от другого на расстояние 150 м и более, выявляет не моноклиналиное, а складчатое залегание отложений в крыле крупной антиклинальной складки.

Разрез этого же обнажения по данным семи замеров (рис. 2, в), отстоящих один от другого на расстояние 80 м, обнаруживает усложнение геологической структуры в виде появления пологого флексурного изгиба на крыле складки.

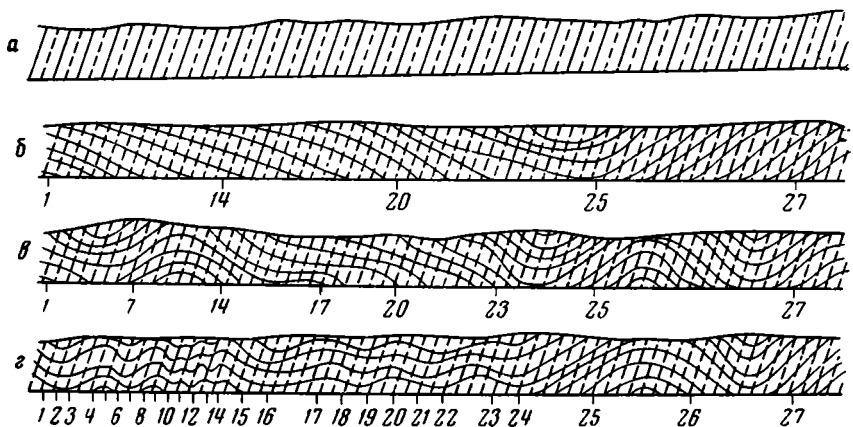


Рис. 1. Соотношение между слоистостью и сланцеватостью в разрезах коренного обнажения филлитов удерейской свиты. Масштаб 1 : 500. Р. Большой Пит, устье р. Брянки

а — разрез обнажения по данным одного замера элементов залегания; б — то же по пяти замерам; в — то же по девяти замерам; г — то же по 27 замерам

Разрез этого же обнажения по данным 13 замеров (рис. 2, з), отстоящих один от другого на расстояние 40 м, резко отличается от трех предыдущих разрезов. Выяснилось, что вместо одной крупной антиклинальной складки, изображенной на предыдущих разрезах, отложения собраны по крайней мере в пять значительно более мелких и близких по амплитуде антиклинальных и синклиналиных складок.

Следующий разрез, построенный по данным 26 замеров (рис. 2, д), отстоящих один от другого на 20 м, напоминает предыдущий разрез, но отличается от него дальнейшим усложнением геологической структуры в форме появления дополнительных флексурных изгибов, а также несовпадением местоположения осевых плоскостей складок.

Наконец, последний, наиболее детальный разрез, построенный по данным 101 замера, отстоящих один от другого на 5 м и менее, показывает, что все предыдущие разрезы этого обнажения были неверными. Оказывается, что отложения горбилокской и удерейской свит в этом разрезе, смятые в мелкие складки с амплитудой 5—50 м, в целом залегают полого. Сланцеватость же, наоборот, имеет выдержанные крутые углы наклона, приближающиеся к 80—90°; совпадение сланцеватости со слоистостью наблюдается редко и во всех случаях по отношению к складчатой структуре обнажения является случайным.

Необходимо отметить, что вследствие изменения геологической структуры пород в отмеченных обнажениях значительно уменьшилась мощность слоев, измеренная в этих обнажениях предыдущими геологами и принимаемая некритически за эталонную. Так, мощность горбилокской свиты в разрезах рек Чапы, Чиримбы, Большого Пита (возле пос. Брянка) сократилась почти в 10 раз и составляет не более 200 м, из которых на долю наиболее характерных для свиты кварцево-хлорито-магнетитовых сланцев приходится 60—70 м. Мощность удерейской свиты состав-



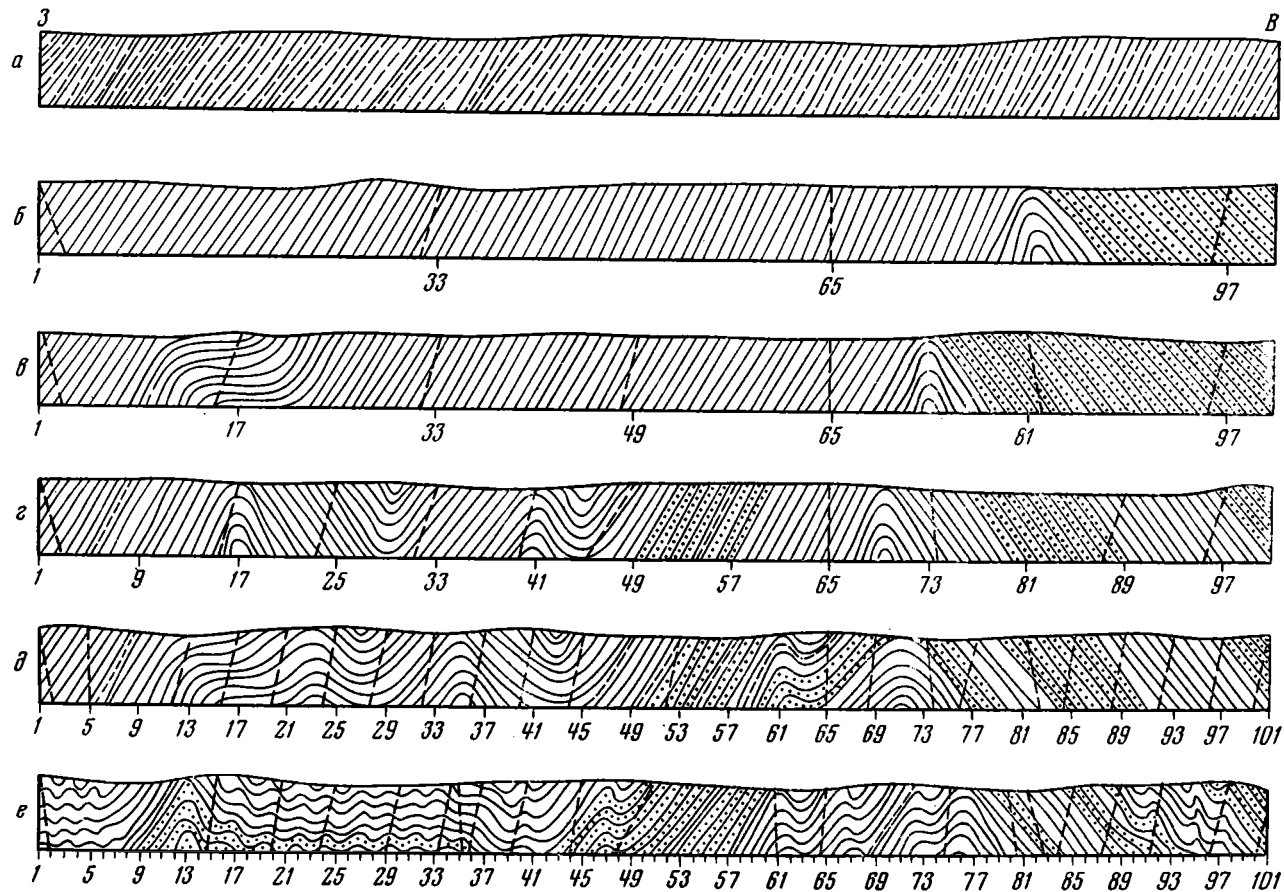


Рис. 2. Соотношения между слоистостью и сланцеватостью в разрезах коренного обнажения филлитов и алевролитов горбилковской свиты. Масштаб 1:2000. Р. Чиримба, устье ручья Певун

*a* — разрез обнажения по данным одного замера элементов залегания; *b* — то же по четырем замерам; *c* — то же по семи замерам; *d* — то же по 13 замерам; *e* — то же на основе 101 замера

ляет 450—700 м, но в этой цифре мы не уверены, так как не исключена возможность, что в этот объем попала еще какая-то часть отложений погорюйской свиты.

Вышеизложенные данные позволяют сделать следующие важные выводы.

В условиях развития мелкой складчатости ни один разрез складчатой толщи, построенный по данным разрозненных обнажений и горных выработок, не является верным; такие разрезы (а именно их геологу и приходится строить чаще всего в условиях плохой обнаженности) представляют складчатую структуру района в совершенно искаженном виде; элементы складчатой структуры, вырисовываемые на этих разрезах, в большинстве случаев не отвечают действительности и меняются в зависимости от расстояния между точками замеров элементов залегания пород; мощности свит и толщ, измеренные в таких разрезах, всегда значительно завышены.

В связи с вышеизложенным возникают вопросы: какие же складки следует считать мелкими и каким должно быть минимальное расстояние между точками замера элементов залегания пород в условиях распространения мелкой складчатости, для того чтобы разрез, построенный по данным этих замеров, отражал с достаточной точностью складчатую структуру района и позволял правильно определять мощность свит?

Ответ на эти вопросы вытекает из анализа рис. 3, на котором изображен пласт одной и той же мощности, но собранный в разные по амплитуде складки, имеющие один и тот же наклон крыльев. Рассмотрение рисунка и несложный арифметический расчет показывают, что собственно мелкими складками (безотносительно к мощности конкретного пласта или толщи), не оказывающими влияния на общее залегание пласта или толщи, следует называть такие, амплитуда ( $A$ ) которых равна или меньше половины мощности ( $M$ ) данного пласта или толщи ( $A \leq 1/2 M$ ).

Столь же несложный расчет показывает, что максимальное расстояние ( $P$ ), на котором должны находиться точки замеров элементов залегания пород в условиях мелкой складчатости, для того чтобы построенный по данным этих замеров геологический разрез правильно отражал складчатую структуру толщи в целом, зависит от амплитуды наиболее мелких складок и должно быть меньше величины  $A\sqrt{2}$  ( $P \leq A\sqrt{2} \leq 1,4A$ ).

При плохой обнаженности докембрийских сланцевых толщ Енисейского кряжа в условиях широкого распространения в этих толщах мелкой складчатости с амплитудой в первые десятки метров и менее для построения достоверных геологических разрезов этих толщ, как следует из вышеизложенного, точки замеров элементов залегания пород в виде специально пройденных горных выработок и скважин должны быть расположены одна от другой на расстоянии не более 30—50 м, что по крайней мере в настоящее время для съемок 1 : 50 000 масштаба явно невыполнимо. В то же время, мы подчеркиваем это еще раз, при несоблюдении указанного условия и возникающей из этого неточности поле-



Рис. 3. Различные формы складчатого залегания пластов одинаковой мощности ( $M$ ), но с разной амплитудой складок ( $A$ )  
 $a - A=3M$ ;  $b - A=2M$ ;  $в - A=M$ ;  $г - A=0,5M$

вых наблюдений дальнейшая геометрическая обработка полученных результатов (построение разрезов) бесполезна и даже вредна, поскольку заведомо неправильное изображение складчатой структуры на построенных разрезах маскируется мнимой достоверностью, вытекающей из пройденного по разрезу большого, но все еще далеко недостаточного числа горных выработок. Поэтому, приняв или определив каким-либо способом мощность свит, в условиях широкого распространения мелких складок о наклоне крыльев главной структуры нужно судить в основном по поведению в рельефе границ между свитами и по соотношению истинных мощностей свит с занимаемой ими площадью (с видимой мощностью), т. е. угол наклона крыльев главных структур, осложненных мелкой складчатостью, должен определяться не в коренных обнажениях, а «считываться» с отстроеной геологической карты. Надо полагать, что именно такой подход к определению угла наклона крупных складок, по крайней мере для изученного района, должен быть признан едва ли не единственно верным.

#### Литература

- Бел о с о в В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.  
Кириченко Г. И. Стратиграфия докембрия западных и южных окраин Сибирской платформы (Енисейский кряж, Туруханское поднятие, северные предгорья Восточного Саяна). Тр. Междуведомств. совещ. по разработке унифицир. стратиграфич. схем Сибири. Изд-во АН СССР, 1956.  
Петров В. Г. Тектоника протерозойских отложений в северной части Енисейского кряжа. Геология и геофизика, № 5, 1966.— Степень сокращения мощности слоев горных пород в процессе складчатости. Сов. геология, № 3, 1968.

Институт геологии и  
геофизики СО АН СССР

Статья поступила  
13 апреля 1970 г.



УДК 551.242.3.055 (235.223)

Л. В. ВИТТЕ

**СТРУКТУРЫ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО МАССИВА  
И ОТРАЖЕНИЕ ИХ В МАГНИТНЫХ ПОЛЯХ**

Дается объяснение природы аномальных зон в пределах Шарыжалгайского массива и сопредельных участков Сибирской платформы, образовавшихся в результате преобразования вещества процессами ультраметаморфизма и гранитизации, протекавшими в различные эпохи в различной физико-химической обстановке.

Породы шарыжалгайской серии, выходящие на поверхность в пределах одноименного выступа, относятся к древнейшим образованиям Восточной Сибири. Стратификация этих отложений, принятая в настоящее время, может рассматриваться, как «первая... не очень удачная попытка систематизации материала по этой серии» (Шафеев, 1970). Широкое развитие ультраметаморфических процессов, в результате которых были образованы породы гранитного и гнейсо-гранитного облика, залегающие согласно с вмещающими образованиями, затрудняет выяснение многих вопросов геологии сложного шарыжалгайского комплекса. Он метаморфизован в условиях гранулитовой фации, но широко проявленный высокотемпературный диафторез обусловил полную перестройку состава и структуры с возникновением ассоциаций, свойственных амфиболитовой фации метаморфизма (Крылов, Шафеев, 1969).

Естественно, что одни и те же пачки или свиты в зависимости от интенсивности наложенных процессов могут быть представлены совершенно не сходными типами пород.

Отсутствие ясности во многих вопросах геологии и петрологии сложного, глубоко и неоднократно метаморфизованного шарыжалгайского комплекса затрудняет решение вопросов, связанных со структурой фундамента Сибирской платформы. Отдавая себе отчет в сложности поставленной задачи, можно все же попытаться наметить пути к ее решению.

По особенностям проявления метаморфизма и складчатых дислокаций породы шарыжалгайской серии могут быть разделены на две группы (Крылов, Шафеев, 1969; Шафеев, 1970). Первая группа наиболее глубоко метаморфизованных (гранулитовая фация) пород включает амфиболово-двупироксеновые сланцы, переслаивающиеся с гнейсами и мраморами. К полям их развития приурочены чарнокиты. Вторая группа включает породы с преобладанием минеральных ассоциаций, свойственных амфиболитовой фации. Это биотитовые и биотито-амфиболовые гнейсы, обычно интенсивно мигматизированные, с подчиненными прослоями амфиболитов и карбонатных пород. С этими породами ассоциируют биотитовые и биотито-амфиболовые граниты.

Для пород, метаморфизованных в гранулитовой фации, характерны относительно простые, пологие складки с размахом крыльев от нескольких сотен метров до нескольких километров. Простираение их северо-западное. Породы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, приурочены к ряду тектонических зон смятия, ориентированных в меридиональном или северо-восточном направлении. Зоны амфиболито-

вого метаморфизма выделяются, благодаря своему сложному тектоническому строению с частой сменой пологих и крутых залеганий пород, широким развитием мелкой складчатости, структур будинажа, синскладчатых разломов. Для зон смятия характерны типичные складки зон ультраметаморфизма, отражающие неоднократность процессов деформации (Крылов, Шафеев, 1969).

Время проявления метаморфизма и разнотипной складчатости различно.

По валовым пробам гнейсов (гранулитовая фация) свинцовым методом получены значения абсолютного возраста 2900—3000 млн. лет. По бурой роговой обманке из ортоамфиболитов рубидий-стронциевым методом получено значение 2350 млн. лет. Для пород амфиболитовой фации и связанных с ними биотитовых гранитоидов рубидий-стронциевым методом получены значения в 1800 млн. лет (Герлинг, Варшавская, 1966).

В магнитном поле  $\Delta T_a$  Шарыжалгайский выступ четко делится на две зоны (рис. 1). Восточная зона характеризуется высокоинтенсивным положительным полем. Она состоит из множества максимумов различной интенсивности, размера и формы. Все они ориентированы в близширотном, запад-северо-западном направлении. Отдельные максимумы достигают значений 1500—1600 *гамм*.

Восточнее Онотского грабена протягивается меридиональная зона интенсивного магнитного поля  $\Delta T_a$ , отделяющая восточную зону от западной. Для последней характерно резкое понижение общего уровня поля, развитие довольно широких обширных минимумов  $\Delta T_a$ . Отдельные, непротяженные и малоинтенсивные (200—400 *гамм*) максимумы ориентированы в меридиональном, реже северо-западном направлении. Здесь можно выделить три подзоны. Первая — Онотская подзона варьирующего, в основном пониженного магнитного поля; обширные минимумы разделены узкими, непротяженными, слабоинтенсивными максимумами. Простираение последних, так же как и направление длинной оси минимумов, меридионально. Вторая подзона линейных аномалий меридионального простираения четко ограничена с запада и востока полосами минимумов соседних зон. Третья — Урикско-Ийская подзона является частью более обширной зоны, протягивающейся в северо-западном направлении. Она характеризуется нормальным, пониженным полем; отдельные мелкие и слабые максимумы ориентированы на северо-запад.

Зоны, выделяемые в пределах обнаженной части Шарыжалгайского выступа, при переходе к закрытым участкам платформы ведут себя следующим образом. Высокоинтенсивное магнитное поле  $\Delta T_a$  восточной зоны на севере по ломаной линии граничит с областью нормального пониженного магнитного поля. Контуры этой области довольно сложны (см. рис. 1). С запада и востока она ограничена зонами интенсивных линейных магнитных аномалий и протягивается в меридиональном направлении далеко к северу, разрываясь в отдельных местах полосами повышенного магнитного поля  $\Delta T_a$ .

Полоса максимумов  $\Delta T_a$ , разделяющая восточную и западную зоны, протягивается далее к северу вдоль р. Ангары полосой аномалий интенсивностью 200—300 *гамм*. Преобладающее простираение аномалий меридиональное, резко отличное от простираений аномалий восточной зоны Шарыжалгайского выступа. Онотская подзона западной зоны сохраняет основные характеристики магнитного поля  $\Delta T_a$  и может быть прослежена далеко к северу. Для нее характерно нормальное, пониженное поле с довольно обширными минимумами, вытянутыми в меридиональном направлении. Отчетливых, крупных максимумов в этой зоне нет. Вторая подзона западной зоны Шарыжалгайского выступа к северу продолжается повышенным магнитным полем. Простираение аномалий близко к меридиональному. Севернее р. Оки аномальная зона разветвляется к се-

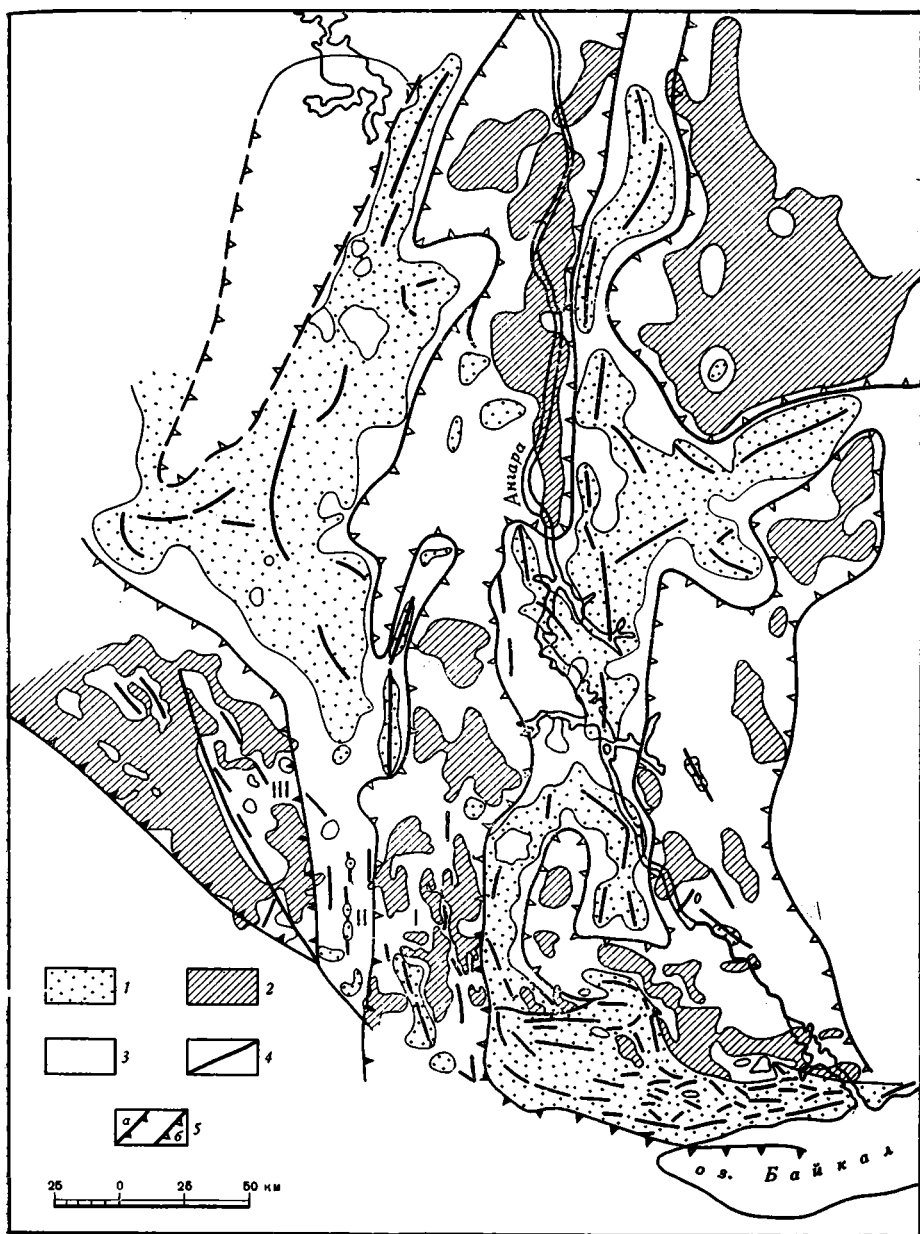


Рис. 1. Схема магнитного поля  $\Delta T_a$  Шарыжалгайского массива и прилегающих участков платформы

1 — положительное поле; 2 — отрицательное поле; 3 — нормальное поле; 4 — простираение аномалий; 5 — границы зон и подзон: а — в пределах обнаженной части фундамента, б — на закрытых участках платформы. I, II, III — подзоны западной зоны

веро-востоку и юго-западу, огибая область несколько пониженных значений  $\Delta T_a$ . Урикско-Ийская подзона близка по характеру и интенсивности поля к Онотской. Она является, видимо, частью более обширной зоны пониженного магнитного поля  $\Delta T_a$ , протягивающейся в северо-западном направлении в пределы развития пород, слагающих Урикско-Ийский грабен и Бирюсинский горст.

Среди пород шарыжалгайской серии, метаморфизованных в гранулитовой фации, наиболее распространены основные кристаллические слан-

лы (амфиболо-двупироксеновые, биотито-гиперстеновые, биотито-гиперстено-диопсидовые), амфиболиты, гнейсы (гиперстено-магнетитовые, гиперстено-диопсидовые, гиперстено-биотитовые, гранато-биотито-гиперстеновые). По химическому составу (Крылов, Шафеев, 1969) кристаллические сланцы наиболее близки к толеитовым базальтам, точнее, к диабазам трапповой формации Сибири. Наиболее близкие аналоги гнейсов — дациты. Естественно, такой состав предполагает достаточно высокие магнитные свойства пород. Магнитная восприимчивость таких пород  $2100-4390 \cdot 10^{-6}$  СГС и выше.

Для гранитизации очень основных архейских пород, каковыми являются породы гранулитовой фации шарыжалгайской серии, характерно резкое повышение в течении процесса активности кислорода (Кориковский, 1967). Это приводит к образованию за счет темноцветных крупных кристаллов магнетита. Среди мигматитов и в пегматоидных жилах магнетит является одним из важнейших минералов. Увеличение железистости минералов и постоянное присутствие магнетита в гранито-гнейсах архея отличают эти породы от таких же в нижнепротерозойском комплексе (Кориковский, 1967).

Среди пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации, преобладают биотитовые, биотитово-гранатовые, биотито-гранато-кордиеритовые гнейсы, менее развиты биотито-амфиболовые сланцы и амфиболиты. В подчиненном количестве присутствуют мраморы и кальцифиры.

Минеральные ассоциации амфиболитовой фации образовались в результате повторных процессов метаморфизма в ранее сформированном комплексе. Выше уже указывалось, что возраст метаморфизма амфиболитовой фации 1800 млн. лет. Следовательно, процессы протекали уже в период, относимый к нижнему протерозою. Они обусловили полную перестройку состава и структуры исходных пород. Процессы нижнепротерозойской мигматизации и гранитизации протекали в обстановке, существенно отличной от архейской. «Для нижнепротерозойского цикла гранитизации характерна низкая (нормальная) щелочность; процесс идет с передовой стадией плагиогранитизации и с кристаллизацией в виде эвтектического биотит-ортоклазового гранито-гнейса. В пределах всех стадий мигматизации и в эвтектике кристаллизуются темноцветные минералы средней железистости». Образование магнетита почти не происходит, железо полностью выносится (Кориковский, 1967).

Таким образом, характер процессов ультраметаморфизма и гранитизации в архейское и протерозойское время, так же как и состав и структуры образовавшихся пород, существенно отличны. Архейские процессы, протекавшие в породах с высокой степенью дегидратации в обстановке повышенной щелочности и высокой активности кислорода, приводят к обогащению пород магнетитом. Низкая щелочность, характерная для нижнепротерозойской мигматизации и гранитизации, не приводит к заметному повышению активности кислорода. В этих условиях образование магнетита незначительно и происходит только на локальных участках (Кориковский, 1967).

Распределение вещества, читаемое в физических полях, создается магматическими и метаморфическими процессами, особенно процессами ультраметаморфизма и гранитизации. Зная специфику процессов в архейскую и нижнепротерозойскую эпохи, можно в физических полях выделить участки или области их максимального проявления.

Обращаясь к анализу магнитного поля Шарыжалгайского выступа, в этом аспекте можно сделать следующие выводы (рис. 2).

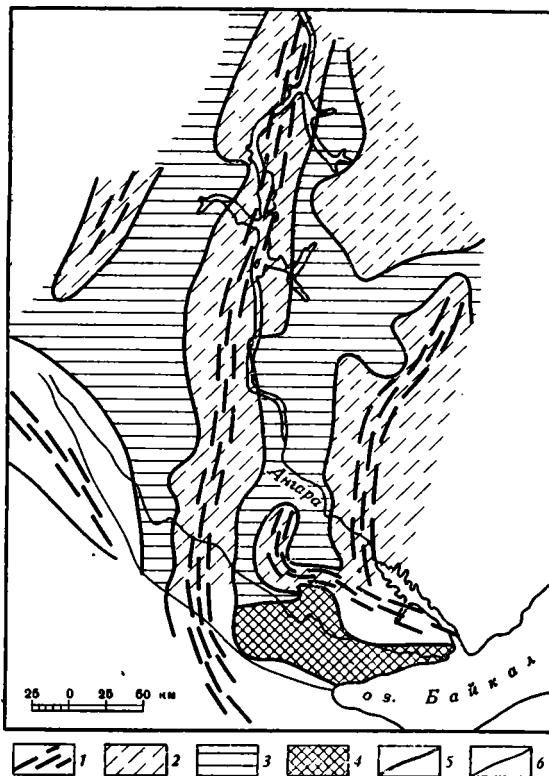
1. Восточная зона Шарыжалгайского выступа соответствует наименее переработанному гранулитовому комплексу пород. Простираение структур северо-западное, близширотное. Процессы ультраметаморфизма и гранитизации в гранулитовой фации протекали, судя по абсолютному возрасту (3000—2900—2350 млн. лет), в архее (Крылов, 1968). Они

сопровождались обогащением пород магнетитом. Более поздний высоко-температурный диафорез проявился в этой зоне слабо.

2. Магнитное поле западной зоны свидетельствует об интенсивной переработке исходного субстрата процессами протерозойской мигматизации и гранитизации, приведшей к новому, отличному от начального распределению вещества. Процессы протерозойской мигматизации и гра-

Рис. 2. Схема внутренней структуры Шарыжалгайского массива и прилегающих участков платформы

1 — пояса повышенной проницаемости, фронты ультраметаморфизма и гранитизации в протерозое; 2 — зоны антиклинарного типа в протерозойском структурном ярусе; 3 — зоны синклинального типа в протерозойском структурном ярусе; 4 — слабопереработанный гранулитовый комплекс архея Шарыжалгайского массива; 5 — границы зон; 6 — контуры выходов пород шарыжалгайской серии



нитизации, абсолютный возраст которых равен 1800 млн. лет, протекали, вероятно, и в более позднее время, так как к зонам их максимального проявления приурочены и гранитоиды саянского комплекса верхнего протерозоя. Спецификой протерозойских процессов, протекавших в обстановке низкой (нормальной) щелочности, высокой подвижности FeO, сопровождавшихся выносом железа, можно объяснить отличия магнитного поля этой зоны от восточной.

3. Наиболее интенсивное проявление процессов протерозойской мигматизации и гранитизации локализовано в Онотской и Урикско-Ийской зонах.

4. Тот факт, что Онотская зона прослеживается далеко в глубь платформы, свидетельствует о широком развитии процессов протерозойской гранитизации к северу от Шарыжалгайского выступа. Урикско-Ийская зона пониженного магнитного поля протягивается за пределы Шарыжалгайского выступа в области широкого проявления протерозойско-урикской гранитизации Бирюсинского горста.

5. Морфология магнитного поля  $\Delta T_a$  на закрытых участках платформы свидетельствует о том, что распределение вещества контролировалось процессами гранитизации. Широкие зоны пониженных значений соответствуют фронтам ультраметаморфизма и гранитизации, вдоль которых формировались зоны антиклинального типа в протерозойском



структурном ярусе. Линейные зоны повышенных значений магнитного поля  $\Delta T_a$  соответствуют зонам синклинорного типа с развитием вулканогенных пород и пронизывающих их интрузий.

#### Литература

- Герлинг Э. К., Варшавская Э. С. Определение возраста пород Оротско-Бельской и Присаянской зоны Восточного Саяна рубидий-стронциевым изохронным методом. Геохимия, № 6, 1966.
- Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. «Наука», 1967.
- Крылов И. Н., Шафеев А. А. Особенности геологического строения поля развития шарыжалгайской серии пород в юго-западном Прибайкалье. Геология Прибайкалья. Путеводитель геологической экскурсии XII сессии Международной ассоциации по изучению глубинных зон земной коры. Иркутск, 1969.
- Крылов И. Н. Процессы гранитообразования в фундаменте Восточно-Саянской складчатой области. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 43, № 1, 1968.
- Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1952.
- Шафеев А. А. Докембрий юго-западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. «Наука», 1970.

Институт земной коры  
СО АН СССР  
Иркутск

Статья поступила  
27 июля 1970 г.

---

УДК 551.242.3.055 (234.421.1)

С. Л. БЫЗОВА, С. Г. РУДАКОВ, В. И. СЛАВИН, В. Е. ХАИН

**ОБ ОСНОВНЫХ ЧЕРТАХ ТЕКТОНИКИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ  
МАРМАРОШСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНЫЕ КАРПАТЫ)**

Показано, что Мармарошский массив Восточных Карпат имеет сложное покровное строение. Выделены две главные структурные единицы, обладающие характерным метаморфическим фундаментом и специфическим разрезом верхнепалеозойских, триасовых и юрских отложений. Верхняя (Деловецкая) единица имеет аллохтонное положение, нижняя (Белопотокская) играет роль автохтона. Наблюдения в советской части массива сопоставлены с тектонической схемой, предложенной для румынских Карпат.

Нам уже приходилось сообщать в печати, что единственный (в пределах СССР) выступ фундамента Восточных Карпат—Мармарошский массив—характеризуется покровным, точнее, складчато-покровным внутренним строением (Хаин и др., 1968). Это выяснено в 1967 г. на Раховском участке массива, где выделены в качестве основных Деловецкая и Белопотокская единицы. Последующие два года исследований подтвердили наши построения и во многом их детализировали; местами наличие покровов было подтверждено геофизическими исследованиями и бурением.

В эти же годы были опубликованы новые данные о геологии районов Румынии, смежных с советской частью Мармарошского массива, причем построения румынских геологов оказались принципиально близкими к нашим. Все эти обстоятельства позволяют сейчас представить более полную картину строения северной части Мармарошского массива (рис. 1, см. вклейку к стр. 41). При составлении тектонической схемы были использованы листы геологической карты Румынии в масштабе 1 : 200 000 (Harta geologica....., 1968).

Мармарошский массив является выступом фундамента шириною до 30 км, полого надвинутым к северо-востоку и востоку на меловой флиш более внешней зоны Карпат. Кроме метаморфических пород, слагающих основу массива, в виде изолированных выходов встречаются осадочные породы верхнего палеозоя и мезозоя, большая часть которых принимает участие в покровной тектонике, и только меловые отложения, начиная с верхнего альба, образуют послепокровный чехол. С внутренней стороны массив трансгрессивно перекрыт палеогеном и неогеном Трансильванской впадины.

Метаморфические сланцы Мармарошского массива (протерозойско-нижнепалеозойские) как в Румынии, так и в Советском Союзе уже давно разделены на две серии, различные по стратиграфическому положению и степени метаморфизма. Серия мезозонально измененных пород: гнейсов, слюдяных сланцев и амфиболитов получила название белопотокской в СССР (Ткачук, Гуржий, 1957) и серии Бретила, или Ватра Дорней—Якобень (мезометаморфической) в Румынии (Th. Kräutner, 1938, H. Kräutner, 1968). Серия пород, метаморфизованных в условиях фации зеленых сланцев: серицит-хлорит-кварцевых сланцев, кислых порфиroidов, туфоидов и кварцитов названа у нас деловецкой, а в румынской части массива—серией Тульгеш, или эпиметаморфической.

Та или иная трактовка взаимоотношений между сериями составляет одну из основ всех структурных построений. До недавнего прошлого считалось, а некоторыми исследователями принимается и сейчас, что разрез является непрерывным или деловецкая серия залегает трансгрессивно. Все выходы самых древних из метаморфических пород (Белопотокская — Бретила серия) соответственно считаются ядрами антиклиналей или поднятыми тектоническими блоками. Эта точка зрения ярко выражена, в частности, в только что вышедшей монографии А. К. Бойко (1970). Такому наиболее простому представлению противоречат все более накапливающиеся факты нахождения вдоль границы двух серий выходов осадочных пород верхнего палеозоя или нижнего мезозоя, трансгрессивно лежащих непосредственно на породах белопотокской (Бретила) серии. Такие взаимоотношения отчетливо вырисовываются на Раховском участке массива на ручье Довгорунь (левый приток р. Тисы) и в среднем течении Белого Потока. В обоих случаях на слюдяных сланцах и гнейсах белопотокской серии трансгрессивно залегают фаунистически охарактеризованные породы верхней юры, которые в свою очередь также полого перекрываются зелеными сланцами деловецкой серии. В Румынском Мармароше аналогичная ситуация наблюдается в долине р. Васер, где под метаморфическими сланцами серии Тульгеш и трансгрессивно на метаморфических породах серии Бретила залегает толща черных аргиллитов, условно отнесенная к средней юре (Harta geologică..., 1968). В долине р. Бистрицы повсюду вдоль пологой границы между двумя метаморфическими сериями выделена толща менее метаморфизованных пород, датируемых средним (?) палеозоем (Harta geologică, 1968; Joja et al., 1968). Наконец, в окрестностях с. Якобень сходное промежуточное положение занимают конгломераты и доломиты нижнего — среднего триаса. Все эти факты служат первым и главным основанием для вывода о том, что деловецкая серия почти повсеместно залегает на белопотокской не стратиграфически, а в качестве пологого тектонического покрова. Исключение из правила представляют отдельные случаи трансгрессивного налегания серии Тульгеш на породы серии Бретила, зафиксированные к востоку и югу от гор. Ватра Дорней (Harta geologică, 1968; Joja et al., 1968).

Второй фактор при выделении покровов — анализ разрезов верхнепалеозойских и нижнемезозойских пород. Поскольку эти образования развиты на массиве в виде небольших разрозненных останцов, литологически сильно изменчивы и датируются очень скудно, провести детальный фациальный анализ практически нельзя. Разрезы отличаются не столько фациально, сколько своей полнотой, т. е. набором присутствующих толщ. Так, для некоторых из них характерно наличие мощной толщи терригенных пород перми, в других случаях триас залегает с размывом непосредственно на кристаллических сланцах. Наконец, иногда на метаморфических породах залегают юрские отложения. В современной структуре эти разрезы на площади перемежаются друг с другом и настолько сближены, что представить их себе останцами единого чехла, разбитого только вертикальными разрывами, решительно невозможно. На Раховском участке мы выделили 7 типов разрезов (рис. 2). Три из них имеют в основании фундамент, сложенный породами деловецкой серии, три другие залегают на белопотокском фундаменте. Фундамент седьмого (каменнопотокского) типа неизвестен. Верхний палеозой характерен для трех типов разрезов и в каждом из них представлен разным набором пород. Состав триасовых отложений дважды изменяется: во внутренних частях обеих основных тектонических единиц — Белопотокской и Деловецкой — он представлен преимущественно доломитами, а во внешних преобладают известняки. Совместное нахождение юрских и триасовых отложений характерно только для одного из типов разрезов — рударненского. В остальных случаях юрские породы залегают не-

посредственно на фундаменте, причем представлены они резко различно: на деловецком фундаменте (соймульский тип разреза) залегает маломощная толща красных кремнистых яшмовидных сланцев келловей — оксфорда с подстилающими базальными брекчиями; на белопотокском фундаменте (довгоруньский тип разреза) — мощная толща черных аргиллитов и алевролитов и тонкослоистых известняков. Более подробные

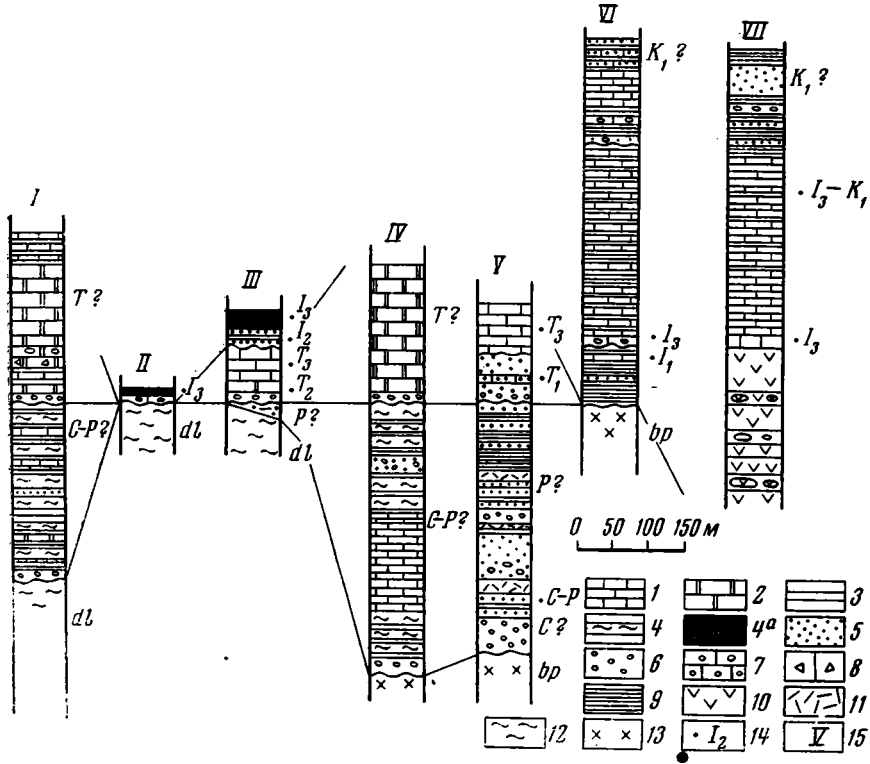


Рис. 2. Типы разрезов допокровного осадочного чехла на Раховском участке массива.

Типы разрезов: I — кузинский, II — соймульский, III — рударненский, IV — розиский, V — маргитульский, VI — довгоруньский, VII — каменнопотокский, 1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — песчано-глинистые толщи; 4 — филлиты; 4а — яшмы; 5 — песчаники; 6 — конгломераты; 7 — известняковые конгломераты; 8 — известковые брекчии; 9 — аргиллиты; 10 — диабазы и их туфы; 11 — вулканогенные породы среднего состава; 12 — зеленые метаморфические сланцы деловецкой серии; 13 — гнейсы и слюдяные сланцы белопотокской серии; 14 — возраст отложений; 15 — номера типов разрезов, отвечающие номерам на рис. 3

сведения о строении разрезов можно получить из колонок, приведенных на рис. 2. Они размещены в том порядке друг относительно друга, в каком, согласно нашим представлениям, располагались разрезы в первоначальном допокровном состоянии. Впоследствии они были сдвинуты, приближены друг к другу, даже нагромождены один на другой, образовав соотношение типов разрезов, наблюдаемое сейчас (рис. 3).

Схематизированный профиль, в основном, отвечает пересечению по р. Тисе. Особенно сближены и нагромождены отдельные типы разрезов перед фронтом главного Мармарошского надвига в районе горы Соймул. Здесь наблюдается разрез кузинского типа в качестве покрова чехла на горе Соймул. Непосредственно под ним расположен разрез соймульского типа (верхнеюрские яшмы, трансгрессивно залегающие на метаморфических сланцах деловецкой серии); немного севернее между яшмами и метаморфическими сланцами появляется довольно полный, хотя и маломощный разрез триаса и средней юры (рударненский тип).

Отложения обоих этих типов вместе с подстилающим их фундаментом надвинуты на разрезы совсем иных типов — розисского и маргитульско-го, которые мы считаем чехлом, сорванным с разных участков белопотокского фундамента. Оба они начинаются с грубообломочного верхнего палеозоя (в основном с пестроцветов перми), но триас в них представлен резко различно: в одном случае это мощные доломиты, в другом —

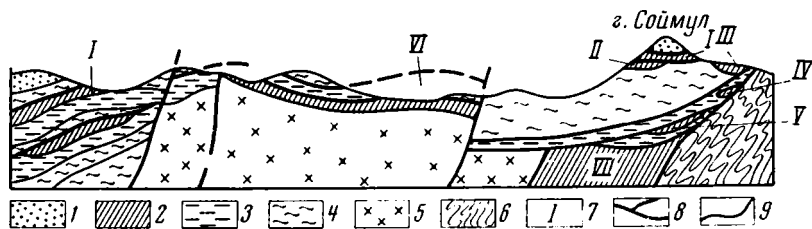


Рис. 3. Схематизированный геологический профиль Раховского участка массива.

1 — послепокровный осадочный чехол; 2 — нижнемезозойские отложения; 3 — верхнепалеозойские отложения; 4 — метаморфические сланцы, 5 — гнейсы и слюдяные сланцы белопотокской серии; 6 — меловые отложения собственно Раховской зоны; 7 — номера разрезов, отвечающие рис. 2; 8 — главная поверхность покрова; 9 — второстепенные надвиги

песчанистые известняки. Наконец, ниже всего под пермскими пестроцветами и триасовыми отложениями в долине р. Тисы вскрываются юрские диабазы каменнопотокского типа разреза. Тесное сближение разрезов шести типов происходит на ничтожной площади, не более 10 км<sup>2</sup>. Большинство разрезов соприкасается без всяких признаков перехода. Сходное строение с тесным сближением верхнепалеозойско-нижнемезозой-

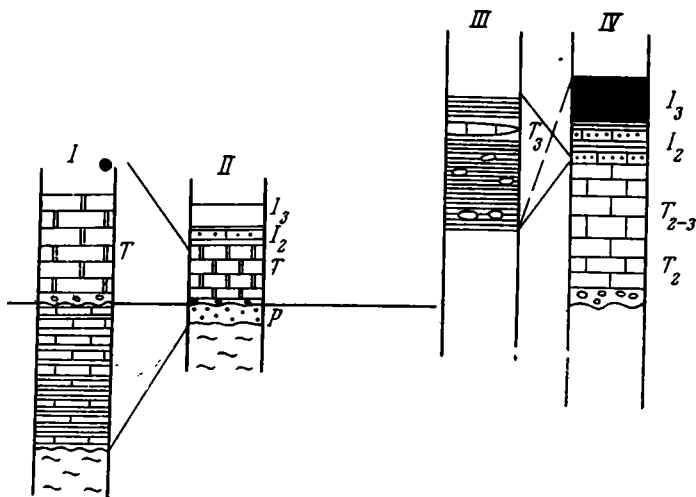


Рис. 4. Типы разрезов допокровного осадочного чехла на Чивчинском участке массива.

Цифрами обозначены типы разрезов: I — минчельский, II — стрымбенский, III — прилуцкий, IV — внешний, или саратинский. Условные обозначения те же, что и на рис. 2

ских разрезов разных типов известно также в районе горы Берлебашка и в истоках ручья Квасни.

Аналогичная картина наблюдается и в пределах Чивчинского участка Мармарошского массива (рис. 4). Здесь нами выделены три или четыре типа разрезов. Фундамент всех их сложен деловецкой серией. Верхнепалеозойские отложения присутствуют только в разрезах двух южных типов и представлены совершенно различно: в одном случае — слансты-

ми известняками, в другом — маломощной пачкой терригенных пород, в том числе красными песчаниками и алевролитами перми. В триасе отчетливо выделяются две фации: доломитовая для двух южных типов разрезов и известняковая — для северного. Наконец, юра везде, где она присутствует, характеризуется развитием толщи красных яшм и красных кремнистых сланцев мальма, реже присутствуют известковистые песчаники доггера.

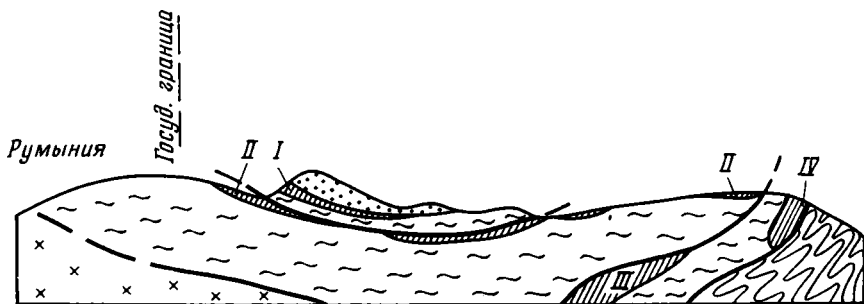


Рис. 5. Схематизированный геологический профиль Чивчинского участка массива.

Условные обозначения см. под рис. 3

Особого внимания заслуживает толща черных аргиллитов с сидеритовыми конкрециями, развитая в пределах узкой полоски вдоль края массива в бассейне р. Сараты и в ручье Болтагул. В прослоях или включениях известняков в этой толще В. Г. Чернов обнаружил фауну верхов триаса (норийский — рэтский ярусы). При трактовке стратиграфического и структурного положения этой толщи мнения авторов настоящей статьи разделились. Большинство считает, что это особая фация триаса и соответственно специфический тип разреза, структурно располагающийся выше внешнего и ниже двух внутренних. По мнению С. Л. Бызовой, эта толща аргиллитов относится к нижнему мелу, содержит олистолиты разнообразных пород, в том числе триасовых, и залегает нормально или трансгрессивно на юрских породах внешнего типа разреза. Аналогичный разрез характерен для «краевых мульд» Румынских Восточных Карпат (единица Рарэу).

Так же, как и на Раховском участке, различные типы разрезов в Чивчинах сближены в результате покровообразования. Соотношение разрезов двух южных типов отчетливо видно в истоках р. Перкалб у румынской границы (рис. 5), где один из них (стрымбенский) непосредственно перекрыт другим (минчельским) по пологой волнистой поверхности, наклоненной на северо-восток. Стымбенский тип в свою очередь соприкасается с внешним типом разреза на участке горы Черный Див в бассейне р. Сараты. Здесь особенно бросается в глаза непосредственное соседство двух различных типов разреза триаса: чисто доломитового и полностью известнякового, каждый из которых трансгрессивно ложится на метаморфические породы фундамента.

В Румынских Восточных Карпатах также выделяются разные типы разрезов, присущие разным структурным единицам. Так, для единицы Бретила характерно присутствие средне- и верхнепалеозойских пород, не свойственных другим единицам. В пределах Бистрицкого покрова у внешнего края массива выделяются два типа разрезов мезозоя, которые частью исследователей, вслед за Улигом, именуются Буковинским и Суббуковинским. Выделяются также элементы самого верхнего Трансильванского покрова (Săndulescu, 1967, 1968), неизвестного в советской части массива. В беседах с М. Сандулеску во время его пребывания в Москве в январе 1971 г. выяснилось, что разрезы нижнего мезозоя румын-

ской и советской части массива могут быть сопоставлены лишь в самых общих чертах, что, видимо, можно объяснить значительной удаленностью выходов друг от друга. В северной, пограничной с СССР части Карпат новых исследований не было, и объяснительная записка к карте (*Harta geologică*, 1968) составлена по материалам пятнадцатилетней давности. Из ее текста, однако, можно понять, что по крайней мере четыре выделенных нами на Раховском участке типа разрезов развиты и там. Так, в долине р. Васер нижний мезозой представлен толщей черных аргиллитов юры, залегающей непосредственно на породах мезометаморфического фундамента. Это — аналог довгоруньского типа разреза Раховского участка массива. В нескольких километрах севернее располагаются небольшие останцы юрских яшм, трансгрессивно лежащих непосредственно на породах эпизональной серии — аналог соймкульского типа разреза. Западнее, на склонах горы Петрича развиты пестроцветные терригенные породы и связанные с ними известняки триаса — маргитульский тип разреза. Наконец, здесь выделяется самостоятельная «единица черного флиша», которая по типу разреза мезозоя является аналогом Каменнопотокской единицы Раховского участка. Как и на нашей территории, все эти типы разреза пространственно сближены, что нельзя объяснить, не допуская горизонтальных перемещений.

Итак, существование покровов в Мармарошском массиве доказывается, во-первых, структурным соотношением фундамента различного типа и допокровного осадочного чехла и, во-вторых, сближенным положением разрезов нижнего мезозоя совершенно различных типов. Теперь попробуем коротко осветить некоторые общие черты строения массива, вытекающие из анализа карт (см. рис. 1), и высказать некоторые соображения о времени и механизме покровообразования. Тектоника Мармарошского массива определяется наличием двух главных структурных единиц: Деловецкой — Бистрицкой и Белопотокской — Бретила, из которых первая шарьирована на вторую. Перед фронтом Белопотокской единицы выделяется еще одна — Каменнопотокская, которую мы условно считаем внутренней частью Раховской флишевой зоны. Деловецкий покров имеет форму полого изогнутой пластины максимальной мощностью в 1—1,5 км. Минимальная амплитуда покрова на нашей территории — 11 км, на румынской она вырастает до 26 км. На востоке (в Чивчинских и Бистрицких горах) Деловецкая единица разделяется на 2 или 3 самостоятельные подъединицы — все они представляют собой покровы основания с полого изогнутыми поверхностями. Внутренняя структура фундамента всех подъединиц характеризуется развитием прямых крутых складок, часто независимых от формы покровов.

На западе (Раховский участок) Деловецкий покров снизу сопровождается одним или двумя покровами чехла, сорванного с белопотокского фундамента. Одним из таких покровов чехла нам представляется сейчас Розисская подъединица, выделенная ранее (Хаин и др., 1968) в ранге самостоятельной единицы.

Положение корней Деловецкого покрова достоверно не установлено. В Раховской части массива они расположены не ближе Кузинского участка. Он отделен от остальной площади крупным вертикальным разрывом. Здесь белопотокский фундамент неизвестен, а породы деловецкой серии вместе с осадочным чехлом образуют несколько чешуй, сформированных из изоклинальных складок. На территории Румынии этот район скрывается под палеогеновым осадочным чехлом.

Белопотокская единица сама в покровообразовании участия, возможно, и не принимает. Ее внешняя граница представляется сбросом или крутым надвигом, который только в районе горы Поп-Иван выходит на поверхность и оказывается у края массива. На остальной площади эта граница может быть более или менее уверенно прослежена под Деловецким покровом по составу пород в тектонических окнах и полуокнах

(см. рис. 1): к юго-западу от нее в окнах вскрывается белопотокский фундамент, который уходит, видимо, на большую глубину, так как, несмотря на значительный врез (размах высот местами до 1500 м), подошва его нигде не видна. К северо-востоку от этой линии в окнах и полуокнах этого же покрова вскрывается сильно смятый меловой флиш Раховской зоны, часто ее внутренней подзоны — Каменнопотокской чешуи. Внешний край последней также представляется почти везде довольно крутым надвигом.

Некоторые затруднения связаны с трактовкой структурного положения самой внешней части массива в Румынии — полосы «краевых мульд» (синклиналей Рарэу и Хэгимаш). На последних геологических картах и профилях она представлена элементом самой верхней, иначе говоря, самой тыловой подъединицы Бистрицкого покрова, и современное ее положение у края массива трактуется как вторичное. Единственным элементом, который по ряду признаков может считаться продолжением этой полосы на нашей территории, является внешняя подъединица в Чивчинах. А ее положение под, но не над двумя другими подъединицами Деловецкого покрова, здесь совершенно очевидно. Повидимому, это один из вопросов, который в ближайшем будущем требует пересмотра.

Время образования покровов устанавливается во многих местах, но лучше всего на участке к югу от горы Чивчин, где, по данным румынской карты, породы вкраю — сеномана трансгрессивно перекрывают тектоническое окно, в сложении которого принимают участие породы неокома. Следовательно, окончательное формирование покровов произошло в промежутке между барремским и позднеальбским временем. Возможно, что это был длительный процесс, начавшийся еще в позднем гоетериве (время образования олистолитового горизонта во флише Раховской зоны в Чивчинских горах).

Механизм покровообразования, вероятно, тесно связан с процессом прогибания флишевого трога и отчасти обусловлен гравитационным надвигом его борта. Однако мы считаем, что одного гравитационного надвижения было недостаточно, и главной причиной покровообразования были силы сжатия, сменившие период общих растяжений в начале позднеюрского времени (время излияния диабазов по тектоническим швам). Как мы себе представляем, к началу прогибания трога вдоль его края сформировались несколько продольных фациальных подзон или ступеней, разделенных разломами. Вовлечение массива в поднятие и надвижение происходило постепенно по трем уступам: Деловецкая часть была поднята со времени поздней юры, и осадки, моложе келловей, здесь не отлагались или они отлагались только у края; Белопотокская и Каменнопотокская единицы в конце позднеюрского и начале раннемелового времени еще были в составе прогиба — здесь отлагались осадки, близкие к аспидной формации, свойственные нижней части заполнения флишевого трога. При этом с самого начала прогибания первая из этих единиц была приподнята над другой, поскольку мощные потоки лав основного состава на нее не распространились. В раннем мелу Белопотокская единица вышла из-под уровня моря и стала источником сноса для соседнего флишевого прогиба. Каменнопотокская единица была только слабо приподнята, и фундамент ее не обнажился. Поднятие блоков сопровождалось их крутым надвигом на соседнюю, относительно опущенную зону и смятием пластичных поднадвиговых толщ. Горизонтальное проскальзывание Деловецкого покрова через эти надвиги произошло в последний, самый активный этап средне-меловых подвижек. Этот покров по своему типу представляется нам «покровом скальвания», по классификации Биллингса. Последующие тектонические движения на массиве выразились в пологих изгибах поверхностей покрова и многочисленных вертикальных разрывах. О характере этих движений можно судить при



сравнении залегания двух подэтажей верхнеальпийского этажа (верхнемелового и палеогенового) и подошвы Деловецкого (Бистрицкого) покрова. Поскольку эти поверхности не параллельны друг другу, движения, вероятно, возобновлялись неоднократно и были различными. Перед позднемеловой трансгрессией сформировавшиеся покровы были уже сильно и неравномерно эродированы, что говорит о значительном дифференцированном поднятии массива. В послемеловое — досреднеэоценовое время началось формирование Марамурешской впадины. Насколько можно судить по характеру несогласия между двумя подэтажами на ее бортах, она возникла не в результате плавного прогибания, а скорее путем опускания по сбросам.

В послеолигоценное время намечаются два этапа движений. В течение первого обновилась продольные разрывы, параллельные первичным границам зон. Отмечается перекосящиеся образовавшихся блоков в сторону прогиба и образование поперечного поднятия в районе горы Поп-Иван. Второй этап совпадает со временем складкообразования во флишевой области — периодом интенсивного сжатия. Мармарошский массив надвигался на соседнюю зону уже как монолитное, относительно жесткое тело. Некоторые продольные разрывы приобрели форму крутых взбросов, и пластина Деловецкого покрова местами изогнулась, образовались пологие продольные складки. Складкообразование и покровообразование происходило не только во внешнем флишевом трого, но и в Марамурешской третичной впадине, флиш которой оказался надвинутым на палеогеновый чехол массива. Это отчетливо наблюдается на советской территории в бассейнах рек Шопурки и Косовской и в Румынии на левобережье р. Вишеу. Западнее в связи с погружением фундамента внешняя и внутренняя флишевые области слились в единую разновозрастную складчатую систему.

Поскольку во всем этом процессе достоверно отсутствует центр поднятия (по данным румынских авторов, ось вергентности располагаясь где-то в середине Марамурешской впадины), единственной причиной покровообразования на последнем этапе может быть двусторонний подвиг относительно жестких масс фундамента со стороны Восточно-Европейской платформы и Паннонского срединного массива с «засасыванием» более пластичных толщ складчатого сооружения.

#### Литература

- Бойко А. К. Доверхнепалеозойский комплекс северо-западного окончания Мармарошского массива (Восточные Карпаты). Изд-во Львовск. ун-та, 1970.
- Ткачук Л. Г., Гуржий Д. В. Раховский кристаллический массив. Изд-во АН УССР, 1957.
- Хайн В. Е., Бызова С. Л., Рудаков С. Г., Славин В. И. О покровной структуре Раховского массива (Восточные Карпаты). Вестн. МГУ. Сер. геол., № 5, 1968.
- Harta geologică al Republ. Social. României. Sc. 1: 200 000. Ff. 4, 5, 12. București, 1968.
- Joja T., Mutihac V., Mureșan M. Crystalline, Mesozoic and Flysh Complexes of the East Carpathians. Intern. Geol. Congr., 23 session. Bucarest, 1968.
- Krăutner H. Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. Studii și cercetări de geol., geogr., geof. Ser. geol., t. 13, No. 2, 1968.
- Krăutner Th. Das kristallin Massiv von Rodna. Anuarul Inst. Geol. Rom., v. XIX, 1938.
- Săndulescu M. La nappe de Hăghimaș — une nouvelle nappe de decollement dans les Carpatés Orientales. Karp.—Balk. Geol. Asoc., VIII Kongr., Beograd, t. 1, 1967.
- Săndulescu M. Probleme tectonice ale sinclinalului Hăghimaș. Dări de Seama ale Comit. Geol. Rom., v. LIII, p. 3, 1968.

УДК 551.243.8(234.9)

А. Л. КНИППЕР

## ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СЕРПЕНТИНИТОВОГО МЕЛАНЖА МАЛОГО КAVKAZA

История развития серпентинитового меланжа целиком связана с периодом тектонических сжатий. Основная фаза возникновения серпентинитового меланжа относится к концу неокома. В верхнем мелу (субгерцинская фаза) движение протрузий и тектонических покровов меланжа сопровождалось образованием олистостромового комплекса. Послеверхнеэоценовая тектоническая фаза (пиренейская) вновь привела в движение протрузии меланжа. Сделана попытка классификации меланжа.

В предыдущей статье было показано (Книппер, 1971), что меланж Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа в значительной мере был уже создан к началу альбского века и что формирование этой гигантской тектонической брекчии следует связывать, как это предположил недавно А. В. Пейве (1969), с австрийской фазой тектогенеза.

В настоящей статье мы попытаемся подробно описать историю развития меланжа Севано-Акеринской зоны от момента его возникновения до настоящего времени, а также обосновать свою точку зрения на его тектоническую природу.

Прежде чем перейти к изложению этого предмета, опишем чрезвычайно своеобразный комплекс осадков Севано-Акеринской зоны, который во многих чертах схож с меланжем и в то же время принципиально отличается от него по своему генезису. Без понимания специфики возникновения этого комплекса история развития меланжа в верхнемеловое время останется непонятной.

### ОЛИСТОСТРОМОВАЯ СЕРИЯ СЕВANO-АКЕРИНСКОЙ ЗОНЫ

Рассмотрим маломощный, но очень показательный разрез южного склона горы Малая Калабойну (Азербайджан) (рис. 1).

Здесь в основании склона вскрыта пачка, представленная переслаиванием светло-серых аргиллитов и алевролитов, видимая мощность которой достигает 100—120 м. В этих породах А. Г. Халилов (1954) обнаружил ископаемые остатки, говорящие об альбском возрасте вмещающих их отложений. Выше, среди упомянутых пород содержится линза грубовалунных конгломератов зеленого цвета, содержащих обломки и глыбы выветрелых серпентинитов, красных яшм, порфиринов и серых слоистых песчанистых известняков. С конгломератами вдоль тектонического контакта граничит узкое линейное тело серпентинитов, как бы опоясывающее весь южный склон горы Малая Калабойну. Максимальная его мощность 50 м при длине около 3 км. Это обычные будинированные темно-зеленые серпентиниты, имеющие как бы конгломератовидную текстуру.

Эти породы кроются серпентинитовыми конгломерато-брекчиями, цементом которых является серпентинитовый песчаник с карбонатным цементом. В конгломерато-брекчиях резко преобладают обломки и глыбы серпентинитов (95% объема породы). Кроме них в этих образованиях

найлены мелкие обломки темно-серых мергелисто-кремнистых пород и известняков. Вверх по разрезу конгломерато-брекчии сменяются серпентинитовыми гравелитами и серпентинитовыми песчаниками. В целом все эти породы образуют крупный ритм, общая мощность которого 15 м.

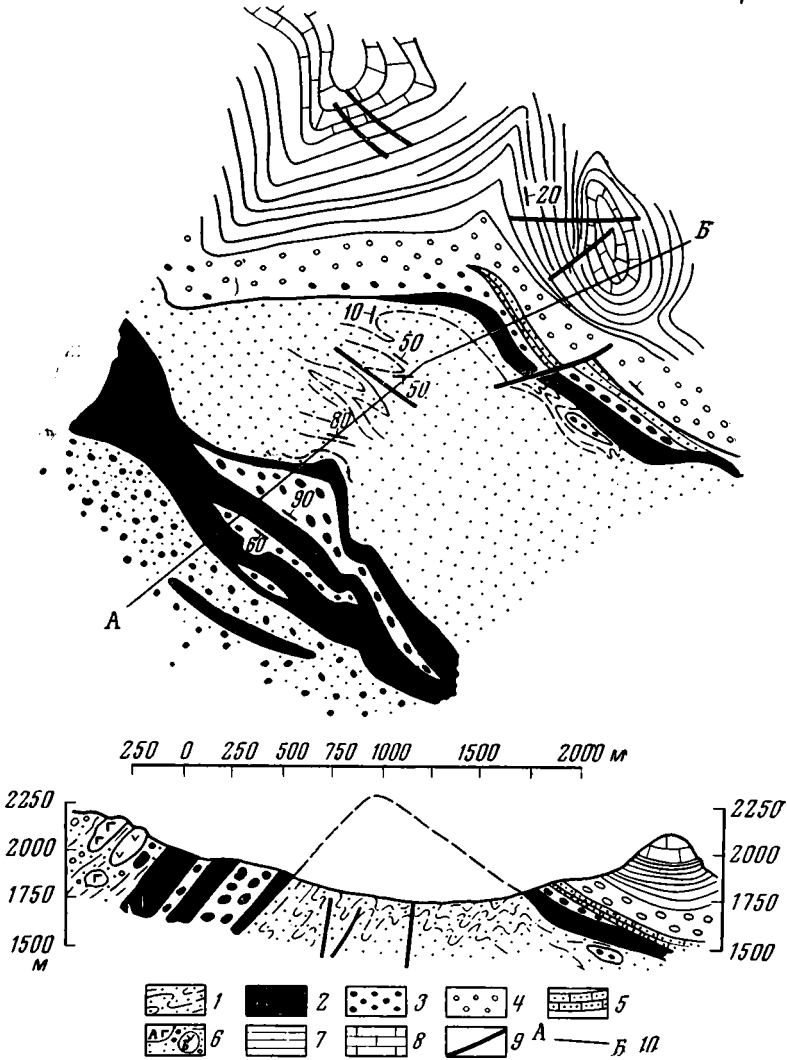


Рис. 1. Геологическая карта района горы Малая Калабыну (Азербайджан)

1 — алевролиты и аргиллиты альб-сеномана; 2 — серпентинитовые олистоциты; сеноман — нижний сенон; 3 — валунные осадочные брекчии и конгломераты; 4 — конгломераты и грубозернистые песчаники; 5 — известковистые песчаники и песчанистые известняки; 6 — олистостромовый комплекс; 7 — мергелистые глины (верхний сантон?); 8 — мергели и известняки кампанского яруса; 9 — разрывные нарушения; 10 — линия профиля

Переход между осадочными и изверженными образованиями выглядит настолько постепенным, что проведение границы между серпентинитовыми конгломерато-брекчиями и будинированными серпентинитами вызывает известные трудности. В поле она устанавливается по появлению обломков известняков и мергелей среди хорошо окатанных серпентинитовых обломков (внешне очень похожих на серпентинитовые будины) и наличию затеков и просечек серпентинитовых песчаников с кар-

бонатным цементом, которые как бы обволакивают отдельные «будины».

Описанный выше материал заставляет нас предполагать, что серпентинитовое тело южного склона горы Малая Калабойну — крупная подводно-оползневая пластина и в целом эта часть разреза является типичным олистостромом с серпентинитовым олистолитом.

Далее, снизу вверх в стратиграфической последовательности, наблюдается следующий разрез.

1. Известковистые песчаники, переполненные обломками серпентинитов, с линзами осадочных брекчий, в которых содержится огромное количество обломков известняков и зеленых кремнистых пород. Внутри песчаников встречаются горизонты органогенно-обломочных известняков. Мощность пачки 20 м.

2. Песчаные, органогенно-обломочные серые, иногда розовые известняки, содержащие мелкие обломки серпентинитов и красных яшм. Известняки, имеют комковатую, иногда конгломератовидную текстуру. Вверх по разрезу известняки становятся тонкослоистыми и в них появляется большое количество обломков красных яшм и серпентинитов. Мощность 10 м.

3. В основании — глинистые сланцы, переслаивающиеся со светло-зелеными песчаниками в средней части разреза. В верхней части пачки преобладают песчаники. В эти породы погружены валуны и блоки (по 1—5 м<sup>3</sup>) песчаников, набитых обломками серпентинитов. Мощность пачки 60 м.

4. Горизонт песчаных известняков. Мощность 2 м.

5. Монолитные плохо слоистые среднезернистые песчаники. Мощность 80 м.

6. Хорошо слоистые мергелистые сланцы и мергели. Мощность 100 м.

7. Красные мергели, залегающие на мергелистых сланцах по резкой границе, сменяющиеся выше типичными мергелями кампанского яруса.

Олистостромовая часть описанного выше разреза (серпентинитовые конгломераты, а также пачки 1—5) испытывает по простиранию очень быстрые изменения как по мощности, так и по литологии. Так, например, пачка конгломерато-брекчий, кроющих серпентинитовый олистолит, при прослеживании ее в восточном направлении выклинивается на расстоянии 300 м, а пачка 2 описанного выше разреза — в западном направлении на расстоянии 200 м увеличивает свою мощность до 50 м.

Очень близкий, но значительно более мощный разрез олистостромовой пачки вскрыт в верховьях р. Мейданчай в пределах так называемого Тоурагайчайского синклиория (Шихалибейли, 1964).

Здесь, начиная от р. Зинджирли на западе, кончая районом г. Буздух на востоке, наблюдается весьма схожий разрез терригенных отложений альба-сеномана (рис. 2). В его основании местами прослеживается пачка базальных конгломератов мощностью 5—10 м, которая залегает с размывом на известняках титона-валанжина или же на пирокластической толще неокома — апта (северный склон Сосузлукской гряды). Конгломераты выше по разрезу сменяются мощной пачкой аргиллитов и алевролитов, в основании которой наблюдаются пласты мергелей, а в средней и верхней частях встречены прослои и линзы зеленых песчаников и мелкогалечных конгломератов. Мощность этой пачки около 500 м. В этих отложениях содержится многочисленная фауна, которая, по мнению А. Г. Халилова, свидетельствует о средне- и верхнеальбском возрасте этих отложений (цитируется по Э. Ш. Шихалибейли, 1964). Выше по разрезу располагается мощная терригенная олистостромовая пачка, аналогичная таковой разреза горы Малая Калабойну.

Внутри нее содержатся гигантские олистолиты (протяженностью до 3—4 км при мощности 300—400 м) почти всех пород меланжа. Некоторые из этих пластин сложены какой-либо одной породой (порфиритами,

красными яшмами, габбро-амфиболитами или серпентинитами). Местами видно, что каждая отдельная пластина состоит из множества более мелких кусков или блоков, тесно притертых друг к другу, среди которых встречаются все породы офиолитового комплекса. Нижние контакты таких пластин тектонические, а сверху и с боков они сопровождаются шлейфом валунных, хаотически перемешанных брекчий, сло-

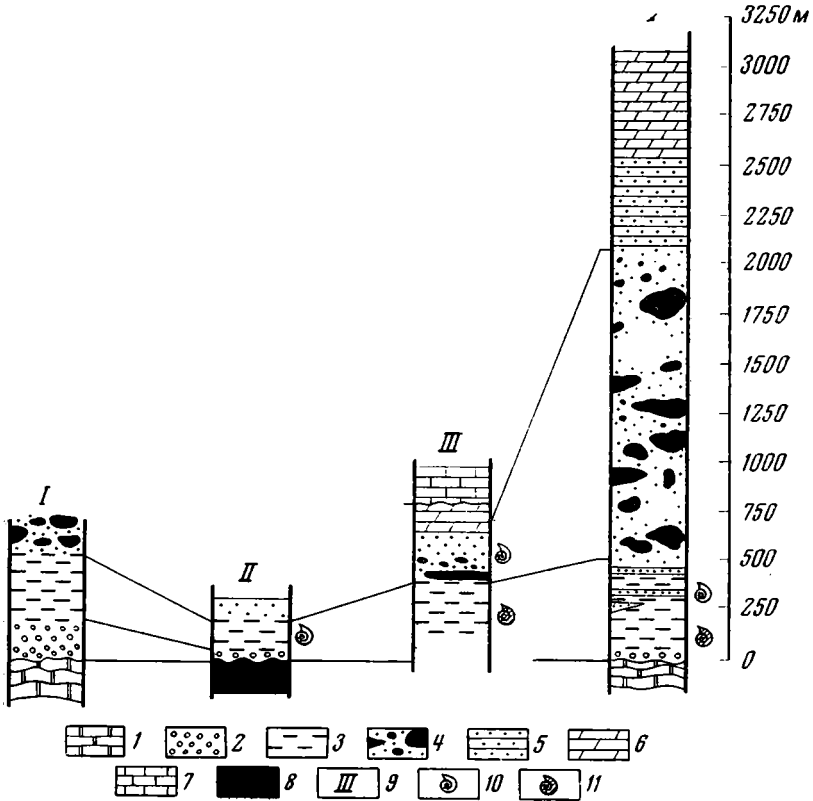


Рис. 2. Сопоставление некоторых меловых разрезов Севано-Акеринской зоны

*I* — район с. Чагли; *II* — район с. Кылычлы; *III* — гора Малая Калабойну; *IV* — верховья р. Мейданчай. 1 — известняки титона — валанжина; альб-сеноманские отложения: 2 — базальные конгломераты; 3 — аргиллиты и алевролиты; 4 — олистостромовая толща сеномана — нижнего сенона; нижний сенс; 5 — песчаники; 6 — мергели; 7 — известняки кампанского яруса; 8 — меланж; 9 — номера разрезов; 10 — фауна, указывающая на сеноманский возраст пород; 11 — фауна, указывающая на альбский возраст пород

женных обломками пород данных пластин. Эти образования прекрасно видны к северо-западу от с. Атерк, вдоль тропы, ведущей к оз. Карагель. Местами олистостромовая пачка, там, где преобладают крупные олистолиты, легко может быть принята за офиолитовый комплекс, находящийся в своем первичном залегании, местами же представляет собой типичный слоистый конгломерат, переполненный обломками офиолитов. Очевидно, это обстоятельство и послужило причиной выделения конгломератовой фации вулканогенного нижнего сенона, где отдельные олистолиты принимались за прослой вулканогенных пород (Ренгартен, 1959; Шихалибейли, 1964).

Контакт олистостромовой пачки разреза с подстилающими ее глинистыми сланцами неодинаков. Иногда он постепенен (верховья р. Мейданчай), и тогда в верхней части разреза пачки глинистых сланцев появляются прослой мелкогалечных конгломератов и осадочных брек-

чий, содержащих продукты размыва офиолитовой ассоциации, гальки метаморфических пород и разнообразнейших известняков. Вверх по разрезу величина обломков в конгломератах и брекчиях постепенно увеличивается, появляются отдельные крупные олистолиты, слоистость в цементе теряется, и мы переходим в хаотически построенный олистостромовый комплекс. В других случаях (к северу от восточного окончания Сосузлукской гряды) среди алевролитов и аргиллитов появляются крупные глыбы пород меланжа, не сопровождающиеся шлейфами терригенных пород. Иногда же переход между тонкими осадками средней части разреза и олистостромовым комплексом очень резок. В этом случае с глинистыми сланцами граничат нагроможденные друг на друга крупные глыбы самых разнообразных пород (мраморов, серпентинитов, радиоларитов и др.).

Олистостромовый комплекс Тоурагайчайской зоны прослеживается на юго-восток вплоть до урочища Налбандхана, где он на расстоянии 2—3 км замещается песчаниками и мелкогалечными конгломератами.

В пределах Сарыбабинской зоны олистостромовый комплекс распространен необычайно широко. Наиболее эффектные его выходы находятся в среднем и нижнем течении р. Тутхун, где он занимает то же стратиграфическое положение, что и в Тоурагайчайской зоне. В северо-западном направлении огромные олистолиты меланжа в нем исчезают и олистостромовый комплекс замещается мощной толщей хорошо слоистых конгломератов, содержащих многочисленные обломки пород офиолитовой ассоциации, кристаллических сланцев и др.<sup>1</sup>

Каков же возраст олистостромовых отложений Севано-Акеринской зоны? Как нам кажется, этот вопрос в настоящее время не может быть решен достаточно точно, в связи с тем, что имеющиеся определения фауны не дают однозначного решения. Обратимся к рис. 2, где произведено сопоставление некоторых меловых разрезов Тоурагайчайской и Сарыбабинской зон. Как мы видим, все эти разрезы легко литологически сопоставляются и их связующим звеном является пачка аргиллитов и алевролитов, содержащая отдельные прослои песчаников. Ниже нее залегают маломощные базальные конгломераты, а выше располагается олистостромовая часть разреза. Возраст этой связующей все разрезы пачки, по мнению Э. Ш. Шихалибейли (1964), в разрезах горы Малая Калабойну и в пределах Тоурагайчайского синклинория — альбский, а в районе с. Чапли и Кылычлы — сеноманский (два последних разреза были детально описаны в предыдущей работе) (Книппер, 1971). К тому же, нами, в средней части глинистой пачки, к северу от г. Сосузлук, были найдены пелециподы, среди которых О. Б. Алиев определил *Amphidonta columba plicatula* Lam., *Haustator cf. obscuricostatus* Pcel., *Neitheia quinquecostata* Sow., *Avellala* sp., *Cardium* sp. Эта фауна свидетельствует о сеноманском возрасте вмещающих пород. В связи с этим, без дополнительных палеонтологических работ, пока лучше говорить об альб-сеноманском возрасте этой части разреза, тем более что расчленение ее на две самостоятельные толщи вряд ли возможно. Э. Ш. Шихалибейли (1964) отделяет в ряде разрезов глинистые отложения альба от песчано-глинистых отложений сеномана. Последние, по его мнению, лежат несогласно на нижнемеловых породах. Нами это несогласие нигде не наблюдалось. Очевидно, этот вопрос не совсем ясен был и для Э. Ш. Шихалибейли (1964), который, разбирая соотношения альбских и сеноманских отложений к северу от Сосузлукского хребта на стр. 155 своего труда, говорит о несогласном налегании сеноманских пород, а на стр. 142 считает, что эти образования залегают на песчано-глинистых отложениях альба без видимого углового несогласия. То же самое относится и к разрезу горы Калабойну. На стр. 126

<sup>1</sup> Имеются в виду разрезы западного и восточного склонов Шахдагского хребта.

Э. Ш. Шихалибейли указывает на несогласное налегание сеноманских конгломератов, а на стр. 149 приходит уже к обратному выводу, говоря о том, что проведение здесь границы между альбом и сеноманом затруднительно. В связи со сказанным выше вопрос о нижней возрастной границе олистостромовой пачки остается неясным. По нашему мнению, формирование этой части разреза относится к интервалу времени от верхов сеномана до нижнего сенона включительно. Эта точка зрения основывается на находках сенаманской фауны в пачке грубовалунных конгломератов в районе горы Малая Калабойну (данные О. Д. Гамзаева, цитируется по Э. Ш. Шихалибейли, 1964), в повсеместном перекрытии пород олистостромового комплекса кампанскими мергелями и известняками, а также на сопоставлении этих разрезов с конгломератовыми толщами северо-восточного побережья оз. Севан, нижнесенонский возраст которых известен, начиная с работ В. П. Ренгартена (1959). В пределах Тоурагайчайской зоны эти же отложения и В. П. Ренгартеном (1959), и Э. Ш. Шихалибейли (1964) были также отнесены к нижнему сенону (конгломератовая фация нижнесенонских вулканитов, по Э. Ш. Шихалибейли). В связи со всем сказанным выше мы относим время формирования всего терригенного комплекса Севано-Акеринской зоны к интервалу времени от альба до нижнего сенона включительно<sup>1</sup>. Для проведения четких стратиграфических границ внутри всего этого разреза требуются дополнительные палеонтологические исследования, поскольку мы не исключаем возможности существования здесь скользящих во времени литологических границ, как это происходит точно в таком же комплексе верхнемеловых осадков на Лигурийском побережье Италии (Passerini, 1965).

Заканчивая описание олистостромового комплекса, еще раз отметим следующее обстоятельство: в зонах сгруза большого количества глыб офиолитового комплекса, олистостромовая формация иногда бывает очень похожа на передробленную вулканогенно-осадочную серию. Поэтому не удивительно, что все предыдущие исследователи (и мы в том числе) принимали ее за самостоятельную вулканогенную формацию верхнемелового возраста. Однако при более внимательном изучении разница между ней и меланжем Севано-Акеринской зоны становится вполне очевидной. Цемент меланжа — серпентинитовый, олистостромового комплекса — терригенный. Цемент меланжа необычайно сильно тектонизирован, в цементе же олистостромовой формации всегда удаётся наблюдать сортированную слоистость и следы конседиментационного течения осадка. И, наконец, в меланже содержатся экзотические блоки пород верхнесенонского и палеогенового возраста (Книппер, 1971), в олистостроме же присутствуют лишь доверхнесенонские породы.

#### ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ МЕЛАНЖА СЕВANO-АКЕРИНСКОЙ ЗОНЫ

Фактический материал, приведенный мною в предыдущей статье (Книппер, 1971), показывает, что накопление вулканогенно-осадочной толщи офиолитовой ассоциации пород в конце неокома было прервано сильнейшими тектоническими движениями, превратившими породы этого комплекса в гигантское тектоническое месиво — меланж. Как мы увидим ниже, с этим временем связана принципиальная перестройка тектонической структуры Севано-Акеринской зоны, в связи с чем всю историю ее развития можно подразделить на два крупных этапа: доальбский и послеальбский.

<sup>1</sup> Еще раз подчеркиваем, что внутри этого разреза отсутствуют какие-либо перемены и несогласия. Поэтому вряд ли можно говорить о региональном туронском перемене, как это делает Э. Ш. Шихалибейли (1964, 1967). Отсутствие же туронской фауны, на чем основывает свою точку зрения Э. Ш. Шихалибейли, еще не говорит об отсутствии отложений соответствующего возраста.

Проблема геологической истории Севано-Акеринской зоны в доальбское время в значительной мере зависит от понимания истории движений этого кристаллического фундамента, который, главным образом на основании геофизических данных, рисуют геологи в этой части Альпийского пояса. Большинство тектонистов в настоящее время считают, что эта сиалическая масса является частью Африкано-Аравийской платформы.

Однако по вопросу местонахождения этого фундамента в доальбское время мнения диаметрально противоположны. Подавляющее большинство исследователей (Штёклин, 1966; Белов, 1966; Муратов, 1969 и др.) считают, что в начале мезозоя этот фундамент занимал пространственное положение близкое к современному и подвергался интенсивному дроблению, что привело к формированию в его пределах глубоких трогов, в которых и формировались породы офиолитовой ассоциации. Согласно другой точки зрения (Пейве, 1969), на месте современного Альпийского пояса в начале мезозоя существовала обширная океаническая впадина, характеризовавшаяся типично океаническим типом строения земной коры. В конце юры — раннем мелу эта область была перекрыта огромным шарьяжем, сложенным породами Африкано-Аравийской платформы, которые в зоне сочленения с герцинскими складчатыми сооружениями Кавказа сформировали гигантский поддвиг. В статье А. В. Пейве приведено большое количество доводов в пользу гипотезы дрейфа Африкано-Аравийской платформы, которые я не буду повторять в настоящей работе. Отмечу только, что палеогеографическая обстановка в мезозое в области современного Малого Кавказа удивительно напоминает такую частей окраинных зон континентов в зоне их перехода к океану. Действительно, дифференцированные спилит-кератофировые и андезитовые вулканогенные юрские серии Сомхето-Карабахской зоны, залегающие на герцинском фундаменте и прорванные телами юрских и меловых гранитоидов, очень похожи на серии островных дуг восточной окраины Тихого океана, недавно описанные М. С. Марковым (1970).

Это сходство подтверждается и наличием выступа поверхности Мохоровичича под Куринской впадиной, что, как известно, характерно для внутренних морей, отделяющих островные дуги от континента (которым в данном случае являются герцинские складчатые сооружения Большого Кавказа). Предположение о существовании океанической впадины на месте современной Альпийской складчатой зоны Евразии находит себе подтверждение и в наличии протяженного верхнепалеозойского вулканического пояса, сходного с таким восточного побережья Тихого океана. Этот пояс, по мнению А. А. Моссаковского (1970), располагался вдоль северного побережья океанической впадины Пратетиса.

Все эти соображения, помимо доказательств, приведенных А. В. Пейве (1969), дают возможность предполагать, что вплоть до неокома область, располагавшаяся к югу от Тоурагайчайской зоны, представляла собой северную часть океанической впадины Палеотетиса с типичным для океанов разрезом пород, в основании которого располагались ультрабазиты (мантия), средняя часть слагалась габбро-амфиболитовым комплексом (слой «3»), а в верхах разреза присутствовали основные эффузивы и кремнисто-карбонатные породы (аналоги слоев «2» и «1» соответственно).

Историю возникновения меланжа в Альпийском поясе Евразии, следуя воззрениям А. В. Пейве (1969) и В. Г. Казьмина (1971), можно себе представить следующим образом: дрейф мощных сиалических масс Африкано-Аравийской платформы и их надвигание на океанический разрез вызвали его дробление. Сопровождающее движение сиалической пластины раскалывание, привело к обрушению блоков кристаллического основания и его осадочной покрывки перед фронтом этого гигантского шарьяжа. Сползавшие массивы, блоки и пластины дробились и



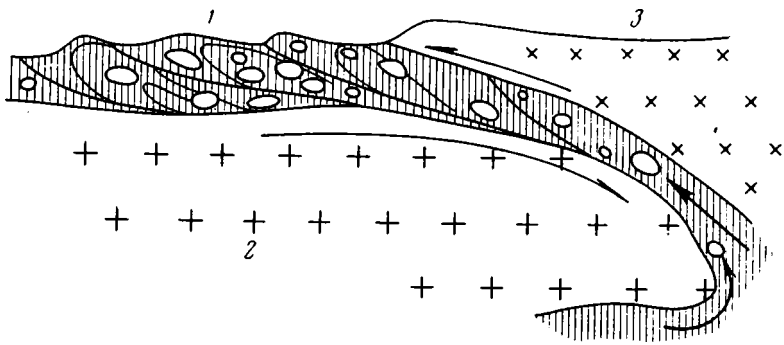


Рис. 3. Схема, показывающая образование меланжа (1) Севано-Акеринской зоны в конце неокома, в результате поддвигания кристаллических масс Африкано-Аравийской платформы (2) под герцинские складчатые сооружения Сомхето-Карабахской зоны (3)

перемешивались с продуктами дробления офиолитового комплекса пород во время их захоронения под надвигавшейся плитообразной сиалической массой. Одновременно вдоль отдельных расколов в массе аллохтона протрузии меланжа, обусловленные высокой подвижностью серпентинитов при тангенциальных сжатиях, проникали в поверхностные горизонты земной коры. Во время этого движения меланж обогащался новыми экзотическими блоками, вырванными из кристаллического цоколя и его чехла.

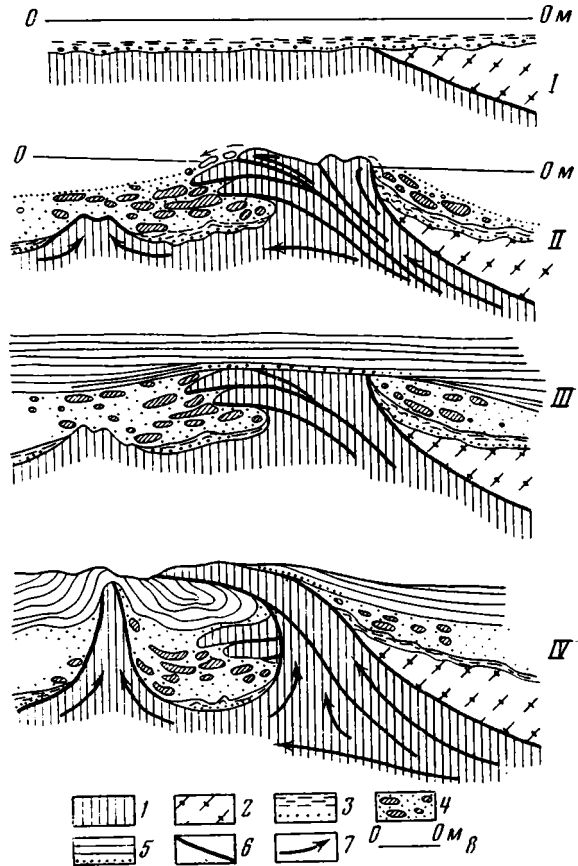
В конце неокома в области, отвечающей современной Севано-Акеринской зоне, сиалические массы Африкано-Аравийской платформы пододвинулись под породы кристаллического основания герцинского обрамления северного побережья Тетиса (под Тоурагайчайскую и Сомхето-Карабахскую зоны). Это пододвигание сопровождалось выжиманием серпентинитового меланжа вдоль поверхности глубинного поддвига. Если движение кристаллических блоков Африкано-Аравийской платформы было направлено на север, то отток масс меланжа происходил в обратном направлении. Можно предполагать, что выжимание меланжа происходило вдоль зоны соприкосновения двух кристаллических масс (рис. 3). В данной системе, по терминологии, предложенной Ж. Обуэном (1967), пододвинутая пластина может быть названа относительно самостоятельным автохтоном, а тектонические покровы меланжа и Сомхето-Карабахской зоны — аллохтонными массами.

Геофизические данные, имеющиеся по этой части Малого Кавказа, не противоречат высказанным предположениям.

Гравиметрические карты, рисующие поверхность доальпийского фундамента, позволяют говорить о том, что его поверхность в пределах Севано-Акеринской зоны погружена на 2—3 км (Шихалибейли, 1967), что дает нам мощность аллохтонной пластины меланжа. Гравиметрические и магнитометрические съемки показывают; что «пояс гипербазитовых интрузий не отмечается повышенным магнитным или гравитационным полем. Возможно, последнее обстоятельство связано с небольшой мощностью ультраосновных пород» (Хесин, 1968, стр. 67). Эти же данные позволяют утверждать, что «глубинный разлом, вдоль которого внедрились интрузии ультрабазитов, имеет, по-видимому, характер крутого надвига с падением плоскости на северо-северо-восток... Магнитный и гравитационный уступы отражают не современные выходы ультраосновных интрузий, оторвавшихся от основной массы ультрабазитов и выведенных на дневную поверхность вдоль разломов, а большие по размеру интрузии, залегающие в несколько более глубоких горизонтах

Рис. 4. История развития меланжа Севано-Акеринской зоны начиная с альбского века.

Палеогеографические профили: I — к середине сеномана; II — к концу нижнего сенона; III — к концу верхнего эоцена; IV — к концу олигоцена. 1 — меланж; 2 — комплекс пород Сомхето-Карабахской зоны; 3 — терригенные породы альба — сеномана; 4 — олистостромовый комплекс; 5 — отложения верхнего сенона — верхнего эоцена нерасчлененные; 6 — разрывные нарушения; 7 — направление движения масс; 8 — уровень моря



земной коры, севернее указанных выходов протрузии» (Габриелян, Татевосян, 1966, стр. 23).

Если отбросить предположение о магматических корнях ультраосновных пород, то точка зрения А. А. Габриеляна и Л. К. Татевосяна очень близка к развиваемой в настоящей работе.

Итак, мы предполагаем, что к началу альбского века в пределах части земной коры, отвечающей в настоящее время Сарыбабинской зоне, была

сформирована сложная чешуйчатая структура, где на относительном автохтоне, сложенном сиалическими массами Африкано-Аравийской платформы, располагалась аллохтонная пластина меланжа. Погружение и морская трансгрессия начала альбского века привели к тому, что поверхность меланжа, сложенная гетерогенным комплексом пород (Книппер, 1971), оказалась погребенной под базальными конгломератами альба (рис. 4). Продолжавшееся погружение в среднем и верхнем альбе сопровождалось накоплением относительно монотонной толщи глины и алевролитов. В сеноманском веке возобновляется поддвижение относительного автохтона, которое уже не прекращается вплоть до конца нижнего сенона. Эти движения приводят к выдавливанию новых порций меланжа в Сарыбабинскую зону. Непрерывная подача меланжевого материала из глубинных частей поддвига привела к тому, что в зоне резкого спада статической нагрузки, вызванной тяжелой массой аллохтона Сомхето-Карабахской зоны, поток меланжа устремился вверх и протрузивно проткнул успешные накопления к этому времени альб-сеноманские осадки. В зоне сочленения Сарыбабинской и Карабахской зон возникло протяженное линейное поднятие, в ядре которого меланж выходил на поверхность дна морского бассейна. Продолжающееся поддвижение относительного автохтона, а следовательно, и непрерывная подкачка новых порций меланжа в осевую часть этого поднятия породили целую серию гравитационных покровов, сползавших со склонов этого поднятия по морскому дну. Движение этих покровов сопровождалось их разрушением и разрывом, подводным оползанием осадков и возникновением пород с градиционной слоистостью. Импульсное поступление покровов приводило к тому, что некоторые крупные

пластины пород меланжа и блоки, возникшие при их разрушении, захоронялись в песчаниках и мелкогалечных конгломератах, отлагавшихся на всей территории прогиба. Этот процесс и привел к формированию олистостромового комплекса, описанного в начале настоящей статьи. Подача огромного количества меланжа в сферу размыва привела к тому, что нижнесенонский морской бассейн оказался как бы перегруженным обломочным материалом и в середине сантонского века окраинная часть Сарыбабинской зоны представляла собой мелководное море с многочисленным архипелагом островов, сложенных меланжем.

К концу нижнего сенона подвигание относительного автохтона замедляется и, естественно, прекращается формирование олистостромового комплекса. Обширная верхнесенонская трансгрессия привела к размыву коры выветривания нонтронитового типа, которая успела сформироваться на пенеппенизированной поверхности отдельных островов. В верхнем сеноне, повсеместно, в условиях открытого моря, происходило накопление карбонатных осадков, сменившееся затем в палеогене формированием карбонатно-терригенных и вулканогенных толщ. В конце верхнего эоцена — начале олигоцена во время пиренейской фазы складчатости возобновляются движения вдоль глубинного подвига и вновь протрузии меланжа, захватив с собой блоки верхнесенонских и палеогеновых пород, прорываются в верхние горизонты осадочного и вулканогенного разреза Севано-Акеринской зоны. Именно к этому моменту и относится окончательное оформление складчатой структуры этой части Малого Кавказа.

Изложенный выше материал позволяет говорить о том, что формирование меланжа Севано-Акеринской зоны происходило по крайней мере в 3 этапа, каждый из которых связан с крупными фазами тектогенеза. Первая из этих фаз — австрийская (неоком), вторая — субгерцинская (нижний сенон), а третья — пиренейская (конец верхнего эоцена). По-видимому, следует признать, что главной фазой формирования меланжа является австрийская фаза. Именно в конце неокома в пределах Севано-Акеринской зоны уже существовал типичный меланж с его характерным набором пород и внутренней структурой. В более же молодое время, под влиянием тектонических сжатий, происходило лишь усиление его внутреннего строения и состава.

Интересно отметить, что меланж, прорывающий или надвинутый на верхнеэоценовые отложения (например, Шоржинский и Джил-Сатанахаский массивы, Книппер, 1965, 1966) состоит почти нацело из серпентинитов и содержит лишь весьма редкие экзотические включения. Мне кажется, что такой состав меланжа в этих массивах связан с отделением серпентинитового материала во время сжатий от погребенных в настоящее время больших масс меланжа. Это «отжимание» и «истечение» серпентинитового материала связано с большей его подвижностью в условиях больших давлений, по сравнению с другими компонентами меланжа. Такое предположение подразумевает под собой, что где-то должны существовать остаточные бессерпентинитовые (или с небольшим количеством серпентинитового цемента) массы меланжа, представляющие собой как бы «сухой» остаток выжимания серпентинитов.

#### О ТЕРМИНЕ «МЕЛАНЖ»

Термин «меланж» был введен в геологическую литературу И. Гринли (Greenly, 1919), который под названием «автокластического меланжа» выделил в докембрии о. Энглси (Уэльс, Англия), сложно построенную тектоническую брекчию, состоящую из блоков спилитов, диабазов, кварцитов, известняков, яшм и крупнозернистых песчаников, сцементированных сланцевым цементом. В каледонское время этот образовавшийся в докембрии меланж был тектонически перемешан с ордовикскими

сланцами, в результате чего возник, по определению И. Гринли, «поликинематический меланж», т. е. меланж, содержащий обломки более древнего меланжа. Возникновение меланжа, по мнению И. Гринли, связано с тектоническим дроблением и перемешиванием пород во время движения крупных шарьяжей.

В последующие годы термин «меланж» был основательно забыт и лишь в 1952 г. был вновь использован И. Бейли и У. Мак-Колином (Bailey, McCallien, 1956), которые под названием «анкарской смеси» (ансага меланже) описали в окрестностях г. Анкары тектонически пердробленный гетерогенный комплекс, состоящий из различных по величине блоков ультрабазитов, габброидов, основных изверженных пород, радиоляритов, известняков, флиша и кристаллических сланцев. И. Бейли и У. Мак-Колин, так и И. Гринли, считали меланж чисто тектоническим образованием, возникшим при движении крупных аллохтонных пластин, сложенных кристаллическими породами.

Тектоническая природа меланжа в современных его выходах признается большинством геологов (Gansser, 1960; Хаин, 1968; Пейве, 1969; Казьмин, 1971), тем более что его выходы всегда расположены в зонах сильнейших тектонических деформаций. Однако условия образования исходной толщи, превращенной затем в тектонит, являются предметом дискуссии.

Одна группа исследователей (Hsü, 1968; Пейве, 1969; Книппер, 1970; Казьмин, 1971), вслед за И. Гринли, И. Бейли и У. Мак-Колином, считают меланж чисто тектоническим образованием, возникшим при дроблении и перемешивании разных по своему происхождению стратиграфических комплексов, что и объясняет столь пестрый его состав. Согласно этой гипотезе, разнородность пород в меланже вторична и целиком связана с тектоническими движениями.

Согласно другой гипотезе, неоднородный петрографический состав меланжа первичен и возникает в результате оползания крупных олистолитов вдоль крутых склонов трага на его дно. Эта олистостромовая гипотеза была предложена в 1959 г. А. Гансером (Gansser, 1960) и недавно поддержана В. Е. Хаиным (1969). В основе последней точки зрения лежит вполне реальный геологический факт, заключающийся в том, что тектонически деформированный олистостром очень трудно, а зачастую просто невозможно отличить от типичного меланжа. В то же время отличать эти разные по своему происхождению образования необходимо, поскольку тектоническая история конкретного геологического региона, в зависимости от принятия той или иной точки зрения, будет абсолютно различна.

Недавно этому вопросу, а также некоторым принципам определения понятия «меланж» была посвящена статья К. Сю (Hsü, 1968), некоторые выводы которого я привожу ниже.

По мнению К. Сю, изучавшего осадочный меланж Калифорнии, «меланжем» являются такие картируемые и имеющие конкретную границу тела деформированных пород, которые характеризуются включениями тектонически перемешанных обломков или блоков, достигающих нескольких миль длины и заключенных в повсеместно распространенный рассланцованный, тонкозернистый, обычно пелитовый цемент. Любой меланж состоит как из экзотических, так и собственных блоков, а также из цемента. Собственные блоки — разрушенные хрупкие пласты, которые переслаиваются с податливым деформированным цементом. Экзотические блоки представляют собой тектонические включения, вырванные из каких-либо окружающих пород, соседствующих с телом меланжа» (Hsü, 1968, стр. 1065).

Еще раз подчеркнем, что К. Сю описывает меланж, цементом в котором являются чисто осадочные породы: аргиллиты и алевролиты. Отличить этот меланж от первичного олистоstroma в зонах с развитием

интенсивных тектонических деформаций, естественно, очень трудно. По мнению К. Сю, этот вопрос все же можно решить, основываясь на внимательном изучении цемента деформированной толщи и содержащихся в нем экзотических глыб. Наиболее существенными из приводимых К. Сю доводов мне представляются следующие: цемент в меланже всегда носит следы деформаций в уже консолидированных породах, в то время как в цементе олистострома всегда обнаруживаются следы течения неконсолидированного осадка, подводно-оползневые дислокации и градационная слоистость. Что же касается экзотических глыб, то в меланже присутствуют глыбы, возраст которых моложе возраста цемента, чего, конечно, никогда не может быть в олистостромовых комплексах. Последнее обстоятельство, подчеркнутое К. Сю, настолько важно, что следовало бы включить это положение в определение меланжа.

Картирование меланжевых комплексов, по мнению К. Сю, должно быть основано на пяти «законах» или «правилах», из которых наиболее важными мне представляются следующие три: 1) составление геологических карт меланжевых зон не может быть основано на предположении о протяженности пластов; 2) последовательность разреза меланжа не может быть основана на предположении о нормальном наслоении; 3) определение возрастного интервала отложения всех пород меланжа на основании древнейшей и наиболее молодой фауны, содержащейся в меланже, неверно.

К этим трем «правилам» меланжа К. Сю я бы добавил еще одно, уже отмеченное В. Е. Хаиным (1968): нижний контакт меланжа с любыми подстилающими его образованиями всегда тектонический.

Как мне кажется, все сказанное выше достаточно выпукло характеризует разницу между меланжем и олистостромом.

Итак, по мнению К. Сю, меланж — это тектонически передробленная и перемешанная порода, состоящая из деформированного цемента (в случае, описанном К. Сю, этот цемент осадочный) и экзотических глыб, часть которых моложе цемента. Законы нормальной седиментации неприменимы по отношению к меланжевым комплексам.

В связи со всем сказанным выше встает вопрос: можно ли назвать меланжем тектоническое образование, цементом в котором являются серпентиниты, т. е. тот самый комплекс пород, который мы описали под названием меланжа в пределах Севано-Акеринской зоны.

Как мы видели, в этой тектонической формации составляющие ее породы передроблены и тектонически перемешаны, цемент носит следы интенсивной тектонической деформации и содержит экзотические блоки, возраст которых моложе возраста цемента<sup>1</sup>. Эта тектоническая брекчия в пределах описанной части Малого Кавказа слагает крупное геологическое тело и по всем своим признакам является типичным меланжем.

Однако если называть меланжем столь разные по своему первичному и современному облику образования, как меланж Калифорнии и меланж Малого Кавказа, то мы вряд ли внесем ясность в понимание этого термина. Это, вероятно, уже чувствовали и И. Бейли с У. Мак-Колином, выделившие анкарский меланж, и А. Гансер, назвавший меланж с серпентинитовым цементом «пестрым меланжем», и тот же К. Сю, предложивший термин «францисканский меланж».

Как мне кажется, вводить в качестве определения к термину «меланж» имена собственные неправильно, тем более что какое-либо гео-

---

<sup>1</sup> Если даже не принимать концепции о резкой разновозрастности пород внутри офиолитовой ассоциации (Книппер, 1970; Казьмин, 1971), то все равно наличие внутри серпентинитов блоков осадочных образований верхнемелового и палеогенового возраста указывает нам на резкое различие во времени образования цемента и части экзотических включений.

графическое название ничего не дает читателю для понимания петрографического состава этого тектонического образования, а следовательно, и условий его формирования. Действительно, вряд ли меланж Албании, описанный И. И. Белостоцким (1967) или «argille scagliose» Аппенин удобно называть францисканским меланжем, а меланж Малого Кавказа — анкарским меланжем. Так же мало дает термин А. Гансера «пестрый меланж», поскольку меланж любого состава будет пестрым и по набору пород и по их цвету.

По моему мнению, меланж надо классифицировать по каким-то более существенным признакам, отражающим особенности его образования и места возникновения. Состав экзотических блоков мало что нам дает в этом смысле, поскольку он в значительной мере случаен. Как мне кажется, меланж удобнее всего разделять по составу его цемента, поскольку он никак не является случайным элементом этой гигантской тектонической брекчии.

Тогда описанный нами меланж Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа следует называть серпентинитовым меланжем.

Термин «серпентинитовый меланж» является аналогом «анкарского меланжа» И. Бейли и У. Мак-Колина (Bailey, MacCallien, 1956), «пестрого меланжа» А. Гансера (Ganser, 1959), «перемешанных тектонических фаций» М. Блюменталя (Pamir, 1930), серии «валунных слоев» Эрола (Erol, 1956). Эти же образования на геологической карте Турции масштаба 1 : 500 000 выделяются под индексами Mof (мезозойские офиолитовые серии).

Серпентинитовый меланж в значительной мере состоит из продуктов дробления офиолитовой ассоциации горных пород, что должно существенно влиять на наши палеотектонические построения.

Как это ясно видно из изложенного выше материала, мы считаем серпентинитовый меланж (так же как и меланж вообще) чисто тектоническим образованием, т. е. следуем в этом вопросе за автором этого термина И. Гринли и большой группой исследователей, поддерживающих эту точку зрения (И. Бейли, У. Мак-Колин, К. Сю, А. В. Пейве, В. Г. Казьмин).

Вряд ли можно считать справедливой олистостромовую гипотезу образования серпентинитового меланжа, предложенную А. Гансером (Gansser, 1960), тем более что в основе ее лежит трудно доказуемый постулат, говорящий о возможности формирования мощных вулканических серий ультраосновного состава.

Итак, по нашему мнению, серпентинитовым меланжем следует называть такие картируемые и имеющие конкретную границу тела деформированных пород, которые отделены поверхностью тектонического контакта от подстилающих их геологических формаций и характеризуется наличием брекчированного серпентинитового цемента, в котором перемешаны различные по величине блоки (в том числе и экзотические), часть которых (если не все) моложе серпентинитового цемента.

Важное свойство серпентинитового меланжа заключается в том, что его образование не ограничено каким-то одним интервалом геологического времени, что характерно для серий осадочных пород (в том числе и олистостромовых комплексов). Формирование серпентинитового меланжа импульсивно и связано с этапами тектонических сжатий, во время которых серпентинитовый меланж вновь приходит в движение, усложняет свою внутреннюю структуру и, захватывая новые тектонические оторженцы, изменяет свой внутренний состав. Таким образом, такие важнейшие характеристики любой породы как структура и состав в меланже с течением времени не остаются постоянными. Можно думать, что геологическая «жизнь» серпентинитового меланжа Севано-Акеринской зоны еще не закончена и в будущем тектонические сжатия вновь приведут в движение его протрузии.

## Литература

- Белов А. А. К истории тектонического развития северной окраины Иранской эпипайкальской субплатформы на Малом Кавказе. Изв. АН СССР. Сер. геол. № 10, 1968.
- Белостокский И. И. Тектонические покровы в бассейне р. Девола в Динаридах. Геотектоника, № 6, 1967.
- Габриелян А. А., Татевосян Л. К. Схема геолого-геофизического районирования Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, № 1-2, 1966.
- Казьмин В. Г. К проблеме альпийского меланжа. Геотектоника, № 2, 1971.
- Книппер А. Л. Особенности образования антиклиналей с серпентинитовыми ядрами (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 2, 1965.
- Книппер А. Л. Надвиги и покровы на северо-восточном побережье оз. Севан. Геотектоника, № 3, 1966.
- Книппер А. Л. Габброиды офиолитовой «формации» в разрезе океанической коры. Геотектоника, № 2, 1970.
- Книппер А. Л. Серпентинитовый меланж Малого Кавказа (внутреннее строение и возраст). Геотектоника, № 5, 1971.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг. Геотектоника, № 2, 1970.
- Моссаковский А. А. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии. Геотектоника, № 4, 1970.
- Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса. Геотектоника, № 2, 1969.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. Изд-во «Мир», 1967.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, № 4, 1969.
- Ренгартен В. П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Региональная стратиграфия СССР. Изд-во АН СССР, 1959.
- Ханн В. Е. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего востока. Статья 1. Вестн. Моск. ун-та. Сер. IV (геология), № 6, 1968.
- Халилов А. Г. О фауне и стратиграфии альбских отложений бассейна р. Тутгун (Малый Кавказ). Докл. АН АзербССР, т. 10, № 3, 1954.
- Хесин Б. Э. Геофизическая характеристика тектоно-магматических зон Азербайджана. Геотектоника, № 6, 1968.
- Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, т. 1, Изд-во АН АзербССР, 1964.
- Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Т. 3, Изд-во АН АзербССР, 1967.
- Штёклин Д. Тектоника Ирана. Геотектоника, № 1, 1956.
- Vailey E. B., McCallien W. I. Serpentine lavas, the Ankara melange and the Anatolian thrust. Trans. R. Soc. Edinburgh, B. 42, 1956.
- Erol O. A study of the geology and the geomorphology of the region S. E. of Ankara in Elman Dağı and its Surrounding. MTA yayinil, ser. D, No. 9, 1956.
- Gansser A. Ausseralpine Ophiolithprobleme, Eclogae. geol. helv., v. 52, No. 2, 1960.
- Greenly E. The geology of Angelsey. Great Britan geol. Surv., mem. 1919.
- Hsü K. J. Principles of Melanges and their bearing at the Franciscan — Knoxville Paradox. Bul. Geol. Soc. America, v. 79, No. 8, 1968.
- Pamir H. N. Lexique stratigraphique international. No. 3, Asie fasc. 9 c, Turquie CNRS, 1960.
- Passerini P. Raporti fra le ofioliti e le formazioni sedimentarie fra Piacenza e il Mare Tirreno. Bolletino della societa Geologica Italiana, v. 84, fasc 5, 1965.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
5 ноября 1970 г.

УДК 551.24 : 552.323(571.66)

Е. Н. САВОЧКИНА

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ  
ВУЛКАНИТОВ С ОТЛОЖЕНИЯМИ НЕОГЕНА  
В МЕЖДУРЕЧЬЕ ТИГИЛЬ-ТИХАЯ (КАМЧАТКА)**

В статье приводится краткая характеристика пликативных и дизъюнктивных нарушений в неогеновых отложениях междуручья Тигиль — Тихая (Западная Камчатка) и рассматриваются вулканические постройки четвертичного возраста. На основе большого фактического материала установлено структурное несогласие между нескладчатыми постройками Срединного вулканического пояса Камчатки (с первичным наклоном потоков и слоев) и подстилающими образованиями неогена (смятыми в брахиформные складки).

Геологическое строение Камчатки, отличающееся большой сложностью, изучено недостаточно, и это породило ряд противоречивых точек зрения на ее геологическую историю. По этому вопросу высказываются различные, часто прямо противоположные и взаимоисключающие воззрения (Власов, 1961; Горячев, 1962; Рудич, 1962; Марков и др., 1967<sub>1</sub>; и др.). Не останавливаясь на различных аспектах этих разногласий, обзор которых дается в последних сводных работах по тектонике (Горячев, 1966; Марков и др., 1967<sub>2</sub>), подчеркнем, что иногда даже в пределах одной зоны не только различно интерпретируются крупные фазы тектонической активности, но трактуется по-разному характер пликативной и разрывной тектоники района. В частности, при проведении геологической съемки в пределах Паланского синклинория было высказано мнение о том, что образования Срединного вулканического пояса перекрывают залегающие горизонтально отложения неогена (Дарган и др., 1968; Гундобин и др., 1968). Наклон слоев трактуется как следствие движений по разрывным нарушениям. Образование неогена и антропогена объединяются в единый структурный этаж. Однако фактический материал последних лет свидетельствует о наличии в отложениях неогена достаточно сложных дислокаций.

В настоящей статье приводится краткая характеристика пликативных и дизъюнктивных нарушений в неогеновых отложениях и рассматривается соотношение с ними четвертичных вулканитов в междуручье Тигиль — Тихая. В основу работы положены материалы, полученные автором при геологической съемке среднего масштаба, проведенной на протяжении 1966—1967 гг. в составе аэрогеологической экспедиции № 9 ВАГТа. Изложенные ниже представления о тектонике района подтверждаются данными проведенных здесь геофизических работ: аэромагнитной и наземной магнитной съемок, сейсморазведки, гравиметрии.

В структурном отношении исследуемая территория располагается на северо-западном крыле Паланского синклинория в области его сочленения с Тигильским антиклинальным поднятием. Здесь широко развиты четвертичные вулканиты западной части Срединного вулканического пояса Камчатки. Отложения, залегающие ниже нескладчатых вулканических образований антропогена, могут быть разделены на два структурных этажа<sup>1</sup> (рис. 1).

<sup>1</sup> Термин «структурный этаж» дается в понимании А. А. Богданова (1963).



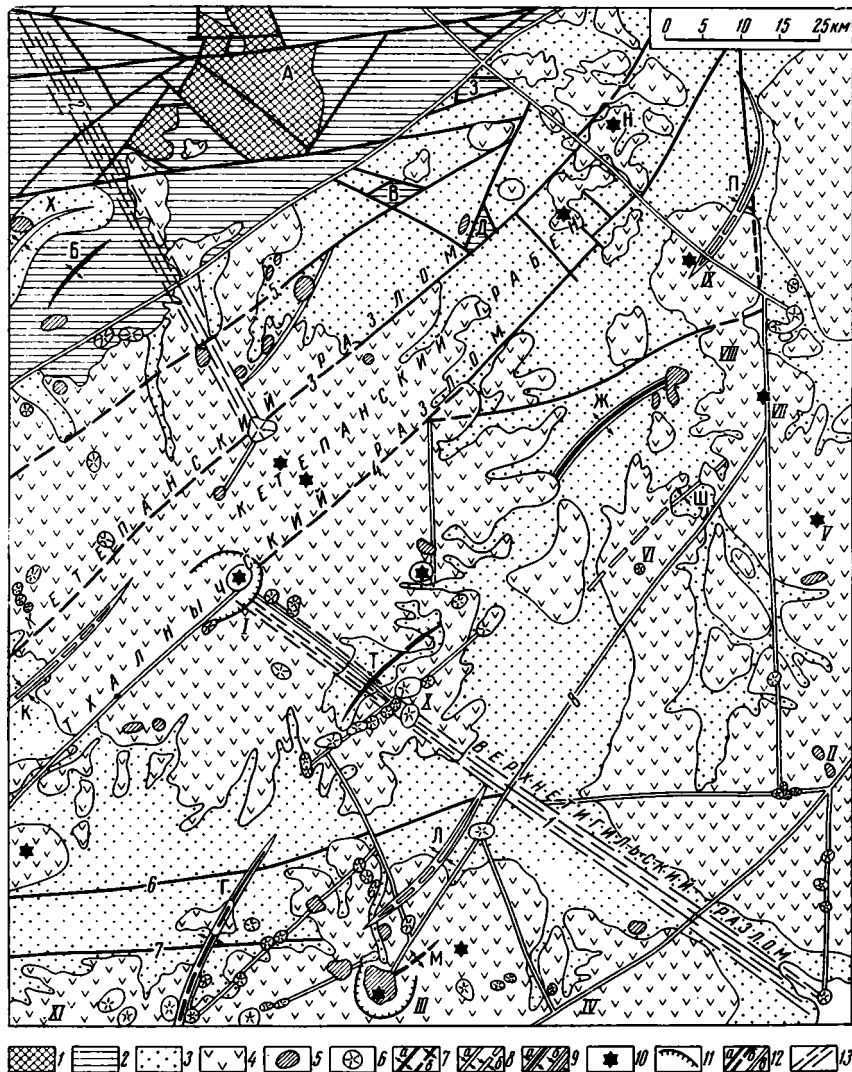


Рис. 1. Тектоническая схема междуречья Тигиль-Тихая

1 — нижний структурный этаж — брахиформные складки в метаморфических породах мела (А — горст-антиклинорий Энапватынытоп); 2—3 — верхний структурный этаж: 2 — нижний подэтаж — линейные и брахиформные складки в отложениях воямпольской серии (В — Напанская антиклинальная складка, В, З, Д — безымянные горст-антиклинали); 3 — верхний подэтаж — брахиформные складки в отложениях кавранской серии (антиклинальные складки: Ж — Жгачинская, Т — Толстихинская, Г — Гекеновояская, М — Мало-Кетепанская, синклиналильные складки: К — Кекукская, Л — Текловояская, Ш — Швах, П — Переваловая, Х — Хлебная; Н — Кызыльское сводовое поднятие); 4 — срединный вулканический пояс — несладчатые вулканические постройки четвертичного возраста с первичным наклоном потоков и слоев (вулканы: I — Большая Кетепана, II — Большой Чекчебонай, III — Малая Кетепана, V — Овальная, VI — Швах; X—XI — платообразные участки); 5 — тела субвулканической и жерловой фаций; 6 — шлаковые конуса; 7 — оси антиклиналей: а — установленные, б — скрытые под четвертичными вулканитами; 8 — оси синклиналей: а — установленные, б — скрытые под четвертичными вулканитами; 9 — оси складок, подтвержденные геофизическими данными: а — антиклинальных, б — синклиналильных; 10 — кратеры потухших вулканов; 11 — кальдеры обрушения; 12 — разрывные нарушения: а — установленные, б — скрытые под четвертичными вулканитами, в — обновленные; 13 — предполагаемая зона глубинного разлома

Породы нижнего структурного этажа выступают локально в северо-западной части района, слагая крупный горст Энапватынытоп, имеющий тектонические контакты с окружающими образованиями (А на рис. 1). На юго-западе установлен надвиговый характер этих нарушений. В породах этажа видны фрагменты брахиформных складок в слабо метаморфизованных вулканогенно-осадочных породах

верхнего мела с углами наклона на крыльях 20—28°. Оси отдельных складок в пределах горста простираются в различных направлениях.

Породы верхнего структурного этажа распространены наиболее широко на изученной площади и могут быть подразделены на два подэтажа (нижний и верхний).

Породы нижнего структурного подэтажа обнажаются на северо-западе территории и слагают структуры, сформировавшиеся в глубоководных осадочных отложениях воямпольской серии. Для них характерны брахиформные, переходные к линейным, часто асимметричные складки с довольно пологими углами на крыльях (5—15°). Наиболее крупным структурным элементом является синклиальная складка северо-восточного простирания. На изученной площади обнажается ее юго-восточное крыло, полого наклоненное на северо-запад под углом 5—10° и осложненное флексурами и мелкими складками. Последние представляют собой сочетание узких гребневидных антиклиналей и синклиналей сундучной формы или симметричные брахиформные складки с плоскими сводами. Их ширина 300—500 м, протяженность 1—2 км. Встречаются и мелкие складки (рис. 2, а). Вблизи крупных флексур углы падения слоев достигают 65°. Другая складка — Напанская антиклиналь находится в верховье рек Напана и Матерая и имеет также северо-восточное простирание (см. Б на рис. 1). Она прослеживается по простиранию на 10—12 км при ширине 6 км. Углы наклона слоев на ее крыльях 8—10°. В местах погружения шарнира наблюдается ряд осложняющих складок. Это симметричные и асимметричные гребневидные складки шириной 80—150 м, своды которых осложнены мелкими флексурами (рис. 2, б).

Породы верхнего структурного подэтажа обнажаются на широкой площади на севере района, а южнее — в эрозионных окнах из-под образований вулканического пояса и представлены грубообломочными осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями кавранской серии. Они смяты в брахиформные складки. Характер дислокаций в породах верхнего и нижнего подэтажей сходен, однако между слагающими их комплексами пород установлен перерыв и азимутальное несогласие.

В строении верхнего подэтажа принимают участие пологие брахиформные складки северо-восточного простирания. Шарниры складок часто ундулируют. Отдельные складки располагаются на продолжении друг друга, что придает складчатости линейный характер. Обычно это симметричные складки с углами падения слоев на крыльях 5—18°, реже до 25°. Наиболее крупной из них является Жгачкинская антиклиналь, вскрытая в долине р. Тигиль (см. Ж на рис. 1). Ядро антиклинали сложено породами ильинской свиты, а юго-восточное крыло — какертской свиты с углами падения 6—10°. Протяженность складки 28 км, ширина 10 км. Шарнир ее полого погружается на юго-запад и северо-восток. В местах погружения наблюдается виргация складки, крутые залегания (до 25°) и осложняющие складки II порядка. Через 15—20 км шарнир складки вновь воздымается. На ее продолжении (на смежной к се-

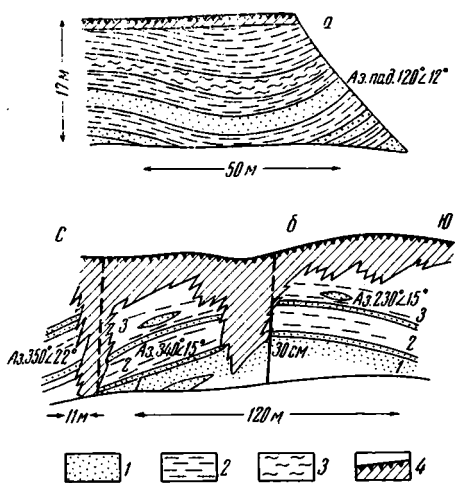


Рис. 2. Характер складок в отложениях воямпольской серии. Истоки р. Напана. Зарисовки склонов  
 1 — песчаники, 2 — алевролиты, 3 — кремнистые сланцы, 4 — почвенный слой

веро-востоку территории) располагается Каюхинская, а юго-западнее — Толстихинская антиклинальные складки. Последняя имеет протяженность 10 км и ширину более 4 км (см. Т на рис. 1). Ее ядро сложено породами какертской, а крылья — эталонской свит. На ее продолжении располагается Гекенвоямская антиклинальная складка того же простираня протяженностью 15 км при ширине 8 км (см. Г на рис. 1). На северо-восточном погружении шарнира появляются складки II порядка с размахом крыльев от 20—30 до 100—400 м и падением слоев на крыльях до 8—18°. Гекенвоямская антиклиналь, частично перекрытая базальтами, хорошо выявляется геофизическими методами.

Таким образом, в центре района с юго-запада на северо-восток прослеживается антиклинальная структура, шарнир которой ундулирует, образуя отдельные складки. Мало-Кетепанская антиклинальная складка (см. М на рис. 1), вероятно, имеет протяженность 6—7 км и ширину 4 км и частично перекрыта четвертичными вулканитами. Ядро ее сложено породами какертской, а крылья — эталонской свит с падением слоев 20—25°.

В районе имеется несколько брахиформных синклинальных складок — Кекукская, Текловоямская, горы Швах, Переваловая, Хлебная (см. К, Л, Ш, П, Х на рис. 1). Их протяженность меняется от 12 до 18 км при ширине 4—10 км. Это чаще всего сундучные складки с пологими днищами. Падение слоев на крыльях составляет 4—10° на севере и 18—40° на юге района.

Необычной структурой верхнего подэтажа является сводообразное Кызылмское поднятие, имеющее изометричную форму (диаметром 20 км) и в средней части осложненное Кетепанским грабеном (см. Н на рис. 1). Углы падения пород на его крыльях составляет 12—15° (вблизи разломов до 40°), а на своде залегание пород практически горизонтальное. В строении верхнего подэтажа участвуют и редкие гипабиссальные интрузивные тела и дайки, обычно приуроченные к ядрам антиклиналей.

Срединный вулканический пояс. Нескладчатые образования вулканического пояса занимают большую половину площади района. Они представлены вулканическими постройками четвертичного возраста, углы залегания крыльев которых связаны только с первичным наклоном потоков и слоев. Преимущественное развитие имеют вулканические сооружения центрального типа (сохранившие свою вулканическую структуру) в сочетании с небольшими участками горизонтально залегающих базальтовых лав. К вулканическому поясу относятся крупные стратовулканы — Большая Кетепана, Большой Чекчебонай, более мелкие сооружения — Малая Кетепана, Овальная, небольшие вулканические постройки — Швах и другие штокообразные рвущие тела и дайки.

Самым крупным и сложным вулканическим сооружением является стратовулкан Большая Кетепана площадью 1200 км<sup>2</sup> (см. I на рис. 1). Центральный тип этой полигенной вулканической постройки обусловливается радиальным расположением стратифицированных эффузивно-пирокластических образований. Они наклонены под углом 12—15° в центральной части вулкана и 6—8° на его периферии. Большая Кетепана — полиосевой вулкан. Главный канал располагается в центре вулкана и подчеркивается кальдерой, два более мелких и позже действовавших канала находятся северо-восточнее. Моногенная кальдера вулкана диаметром 4 км открыта в юго-западном направлении. Вулканический центр Большой Кетепаны приурочен к Кекукской синклинали, нижние потоки вулкана налегают на различные горизонты воямпольской и какертской серий.

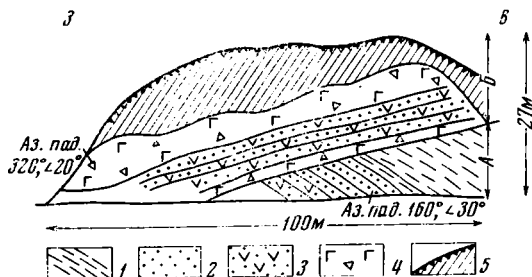
Вулкан Большой Чекчебонай (см. II на рис. 1) — одноосевой кальдерный стратовулкан. По размеру и строению его западных отрогов,

расположенных на исследуемой территории, он напоминает Большую Кетепану.

Малая Кетепана — более мелкое полигенное сооружение центрального типа площадью  $280 \text{ км}^2$  (см. III на рис. 1). Это моноосевой вулкан с радиальным наклоном пород от  $12\text{--}18^\circ$  вблизи центра и до  $5\text{--}10^\circ$  на его периферии. Кальдера вулкана моногенная, имеет диаметр  $3,5 \text{ км}$  и открыта к северу. Вулкан расположен в своде антиклинального поднятия, нижние его слои перекрывают различные горизонты кавранской серии (какертской и эталонской свит).

Рис. 3. Несогласное налегание на отложениях кавранской серии (А) образований вулканического пояса (Б). Левобережье р. Переваловая (зарисовка Л. И. Махониной)

1 — алевриты, 2 — песчаники, 3 — туфогенные песчаники и гравелиты, 4 — туфы и вулканические брекчи базальтов, 5 — почвенный слой



Вулкан Овальная — более мелкое и простое сооружение центрального типа — имеет площадь  $110 \text{ кв. км}$  (см. V на рис. 1). Это моноосевой многожерловый вулкан без отчетливой кальдеры. Наклоны слагающих его пород составляют  $8\text{--}12^\circ$  и немного выполаживаются к подножию.

Вулканические постройки Швах (см. VI на рис. 1) и ряд других (см. VII, VIII, IX на рис. 1) представляют мелкие полигенные щитовые вулканы исландского типа высотой  $150 \text{ м}$  и с поперечником основания  $4\text{--}8 \text{ км}$ . Их нижние слои налегают на различные горизонты кавранской серии (ильнинской и какертской свит) с угловым и азимутальным несогласием (рис. 3).

К вулканическому поясу относятся и два участка ( $45$  и  $75 \text{ км}^2$ ), напоминающих по структуре базальтовое плато, осложненное многочисленными мелкими моногенными вулканами и лаво-шлаковыми конусами (см. X, XI на рис. 1), и тела, дайки субвулканической и жерловой фаций, лавовые и шлаковые конуса площадью до  $1\text{--}3 \text{ км}^2$ . Последние располагаются обычно вдоль разломов северо-восточного простирания, вблизи кальдер или у подножия крупных вулканов.

Разрывная тектоника. При работе в западных предгорьях Срединного хребта (1965—1968 гг.) многие геологи 9-й экспедиции ВАГТа считали, что большинство разрывных нарушений представляют безамплитудные трещины. Материалы, собранные нами в междуречье Тигиль — Тихая, позволяют утверждать, что в формировании структуры района значительная роль принадлежит разломам, имеющим амплитуду смещения от одного до нескольких сот метров. Выделяются четвертичные и дочетвертичные разломы.

Дочетвертичные разломы наиболее крупные, среди них выделяются три генерации: северо-западные, субширотные и субмеридиональные, северо-восточные. К наиболее ранним по времени заложения относится серия северо-западных разрывных нарушений вдоль верхнего течения р. Тигиль до ее крутого поворота на север. Они являются составляющими единой зоны (шириной  $3\text{--}4 \text{ км}$ ) разлома, названного нами Верхнетигильским (см. 1 на рис. 1). Он является достаточно крупным, так как разделяет территорию на два блока, различающихся по геологическому строению и характеру вулканизма, которые в четвертичное время развивались по-разному. С этим направлением совпадает линия резкой смены характера магнитного поля и распределения вулканических

аппаратов. К северо-западу от вулкана Большая Кетепана его продолжением является широкая зона мелких северо-западных разломов, вдоль которых на отдельных участках заложилась долины рек Напана и Матерая 1-я и 2-я. Верхнетигильский глубинный разлом протягивается далеко за пределами изученной территории как к северо-западу, так и к юго-востоку и играет особую роль в геологическом строении и проявлении вулканизма полуострова. Система субмеридиональных и субширотных разломов, предопределившая речную сеть района, сильно осложнена более поздними нарушениями и часто развита фрагментарно.

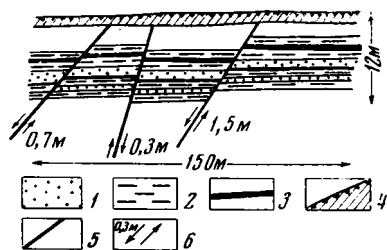


Рис. 4. Мелкие разрывные нарушения в породах воямпольской серии

Зарисовка обозначения 1 — песчаники, 2 — алевролиты, 3 — кремнистые алевролиты, 4 — почвенный слой, 5 — разрывные нарушения, 6 — направление смещения и амплитуда смещения

Северо-восточные разломы самые молодые, и наиболее крупными из них являются: Кетепанский, Рассошинский, Тхалнычский и др. (см. 3, 4, 5, 8 на рис. 1). Они предопределяют заложение вулканических центров в узлах пересечения с более древними нарушениями. Кетепанский разлом проходит в 4 км северо-западнее вершины вулкана Большая Кетепана и является глубинным. На всем его протяжении и под образованиями вулкана он подтверждается данными магнитометрии. Его вертикальная амплитуда более 400 м, а Рассошинского разлома — около 320 м. Тхалнычский разлом является шарнирным, его амплитуда резко уменьшается в юго-западном направлении. Кетепанский и Тхалнычский разломы почти вертикальные со слабым наклоном соответственно на юго-восток и северо-запад. По ним заложился Кетепанский грабен. Именно Кетепанский разлом является границей Паланского синклинория и Тигильского антиклинория. Дочетвертичный возраст перечисленных разломов определяется на основании того, что они частично перекрыты образованиями четвертичных вулканов. Большинство из них относятся к категории крутых сбросов и взбросов (рис. 4), реже выявляется сдвиговая составляющая.

Четвертичные разрывные нарушения многочисленны и разнообразны по направлению. Их возрастная диагностика затруднительная, так как они являются в одних случаях унаследованными, в других — простыми трещинами. Движения по разрывам неоднократно возобновлялись. Преобладают разломы северо-восточного простирания. Те из них, которые обновлялись в верхнечетвертичное время, служили путями проникновения магмы. Обычны крутые сбросы с вертикальной амплитудой до 140 м. Иногда устанавливаются разломы типа сдвигов с горизонтальным смещением в десятки метров и вертикальным — в первые метры.

Вблизи разломов различного возраста и направления неоднократно наблюдалось резкое увеличение угла падения слоев (обычно на 5—20°, изредка до 46°). Изменение угла падения слоев происходит только в узкой зоне вдоль разлома шириной чаще 3—30 м и не превышающей 50 м.

Анализ состава третичных отложений, тектоники и вулканизма междуречья Тигиль — Тихая показывает, что в неогене Западная Камчатка, вероятнее всего, представляла собой геоантиклинальную зону или участок ранней консолидации в молодой геосинклинальной области. Эта область формируется в условиях колебательных движений, происходивших на фоне постепенного общего поднятия. Развития геоантиклинального процесса обусловило наложение в пределах зоны нескольких фаз складчатости, различия между ними в настоящее время не выявлены. Одна из этих фаз иллюстрируется материалом настоящей статьи.

Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал показывает, что как неогеновые, так и четвертичные образования характеризуются своими структурными формами. Отложения неогена смяты в брахиформные складки. Срединный вулканический пояс сложен нескладчатыми образованиями — различными вулканическими постройками с первичным наклоном потоков и слоев. Нижние потоки центральных вулканов плейстоцена налегают на различные горизонты воямпольской и какертской серий, а вулканы пояса в целом с угловым и азимутальным несогласием перекрывают различные структуры неогена. Таким образом, начало четвертичного периода характеризовалось новой активизацией тектонических движений (сахалинская фаза), которые обусловили складчатые дислокации во всех более древних породах и несогласное наложение на них пород вулканического пояса.

Приводимое выше краткое описание структур междуречья Тигиль — Тихая выявляет особенности строения неогеновых и четвертичных образований и позволяет более уверенно наметить характер развития территории на границе неогена и плейстоцена, т. е. в эпоху, предшествующую периоду активизации вулканической деятельности на Камчатке.

#### Литература

- Богданов А. А. О термине «структурный этаж». Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 38, № 1, 1963.
- Власов Г. М. Происхождение геосинклиналей. В кн. «Материалы совещ. по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских о-вов». Изд-во ВНИГРИ, Л., 1961.
- Горячев А. В. Основные закономерности геотектонического режима Курило-Камчатской складчатой зоны. Докл. АН СССР, т. 142, № 1, 1962.
- Горячев А. В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. Изд-во «Наука», 1966.
- Марков М. С., Соловьева И. А., Чехович В. Д. Островные дуги и становление «гранитного слоя» земной коры. Геотектоника, № 1, 1967<sub>1</sub>.
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шуваев А. С., Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. Изд-во «Наука», 1967<sub>2</sub>.
- Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. Изд-во АН СССР, 1962.

Московский государственный  
университет

Статья поступила  
24 апреля 1970 г.

УДК 551.242.31 (571.63)

В. В. БОБЫЛЕВ, В. О. СОЛОВЬЕВ

## ДАУБИХИНСКИЙ, АЛЧАНСКИЙ И КУКАНСКИЙ ПРОГИБЫ И ИХ МЕСТО В ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

В течение палеозоя и мезозоя под воздействием тектонических процессов в Сихотэ-Алинской геосинклинальной области на восточном краю Хэгано-Буреинского массива сформировалась Приморско-Приамурская краевая система. Даубихинский, Алчанский и Куканский прогибы по времени заложения, строению и формациям идентичны между собой. Они возникли вследствие орогенических движений конца палеозойского этапа развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной области, отвечают одной из стадий развития Приморско-Приамурской краевой системы.

В поздней перми и триасе перед фронтом позднепалеозойских поднятий Сихотэ-Алинской геосинклинальной области на восточном крае Хэгано-Буреинского массива<sup>1</sup> (Красный, Смирнов, 1957) сформировались Даубихинский, Алчанский и Куканский прогибы, выполненные морской молассой. По времени заложения, составу выполняющих отложений, особенностям строения, развития и тектонической природе они близки между собой и, как будет показано ниже, принадлежат к классу пограничных структур. Выяснению места названных прогибов в ряду пограничных структур зоны сочленения Хэгано-Буреинского массива и смежной с востока геосинклинально-складчатой области и посвящена предлагаемая статья.

### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОГИБОВ

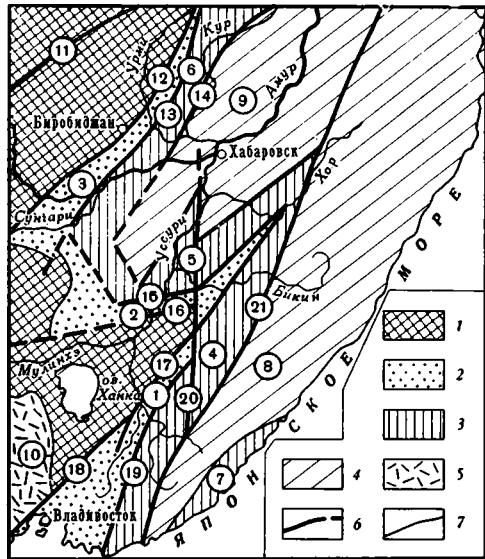
Даубихинский прогиб выделен Н. А. Беляевским (1956). Прослеживается он через все Приморье вытягиваясь в близмеридиональном направлении почти на 500 км при ширине в современном срезе 50 км, а на юге — до 100 км (рис. 1). С востока он ограничен Даубихинским глубинным разломом (Бурде и др., 1963), западная граница прогиба совпадает с Западным Сихотэ-Алинским структурным швом и проводится, местами несколько условно, по линии Амурский залив — с. Вассиановка — с. Ново-Владимировка — пос. Кировский. Менее определенно в настоящее время можно говорить о северном продолжении Даубихинского прогиба. Как единая структура он прослежен до р. Иман. Находка В. Н. Силантьевым (1965) терригенных с верхнепермской микрофауной отложений сучанского типа (аналог угодинзинской свиты) у горы Мадян, в междуречье Бикина и Хора, позволяет считать этот участок пока самой северной частью прогиба.

<sup>1</sup> Или иначе позднебайкальский Северо-Восточный выступ Китайской платформы, активизированный в среднем и позднем палеозое (Смирнов, 1963). Буреинский, Кентейский, Ханкайский массивы, Лаоелин-Гродековский и другие прогибы — палеозойские структуры упомянутого выступа, возникшие в процессе его активизации. На протяжении палеозоя и мезозоя этот выступ представлял собой своеобразный и относительно жесткий «барьер», разграничивающий палеозойские структуры Урало-Монгольского и мезозойские — Тихоокеанского пояса.

Контуры Алчанского прогиба наметил А. М. Смирнов (1963), уточнили и дополнили И. И. Берснев (1963), Б. Я. Черныш (1965) и Ф. Р. Лихт (1968). Прогиб имеет восток-северо-восточное простирание; с Даубихинским прогибом он сочленяется под острым углом, отделяясь от него в нижнем течении р. Иман довольно широким выступом докембрийских образований и раннепалеозойских гранитоидов. С северо-запада Алчанский прогиб ограничен Алчанским (Ниже-Бикинским, по Ф. Лихту),

Рис. 1. Схема расположения прогибов

1 — Хэган-Буреинский массив; 2 — прогибы; 3 — позднепалеозойские структуры; 4 — мезозойские структуры; 5 — палеозойские прогибы массива (зоны активизации); 6 — крупнейшие разломы; 7 — границы структур. Цифры на схеме: прогибы: 1 — Даубихинский, 2 — Алчанский, 3 — Куканский; антиклинорий; 4 — Главный Сихотэ-Алинский, 5 — Бикинский; 6 — Поликанский, 7 — Прибрежный; синклиорий: 8 — Сихотэ-Алинский, 9 — Амура-Уссурийский; 10 — Лаоелин-Гродековская палеозойская складчатая зона; разломы: 11 — Хинганский, 12 — Куканский, 13 — Уликинский, 14 — Курский, 15 — Алчанский, 16 — Синкайский, 17 — Западно-Сихотэ-Алинский, 18 — Синегорский, 19 — Даубихинский, 20 — Фудзино-Иманский сдвиг, 21 — Центральный Сихотэ-Алинский шов



а с юго-востока — Синкайским глубинными разломами. В юго-западном направлении прогиб протягивается в пределы Северо-Восточного Китая, где почти полностью скрыт под верхнемезозойскими и кайнозойскими образованиями. Как далеко протягивается он к западу на территории Северо-Восточного Китая — судить трудно. На рис. 1 западное продолжение Алчанского прогиба показано с большей долей условности и с учетом следующих соображений: во-первых, к северу от Лаоелин-Гродековской зоны вплоть до южной границы Средне-Амурской впадины отсутствуют средние и верхнепалеозойские геосинклинальные отложения; во-вторых, девонские отложения в междуречье Мулинхэ-Сунгари представлены прибрежно-морскими фациями небольших мощностей (Региональная стратиграфия Китая, 1960); в-третьих, девонские отложения севернее бассейна р. Мулинхе имеют широтные простирания.

В советской части Среднего Приамурья в северо-северо-восточном направлении протягивается Куканский прогиб, выделенный В. В. Бобылевым (1964). Его границами являются на востоке Уликинский, а на западе Куканский глубинные разломы. Прогиб прослежен более чем на 300 км при ширине прогиба в современном срезе около 10 км в бассейне р. Кукен и до 50 км — в районе хребта Бол. Чурки. Южнее этого хребта Куканский прогиб погружается под кайнозойские отложения Средне-Амурской впадины; вновь на поверхность структуры прогиба появляются на территории Северо-Восточного Китая в среднем течении р. Сунгари, где, судя по данным А. М. Смирнова (1963), в останцовых сопках Средне-Амурской низменности вскрываются отложения, по составу и возрасту близкие к таким хребта Бол. Чурки. В северном направлении прогиб отчетливо прослежен до бассейна р. Сынчуга; далее к северу положение Кунакского прогиба пока не выяснено.

Границы прогибов и складчатого обрамления резкие, прямолинейные и совпадают с Даубихинским, Алчанским, Уликинским глубинными



ми разломами. Вдоль восточной границы Куканского прогиба местами (хребет Бол. Чурки, бассейн р. Улика), к западу от Уликинского разлома на поверхность выступают породы кристаллического основания массива.

Заложение Даубихинского, Алчанского и Куканского прогибов произошло одновременно в чандалазское время поздней перми. Времени заложения прогибов отвечает начало накопления осадков угодинзинской свиты в Даубихинском прогибе, осахтинской свиты — в Куканском и верхнепермских в Алчанском, которые на подстилающих образованиях залегают с отчетливо выраженным угловым несогласием и очень резко отличаются от них по формационному составу.

Состав и мощность отложений, выполняющих рассматриваемые прогибы, приведены на рис. 2. Осадочное выполнение Даубихинского прогиба представлено, главным образом, терригенными породами, которые в бассейне р. Даубихе и в верховьях р. Усури объединяются в угодинзинскую свиту, а на юго-востоке прогиба, в пределах так называемой Южно-Приморской зоны — в чандалазскую и людянзинскую свиты. На подстилающих образованиях нижней перми и нижних слоях верхней перми (каменушинская и владивостокская свиты) эти отложения залегают несогласно, резко трансгрессивно. На верхней перми с небольшим размывом и обычно с базальными конгломератами, но без видимого углового несогласия, а местами и согласно залегают ниже- и среднетриасовые терригенные отложения, которые сравнительно широко развиты лишь на юге Даубихинского прогиба. На севере последнего они в значительной степени размывы позднетриасовой трансгрессией и сохранились лишь в отдельных его частях (нижнее течение р. Даубихе, верховья р. Усури). Верхнетриасовые образования, так же как и верхнепермские, широко развиты в пределах Даубихинского прогиба, протягиваясь почти сплошной полосой от Амурского залива до среднего течения р. Бикин. Это морские, с фауной карнийского и норийского ярусов, и прибрежно-морские, местами угленосные отложения с флорой. В северной части прогиба они залегают с размывом и угловым несогласием на верхней перми, а на юге с небольшим размывом на породах нижне-—среднего триаса. Юрские (левобережье р. Суйфун, междуречье Кангауз—Сучан), представленные преимущественно терригенными породами, и главным образом меловые отложения в пределах Даубихинского прогиба образуют несколько разрозненных наложенных впадин, выполненных баррем-альбскими и сеноманскими угленосными (сучанская серия, достоевская свита), сеноманскими красноцветными (романовская свита) и сеноманскими грубообломочными молассовыми образованиями (дадяньшанская свита).

Алчанский прогиб выполнен терригенными верхнепермскими и верхнетриасовыми отложениями общей мощностью не более 2000 м.

В нижней части Куканский прогиб сложен осахтинской свитой<sup>1</sup> общей мощностью до 1500 м, которая по возрасту, литологическому составу и особенностям разреза в полном объеме отвечает угодинзинской свите Даубихинского прогиба. На верхнепермских отложениях трансгрессивно, возможно, с небольшим стратиграфическим перерывом, но без углового несогласия залегают ниже- и среднетриасовые грубообломочные отложения мощностью до 2500 м, охарактеризованные фауной всех ярусов (Бобылев, Окунева, 1967). Верхнетриасовые отложения, представленные конгломератами и грубозернистыми песчаниками мощностью до 700 м, известны только на севере прогиба (среднее течение р. Кукан); они на подстилающих верхнепермских и более древних образованиях залегают резко несогласно.

---

<sup>1</sup> В литературе верхнепермские отложения Куканского прогиба известны также под названием унгунской, бабстовской и середухинской свит (Красный, 1966).

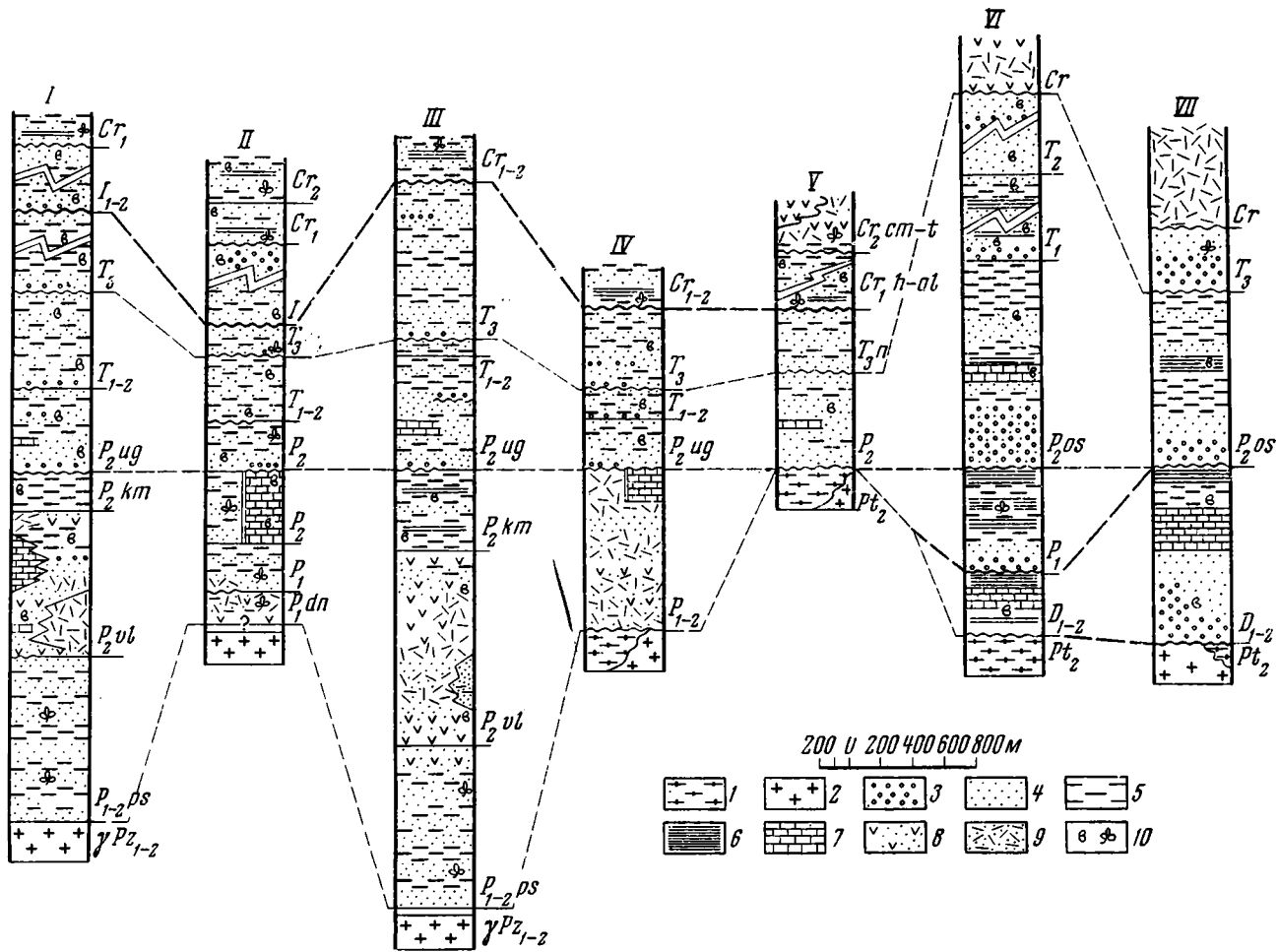


Рис. 2. Сопоставление разрезов осадочных образований восточной окраины Хэгано-Бурейского массива

1 — кристаллические сланцы; 2 — ранне- и среднепалеозойские гранитоиды; 3 — конгломераты, гравелиты; 4 — песчаники; 5 — алевролиты; 6 — аргиллиты; 7 — известняки; 8 — эффузивы и туфы среднего состава; 9 — эффузивы и туфы кислого состава; 10 — слои с фауной и флорой.

Свиты:  $P_{1-2}^{ps}$  — послепеловская;  $P_1^{dn}$  — дунайская;  $P_2^{vl}$  — владивостокская;  $P_{km}$  — каменушинская;  $P_{ug}$  — угодинзинская;  $P_2^{os}$  — осактинская. Раз-

резы в зоне Даубихинского прогиба (I—IV): I — Муравьево-Супутинская грабен-синклиналь; II — Сучано-Майхинский горст; III — Даубихинская грабен-синклиналь; IV — Западно-Даубихинский горст; V — зона Алчанского прогиба; зоны Кукуанского прогиба (VI—VII): VI — хребет Большие Чурки; VII — басейн р. Кукуан

Тектоническое строение прогибов сложное, что объясняется в первую очередь близостью кристаллического фундамента. Даубихинский прогиб (рис. 3) разломами разделен на ряд блоков, среди которых крупнейшими являются Даубихинская, Муравьево-Супутинская и Сучанская грабен-синклинали и Сучано-Майхинский и Западно-Даубихин-

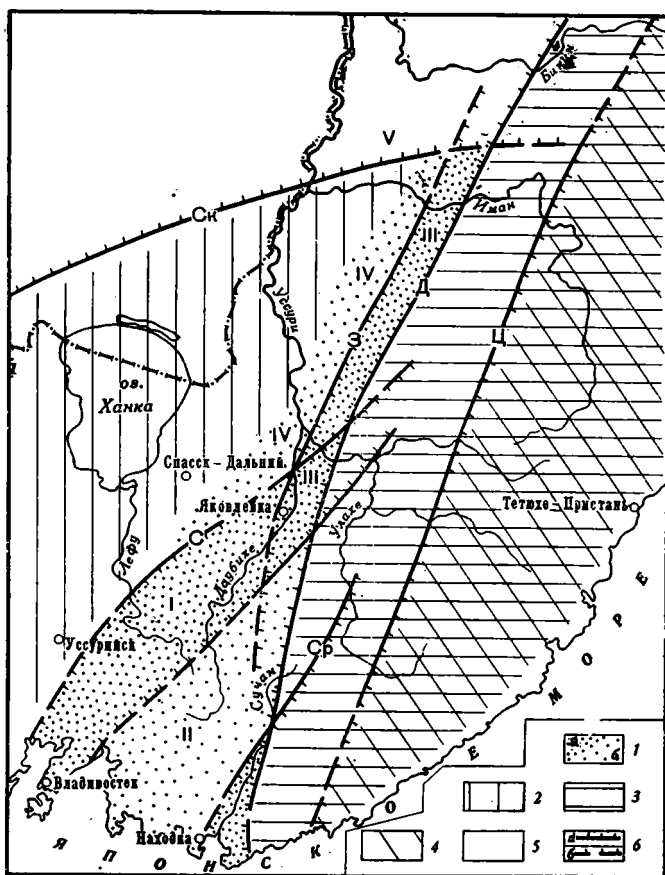


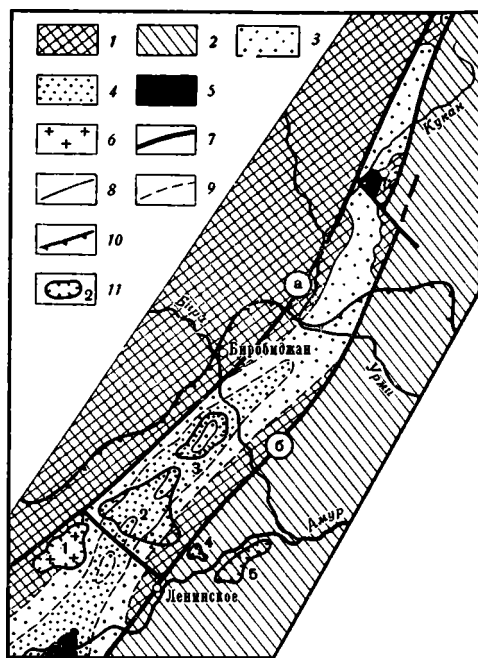
Рис. 3. Схема строения Даубихинского прогиба  
 1 — Даубихинский прогиб (а — грабен-синклинали; б — горы); 2 — Ханкайский массив; 3 — Главный Сихотэ-Алинский антиклинорий; 4 — Сихотэ-Алинский синклиний; 5 — глубинные разломы; 6 — Сихотэ-Алинский шов. Цифры на схеме соответствуют номерам разрезов на рис. 2

ский горсты. Для горстов обычным является выход на поверхность кристаллического основания, мощность верхнепермских и триасовых осадков по сравнению с грабен-синклиналими сокращена, характерны континентальные и прибрежно-морские фации (Соловьев, 1965). В Даубихинском прогибе четко намечаются внутренняя и внешняя зоны, различающиеся по толщине разрезов и характером складчатости пород. Так, в бассейне р. Даубихе и верховьях р. Уссури во внутренней зоне прогиба шириной около 20 км отложения верхней перми и триаса нарушены линейными складками выдержанного северо-восточного простирания с довольно крутыми углами падения (в среднем 40—50° и до 70—80°). Вдоль границы внутренней и внешней зоны выделяется линия флексур, соответствующая Западно-Сихотэ-Алинскому глубинному разлому; к западу от линии флексур происходит довольно резко выполаживание пород

(углы падения в среднем 20—40°) и отклонение простираний от северо-восточного до близмеридионального и близширотного. Еще далее к западу (верховья р. Одарка) углы падения верхнепермских отложений составляют уже 5—15°. Все это позволяет говорить об отчетливо выраженной асимметрии Даубихинского прогиба. Близкие соотношения, но не так четко выраженные, обнаруживаются и в юго-западной части прогиба.

Рис. 4. Схема строения Куканского прогиба

1 — Буренский массив; 2 — Поликанский антиклинорий; 3—5 — Куканский прогиб (3 — пермь, 4 — нижний и средний триас, 5 — верхний триас); 6 — позднепалеозойские интрузии; 7 — глубинные разломы; в том числе: а — Куканский и б — Уликинский; 8 — стратиграфические границы; 9 — те же границы, предполагаемое под кайнозойскими отложениями; 10 — контур Средне-Амурской впадины; 11 — контуры хребтов восточных островов Малого Хингана: 1 — Даурский, 2 — Большие и Малые Чурки, 3 — Ульдур, 4 — гора Гомель, 5 — гора Эгушань



Алчанский прогиб с точки зрения тектонического строения пока не изучен. Что касается Куканского прогиба (рис. 4), то у него сохранилась только внутренняя зона; внешняя зона, несомненно существовавшая в свое время, полностью размыта. Структура прогиба представляет собой систему просто построенных антиклинальных и синклиналиных складок близмеридионального простирания с размером крыльев до 2 км. Падения на крыльях от 20 до 60°, наиболее частые 40—50°. Крылья складок, в свою очередь, осложнены более мелкими и простыми пологими складками. Шарниры складок ундулируют, замки широкие, плавные. Складки вдоль восточного борта прогиба имеют более сложное строение, чем вдоль западного. Куканский прогиб мезозойскими разломами северо-западного направления расчленен на отдельные блоки, каждый из которых несколько приподнят по отношению к смежному с юга. Отмечается общее погружение прогиба с севера на юг (наиболее полный разрез осадочного выполнения прогиба приурочен к хребту Бол. Чурки).

#### МЕСТО ДАУБИХИНСКОГО, АЛЧАНСКОГО И КУКАНСКОГО ПРОГИБОВ В ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

В истории геологического развития юга Дальнего Востока (Беляевский, Громов, 1962; Громов, 1963; Иванов, 1960; Красный, 1960, 1966, и др.) выделяются два крупных периода: байкальский, в конце которого сложилось позднебайкальское складчатое основание Приморья и Приамурья, и палеозойско-мезозойский, отвечающий времени формирования Сихотэ-Алинской геосинклиналино-складчатой области. Второй

период разделяется на два этапа: палеозойский (девон, возможно, силур—средний триас) и мезозойский (поздний триас—палеоцен).

Начальная стадия геосинклинального развития палеозойского этапа (ранний и средний девон), как и в других геосинклинальных областях, в Приморье и Приамурье изучена плохо. Можно предположить, что первичные широкие прогибы умеренно прогибались, заполнялись терригенными, карбонатными и, возможно, другого типа осадками. Синхронно этим прогибам спокойно опускались краевые части Хэган-Буреинского массива: на восточном склоне массива в Приамурье сформировался Урмийский прогиб (Красный, 1960), заполненный кварцево-терригенными и карбонатными, относительно маломощными (до 1000 м) осадками; в опускание были вовлечены и более южные районы массива (к северу от бассейна р. Мулинхэ) и, в меньших масштабах, Приморье (Красилов, 1968).

В раннюю стадию геосинклинального развития Сихотэ-Алинской области (поздний девон—первая половина ранней перми) геосинклинальные прогибы глубоко опустились, заполнились терригенными, кремнистыми и эффузивными осадками. К западу от Даубихинского разлома в Приморье и Урмийского в Приамурье осадки верхнего девона—низов нижней перми неизвестны: по-видимому, восточный склон Хэган-Буреинского массива по отношению к геосинклинальной области был приподнят, представляя собой прибрежную равнину.

В типичную стадию (вторая половина ранней перми—начало поздней перми) в геосинклинальной области начались резко дифференцированные движения: растут геоантиклинальные поднятия, активизировались крупные разломы, к которым приурочен интенсивный эффузивный магматизм. Эти движения вовлекли в прогибание краевые части Хэган-Буреинского массива. В Среднем Приамурье прогибание было незначительным: здесь вдоль восточного края Буреинского массива на девоне залегает терригенная толща вскрытой мощностью 650 м. В Приморье по окраине массива сформировался Владивостокско-Даубихинский прогиб, заполненный терригенными и вулканогенными образованиями (поспеловская, владивостокская и каменушинская свиты) суммарной мощностью около 4500 м. Главная особенность этого прогиба как отмечал Ю. А. Громов (1963), заключается в пространственной и генетической связи его со смежным с востока геосинклинальным прогибом. Структурные новообразования по окраине Хэган-Буреинского массива, отвечающие типичной стадии развития геосинклинальной области, сопоставимы с пригеосинклинальными прогибами Алтае-Саянской области (Мелещенко, Янов, 1960).

Заключительная стадия (поздняя пермь—средний триас) палеозойского этапа развития Сихотэ-Алинской области связана с позднегерцинским орогенезом, широко проявившимся также в Монголо-Охотской складчатой системе, Китае, Японии (орогенез Акиеси), Корее (движения Серин) и других районах Тихоокеанского пояса. В результате позднепермских движений, сопровождавшихся интрузивным магматизмом, краевые, примыкающие к Хэган-Буреинскому массиву, сравнительно узкие (до 80 км) части Сихотэ-Алинской геосинклинали были вовлечены в поднятия, на месте которых сформировались Поликанский, Самурский и Главный Сихотэ-Алинский антиклинорий; в дальнейшем, на мезозойском этапе, они испытывали только незначительные колебания. Геосинклинальный трог, сократившись по площади, сместился к востоку. Вдоль фронта позднепалеозойских поднятий, в стадию их роста, на краевых частях Хэган-Буреинского массива сформировались Даубихинский, Алчанский и Куканский прогибы. Как отмечалось выше, место и время заложения этих прогибов, состав осадков, выполняющих их, и тектоническое строение, а, главное причины, породившие эти прогибы, одинаковы.

Прогибы заполнялись грубым терригенным материалом, преобладающий снос которого происходил со стороны массива: по-видимому, сравнительно узкие зоны позднепалеозойских поднятий не были типичными кордильерами. По- существу, эти прогибы по отношению к позднепалеозойским структурам Приморья и Приамурья развивались по типу краевых прогибов, что в свое время применительно к Даубихинскому прогибу отмечал еще Ю. Я. Громов (1963). Палеозойский этап развития Сихотэ-Алинской области завершился перерывом в осадконакоплении на большей части Приморья и Приамурья, за исключением глубоких геосинклинальных прогибов (Салун, 1963).

Для мезойского этапа развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной области (поздний триас — сенон) характерны унаследованные к предыдущему этапу интенсивные прогибания в Сихотэ-Алинском и Амуро-Уссурийском прогибах, в которых продолжалось накопление мощных формаций: терригенно-кремнистой и кремнистой в позднем триасе, а местами (Киселевское поднятие) и в ранней юре, аспидной в юре, флишевой и флишеидной в раннем мелу и песчаниковой — в позднем мелу, вплоть до середины сенона. С. А. Салун (1963) отмечает для этого этапа заложение и рост геантиклинальных поднятий (Сидатунское, Сукпайско-Хунгарийское, Киселевское и отчасти Ванданско-Хабаровское), разрастание которых и привело во второй половине позднего мела к ликвидации геосинклинального режима в Сихотэ-Алинской области; он же отметил и общее нарастание интенсивности восходящих движений в пределах Сихотэ-Алинской области (перерывов в средней юре, готериве, конце раннего и начале позднего мела, начале сенона). На мезозойском этапе развития области четко выделяются типичная (поздний триас — ранний мел) и поздняя (поздний мел) геосинклинальные стадии; начиная с конца сенона Сихотэ-Алинская область вступила в заключительную орогенную стадию геосинклинального развития, продолжавшуюся до палеоцена включительно. На всем мезозойском этапе развития геосинклинальные прогибы от Хэгано-Буреинского массива отделялись Главным Сихотэ-Алинским, Самурским и Поликанским поднятиями.

Что же происходило на мезозойском этапе в краевых частях Хэгано-Буреинского массива? Общее предпозднетриасовое поднятие здесь оказалось неустойчивым. Интенсивные прогибания конца триаса в Сихотэ-Алинской геосинклинали вовлекли в опускание и краевые части массива, причем интенсивность опусканий частей массива была неравномерной и возрастала с севера на юг. В Приамурье краевые части массива в позднем триасе не испытали значительных опусканий: в Куканском прогибе верхний триас маломошен и представлен преимущественно континентальными фациями, юра неизвестна, а начиная с мела здесь формировались вулканические покровы, структурный план которых не согласуется с планом прогиба. В Алчанском прогибе верхний триас терригенно-морской, мощностью около 500 м; выше залегают меловые осадочные (терригенные породы уктурской свиты) и эффузивные толщи: по-видимому, юрские осадки здесь не накапливались. Наиболее интенсивные прогибания проявились на восточной окраине массива в Приморье. В Даубихинском прогибе верхний триас, залегающий на подстилающих отложениях несогласно и с глубоким размывом, развит повсеместно, имеет большую мощность (местами до 2000 м), формационно он близок к верхней перми, нижнему и среднему триасу и наследует их структурный план. Замыкание Даубихинского прогиба произошло в конце триаса или начале юры. Отдельные участки прогиба в юре, отчасти и в раннем мелу прогибались, заполняясь морскими осадками. Начиная с готерива, в Приморье формируются разрозненные межгорные впадины, по отношению к Даубихинскому прогибу имеющие наложенный характер. Впадины выполнены преимущественно угленосными и красноцветными отложениями; разрез их завершается континентальной грубообломочной молассой.

Таким образом, межгорные впадины, по времени отвечающие замыканию Сихотэ-Алинской геосинклинали, являются своеобразным аналогом краевого прогиба.

Из сказанного выше о палеозойском и мезозойском этапах развития зоны сочленения Хэгано-Буреинского массива и Сихотэ-Алинской геосинклинали-складчатой области можно сделать следующие выводы. Во-первых, в течение среднего палеозоя — мезозоя на восточном склоне массива формировались пограничные структурные новообразования, индуцированные процессами в смежной с востока геосинклинали области. Во-вторых, эти пограничные структуры по составу и мощностям слагающих их формаций и по характеру складчатости не принадлежат ни к геосинклинали, ни к платформенному типу структур: они занимают промежуточное положение между этими крайними типами. По аналогии с другими районами (Зоненшайн и др., 1966) систему разновозрастных длительно формирующихся, частично унаследованных прогибов восточного склона Хэгано-Буреинского массива, по-видимому, можно рассматривать как краевую систему, которую мы предлагаем назвать Приморско-Приамурской. В-третьих, в развитии Приморско-Приамурской краевой системы выделяется несколько стадий, каждой из которых отвечает свой тип структур. Эти структуры, сменяя во времени друг друга и развиваясь унаследованно, качественно различны и отражают тектоническую обстановку в смежных геосинклиналиных прогибах. Даубихинский, Алчанский и Куканский прогибы едины по времени формирования и в ряду структур Приморско-Приамурской краевой системы отвечают лишь одной из стадий ее развития. Заложению рассматриваемых прогибов предшествует стадия пригеосинклиналиных прогибов, а их наследует стадия межгорных впадин. Специфическая особенность Куканского, Алчанского и особенно Даубихинского прогибов заключается в том, что их формирование растянуто во времени (с середины поздней перми и по конец триаса, возможно, начало юры). Необходимо подчеркнуть и еще одну особенность рассматриваемых прогибов: на мезозойском этапе развития они от геосинклиналиных прогибов отделялись позднепалеозойскими поднятиями. Иначе говоря, формирование прогибов происходило в некоторой отдаленности от развивающихся одновременно с ними геосинклиналиных прогибов.

#### ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ТИПА ДАУБИХИНСКОГО, АЛЧАНСКОГО И КУКАНСКОГО ПРОГИБОВ

О рассматриваемых прогибах, как о тектоническом типе, среди исследователей Дальнего Востока нет единого мнения. Наибольшее разнообразие представлений существует о тектонической природе Даубихинского прогиба, изученного лучше других. П. Н. Кропоткин (1965) относит его совместно с Главным антиклинорием Сихотэ-Алиня к мезозоидам «с заметным проявлением герцинских складкообразовательных движений», основанием для чего, по его мнению, является значительная мощность, геосинклиналиный облик и сильная дислоцированность мезозойских отложений прогиба, а также интенсивный мезозойский магматизм. Близкой точки зрения придерживается И. И. Берснев (1963), который, однако, оговаривает, что Даубихинская и Алчано-Матайская зоны (Даубихинский и Алчанский прогибы) сформировались на краевой части Ханкайского массива. А. А. Смирнов (1963) на герцинском этапе развития Даубихинский прогиб рассматривает как вторичный «негеосинклиналиного типа» верхнепермский прогиб остаточных массивов. С. А. Салун (1963) эту же структуру отнес к шовным прогибам; это определение, морфологически верное, является в то же время формальным, поскольку оно не раскрывает ни особенностей его развития, ни его истинной тектонической природы. Л. И. Красный (1966) Даубихинский и Куканский прогибы отнес к структурам обрамления массивов — окраинным проги-

бам, которые он отождествляет с пригеосинклинальными. Ближе всего к раскрытию природы Даубихинского прогиба подошли, на наш взгляд, Н. А. Беляевский и Ю. Я. Громов (1962), которые считали, что на позднепалеозойском этапе развития он относится к типу пригеосинклинальных, а на последующем этапе рассматривали его как аналог краевых прогибов, отличающийся от обычных структур этого типа, тем, что он формировался «в краевой части срединного массива». Позже Ю. Я. Громов (1963), подчеркивая особенности прогибов типа Даубихинского, предложил именовать их «краевыми прогибами срединных массивов». Рассматриваемые прогибы действительно характеризуются рядом черт строения и развития, которые сближают их с краевыми прогибами. Они возникли как компенсационные структуры вдоль позднепалеозойских поднятий Сихотэ-Алинской геосинклинальной области. Выполнены прогибы однообразными, преимущественно морскими отложениями типа параллической молассы, разрез которых весьма хорошо выдерживается по простираению на сотни километров, резко меняясь вкрест прогибов. На участке полно сохранившегося строения прогибов в их пределах отчетливо выделяются внутренняя и внешняя зоны с различным характером складчатости и разнящимся фациально-стратиграфическим разрезом. Все эти особенности прогибов сближают их с краевыми.

Вместе с тем рассматриваемые прогибы имеют ряд особенностей, не свойственных типичным краевым прогибам. Прежде всего, сформировались они не вдоль замкнувшейся геосинклинали, а перед фронтом позднепалеозойских структур в мезозоидах, вдоль узких зон ранней консолидации Сихотэ-Алинской геосинклинали. Развитие прогибов растянуто во времени, а их замыкание произошло неодновременно. Преобладающий снос обломочного материала в прогибы происходил со стороны массива. Породы, слагающие прогиб, отличаются сравнительно сильной дислоцированностью. Положение прогибов на краю массива и глубинные разломы предопределили их блоковое строение и угловатые контуры. Активное развитие глубинных разломов в конце палеозоя и в позднем мезозое было причиной довольно интенсивного магматизма по окраинам Бурейского и Ханкайского массивов.

Перечисленные особенности строения и развития рассматриваемых прогибов настолько специфичны, что авторы пришли к выводу о необходимости выделения их в самостоятельный тектонический тип<sup>1</sup>. За тектонотип этих структур предлагается принять Даубихинский прогиб в бассейне р. Даубихе (Приморский край). Аналоги подобных прогибов следует, по-видимому, искать вдоль окраин геосинклинальных областей с двух и более этапным (полициклическим) развитием и с зонами ранней консолидации.

#### Литература

- Беляевский Н. А. Очерк геологии Приморья. Сб. ВСЕГЕИ. Нов. сер. вып. 1, 1956.  
Беляевский Н. А., Громов Ю. Я. Палеозойский этап геологического развития Сихотэ-Алия и Южного Приморья. Сов. геология, № 7, 1962.  
Берсенев И. И. Основные черты тектоники Приморского края. В сб. «Геология и металлогения Сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд-во АН СССР, 1963.  
Бобылев В. В. Верхнепермские отложения Кур-Урмийского междуречья (Среднее Приамурье) и их структурное положение. Геол. и геофиз., № 9, 1964.  
Бобылев В. В., Окунева Т. М. Стратиграфия нижнего и среднего триаса Малого Хингана. Докл. АН СССР, т. 174, № 6, 1967.  
Бурдэ А. И., Неволин Л. А., Соловьев В. О. Даубихинский разлом. Сов. геология, № 5, 1963.

<sup>1</sup> Возможно, по аналогии с пригеосинклинальными прогибами, которые в вертикальном ряду структур Приморско-Приамурской краевой системы предшествуют рассматриваемым прогибам, их следует назвать пригеоантиклинальными.



- Громов Ю. Я. Краевые прогибы срединных массивов. «Материалы по общей и региональной тектонике», Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 85, 1963.
- Зоненшайн Л. П., Поникаров В. П., Уфлянд А. К. О структурах пограничных между платформами и геосинклинальными областями. Геотектоника, № 5, 1966.
- Иванов Б. А. Структурно-фациальное и тектоническое районирование Южного Сихотэ-Алиня. Сов. геология, № 10, 1960.
- Красный Л. И., Смирнов А. М. Геолого-структурная схема Дальнего Востока СССР и сопредельных с юга территорий. Докл. АН СССР, т. 117, № 3, 1957.
- Красный Л. И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., вып. 37, 1960.
- Красный Л. И. (редактор). Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Изд-во «Недра», 1966.
- Красилов В. А. Первые находки девонской флоры в Приморье. Докл. АН СССР, т. 183, № 1, 1968.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. Тр. ГИН АН СССР, вып. 134, Изд-во «Наука», 1965.
- Лихт Ф. Р. Новые данные о Фудзино-Иманском и Синкайском разломах (Сихотэ-Алинь). Геотектоника, № 2, 1968.
- Мелешенко В. С., Янов Э. П. О пригеосинклинальных прогибах. Геология и геофизика, № 11, 1960.
- Региональная стратиграфия Китая. ч. 1, Изд-во иностр. лит., 1960.
- Салун С. А. Основные черты тектоники и истории развития фундамента Сихотэ-Алинской области. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 38, вып. 6, 1963.
- Силантьев В. Н. О значении новой находки выходов верхней перми в Среднем Сихотэ-Алине. Сов. геология, № 10, 1965.
- Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. Тр. Дальневост. фил. СО АН СССР. Сер. геол., т. VIII, 1963.
- Соловьев В. О. Глубинные разломы юго-западного Приморья. Докл. АН СССР, т. 165, № 6, 1965.
- Черныш Б. Я. К выделению верхнепалеозойских эвгеосинклинальных отложений на северо-западе Приморья и в смежных районах. Сов. геология, № 10, 1965.

Московский геологоразведочный  
институт

Статья поступила  
7 мая 1970 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.240.3(571.64)

Л. Д. МИРОШНИКОВ

СКРУЧИВАНИЕ КРЫЛЬЕВ СКЛАДОК НА САХАЛИНЕ

Изучая поперечный профиль складок, мы выделяем симметричные, асимметричные (косые), изоклинные, сундучные, пережатые, опрокинутые, сложные (гофрированные, разорванные) и другие складки. В продольном сечении фиксируется погружение или восстание шарнира складок, его волнистость или волнистость крыльев. В плане наблюдается виргация (разветвление) или дугообразное изгибание складок.

Но есть вид деформации, который не может быть наглядно изображен посредством одной проекции на какую-либо из трех проекционных плоскостей — это скручивание крыльев складок. Скручиванию крыльев геологи уделяют немного внимания, а между тем анализ этого явления способен осветить существенные стороны тектонических взаимоотношений.

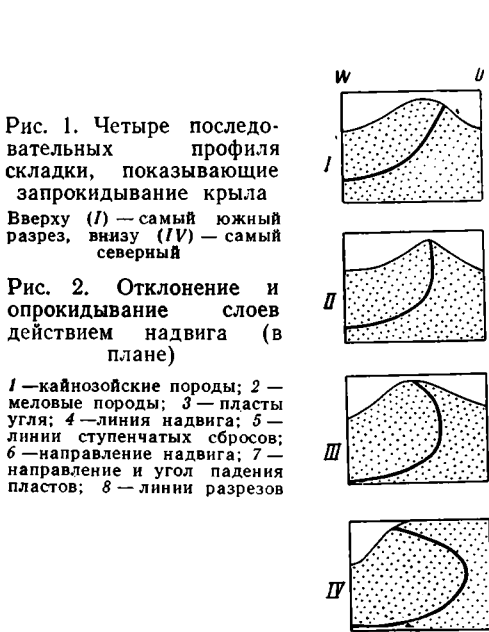


Рис. 1. Четыре последовательных профиля складки, показывающие запрокидывание крыла. Вверху (I) — самый южный разрез, внизу (IV) — самый северный.

Рис. 2. Отклонение и опрокидывание слоев действием надвига (в плане).

1 — кайнозойские породы; 2 — меловые породы; 3 — пласты угля; 4 — линия надвига; 5 — линии ступенчатых сбросов; 6 — направление надвига; 7 — направление и угол падения пластов; 8 — линии разрезов

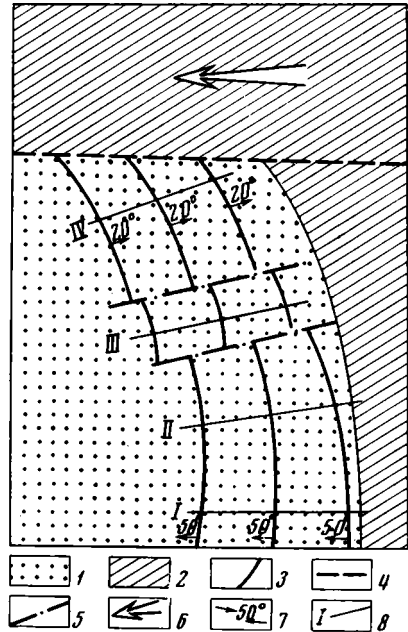


Рис. 1

Рис. 2

Наглядным примером скручивания крыла складки может служить структура Бродяжского каменноугольного месторождения на западном побережье Северного Сахалина (в 45 км южнее Александровска). Кайнозойские отложения здесь смяты в синклинальную складку меридионального простирания. Ее западное крыло скрывается в Татарском проливе, а восточное обнажается в отрогах Камышевого хребта. Полуразмах крыльев синклинали достигает 4—5 км.

Интерес представляет часть восточного крыла синклинали на протяжении 3 км (по простиранию складки). На юге породы крыла в соответствии со структурой склад-

ки падают в западном направлении под углом 45—55°. По мере приближения к середине описанного интервала угол падения увеличивается до 70, 80, 85°, и в средней части участка залегание слоев приближается к вертикальному. На севере эти же слои наклонены уже на восток: сначала под углом 85—75°, затем 60—40° и, наконец, 20—18°. Таким образом, на расстоянии трех километров крыло синклинали делает винтообразный поворот и залегание слоев изменяется от нормального — западного падения на юге к опрокинутому — восточному на севере. Смена углов падения совершается последовательно и постепенно, без каких-либо скачков и отклонений. Лишь местами по простиранию складки развиваются ступенчатые сбросы со смещением более северных блоков на запад.

С глубиной происходит выполаживание слоев: так, в средней части участка месторождения, где слои имеют вертикальное залегание, уже на глубине 30 м замечается изменение угла падения слоев до 85—82° на запад, на глубине 150 м угол падения этих же слоев составляет уже 50—60° на запад, а глубже — еще меньше. Такая же картина выполаживания слоев на глубине наблюдается на юге, а в северной части описываемого района (в запрокинутой части крыла, где на выходе слои наклонены на восток) падение слоев пород с глубиной переходит сначала в западное, а затем все более приближается к горизонтальному (рис. 1).

Это явление винтообразного скручивания крыла складки есть результат надвигания на кайнозойскую толщу расположенных восточнее меловых пород. В своем движении на запад надвинутая масса запрокинула кайнозойские породы в сторону, обратную их естественному положению, но уже в 1,5 км к югу от линии надвига его влияние ослабевает, а в 3 км — перестает чувствоваться совсем и падение слоев не отклоняется от нормального (50° на запад) (рис. 2).

Опрокидывание складок вообще характерно для тектоники Сахалина.

Структура острова состоит из веерообразных антиклинорий, в которых складки восточного борта имеют склонность к опрокидыванию на восток, а западного — на запад (Тетяев, 1938; Кропоткин, 1954; Волхонин, Лишнеvский, 1960). Близкая к описанной картина наблюдается и на восточном антиклинории Сахалина, где на Паромайском нефтяном месторождении также установлено подобное опрокидывание западного крыла антиклинальной складки к западу (Цитенко, 1948).

#### Литература

- Волхонин В. С., Лишнеvский Э. Н. К вопросу о природе основных тектонических структур южной части советского Дальнего Востока в свете геофизических данных. Изв. Вузов, Геология и разведка, № 9, 1960.  
Кропоткин П. Н. Краткий очерк тектоники и палеографии советского Дальнего Востока. В кн. «Вопросы Геологии Азии», т. 1, Изд-во АН СССР, 1954.  
Тетяев М. М. Геотектоника СССР. М.—Л., 1938.  
Цитенко Н. Паромай. Новости нефтяной техники, № 8, 1948.

Всесоюзный нефтяной  
научно-исследовательский  
геологоразведочный институт

Статья поступила  
9 марта 1970 г.

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.248.2(575.3)

С. А. ЗАХАРОВ

**Несколько замечаний по поводу статьи А. А. Никонова «ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЙ АНАЛИЗ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ТЕКТониКИ АФГАНО-ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ» («Геотектоника», № 1, 1970).**

Вполне можно согласиться с А. А. Никоновым в том, что «особенности тектонических движений в антропогене важны не только для понимания общих закономерностей тектонических процессов в области современного горообразования, но также для сопоставления с сейсмичностью и при хозяйственном освоении территории». Именно это обстоятельство заставляет несколько уточнить положения, содержащиеся в статье.

Основное замечание относится к утверждению, что «в эпоху новейшей активизации интенсивно развивались вертикальные движения, в то время как следы сколь угодно существенных горизонтальных движений в депрессии не фиксируются. Проведенное нами изучение четвертичных движений вполне с этим согласуется». Читатель вправе сделать на основании этих фраз естественный, но ошибочный вывод, что горизонтальных движений не было. Между тем смысл приведенной выдержки сводится лишь к тому, что автор и многие другие не «фиксировали» следов таких движений, обращая внимание только на вертикальную составляющую смещений. Это очевидно из всего дальнейшего содержания статьи. Например, утверждая, что в депрессии в антропогене развивались складки, автор совершенно не задается вопросом, как они могли формироваться без горизонтального движения масс. Отмечу кстати, что складчатые четвертичные дислокации впервые были описаны не автором, а задолго до него В. И. Поповым, М. А. Гиляровой, мною, А. М. Бабаевым и др. Говоря о разрывах, автор старательно обходит их природу, не упоминая о том, что почти все они являются надвигами, нередко весьма пологими, что также указывает на горизонтальные смещения. Наконец, нельзя было обойти вниманием и крупные сдвиги на северной и восточной границах депрессии, генетически и парагенетически сопряженные с остальными структурами. Четвертичные смещения по этим сдвигам, во всяком случае по восточному — Бадахшанскому, совершенно очевидны (Чедия, Трофимов, 1962; Захаров, 1967).

Изучая только вертикальную составляющую, невозможно представить себе истинный характер движений, составить обоснованные разрезы структур на глубину (что, кстати, нередко вело к неверному направлению поисков нефти и газа и напрасным затратам на бурение), сделать правильные сейсмотектонические прогнозы.

Второй тезис автора, вызывающий возражение, сводится к утверждению о начале перестройки структурного плана «в течение антропогена, особенно второй его половины». Поперечные к основным простираниям структуры установлены уже более 10 лет назад как геологическими, так и геофизическими исследованиями (Захаров, 1958; Борисов, Рыманов, 1960; Меламед, 1965). Не достигнуто лишь полного согласия о времени перестройки плана — конец палеозоя, поздний мезозой, или неоген.

Третье замечание, скорее методического характера, относится к использованию градиентов скоростей вертикальных движений. Заключение об активизации в среднечетвертичное время также было сделано до автора (В. В. Лоскутов, А. М. Бабаев, Л. М. Лысков и др.). Возражений вывод не вызывает. Но обоснование его ссылкой на табл. 2 в рецензируемой статье выглядит несколько странно. Величины градиентов для депрессии опущены и остается руководствоваться только величинами градиентов в зонах флексур и разрывов. Однако, что такое «градиенты скорости движений в зонах разрывов» совершенно непонятно ни из этой статьи, ни из работы М. В. Гзовского и других, на которую ссылается автор. Градиент скорости непосредственно на разрыве всегда равен бесконечности. Ширина же «зоны разрыва» — величина настолько не-

определенная и произвольная, что руководствоваться проведенными подсчетами по меньшей мере рискованно.

Таким образом, содержащиеся в статье материалы могут быть приняты во внимание, опираться же на заключения автора, особенно при разработке практических рекомендаций, вряд ли целесообразно.

#### Литература

- Борисов А. А., Рыманов В. М. О геологической интерпретации магнитных аномалий юга Средней Азии. Докл. АН СССР, т. 133, № 6, 1960.
- Захаров С. А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. Тр. АН Тадж. ССР, т. 95, 1958.
- Захаров С. А. О природе Дарвазского разлома. Докл. АН СССР, т. 175, № 4, 1967.
- Меламед Я. Р. Основные закономерности геологического и палеогеографического развития Таджикской депрессии в неогеновом периоде. В сб. «Вопросы геологического строения и развития и перспектив нефтегазоносности Таджикистана», вып. 1, Душанбе, 1965.
- Чедия О. К., Трофимов А. К. Особенности новейшего развития структурных форм Таджикистана. В сб. «Новейший этап геологического развития территории Таджикистана», Душанбе, 1962.

Статья поступила  
28 мая 1970 г.



### ПАМЯТИ АЛЕКСЕЯ АЛЕКСЕЕВИЧА БОГДАНОВА

18 сентября 1971 г. неожиданно, в расцвете сил и творческой энергии скончался от сердечного приступа заведующий кафедрой региональной и исторической геологии Московского государственного университета, заместитель председателя Комиссии по международным тектоническим картам мира АН СССР, член редколлегии журнала «Геотектоника» профессор Алексей Алексеевич Богданов.

Весть о его уходе из жизни как громом поразила всех его родных, друзей, товарищей по работе и многочисленных учеников. Алексей Алексеевич только что возвратился в Москву после летних поездок в Карелию, Казахстан и Среднюю Азию, где он участвовал в работе научных сессий, в полевых экскурсиях и маршрутах. По приезде в Москву он говорил, что давно не чувствовал себя физически так бодро и хорошо, как этим летом. После предстоявшего ему короткого отдыха на юге он собирался возвратиться к прерванным за лето своим многочисленным делам и многосторонним обязанностям.

А. А. Богданов был выдающимся геологом, одним из крупнейших тектонистов нашей страны. Закончив в 1931 г. геологоразведочный факультет Московского нефтяного института им. И. М. Губкина, он с 1936 г. начал работать в Геологическом институте АН СССР под руководством А. А. Архангельского и Н. С. Шатского и быстро стал самостоятельным крупным исследователем.

Широкой известностью пользуются опубликованные им работы по геологии западного склона Урала и Ишимбаевского Приуралья, по тектонике Центрального Казахстана, Карпат и Предкарпатья, ряд работ по строению и истории развития Восточно-Европейской платформы, а также учебные пособия по общей геологии и геологическому картированию. Всего им опубликовано более 200 работ.

Особенно большое значение имеют его исследования по тектонике и истории развития палеозойской складчатой области Центрального Казахстана, где он выделил и охарактеризовал девонский вулканический пояс, а также фундаментальные сводки по тектонике Восточно-Европейской платформы.

Алексей Алексеевич умел великолепно организовывать большие коллективные исследования, обладал исключительной способностью вовлечь в них широкий круг специалистов, увлечь их и направить к успешному завершению всей работы. Эта способность проявилась еще в период его деятельности в качестве профессора Московского геологоразведочного института, где им в 1945 г. была успешно выполнена работа по изучению Башкирского Приуралья, затем организована Карпатская экспедиция МГРИ (1946—1951 гг.), которая охватила геологическим изучением всю территорию Восточных Карпат и Предкарпатья и результаты работ которой опубликованы в многочисленных статьях и монографиях, а также Казахстанская экспедиция МГРИ и МГУ, успешно работающая с 1951 г. до сего времени.

Это же умение А. А. Богданова организовывать большие коллективные работы сыграло огромную роль при создании первой Тектонической карты СССР в 1955 г. Основным организатором работы и одним из редакторов ее был А. А. Богданов.

На Международном геологическом конгрессе в Мексике в 1956 г. по инициативе А. А. Богданова, поддержанной Н. С. Шатским, была создана «Подкомиссия по тек-

тонической карте мира» при Комиссии по геологической карте мира. На заседании этой подкомиссии в 1957 г. по докладу А. А. Богданова, который был избран ее генеральным секретарем, было вынесено решение приступить к созданию Международной тектонической карты Европы. Подготовка этой карты к изданию и ее опубликованию в последующие годы осуществлялась Комиссией по международным тектоническим картам Академии наук СССР. Главным организатором этой работы был А. А. Богданов. Он провел огромную работу по сведению колоссального материала по тектонике всех стран Европы. Он же был одним из редакторов карты, а также руководил составлением и принимал участие в редактировании записки к этой карте. Во время работы над этой картой им вместе с коллективом редакционной коллегии была проделана фундаментальная работа по разработке и детализации методики составления тектонических карт. Этим вопросам им с соавторами была посвящена целая серия статей. Разработанная методика получила широкое признание и применена при составлении тектонических карт во многих странах мира (Австралии, США, Англии, Бразилии и др.), хотя отдельные принципы легенды до сих пор служат предметом оживленных дискуссий.

Международная тектоническая карта Европы и объяснительная записка к ней были изданы в 1962—1964 гг. и получили широкую известность как у нас в стране, так и за границей. А. А. Богданов, который был по существу инициатором ее составления, сразу же после ее выхода в свет начал подготовку к составлению второго издания. Для этого была подготовлена новая топографическая основа, охватывающая сопредельные с Европой части Азии, Африки и Арктики. Этой работе А. А. Богданов со свойственной ему огромной энергией уделял в последние годы большое внимание, организуя многочисленные заседания редакционной коллегии, проводившиеся в разных городах и странах для обсуждения и освещения неясных и дискуссионных вопросов региональной тектоники. Нередко эти заседания, проводившиеся в Москве, Тбилиси, Баку, Вильнюсе, Петрозаводске, Париже, Констанце, Ницце, Мадриде, Тергеране, Анкаре, Стамбуле, Стокгольме и других городах, сопровождались полевыми экскурсиями, во время которых возникали дискуссии по принципиальным вопросам тектоники.

Активное участие Алексея Алексеевича в работах по составлению международных тектонических карт, во многих совещаниях, конференциях, коллоквиумах по тектонике в разных городах и странах мира создало ему широкую мировую известность. Умение подойти к правильному решению спорных вопросов и всегда здравый подход в дискуссиях к сложнейшим проблемам создали ему заслуженный авторитет. Он как генеральный секретарь Подкомиссии по тектонической карте мира МГК являлся в последние годы инициатором создания тектонических карт всех материков. Эти работы еще не закончены, но уже близки к осуществлению.

А. А. Богданов был превосходным преподавателем. Он начал свою педагогическую работу в 1935 г. в Московском геологоразведочном институте, на кафедре общей геологии, которой тогда заведовал профессор Е. В. Милановский. Он специализировался в преподавании курса структурной геологии и геологического картирования, по которым им было составлено несколько очень важных учебных пособий.

После защиты докторской диссертации в 1944 г. Алексей Алексеевич был утвержден профессором этой кафедры, а вскоре сделался ее заведующим, уделяя всегда много внимания методике преподавания и работе по руководству студенческими геологическими практиками. После перехода его в 1951 г. на геологический факультет МГУ он взял на себя чтение лекций по курсу региональной геологии СССР. Лекции и занятия его всегда были очень яркими, содержательными и охватывали новейшие данные.

Помимо журнала «Геотектоника», А. А. Богданов являлся членом редакционной коллегии Бюллетеня МОИП, «Советской геологии», Вестника МГУ (серия геологическая). Он относился к своим обязанностям в журналах с исключительной добросовестностью. Алексей Алексеевич уделял большое внимание работе над тектонической терминологией. Он редактировал параллельный словарь тектонических терминов, английский тектонический словарь и многие другие.

Его выдающиеся личные качества, строгая ответственность за порученное ему дело и требовательность служили всегда примером для руководимых им больших коллективов научно-исследовательских экспедиций, кафедр, комиссий. Ему было свойственно умение найти правильное решение трудных организационных вопросов, умение правильно организовать объективное обсуждение научных проблем.

Алексей Алексеевич отличался большой прямоотой, отзывчивостью и доброжелательностью, что делало его исключительно обаятельным и привлекало к нему большие коллективы работавших с ним сотрудников. Он всегда был готов в случае необходимости оказать содействие и помощь своим друзьям, коллегам и ученикам.

Мы сохраним светлую память о своем товарище и друге Алексее Алексеевиче Богданове и надеемся продолжить развивавшиеся им направления в науке и начатые им дела.

*В. В. Белоусов, Ю. А. Косыгин, Л. И. Красный, П. Н. Кропоткин, М. С. Марков,  
М. В. Муратов, А. В. Пейве, Ю. М. Пуцаровский, В. Е. Хаин, Ю. М. Шейнманн  
Н. А. Штрейс, А. Л. Яншин, Б. Д. Гриль*

ГОДОВОЙ УКАЗАТЕЛЬ  
ЖУРНАЛА «ГЕОТЕКТОНИКА» ЗА 1971 г.

Ш. А. Азизбеков, А. Э. Багиров, А. Д. Исмаил-заде. Тектоническое строение Талыша и его связь с Эльбурсом и Малым Кавказом	3
Е. Н. Алтухов, А. Д. Смирнов. Об Агинской структуре Забайкалья	2
Г. И. Амурский. Глубинное строение Копетдага	1
С. Е. Апрельков. Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки	2
С. Л. Бызова, С. Г. Рудаков, В. И. Славин, В. Е. Хаин. Об основных чертах тектоники северной части Мармарошского массива (Восточные Карпаты)	6
М. Л. Белеловский, В. И. Седлецкий, В. С. Коробка. О соляной тектонике мегантиклинали юго-западного Гиссара и Афгано-Таджикской впадины	2
В. А. Бельский. Некоторые особенности новейшей тектоники юго-западного Дарваза	4
В. В. Бобылев, В. О. Соловьев. Даубихинский, Алчанский и Куканский прогибы и их место в тектонической структуре юга Дальнего Востока	6
<b>А. А. Богданов.</b> О строении массива Хоггар (Туарегский массив) в Алжирской Сахаре	6
Н. К. Булин. Современное поле напряжений в верхних горизонтах земной коры	3
В. С. Буртман, В. Л. Клишевич. О варисских шарьяжах в Южной и Северной Фергане (Тянь-Шань)	1
Ю. М. Бутковский, И. А. Мануйлова, А. М. Стрижова. Соляная и новейшая тектоника северо-восточной части междуречья Урала и Большого Узеня	2
Л. В. Витте. Структуры Шарыжалгайского массива и отражение их в магнитных полях	6
В. С. Войтович. О природе Койкарской зоны дислокаций Балтийского щита	1
Н. В. Горлов. Особенности раскрытия трещин растяжения (на примере жильных полостей пегматитов северо-западного Беломорья)	3
В. А. Гроссгейм, Л. С. Смирнов. Значение карт донных течений для восстановления тектонического режима на примере мела и палеоцена Северо-Западного Кавказа	3
В. А. Дедеев, А. А. Султанав. Особенности геотектонического развития Предуральского краевого прогиба	3
Б. Я. Журавлев, Е. П. Успенский. О крупных тектонических разрывах хребта Чингиз	5
Л. П. Зоненшайн. Геосинклинальный процесс и «новая глобальная тектоника»	6
Л. П. Зоненшайн, Н. Г. Маркова, М. С. Нагибина. О соотношении палеозойских и мезозойских структур Монголии	4
Л. М. Израилев, А. П. Кропачев. Тектоника центральной части Орулганского антиклинория (Северное Верхоянье)	5
Т. Т. Казанцева, М. А. Камалетдинов, Р. А. Гафаров. Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов Крака на Южном Урале	1
В. Г. Казьмин. К проблеме «альпийского меланжа»	2
М. М. Калинин. Структура апатитового рудного поля Хибин	6
М. А. Камалетдинов. Шарьяжи Уфимского амфитеатра	5
А. М. Карасик. Магнитные аномалии океана и гипотеза разрастания океанического дна	2
А. Л. Книппер. Внутреннее строение и возраст серпентинитового меланжа Малого Кавказа	5
А. Л. Книппер. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа	6
В. М. Ковылин, Е. Г. Мирлин. Структура земной коры и тектоника южной и юго-восточной части Японского моря	3
В. П. Колчанов. Палеогеографические построения О. Х. Хильгенберга для расширяющейся Земли	4
И. М. Конопальцев. Движение земной коры на Гармском полигоне по измерениям 1948—1970 гг.	5
П. Н. Кропоткин. Гравиметрия и рельеф Луны (в сопоставлении с Землей)	1
П. Н. Кропоткин. Три типа рельефа планеты Марс	5
В. А. Кудея. Тектонофизическая схема Южного и Саксаганского районов Криворожья	3



В. А. Левченко, А. Г. Рябухин. О блоковом строении северного шельфа Кубы	5
Н. В. Лукина. О структурах поверхности фундамента юго-западного Гиссара	2
Е. М. Максимов, М. Я. Рудкевич. Количественная оценка режима вертикальных движений мезозойско-кайнозойской истории Западно-Сибирской плиты	4
А. К. Михалев. К вопросу о природе поперечных сбросов в срединных районах Донецкого бассейна	2
Нгуен Динь Кат. Проблема возраста срединных массивов	1
Г. Е. Некрасов. Место гипербазитов, основных эффузивов и радиоляритов в истории развития полуострова Тайгонос и Пенжинского кряжа	5
А. С. Новикова. О тектонике карелид основания Восточно-Европейской платформы	6
Р. И. Павлов. О поперечных зонах повышенной деформации Зирабулакских гор (Западный Узбекистан)	4
Е. И. Паталаха. О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях (вязкоэластичная инверсия)	4
Ю. С. Перфильев, В. М. Моралев. Массивы древних кристаллических пород Индо-Памирской области	4
В. Г. Петров. Мелкая складчатость докембрийских сланцевых толщ Енисейского кряжа	6
Е. Н. Петров. Некоторые особенности тектонического строения северо-западной части котловины Японского моря	2
Е. С. Постельников. Верхнерифейские орогенные образования на северо-востоке Енисейского кряжа	4
А. Г. Родников, В. Е. Хаин. Проблема направленности развития земной коры в северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса (в свете данных глубинного строения)	3
Ш. Ш. Сабдушев, Р. Р. Усманов. Тектонические покровы, меланж и древняя океаническая кора в Тамдытау (Западный Узбекистан)	5
Е. Н. Савочкина. Тектонические соотношения четвертичных вулканитов с отложениями неогена в междуречье Тигиль-Тихая (Камчатка)	6
С. Г. Самыгин, В. Г. Третьяков. О соотношениях Чингизского разлома с фундаментом Алакольской впадины и Джунгарским разломом (Восточный Казахстан)	2
И. М. Сборщиков. Складки гравитационно-оползневые типа в Верхоянье	4
Г. Ф. Селиверстов, И. В. Жилин, В. И. Петров, А. М. Гогоулан. О пологих надвигах на западном склоне Урала	3
В. И. Семеркин. Тектоническое строение Кузнецкого прогиба по геолого-геофизическим данным	3
Б. В. Смирнов. О распределении внутрислойных напряжений при формировании складчатости	1
Г. А. Смирнов. К истории тектонического развития Урала по данным литолого-фациальных исследований	2
Л. М. Смирнов. Тектоника Западной Камчатки	3
С. С. Снеговской, С. М. Александров. О тектонике западного борта Курильской котловины	5
Р. А. Такранов. К анализу разрывной тектоники Западного Карамазара (Средний Тянь-Шань)	5
М. А. Толстихина. Особенности палеотектонического строения территории СССР в кембрии	1
В. Г. Трифионов. Об импульсивном характере тектонических движений в областях новейшего горообразования (Копетдаг и Юго-Восточный Кавказ)	4
Д. А. Туголесов, В. К. Александров. Тектоника зоны сочленения Байкальской горной области и Сибирской платформы	1
Е. А. Финько, В. Б. Энман. Современные движения земной поверхности в зоне Сурхобского разлома	5
А. С. Флаас. Некоторые особенности структурного развития мамско-бодайбинской серии	6
Н. П. Херасков. Эбетинский шарьяж на Южном Урале	4Б.М.
Б. М. Чиков. Типы срединных массивов мезозойд Тихоокеанского пояса (опыт классификации)	5
В. И. Шевченко. Соотношение структуры древних и юрских толщ Центрального Кавказа на примере Зылгинского массива	2
А. Е. Шлезингер. Сравнительно-тектонический анализ Восточно-Ферганского грабена Большого Каратау	1
С. С. Шульц. Планетарные трещины и тектонические дислокации	4

#### Краткие сообщения

О. М. Адаменко. Надвиги в краевых зонах неотектонических поднятий Алтая	4
В. Ф. Кривonos, Б. И. Прокопчук. Усунку-Сюнжундинская зона глубинных разломов	1

Л. Н. Куклей. Пример наложения складчатостей в беломорском комплексе (Кольский полуостров)	2
Л. Д. Мирошников. Скручивание крыльев складок на Сахалине	6
Ю. Я. Потапенко, В. И. Огородников. Строение фундамента Северного Кавказа в районе междуречья Кубани и Баксана	2
Б. И. Тарбаев, В. В. Туманов. Новые данные по тектонике гряды Чернышева	3
К. А. Ушко, И. П. Сырнев, М. Г. Палочкин. Соотношение новейших структурных элементов с хвалынскими и новокаспийскими береговыми образованиями Западной Туркмении	3

#### Критика и дискуссии

А. А. Белов. Положение герцинид в Альпийской складчатой области юга СССР и сопредельных стран (по поводу статьи Б. П. Бархатова «О палеозойской истории и северной границе Альпийского складчатого пояса юга СССР»)	4
С. А. Захаров. О книге Субботина С. И., Г. Л. Наумчика и И. Ш. Рахимовой «Мантия Земли и тектогенез» («Наукова Думка», Киев, 1968)	1
С. А. Захаров. Несколько замечаний по поводу статьи А. А. Никонова (Геотектоника, № 1, 1970 г.)	6
М. Т. Кучеренко, Д. П. Филиппов, С. Д. Пожидаев. К вопросу о связи мощности каменноугольных отложений со складчатыми структурами Донецкого бассейна (по поводу статей В. Г. Белокопя и А. К. Михалева)	5
Г. С. Поршняков. О проблемах тектоники Южного Тянь-Шаня (Ответ на критические статьи Д. П. Резвого, 1969 г.)	
Л. С. Пузанов. По поводу статьи Ф. Я. Корытова «Зоны мезозойских разломов Забайкалья и их роль в размещении флюоритового оруденения»	3

#### Хроника

Н. А. Богданов. Вопросы тектоники Берингова моря и его обрамления	1
Коллоквиум по тектонике Иберийского полуострова	4
Сессия рабочей группы редакционного комитета Международной тектонической карты Европы масштаба 1 : 25 000 000 (Москва, 22—26 июня 1970 г.)	2
Сессия редакционного комитета Международной тектонической карты Европы (Париж, 19—30 января 1971 г.)	4
Памяти Алексея Алексеевича Богданова	6

*Редакционная коллегия:*

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

**Адрес редакции**

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

Технический редактор *Проценко Е. А.*

---

Сдано в набор 7/IX-1971 г. Т-16655. Подписано к печати 1/XI-1971 г. Тираж 1815 экз.  
Зак. 4738. Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Усл. печ. л. 11,2+1 вкл. Бум. л. 4 Уч.-изд. листов 12,1.

---

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

Цена 1 р. 20 к.

В 232  
ПЕР ПЕСОЧНЫЙ 3-42  
МАКАРЧЕВУ Г И  
70228  
1-12

12  
Индекс  
70228

