

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

5

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1971

## СОДЕРЖАНИЕ

П. Н. Кропоткин. Три типа рельефа планеты Марс	3
А. Л. Книппер. Внутреннее строение и возраст серпентинитового меланжа Малого Кавказа	11
Ш. Ш. Саббюшев, Р. Р. Усманов. Тектонические покровы, меланж и древняя океаническая кора в Тамдытау (Западный Узбекистан)	27
Г. Е. Некрасов. Место гипербазитов, основных эффузивов и радиоляритов в истории развития полуострова Тайгонос и Пенжинского кряжа	37
М. А. Камалетдинов. Шарьяжи Уфимского амфитеатра	45
Р. А. Такранов. К анализу разрывной тектоники Западного Карамазара (Средний Тянь-Шань)	52 ✓
Б. Я. Журавлев, Е. П. Успенский. О крупных тектонических разрывах хребта Чингиз	67
Б. М. Чиков. Типы срединных массивов мезозоид Тихоокеанского пояса (опыт классификации)	78
Л. М. Израилев, А. П. Кропачев. Тектоника центральной части Орулганского антиклинория (Северное Верхоянье)	89
В. А. Левченко, А. Г. Рябухин. О блоковом строении северного шельфа Кубы	98
С. С. Снеговской, С. М. Александров. О тектонике западного борта Курильской котловины	105
И. М. Конопальцев. Движение земной коры на Гармском полигоне по измерениям 1948—1970 гг.	111
Е. А. Финько, В. Б. Энман. Современные движения земной поверхности в зоне Сурхобского разлома	117

## Критика и дискуссии

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)	126
--	-----

## GEOTECTONICS

SEPTEMBER — OCTOBER

MOSCOW

№ 5, 1971 r.

## CONTENTS

<b>P. N. Kropotkin.</b> Three types of relief on the planet Mars . . . . .	3
<b>A. L. Knipper.</b> Inner structure and age of the serpentinitic melange of Lesser Caucasus . . . . .	11
<b>Sh. Sh. Sabdiushev, R. R. Usmanov.</b> Tectonic nappes, melange and the old oceanic crust in Tamdytau (Western Uzbekistan) . . . . .	27
<b>G. E. Nekrasov.</b> The place of ultrabasites, basic effusives and radiolarites in the development history of Taigonos peninsula and Penzhinsk ridge . . . . .	37
<b>M. A. Kamaletdinov.</b> Overthrust sheets of Ufa amphitheatre . . . . .	45
<b>R. A. Takranov.</b> To an analysis of rupture tectonics in Western Karamazar (Middle Tien Shan) . . . . .	52
<b>B. Ya. Zhuravlev, E. P. Uspensky.</b> On large tectonic ruptures in Chinhiz mountain range . . . . .	67
<b>B. M. Chikov.</b> Types of median massifs in the Mesozoides of the Pacific belt (attempt of classification) . . . . .	78
<b>L. M. Izrailev, A. P. Kropachev.</b> Tectonics of the central part of Orulgansk anticlinorium (Northern Verkhoiansk region) . . . . .	89
<b>V. A. Levchenko, A. G. Riabukhin.</b> On a block structure of the northern shelf in Cuba . . . . .	98
<b>S. S. Snegovskoi, S. M. Alexandrov.</b> On the tectonics of the western flank of Kurile depression . . . . .	105
<b>I. M. Konopaltzev.</b> Crustal movements on Garm polygon according to 1948—1970 measurements . . . . .	111
<b>E. A. Finko, V. B. Enman.</b> Recent movements of the Earth's surface in the zone of Surkhobsk fault . . . . .	117

## Critique and Discussions

<b>M. T. Kucherenko, D. P. Filippov, S. D. Pozhidaev.</b> To the problem of relations between the thickness of coal measures deposits and folded structures in Donetz Basin (on the articles by V. G. Belokon and A. K. Mikhalev) . . . . .	126
---	-----

УДК 551.4 : 523.43

П. Н. КРОПОТКИН

## ТРИ ТИПА РЕЛЬЕФА ПЛАНЕТЫ МАРС

На основании новейших фотографий («Маринер-6» и «Маринер-7») и радарных профилей Марса обосновано предположение о наличии на этой планете двух типов коры и о проявлении глыбовых тектонических дислокаций.

Недавно опубликованы фотографии и описания рельефа поверхности Марса по телевизионным изображениям, переданным с автоматических аппаратов «Маринер-6» и «Маринер-7» в июле — августе 1967 г. (Leighton, 1970; Коваль, 1970; Михайлов, 1970; Mars Sympos., 1971). Всего было передано 202 изображения, охватывающих целое полушарие и сделанных с расстояний от 3500 до 1 716 000 км, и 1177 изображений, показывавших небольшие участки поверхности (рис. 1). На тех из них, которые были получены с наименьшего расстояния с помощью длиннофокусной камеры, различимы детали рельефа размером 0,3 км.

Еще раньше по снимкам «Маринера-4», сделанным в 1965 г., выяснилось присутствие на Марсе множества кратеров. Совмещение большого количества снимков, сделанное с помощью компараторов при соответствующем изменении масштаба и видимой проекции, позволило устранить влияние помех и выявить на поверхности Марса более 600 кратеров (Фотография поверхности Марса, 1969). В целом сравнительно детальным фотографированием уже охвачено 10 процентов поверхности Марса, причем снятые полосы пересекли участки с рельефом по крайней мере трех различных типов.

Это, во-первых, обширные районы, изрытые кратерами. Поверхность таких областей похожа на рельеф возвышенностей Луны, также испещренных кольцевыми валами и углублениями кратеров. Их количество на единицу площади и распределение кратеров по различным категориям в зависимости от их размера оказывается на Марсе довольно близко к тому, которое известно на Луне. Области, изобилующие кратерами, имеют сравнительно темный, зеленоватый цвет и раньше описывались под названием «морей». Границы таких «морей», совершенно отличных от лунных «морей» и более похожих на лунные возвышенности, в одних местах расплывчатые, нечеткие, в других резкие. Во многих местах сравнительно узкие апофизы отходят в виде неправильных полос от этих темных областей, проникая внутрь более светлых областей.

Кратеры Марса принадлежат к двум типам. Это, во-первых, крупные кратеры с плоским дном, несколько сглаженными формами и слегка размытыми очертаниями. В верхней части рис. 2 показан один из таких кратеров. Он имеет в диаметре около 30 км. Крупнейшие из этих кратеров достигают 500 км в поперечнике. Такой кольцевой структурой оказалась, например, светлая пятно, известное по фотографиям, сделанным телескопами с Земли, и носящее название «Nix Olimpia». Крупнейшие кратеры Марса в 2,2 раза больше самых больших кратеров на Луне (230 км). Происхождение крупных кратеров скорее всего вулканическое.

Второй тип кратеров — это небольшие (0,3—5 км в поперечнике)

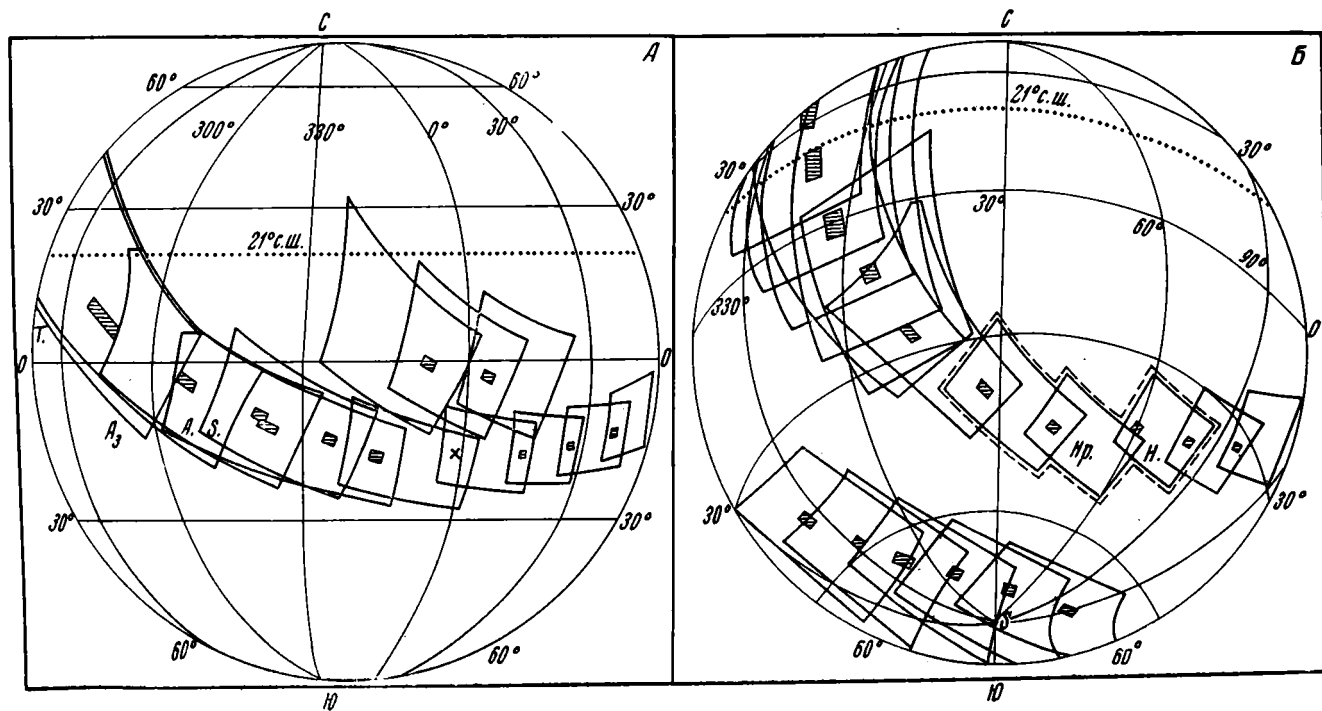


Рис. 1. Расположение снимков, сделанных аппаратами «Маринер-6» (А) и «Маринер-7» (Б)

Большие трапеции — участки, снятые в мелком масштабе; небольшие заштрихованные четырехугольники сняты в крупном масштабе. Обозначения: S — Южный полюс, А — светлое плато Aeria, А. S. — темная полоса Agathodaemon, A. S. — Aurorae Sinus (область с хаотическим чередованием коротких хребтов и впадин), Н — светлая область Hellas, Нр — темная вулканическая область Hesperia, Т — Tharsis, X — кратер, изображенный на рис. 2. Пунктиром очерчен участок, изображенный на рис. 3.

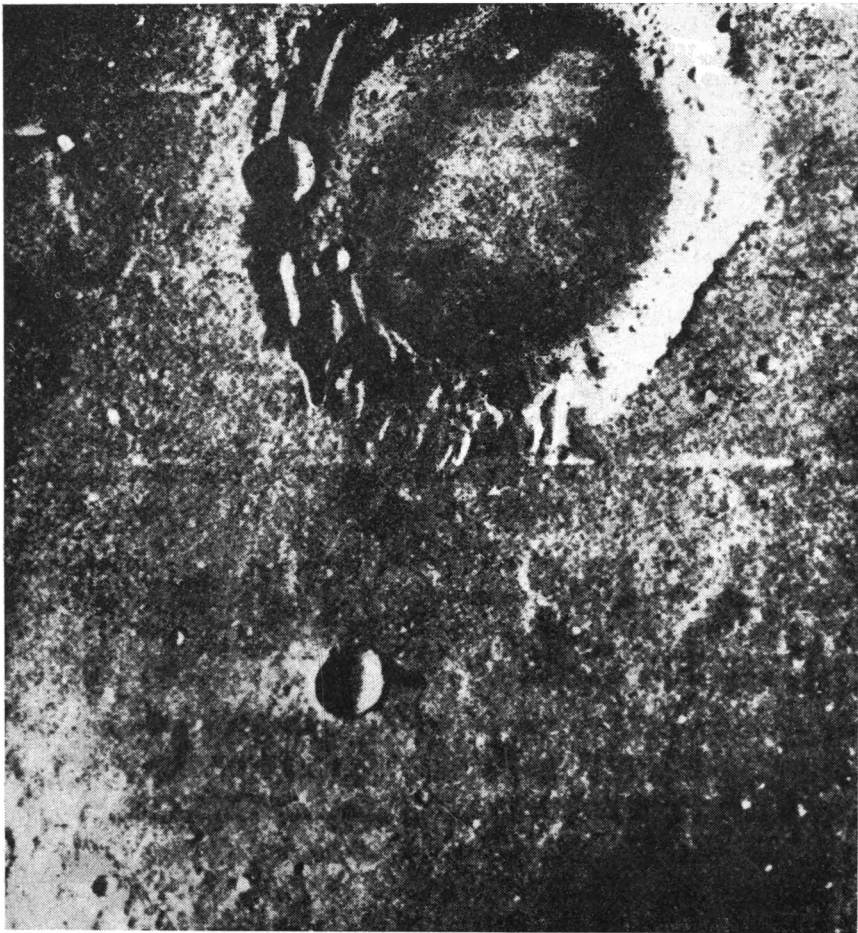


Рис. 2. Кратеры в темной области (между Mare Erythraeum и Sabaeus Sinus)  
 Крупный, более древний кратер имеет плоское дно. Небольшие свежие кратеры с чашеобразным дном являются более молодыми

углубления, круглые в плане и похожие на чашу; они характеризуются более свежим рельефом. Многие из небольших кратеров, вероятно, имеют ударное происхождение. Ударные кратеры образуются при падении и взрыве крупных метеоритов, когда вся их кинетическая энергия переходит в тепловое движение молекул и затрачивается на раздробление и распыление материи. Несколько мелких кратеров видно на рис. 2.

Второй тип рельефа поверхности Марса связан со светлыми, желтовато-красными областями, которые представляют резкий контраст с темными областями «морей» и уже давно рассматривались как пустыни. На рис. 3 виден резкий переход от темной, изрытой кратерами области Геллеспонт (Hellespontus) в левой, западной части схемы к обширной равнине, известной под названием пустыни Эллас (Hellas)— в восточной части. В переходной зоне, ширина которой составляет 130—350 км, протягивается несколько хребтов, приблизительно параллельных краю пустыни Эллас. В этой зоне имеется еще довольно много кратеров. Но далее к востоку кратеров почти нет на всей огромной площади пустыни, пересеченной снимками на протяжении 1600 км. Даже на крупномасштабных снимках более мелких участков не обнаружено никаких неровностей рельефа, соизмеримых по ширине с разрешающей

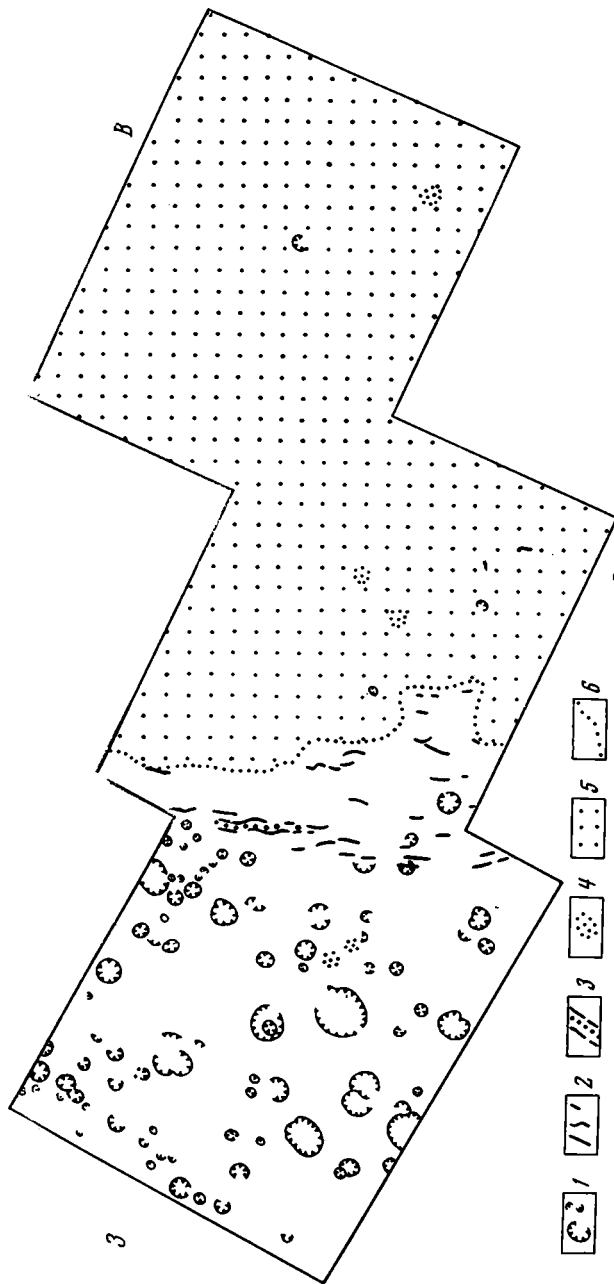


Рис. 3. Схема расположения структурных элементов

Кратеров (1, главным образом в темной области Геллеспонг), хребтов (2, главным образом в переходной зоне), впадин (3) и темных пятен (4), 5 — светлая равнина Эллас, лишенная кратеров, 6 — ее западная граница

способностью длиннофокусной камеры — 300 м. На основании снимков целых полушарий, сделанных с «Маринеров 4, 6 и 7», предполагается, что такой же поразительно ровный рельеф имеют и некоторые другие обширные светлые области.

Наконец, третий тип рельефа — это тот, который американские исследователи называют хаотическим. В таких областях (например, непосредственно к югу от экватора в районе *Angora Sinus*) наблюдается множество коротких, довольно беспорядочно или даже поперек друг к другу ориентированных, иногда прихотливо изогнутых или резко расширяющихся небольших хребтов и впадин. В типичных случаях они



имеют длину от 10 до 100 км. Удивительная особенность этих областей — то, что кратеров на них очень мало или нет совсем. В то же время области с хаотическим рельефом занимают огромные пространства (1 000 000 км<sup>2</sup> на изученной площади). По обе стороны от экватора они распространены в одинаковой степени.

О происхождении рельефа пустынь и хаотически расчлененных районов был высказан ряд слабообоснованных догадок (Leighton, 1970). С нашей точки зрения, правдоподобнее было бы предположить, что в основе расчленения поверхности Марса на столь различные морфологические регионы лежат отличия в характере тектоники и магматизма, сформировавшего поверхностные слои (кору) этой планеты.

Уже различие в цвете между темными, испещренными кратерами, гористыми областями «морей» и светлыми пустынными равнинами указывает на разницу в минералого-петрографических характеристиках верхнего слоя. Темно-серые, зеленоватые вулканические области, вероятно, сложены, как и на Луне, меланократовым базальтовым материалом.

Желтовато-красные равнины имеют фон настолько светлый, что вряд ли можно приписать его продуктам разрушения базальтов или других основных, как правило, темноцветных пород. Так, например, упомянутая равнина Эллас иногда выглядит через телескопы как поверхность более светлая и блестящая, чем белые полярные шапки Марса. Общий тон этих равнин похож на светло-желтые и красноватые цвета пустынь Африки и Аравии, сфотографированных из космоса. Специальные фотометрические исследования показали, что красноватый оттенок марсианских пустынь обязан присутствию лимонита — того же минерала, который образует корочки и пленки «пустынного загара» на обломках горных пород в земных условиях (Ржига, 1968). Поверхностный слой наших пустынь состоит главным образом из лейкократовых гранитных пород и светлых продуктов их разрушения — кварца, полевых шпатов и слюд. Этим и определяется общий светлый фон таких областей.

Кислый («гранитный», в наиболее широком смысле слова) магматизм известен не только на Земле, где с ним связано формирование гранитного слоя материковых глыб. К тому же типу относится особая категория метеоритов — тектиты. Они обычно содержат: SiO<sub>2</sub> 67—79%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 10—14,5; FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 3—7; CaO 0,1—4,5; MgO 1,3—3,3; K<sub>2</sub>O 1,8—3,1 и Na<sub>2</sub>O 0,6—1,7% (Тектиты, 1966; Кваша, Горшков, 1961). Это в общих чертах близко к составу кислых, ультракислых и средних пород гранитной магмы. Поэтому вполне возможно допустить, что и на Марсе имеются области, сложенные в основном продуктами кислого магматизма. Кислые магмы являются гораздо более вязкими, чем основные. По сравнению с основными магмами они гораздо чаще образуют интрузии (иногда приповерхностного, гипабиссального типа), но составляют значительно меньший процент среди эффузивов. Крупных вулканов, сложенных исключительно кислыми магматическими породами, на Земле очень мало; в подавляющем большинстве вулканические постройки состоят из базальтов и андезитов или из чередования этих пород с породами кислой магмы.

Вполне возможно, что при еще более медленных процессах внедрения вязкая кислая магма на Марсе успевала отдать почти все содержащиеся в ней пары воды и газы прежде, чем достигала поверхности. В этом случае ни мощные взрывы газа, ни излияния лав не могли бы происходить в областях кислого магматизма в таком объеме, который необходим для возникновения крупных вулканических воронок, кратеров и конусов. Было бы понятно, почему светлые области Марса, сложенные, вероятно, лейкократовым материалом гранитоидного происхождения, практически лишены кратеров.



Мелкие кратеры ударного происхождения, конечно, должны были возникать на светлых равнинных областях и в областях с хаотическим рельефом так же часто, как и в областях темных. Их исчезновение приходится связать с нивелирующим действием морозного выветривания (температура на Марсе варьирует в течение суток на  $90^\circ$ ) и ветра. Редкая марсианская атмосфера обнаруживает, однако, большую турбулентность. Здесь не раз отмечалась по наблюдениям в телескопы серая облачная пелена, которую рассматривают как проявление пыльных бурь. Неглубокие кратеры могли быть выровнены и заполнены песком и пылью (Leighton, 1970; Уиппл, 1968, Мартынов, 1970).

Судя по фотографиям типичных участков, рельеф «хаотических» областей не так уж беспорядочен, чтобы нельзя было связать его с действием горизонтально ориентированных тектонических сил. Однообразное простирание прослеживается на участках в сотни километров; оно характерно и для хребтиков переходной зоны между Геллеспонтом и Эллас на протяжении 400 км. На наш взгляд, такой рельеф обнаруживает сходство с поверхностью известной «провинции хребтов и долин» на территории штатов Невада, Аризона, Нью-Мексико в западной части США. Характерный рельеф этой области выразительно охарактеризован Ф. Кингом в его геологическом очерке Северной Америки как чередование беспорядочных, нередко изгибающихся по простиранью, «своеобразных коротких субпараллельных хребтов и разделяющих их пустынных бассейнов. На карте эти структуры, по мнению майора Деттона, похожи на армию гусениц, ползущих к северу от Мексики» (Кинг, 1961, стр. 253).

Такой своеобразный рельеф возникает в связи с чередованием процессов сжатия и растяжения при образовании как взбросов, так и грабенов и в условиях неоднородности механических свойств фундамента. Так, например, у краев массива плато Колорадо некоторые хребты (Уинта и др.) ориентированы почти перпендикулярно к общему простиранью структур Скалистых гор и провинции хребтов и долин, расположенной южнее.

Таким образом, нельзя согласиться с Р. Лейхтоном (Leighton, 1970), что на Марсе отсутствуют тектонические структуры земного типа. Скорее здесь можно предполагать развитие тектонических форм глыбового типа, связанных со сбросами и взбросами, а также расчленение поверхности на области с корой «гранитного» типа (светлые равнины) и «базальтового», или «лунного», типа (темные вулканические области). Почти полное отсутствие кратеров на огромной площади светлых равнин и областей с хаотически расчлененным рельефом наряду с концентрацией их в темных областях Марса необъяснимо с позиций ортодоксальной метеоритной гипотезы. Ведь падение метеоритов должно было происходить одинаково часто в любом из этих регионов. Такая неравномерность несомненно свидетельствует в пользу вулканического происхождения большинства кратеров. Этого нельзя сказать лишь о мелких кратерах, которые могли быть сивелированы благодаря золотой седиментации.

На неоднородность в строении коры указывают и новейшие данные о различиях в среднем уровне обширных участков поверхности Марса. Их уровень варьирует в пределах 13,3 км — такой же приблизительно величины, как и на Земле (11,4 км при пересчете на ту амплитуду, которая имела бы место после изостатического поднятия дна океана, в случае удаления всей воды с поверхности Земли) и на Луне (9—10 км; Кропоткин, 1971). Вполне возможно, что, как и на Земле, это связано с различиями в толщине коры, т. е. более легкого слоя, сложенного магматическими дифференциатами, выплавленными из ультраосновных подкорковых слоев.

Радарные определения высоты уровня поверхности Марса были выполнены лабораторией Калифорнийского технологического института в 1969 г. Они дают осредненную характеристику высоты рельефа на 15 участках, расположенных в полосе между экватором и  $10^\circ$  с. ш. и имеющих около 100 км в поперечнике (New Radar map, 1969). Разница в высоте, равная 13,3 км, обнаружилась между экваториальными областями Tharsis и Amazonis. Две темные области (Syrtis Major и Trivium Chacontis) оказались наклоненными областями, причем Syrtis Major постепенно на протяжении 800 км повышается примерно на 6 км в сторону светлого плато Эрия (Aeria). На рис. 1 показан профиль по  $21^\circ$  с. ш., полученный радарным методом. Высшие его участки находятся: 1) в центре самой обширной светлой области Марса (включаящей Amazonis, Tharsis, Arcadia, Tempe — см. карту в статье: Головкин, 1970), где высота составляет 2,5—6,9 км над средним уровнем поверхности на этом профиле; 2) в центре и восточной части светлой области Aeria — Arabia (1—3,5 км над средним уровнем); 3) вблизи центра светлой области Elysium (1—3,2 км над средним уровнем). Низшие участки (5,0 и 5,6 км ниже среднего уровня) находятся на  $323$  и  $340^\circ$  в. д. у окраин крупной темной области Mare Acidaliium.

Выполненный мной математический анализ частоты встречаемости различных уровней показал, что гипсографическая кривая Марса (на профиле по  $21^\circ$  с. ш.) совершенно не соответствует гауссовой кривой случайного распределения и, скорее, свидетельствует о наличии двух нерезко выраженных максимумов частоты, соответствующих отметкам  $-2,1$  и  $+2,8$  км от среднего уровня. Таким образом, имеющиеся данные согласуются с предположением, что светлые области сложены менее плотным силикатным материалом и имеют, согласно принципам изостазии, более толстую кору и более высокий общий уровень поверхности.

В заключение следует отметить, что каналы, которые рисовались как очень узкие прямолинейные темные полосы, не были обнаружены при детальном изучении Марса. Темные, довольно расплывчатые, более или менее линейные структуры не очень контрастно выделяются на некоторых снимках; часть из них была известна уже по фотографиям с Земли и названа каналами. Так, например, легко распознаются «каналы» Agathodaemon и Cerberus. Другие «каналы» оказались цепочками темных пятен различного размера и контрастности. Такое расположение иногда могло иметь место и при случайном разбросе пятен. Крупная прямолинейная трещина, пересекающая один из кратеров, известна по фотографиям «Маринера-4».

Неровный вулканический рельеф очень эффектно выражен на фотографиях «Маринера-7» в районе южной полярной шапки. Он подчеркнут здесь неравномерным распределением снега и его таянием на более освещенных склонах. Толщина снежного покрова, по расчетам, местами достигает здесь нескольких метров. Предполагается, что марсианский снег состоит в основном из твердой углекислоты с примесью кристаллов льда (Leighton, 1970). Климатические условия не исключают возможности существования на Марсе примитивных форм жизни.

Сейчас, когда к Марсу приближаются три автоматических межпланетных станции — советские «Марс-2» и «Марс-3» и американская «Маринер-9», можно надеяться на получение большого количества новых данных о рельефе, внутреннем строении, атмосфере и магнитном поле этой планеты. Сравнение Марса и Земли вероятно станет одним из основных критериев проверки различных геотектонических гипотез и представлений о геологической эволюции планет.

## Литература

- Головков В. К. Темные области на Марсе — возвышенности или низменности? Земля и Вселенная, № 1, 1970.
- Кваша Л. Г., Горшков Г. С. Векторная диаграмма химических составов тектитов и земных лав. Метеоритика, вып. 20, 1961.
- Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1961.
- Коваль И. К. Новое о Марсе. Земля и Вселенная, № 6, 1970.
- Кропоткин П. Н. Гравиметрия и рельеф Луны (в сопоставлении с Землей). Геотектоника, № 1, 1971.
- Мартынов Д. Я. Планеты. Решенные и нерешенные проблемы. Изд-во «Наука», 1970.
- Михайлов В. В. Марс перед объективами телевизионных камер. Земля и Вселенная, № 1, 1970.
- Ржигга О. Н. Марс. Чем сложена его поверхность? Земля и Вселенная, № 5, 1968. Тектиты. Под ред. О'Кифа. Пер. с англ. Изд-во «Мир», 1966.
- Уиппл Ф. Земля, Луна и планеты. Пер. с англ. Изд-во «Наука», 1968.
- Фотография поверхности Марса. Земля и Вселенная, № 4, 1969.
- Leighton R. B. The surface of Mars. Scient. Amer., v. 222, No. 5, 1970.
- Mars symposium, Jour. Geophys. Research, v. 76, No. 2, 1971.
- New Radar map. Nature, v. 223, No. 5206, 1969.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
7 апреля 1971 г.

УДК 551.243.4 : 552.321.6(479)

А. Л. КНИППЕР

**ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ СЕРПЕНТИНИТОВОГО  
МЕЛАНЖА МАЛОГО КАВКАЗА**

Серпентинитовый меланж Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа возник в результате тектонического дробления и перемешивания разновозрастных пород. Цементом меланжа являются серпентиниты, в которых заключены блоки доальбского офиолитового комплекса (различного типа габброиды и габбро-амфиболиты, вулканогенные породы основного состава, радиоляриты), включения докембрийских (или нижнепалеозойских) кристаллических сланцев, а также тектонические отторженцы различных осадочных пород, среди которых встречаются палеозойские (?), триасовые, юрские, меловые и палеогеновые породы. Образование меланжа относится к концу неокома (австрийская фаза тектогенеза), однако усложнение его внутренней структуры и состава, связанное с движениями протрузий, происходило в более позднее время (в нижнем сенеоне и после верхнего эоцена).

Совсем недавно, в 1967 г., после посещения советскими геологами территорий Ирана и Турции, в связи с Международным коллоквиумом по тектонике Альпийского пояса, неожиданно стало ясным, что на территории Советского Союза (по крайней мере на Малом Кавказе) широким распространением пользуется весьма своеобразная тектоническая формация меланж, выделенная на территории Альпийского пояса Евразии И. Бейли и У. Макколином (Bailey, McCallien, 1956) в Турции под названием «Ансая меланж». Специфичность условий образования этой формации вне зависимости от точки зрения на ее происхождение заставляет нас коренным образом пересмотреть многие устоявшиеся представления о стратиграфии, истории развития и тектоническом строении Малого Кавказа, что частично было сделано В. Е. Хаиным (1968, 1969) и А. В. Пейве (1969).

Характерный набор пород и их взаимоотношения по площади и в разрезе, специфичные условия залегания — все это ставит меланж в ряд уникальных геологических образований, заслуживающих самого внимательного изучения.

В настоящей работе на основании фактического материала, полученного нами во время исследования Малого Кавказа в период с 1963 по 1969 г., мы опишем внутреннее строение офиолитового комплекса<sup>1</sup> Армении и Азербайджана и попытаемся установить его возраст. Этот вопрос имеет принципиальное значение для понимания самого понятия «меланж» и истории его возникновения и развития. Некоторые выводы, полученные нами ранее, были уже изложены в соответствующих статьях, а также в работе А. В. Пейве (1969).

<sup>1</sup> По нашему мнению, термин «формация» никак не применим к группе пород, которые обычно включаются геологами в офиолитовую формацию. Наша точка зрения на этот вопрос достаточно подробно была обоснована ранее (Книппер, 1968, 1970). Поэтому при дальнейшем изложении будем говорить об «офиолитовом комплексе», «офиолитовой серии» или «офиолитовой ассоциации».

## ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА СЕВАНО-АКЕРИНСКОЙ ЗОНЫ

Выходы пород офиолитовой серии на Малом Кавказе известны уже давно. Их петрографическое описание, стратиграфическое и тектоническое положение достаточно подробно описаны в работах С. Б. Абовяна, Ш. А. Азизбекова, А. А. Габриэляна, В. Л. Егояна, М. А. Кашкая, Л. Н. Леонтьева, К. Н. Паффенгольца, В. П. Ренгартена, В. Е. Хаина, Э. Ш. Шихалибейли и во многих других исследованиях. Эти образования все геологи группируют в два крупных пояса. Северный из них, Севано-Акеринский (Шихалибейли, 1964), протягивается от северо-восточного побережья оз. Севан на юго-восток, вплоть до среднего

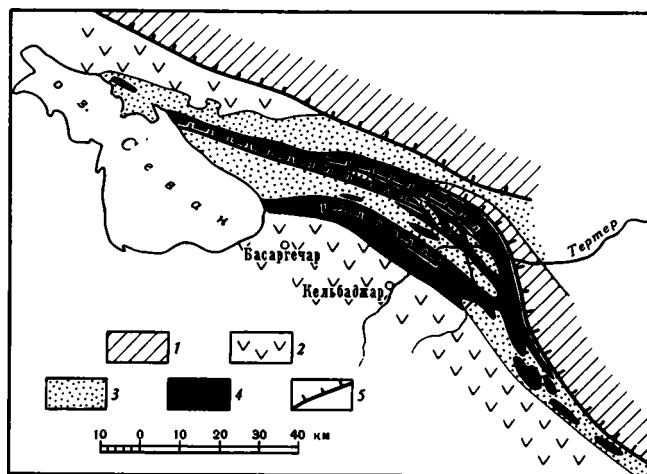


Рис. 1. Схема распространения выходов пород офиолитового комплекса в пределах Севано-Акеринской зоны

1 — юрские основные вулканиты Сомхето-Карабахской зоны; Севано-Акеринская зона; 2 — вулканогенные породы палеогена; 3 — осадочные образования мела — палеогена; 4 — офиолиты; 5 — надвиги

течения р. Акера (рис. 1). Его продолжением на западе являются выходы офиолитов в районе Ленинакана. Южный пояс, известный под названием Вединского (Егоян, 1953), имеет значительно меньшую протяженность (в современной структуре) и расположен на левом берегу р. Аракс, к юго-западу и юго-востоку от Еревана.

В обоих упомянутых выше поясах все геологи описывают обычные геосинклинальные офиолитовые комплексы, сложенные основными эффузивами и радиоларитами, прорванные интрузиями основных и ультраосновных пород. Возраст отдельных членов этой офиолитовой серии, так же как и всей ее в целом, вплоть до настоящего времени остается спорным и различными группами исследователей трактуется по-разному.

Лишь совсем недавно в геологической литературе появились указания на наличие в пределах Малого Кавказа типичного меланжа, как в пределах его Севано-Акеринского, так и Вединского поясов (Хаин, 1968, 1969; Пейве, 1969; Ломизе, 1970).

Рассмотрим некоторые особенности строения офиолитовых комплексов Малого Кавказа, причем основное свое внимание уделим Севано-Акеринской зоне, поскольку меланж Вединского пояса недавно был описан М. Г. Ломизе (1970).

Выходы пород офиолитовой серии в пределах Севано-Акеринской зоны целиком расположены внутри так называемого Сарыбабинского синклинория (Шихалибейли, 1964) и его северо-западного продолжения

в пределах Армении. Обнажения офиолитов начинаются на юге, в районе Лысогорского перевала, и прослеживаются в виде единой зоны примерно до долины р. Тертер, где они как бы разветвляются на два параллельных рукава, разделенных областью развития верхнесенонских известняков и палеогенового флиша (см. рис. 1). Северная из этих полос проходит через район поселка Лев к северным подножьям Шагдагского хребта. Ее северо-западным продолжением являются гипербазиты Джил-Сатанахачского массива (Абовян, 1966) и серпентиниты Шоржи и Тохлуджи. Южная же полоса через район Гейдары и Зодский перевал прослеживается вплоть до района села Шишкая, где выходы пород офиолитового комплекса скрываются под водами озера Севан.

Рассмотрим внутреннее строение офиолитов в области, расположенной к северо-западу от р. Тертер.

Здесь, так же как и во многих местах Альпийской зоны Евразии, внутри офиолитового комплекса встречаются самые разнообразные по составу и происхождению образования, цементом которых являются ультрабазиты.

Среди последних пород преобладают серпентиниты, образовавшиеся главным образом по перидотитам. Значительно меньшим распространением пользуются серпентинизированные дуниты и слабо измененные пироксениты (Азизбеков и др., 1950; Абовян, 1966). Эти бутыльно-зеленые, салатно-зеленые, иногда почти черные породы имеют как бы конгломератоподобное строение, что выражается в том, что разного размера глыбы относительно слабо серпентинизированных ультрабазитов заключены в «цемент», состоящий из серпентинитовых сланцев и брекчий. Величина таких глыб самая разнообразная: от микроскопической до 1—2 км. Также сильно изменяется и форма включений. Встречаются блоки эллипсоидальной, кирпичеобразной, плитообразной и утюгообразной формы. Их грани всегда как бы сглажены и зализаны. Нередки и включения почти идеальной округлой формы. Все они заключены в тонкую серпентинитовую рубашку, на отполированной поверхности которой видны многочисленные борозды скольжения, пересекающиеся под самыми различными углами.

Соотношение массивных, слабосерпентинизированных ультрабазитов с серпентинитовыми сланцами и серпентинитовыми милонитами по площади может сильно меняться. В некоторых местах (Гейдара, северо-западная часть Джил-Сатанахачского массива) преобладают массивные, гарцбургиты, а серпентинитовые сланцы и милониты играют резко подчиненную роль. В этом случае эти последние породы играют как бы кайму вокруг огромных блоков и отделяют один блок от другого или же трассируют собой зоны многочисленных тектонических трещин внутри массивных перидотитов.

В эту серпентинитовую массу погружены включения разнообразнейших по составу и происхождению пород. Обычно более плотные, чем серпентиниты, они хорошо выделяются в рельефе, слагая отдельные холмы и островерхие горы. Округлые, эллипсоидальные, они образуют иногда очень крупные массивы, протягивающиеся на 10—15 км при ширине 1—2 км.

Во всех случаях эти огромные массивы сложены породами офиолитовой серии: габброидами и образованиями вулканогенно-осадочной серии. В плане они обычно имеют линзообразную форму, а в разрезе большей частью форму клина (рис. 2).

Реже встречаются блюдцеобразные массы, контакт которых с серпентинитами в плане имеет весьма причудливую форму. Более мелкие блоки или глыбы размером от 1 до 300—400 м<sup>3</sup> в плане имеют самые разнообразные очертания: округлые, эллипсоидальные, плитообразные и др. Их форма ничем не отличается от формы блоков слабосерпентинизированных ультраосновных пород, описанных выше. Поверхность таких

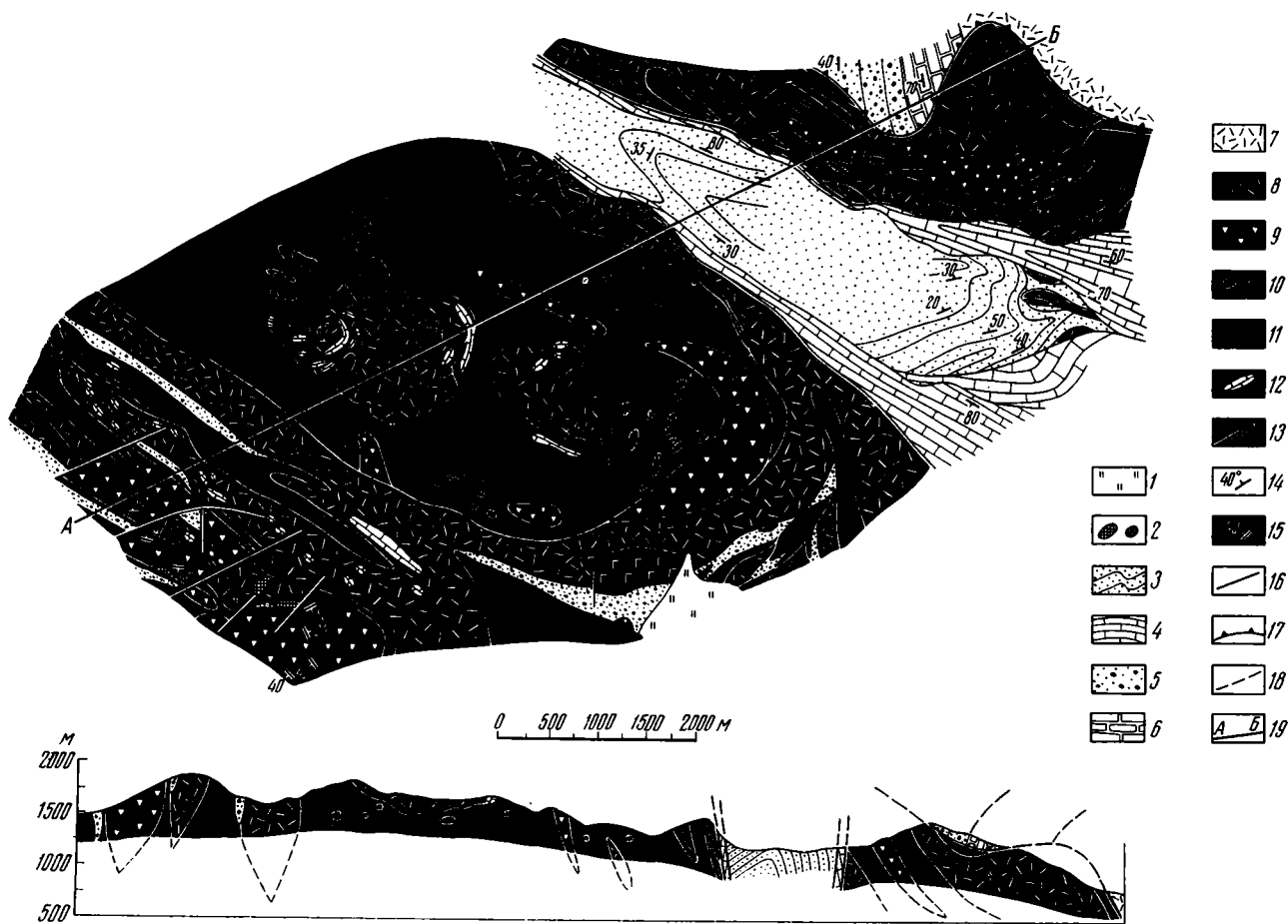


Рис. 2. Геологическая карта междуречья рек Тертер и Левчай между селами Чайкенд и Камышлы

1 — четвертичные отложения нерасчлененные; 2 — андезитовые некки третичного возраста; 3 — Флишондская толща палеогена; 4 — известняки верхнего сенона; 5 — терригенная толща альб-сеномана; 6 — известняки, кремнистые сланцы титона — валанжина; 7 — верхнеюрская вулканическая толща основного состава. Офиолитовый комплекс; 8 — вулканогенно-осадочная толща; 9 — габбро-амфиболитовый комплекс; 10 — то же, мелкие блоки в серпентинитах; 11 — серпентиниты; 12 — линзы известняков в вулканогенно-осадочной толще и блоки в серпентинитах; 13 — лиственциты; 14 — падение пород; 15 — падение гнейсовидности (полосчатости) в габбро-амфиболитовом комплексе; 16 — сбросы и взбросы; 17 — надвиги; 18 — предполагаемые границы; 19 — линия профиля



глыб или покрыта идеально отполированным серпентинитовым панцирем, или же испещрена многочисленными бороздами скольжения, пересекающимися в самых различных направлениях. Эти включения рассечены многочисленными трещинами, и вдоль некоторых из них происходит как бы нагнетание серпентинитового милонита внутрь блока.

Наибольшим распространением среди глыб пользуются различного типа габброиды, диабазы, основные эффузивы и их туфы, а также кремнистые осадочные породы (в том числе и красные яшмы). Все они рассыпаны в серпентинитах без всякого порядка, таким образом, что любые члены разреза этого офиолитового комплекса соседствуют друг с другом в самых различных сочетаниях (см. рис. 2). Красные яшмы и кремнистые туфы внутри каждого тектонического блока смяты в сложную систему складок и пронизаны многочисленными кварцевыми и карбонатными прожилками, которые никогда не выходят за пределы блока в серпентиниты. Порфириты и породы габброидного ряда внутри отдельных блоков необычайно сильно брекчированы и иногда состоят как бы из отдельных остроугольных обломков, плотно притертых друг к другу.

В то же время породы вулканогенно-осадочной серии и габброиды слагают и крупные протяженные массивы или линзы, протягивающиеся на 10—15 км при ширине 1—2 км. Таковы Левчайский и Чайкендский габбро-амфиболитовые массивы, а также тектонические линзы порфиритов верховьев рек Левчай и Шамкирчай. Эти габброидные породы описаны Ш. А. Азизбековым (1950) и ничем не отличаются от аналогичных пород Джил-Саганахачского массива (Абовян, 1966). Нередко они обладают четкой полосчатой текстурой, что очень хорошо видно в ряде массивов Азербайджана и Армении. Резкое изменение простираний полосчатости внутри какого-либо одного массива позволяет иногда утверждать, что относительно крупные массивы этих пород состоят из отдельных блоков, тесно притертых друг к другу (см. рис. 2). В то же время наблюдаются участки или зоны, где габброиды представляют собой сплошную тектоническую брекчию, иссеченную полевошпатовыми прожилками разной мощности. Эти полевошпатовые жилы не встречаются ни в серпентинитах, ни в породах вулканогенно-осадочной серии. Их распространение четко лимитируется контурами габбрового блока. Внутри крупных блоков вулканогенно-осадочной серии в целом не наблюдается столь сильной тектонической переработки, которую мы видим внутри габброидных массивов. В них зачастую прослеживаются отдельные осадочные горизонты (туфы, линзы рифогенных известняков), которые позволяют расшифровать внутреннюю структуру этих тектонических клиньев.

Среди пород офиолитового комплекса, главным образом среди серпентинитов, встречаются включения разнообразнейших осадочных пород, не имеющих отношения к офиолитовой серии. Это конгломераты и песчаники нижнего сенона (правый берег Агкаячая), известняки верхнего сенона (район с. Камышлы, правый берег р. Шымпыртдара). Все эти тектонические отторженцы обычно залегают в краевых частях зон распространения офиолитов по соседству с коренными выходами верхнемеловых или палеогеновых пород. Их возраст легко устанавливается по находкам фауны или же благодаря полному литологическому сходству с рядом лежащими, фаунистически датированными разрезами.

В то же время среди серпентинитов встречаются и блоки осадочных пород, неизвестных в пределах Севано-Акеринской зоны. Это, во-первых, серые и черные битуминозные известняки, напоминающие по внешнему облику палеозойские образования Нахичеванской АССР, различного типа органогенные известняки, возможно верхнеюрского возраста (Хаин и др., 1949), и розовые песчанистые известняки верхнего триаса (Соловкин, 1950). Количество таких включений весьма невелико.

Также подчиненное значение в общем объеме офиолитового комплекса Малого Кавказа имеют и метаморфические породы, хотя встречаются они повсеместно. Это белые сахаровидные и ленточно-слоистые мраморы, последние из которых нередко содержат прослои зеленых кварцево-хлорит-карбонатных сланцев. Также очень часто встречаются тектонические отторженцы темно-зеленых полосчатых амфиболитов, прекрасно картируемых среди серпентинитов на правом берегу р. Агкаячай. Повсеместно наблюдаются блоки различных кристаллических сланцев. Среди них выделяются кварцево-серицитовые и хлорит-серицитовые зеленые сланцы.

Особое место в ряду этих метаморфических образований занимают породы, обычно выделяемые геологами в габбро-амфиболитовый комплекс (Азизбеков, 1950). Эти метаморфизованные основные эффузивы, теснейшим образом переплетающиеся с комплексом полосчатых габбро, от которых их не всегда удается отделить даже при детальном геологическом картировании. Эти породы вскрыты к северу от с. Кылычлы и в районе с. Джанахмед. Чаще всего это плотные, темные амфиболиты (иногда с гранатом), имеющие постепенные переходы через габбро-амфиболиты к типичным полосчатым габбро. Внутри относительно мощных пачек амфиболитов встречаются линзы кристаллических сланцев, содержащих линзы мраморов.

Также к особой группе метаморфических образований следует отнести и многочисленные тела белых родингитов, возникших в результате метасоматической переработки диабазовых и габбро-диабазовых даек во время серпентинизации ультраосновных пород (Coleman, 1963; Dal Piaz, 1969). Эти дайки никогда не выходят за пределы серпентинитовых тел. Обычно они очень сильно тектонически переработаны: разорваны, будинированы, смяты в сложную систему складок.

Изложенный выше материал не оставляет никакого сомнения в том, что все породы офиолитового комплекса Севано-Акеринской зоны претерпели тектоническую переработку. Вопрос может стоять лишь о том, насколько сильно эти движения затушевывали первичные соотношения между отдельными членами офиолитовой ассоциации. Может быть это тектоническое перемешивание не столь уж велико и вся описанная выше картина в значительной мере определена последовательным внедрением интрузий гипербазитов и габбро в эффузивно-осадочный комплекс, а все включения в серпентинитах просто-напросто являются ксенолитами? Для ответа на этот вопрос первостепенное значение приобретает проблема возраста офиолитовой серии в целом и серпентинитов и габбро в частности, о чем будет сказано ниже. Сейчас остановимся на другом вопросе, имеющем также очень важное значение для понимания первичных взаимоотношений внутри офиолитового комплекса.

Дело в том, что наблюдаемые нами в настоящее время соотношения между породами внутри офиолитового комплекса Армении и Азербайджана резко отличаются его от разреза офиолитовых серий Лигурийского побережья Италии и массива Вуринос, которые могут считаться эталонными после работ П. Пассерини (Passerini, 1965) и Ж. Брюнна (Brunn, 1960) и в которых, как известно, внутри офиолитов наблюдается вполне определенная последовательность. На эти разрезы недавно обратил внимание А. В. Пейве (1969) и автор настоящей статьи (1970), которые в 1969 г. посетили разрезы Лигурийского побережья Италии и убедились в справедливости воззрений П. Пассерини.

В этих районах офиолитовая серия слагает стратифицированный разрез, в основании которого залегают ультраосновные породы, средняя часть сложена различными габброидами, а вверху преобладают различного типа основные вулканиты. Венчается разрез кремнистыми породами, в том числе и радиоляритами.

При любой концепции на происхождение этого разреза, будь то магматическая дифференциация (Вгипп, 1960) или блок океанического фундамента с его эффузивно-осадочной покрывкой (Пейве, 1969, Книппер, 1970), самыми древними породами в нем являются ультрабазиты, а самыми молодыми — радиолариты. Таким образом, в этих очень полных разрезах картина как раз обратная той, которую следует предполагать для Севано-Акеринской зоны, если придерживаться интрузивной гипотезы происхождения ультрабазитов и габбро. При этой концепции последовательность пород в офиолитовой серии Малого Кавказа должна быть следующей (от древних к молодым): основные эффузивные породы → радиолариты → интрузии гипербазитов → интрузии габбро.

Это, естественно, наводит на мысль об особых условиях формирования офиолитов Армении и Азербайджана. Однако это не совсем верно.

Дело в том, что в отдельных крупных блоках пород офиолитовой ассоциации удается достаточно четко установить определенную последовательность ее пород.

Это уже давно было сделано С. Б. Абовяном (1961) для ультраосновных пород и габбро северо-восточного побережья оз. Севан, где наблюдается их весьма полный разрез, в основании которого залегают различного типа ультраосновные породы, постепенно сменяющиеся вверх через зону переслаивания троктолитов и анортозитов различными габброидными породами, а затем диоритами и даже плагиогранитами.

Наличие определенной последовательности внутри эффузивно-осадочной серии также уже достаточно давно было отмечено Э. Ш. Шихалибейли (1964) для района верхнего течения р. Тертер, где нижняя ее часть сложена главным образом эффузивными породами, а верхняя — глинистыми сланцами и кремнистыми породами.

В пределах Севано-Акеринской зоны нам не удалось обнаружить единого непрерывного разреза, подобного таковому Италии и Греции. Контакты между ультраосновным и габброидным комплексом пород, с одной стороны, и эффузивно-осадочной серией — с другой, всегда тектонические. Основываясь на чисто структурных признаках (частое пространственное сонахождение габбро-амфиболитового комплекса и эффузивно-осадочной серии); а также на поразительном сходстве пород офиолитового комплекса с аналогичными породами Лигурийского побережья Италии, массива Вуринос и других разрезов (Книппер, 1970), мы можем предполагать, что и внутри Севано-Акеринской зоны разрез офиолитовой серии некогда был таким же, как в Италии и Греции.

Если это так, то наблюдаемые в настоящее время соотношения пород внутри офиолитового комплекса могли возникнуть только в результате очень сильных тектонических воздействий.

Заканчивая описание офиолитовой серии Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа, отметим, что весь изложенный выше материал позволяет говорить о том, что в настоящее время выходы офиолитов в Севано-Акеринской зоне представляют собой как бы тектоническое месиво, в котором заключены самые разнообразные по возрасту и происхождению породы. Эти образования имеют полное тождество с меланжем, описанным во многих районах Альпийской зоны, и именно так и должны называться. Любое другое название (например, «офиолитовая формация») только смазывает все особенности внутренней структуры и происхождения этих образований.

### ВОЗРАСТ ПОРОД, ВХОДЯЩИХ В МЕЛАНЖ

Для правильного понимания возникновения и истории развития меланжа весьма существенным представляется знание возраста слагающих его пород. Ранее мы уже коснулись проблемы возраста некоторых осадочных образований, включенных в меланж.

Автор	Возраст							
	верхняя юра	неоком-ант	альб	сеноман	турон	нижний сенон	верхний сенон	верхний эоцен
К. Н. Паффенгольц (1941)					----			—
В. П. Рентгартен (1959)	----					----		—
Л. Н. Леонтьев, В. Е. Хаин (1949); Э. Ш. Шихалибейли (1964) и др.						—		—
С. Б. Абовян (1961)								—
С. А. Паланджян (1965); Л. С. Меликян и др. (1967)	—							
Г. С. Арутюнян (1967)					—			
А. Л. Книппер (1965 <sub>1,2</sub> )	—	—	—					

Примечание. Возраст пород офиолитовой ассоциации Севано-Акеринской зоны по различным авторам. Сплошная линия — серпентиниты и габбро, штрихи — вулканогенно-осадочная серия.

Наиболее сложной и важной представляется проблема возраста пород офиолитового комплекса, поскольку именно эти породы являются необходимой и главной составной частью меланжа.

В таблице в виде схемы показаны представления ряда геологов, проводивших полевые исследования в пределах Севано-Акеринской зоны, взгляды которых на возраст отдельных групп пород офиолитовой формации были взяты в основу многих геологических концепций. Сторонники верхнеэоценового возраста ультраосновных пород и габбро основываются на прорывании гипербазитами фаунистически датированных верхнеэоценовых отложений в районе сел Шоржа и Джил. Группа последователей взглядов Л. Н. Леонтьева, В. Е. Хаина и Э. Ш. Шихалибейли главный упор делает на факте трансгрессивного перекрытия серпентинитов и вулканогенных пород базальными горизонтами кампана, что наблюдается во многих разрезах Севано-Акеринской зоны. Возраст же вулканогенной серии определяется на основании ее налегания на фаунистически датированные отложения сеноманского яруса. Группа армянских геологов (Паланджян, 1965; Меликян и др., 1967) в своих выводах опирается на наличие огромного числа обломков офиолитовой серии в конгломератах нижнего сенона, которые залегают на размытой поверхности габбро-амфиболитов. Мною на основании находок обломков серпентинитов и габбро-амфиболитов в конгломератах сеноманского яруса было сделано предположение об их досеноманском возрасте (Книппер, 1965<sub>1,2</sub>). В составе этих же конгломератов были списаны и обломки красных яшм и порфиринов.

Из всех этих на первый взгляд противоречащих друг другу данных геологи ищут выхода несколькими способами. Одни из них выделяют три фазы магматического внедрения ультраосновных пород и габбро (Асланян, 1958), другие, наоборот, предполагают наличие всего лишь одной фазы становления ультрабазитов (досеноманской или верхнеюрской), а факт прорывания более молодых отложений объясняют при

помощи протрузионной гипотезы (Книппер, Костанян, 1964; Книппер, 1965), а третьи наряду с наличием нижнесеноманской офиолитовой формации признают существование еще одного (верхнеюрского, по В. П. Рентгартену, 1959; докембрийского, по Э. Ш. Шихалибейли, 1967) офиолитового комплекса, продукты размыва которого и переполняют описанные выше обломочные толщи (Шихалибейли, 1967).

Рассмотрим геологические факты, говорящие о бесспорном досеноманском (альб-сеноманском?) возрасте серпентинитов, габброидов и пород вулканогенно-осадочной серии. Для этого опишем некоторые разрезы, для которых Э. Ш. Шихалибейли (1964) считает безусловно доказанным налегание вулканогенно-осадочных пород на сеноманские отложения<sup>1</sup>.

Рис. 3. а. Геологический разрез левого берега р. Левчай в районе села Чапли

1—известняки верхней юры—валанжина; 2—конгломераты; 3—сланцы, песчаники, мергели; 4—олистостромовая пачка; 5—брекчия из пород офиолитового комплекса; 6—расположение рис. 3, б

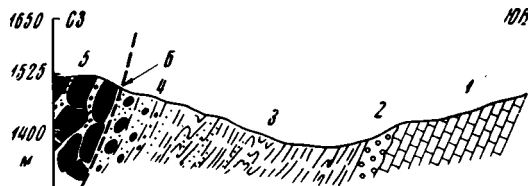
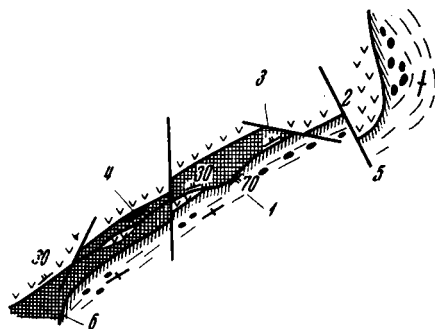


Рис. 3. б. Контакт пород офиолитового комплекса с олистостромовой пачкой сеномана на правом берегу Чаплинского оврага

1—отложения олистостромовой пачки; 2—диабазовые порфириды; 3—габбро и габбро-амфиболиты; 4—серпентиниты; 5—сбросы; 6—зона милонитизации пород



Один из таких разрезов находится на р. Левчай в правом борту Чаплинского оврага.

Геологический разрез этого участка показан на рис. 3, а. Здесь отложения альба-сеномана литологически четко делятся на три пачки. Нижняя из них, конгломерато-песчаниковая, с размывом и несогласием залегает на тонкоплитчатых кремнистых известняках, легко сопоставляющихся с известняками Сосузлукской гряды, возраст которых нижеваланжинский (Алиев, Алиулла, 1963). В ней содержатся многочисленные обломки юрских известняков, порфиритов и кварцевых порфиров.

Средняя пачка сложена главным образом аргиллитами и алевролитами, а в ее верхней части также и мергелистыми аргиллитами. Затем среди этих отложений появляются отдельные прослои песчаников, ритмично переслаивающихся с более тонкими терригенными породами. Здесь же

<sup>1</sup> По нашему мнению, только сеноманский возраст этих отложений и подстилающих их конгломератов (см. ниже) строго не доказан. Имеющиеся в капитальном труде Э. Ш. Шихалибейли (1964) определения фауны, сделанные А. Г. Халиловым, скорее всего говорят об их альб-сеноманском возрасте. Данные наших полевых исследований показывают, что проведение четкой литологической границы между отложениями, отнесенными Э. Ш. Шихалибейли (1964) к альбу и к сеноману, невозможно, а фауна, подтверждающая альбский или сеноманский возраст соответствующих пород, зачастую собрана из одной и той же пачки разреза. В настоящей работе в связи с ее кратким объемом я не могу дать подробного разбора этого вопроса, но надеюсь сделать это в одной из ближайших работ. В связи со сказанным выше, в настоящей статье я буду относить к альбу-сеноману комплекс пород, имеющий, по Э. Ш. Шихалибейли (1964), сеноманский возраст.

наблюдаются и отдельные прослои мелкогалечных конгломератов и гравелитов, содержащие обильные обломки порфиритов, красных яшм и известняков. В глинистые породы этой части разреза погружены отдельные гальки и валуны нижневаланжинских кремнистых известняков, серых кристаллических известняков, розовых кремнистых туфов, красных яшм, красных и зеленых миндалекаменных порфиритов, габбро и

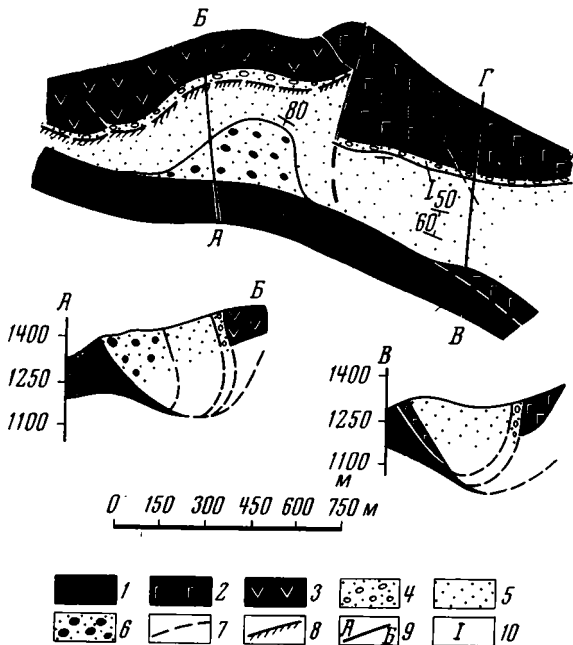


Рис. 4, а. Геологическая карта района села Кылычлы

1 — серпентиниты; 2 — габбро-амфиболиты; 3 — диабазовые порфириты; альб-сеноман; 4 — базальные конгломераты; 5 — алевролиты, аргиллиты, песчаники; 6 — олистостромовая пачка; 7 — сбросы (на карте); 8 — зона милонитов; 9 — линии профилей; 10 — место расположения рис. 4, б

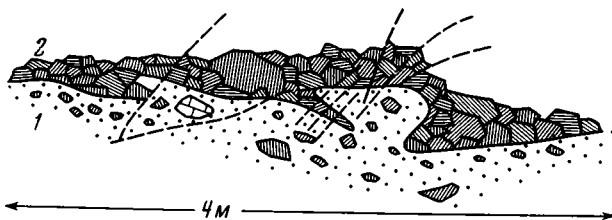


Рис. 4, б. Характер контакта базальных конгломерато-брекчий альба-сеномана (1) с брекчированными габбро-амфиболитами (2) (план)

габбро-амфиболитов. Чем выше по разрезу, тем большее количество обломков перечисленных выше пород встречается в глинисто-алевролитовом цементе и тем больше становятся их размеры. Их величина достигает 6—10 м. Это типичная олистостромовая пачка, содержащая многочисленные олистолиты. Интересно, что в олистолитах удается наблюдать целый ряд трещин, не находящих своего продолжения в цементе. Особенно хорошо это видно в красных яшмах, где трещины, заполненные кальцитовыми и кварцевыми прожилками, резко обрываются вдоль границ олистолита. Это наводит на мысль о том, что периоду размыва этих пород предшествовал этап тектонических дислокаций.

Выше по правому склону Чаплинского оврага вскрыты тесно притертые друг к другу блоки пород офиолитового комплекса. Здесь содержатся все те образования, которые находятся в олистолитах олистостромовой пачки. Блоки офиолитовых пород граничат с олистостромовой пачкой по крутому сбросу, вблизи которого аргиллиты и алевролиты поставлены на голову и в большинстве мест превращены в мелкую оскольчатую щебенку (рис. 3, б).

По нашему мнению, этот разрез никак не свидетельствует в пользу нижнесенонского возраста офиолитового комплекса, поскольку выделяемая здесь Э. Ш. Шихалибейли конгломератовая пачка (1964, стр. 165) явно залегает в верхней части разреза пород, которые Э. Ш. Шихалибейли относит к сеноману, и, кроме того, содержит обломки пород офиолитовой серии, что указывает на его более древний, чем сеноман, возраст.

Еще более показательный разрез изучен нами к северо-западу от с. Кылычлы, в районе которого, по мнению Э. Ш. Шихалибейли (1964), офиолитовая серия нижнего сенона содержит в основании базальные конгломераты и с размывом перекрывает сеноманские отложения.

Геологическая карта района с. Кылычлы показана на рис. 4, а. Нет никакого сомнения в том, что здесь базальные конгломераты залегают не в основании вулканогенной толщи, а в основании осадочного разреза, перекрывая эту толщу. Конгломераты залегают на неровной, карманообразной поверхности разных по составу пород (шаровых лав, диабазов, габбро-амфиболитов) и целиком состоят из продуктов их размыва (рис. 4, б).

В районе с. Кылычлы разрез альба-сеномана в общем очень схож с разрезом Чаплинского оврага. Здесь также выделяется пачка базальных конгломератов, средняя часть разреза сложена аргиллитами, алевролитами и мергелистыми сланцами и верхняя — грубообломочная. Только в этой самой верхней части разреза отсутствуют большие олистоциты пород офиолитового комплекса. Здесь, в глинисто-песчаном цементе, погружены крупные (до 1 м), хорошо окатанные валуны порфиритов, красных яшм, габбро-амфиболитов, амфиболитов и серпентинитов, т. е. опять-таки всех тех пород, которые Э. Ш. Шихалибейли (1964) относит к офиолитовому комплексу нижнего сенона.

Интересно, что в описанном разрезе образования габбро-диабазового и габбро-амфиболитового комплекса очень сильно передроблены и содержат линзы кристаллических сланцев и мраморов. Прекрасно видно, как разбитые отдельными редкими трещинами конгломераты лежат на тектонической брекчии. Если прибавить к этому, что обломки в этих базальных конгломератах и в олистоцитовой пачке также несут следы интенсивного кливажа, никак не связанного с трещинами, наблюдающимися в глинисто-алевролитовом цементе, то этап интенсивной тектонической деформации, предшествующей образованию базальных конгломератов альба-сеномана, станет вполне ясным.

Если в районе с. Кылычлы базальные конгломераты описанного выше разреза залегают на размытой поверхности габбро-амфиболитового и вулканогенного комплексов, то в более южных районах (левый берег р. Шальвы, в районе сел Вагазин, Ардашеви) Н. А. Мусаеву и мне удалось наблюдать их непосредственное налегание и на серпентиниты. Все это однозначно указывает на то, что офиолитовый комплекс Севано-Акеринской зоны имеет доальб-сеноманский возраст. Причем здесь речь идет не о некоем докембрийском офиолитовом комплексе, наличие которого предполагает Э. Ш. Шихалибейли (1967), а о той самой вулканогенно-осадочной серии, которую совместно с гипербазитами и габброидами все исследователи в пределах Азербайджана в настоящее время относят к нижнему сенону. Таким образом, по нашему мнению, абсолютно был прав Л. С. Меликян со своими соавторами (1967), считавшими все породы офиолитового комплекса Малого Кавказа донижнесенонскими.

Весь изложенный выше материал позволяет говорить о том, что возраст офиолитовой серии Севано-Акеринской зоны доальб-сеноманский. В этом отношении история развития этой области очень близка к таковой всей Альпийской зоны Евразии, где доальбский, или даже донеекомский или дотитонский, возраст офиолитового комплекса доказывался повсеместно (Казьмин, 1966; Пейве, 1969).



Однако проблема нижнего возрастного предела этой офиолитовой серии вплоть до настоящего времени никак не может считаться решенной, поскольку вся немногочисленная фауна, прямо подтверждающая возраст вулканогенно-осадочной серии офиолитового комплекса, собрана из известняков и радиоляритов, т. е. из самой верхней части ее разреза. Среди этих пород определены окаменелости верхнетриасового (Сирия, Кипр) и верхнеюрско-нижнемелового (Оман, Иран) возрастов<sup>1</sup>. Поэтому вполне возможно, что эффузивная, дорадиоляритовая, часть этого разреза имеет еще более древний (нижне-среднетриасовый или даже палеозойский) возраст.

Особую проблему представляет собой вопрос о возрасте метаморфических пород, включенных в меланж. В настоящее время очень популярна среди геологов Азербайджана точка зрения об их молодом, нижненесенонском возрасте. По мнению Э. Ш. Шихалибейли (1956, 1964), метаморфизм был вызван нижненесенонскими ультраосновными интрузиями, которые метаморфизовали нижненесенонские же осадочные и вулканогенные образования. Приведенные в настоящей работе доводы в пользу доальбского возраста ультраосновных пород вряд ли говорят о справедливости этой гипотезы.

В пользу нашей точки зрения говорит также и тот факт, что все разновидности кристаллических сланцев, которые встречаются среди серпентинитов, в изобилии содержатся в обломках нижненесенонских конгломератов (Ренгартен, 1959; Паланджян, 1965). Наиболее показателен в этом смысле разрез между селами Гейсу и Шишкая (северо-восточное побережье оз. Севан).

В связи с этим речь может идти лишь о доальб-сеноманском этапе метаморфизма, причем при разборе этой проблемы необходимо ответить на вопрос: вызван ли метаморфизм высокотемпературной ультраосновной магмой, или же кристаллические сланцы попадали в гипербазиты в уже метаморфизованном состоянии?

Для решения этой проблемы обратимся к району урочища Аджарис, где «... в контакте с серпентинитовыми... интрузиями породы нижнего сенона (в основном аргиллиты) превращены в эпидотовые, хлоритовые, талько-мусковитовые и мусковито-альбитовые сланцы, напоминающие кристаллические сланцы допалеозойского возраста, за которые они принимались и принимаются поныне» (Шихалибейли, 1964, стр. 171).

Геологическая карта урочища Аджарис показана на рис. 5. Из рассмотрения этой карты хорошо видно, что в этом районе по подошве известняков кампанского яруса вырисовывается пологая брахиантиклинальная складка, в ядре которой вскрыт типичный меланж. Южная часть ядра сложена сильнобрекчированными спилитами, а северная — серпентинитами, в которых заключены многочисленные блоки и линзы метаморфических образований и пород офиолитовой серии. Последние в самой северной части ядра образуют крупную линзу, сложенную главным образом розовыми и зелеными спилитами. В южной части этой линзы вулканогенные породы переслаиваются с пачками красных радиоляритов, серых кремней и розовато-серых кремнистых пелитоморфных известняков, содержащих прекрасно сохранившиеся скелеты радиолярий.

В непосредственном контакте с этими породами среди серпентинитов залегают самые разнообразные метаморфические породы<sup>2</sup>. Среди них выделяются две главные группы. К первой относятся хлорит- и графит-серицитовые сланцы, возникшие при метаморфизме тонких глинистых осадков. Эти сланцы нередко содержат вторичный глаукофан и сильно

<sup>1</sup> Р. Х. Липман, определявшая радиолярий из коллекции В. П. Ренгартена (1959), считает, что радиоляриты офиолитового комплекса Севано-Акерманской зоны также скорее всего имеют верхнеюрский — нижнемеловой возраст.

<sup>2</sup> Шлифы метаморфических пород из моей коллекции были любезно просмотрены И. И. Вишневской и А. М. Лейтесом.

окварцованы и карбонатизированы. Ко второй группе сланцев относятся порфириды (нередко мусковитизированные и содержащие гранат), образовавшиеся по вулканогенным породам кислого состава. Порфириды нередко очень сильно катаклазированы.

Сказанное позволяет сделать два напрашивающихся вывода. Во-первых, соседство метаморфизованных и неметаморфизованных пород

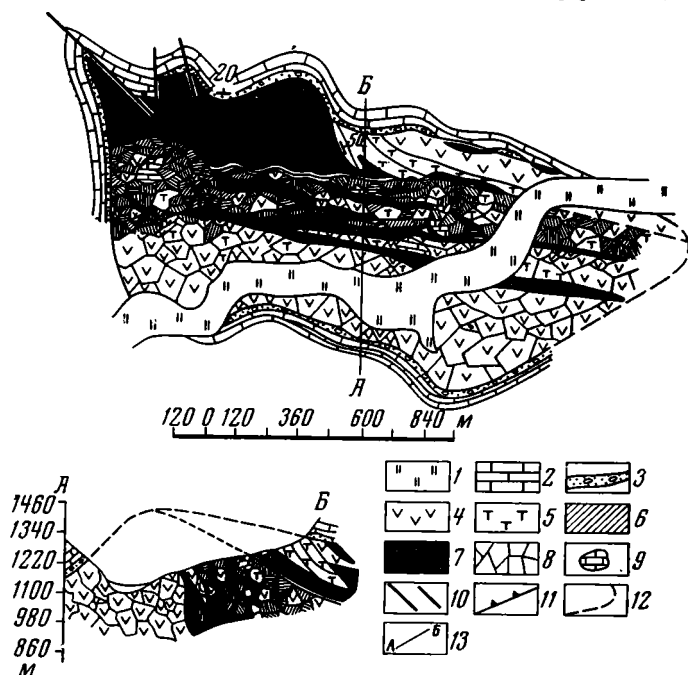


Рис. 5. Геологическая карта урочища Аджарис (Азербайджан)

1 — четвертичные отложения нерасчлененные; 2 — известняки и мергели кампанского яруса; 3 — базальные конгломераты и песчанистые известняки кампанского яруса; 4 — слиты; 5 — красные яшмы, кремнистые известняки с прослоями слитов; 6 — кристаллические сланцы; 7 — серпентиниты; 8 — брекчированные породы; 9 — мраморы; 10 — сбросы; 11 — надвиги; 12 — предполагаемые простираия пород; 13 — линия профиля

наводит на мысль, что этот метаморфизм никак не связан с ультрабазиитами. Во-вторых, резкое отличие первичного петрографического состава метаморфических пород от образований офиолитовой серии указывает нам на то, что в урочище Аджарис соседствуют породы, различающиеся своей первичной природой.

Все это никак не свидетельствует в пользу точки зрения, говорящей о том, что метаморфические сланцы образовались по породам офиолитовой серии. Помимо описанных выше пород в меланже Севано-Акеринской зоны встречены хлоритовые, эпидот-хлоритовые и хлорито-мусковито-кварцитовые сланцы, а также амфиболиты, многие из которых содержат глаукофан.

Для всех сланцев характерна необычайно сильная карбонатизация и окварцевание, а также милонитизация. Часто удается установить, что карбонатизация и окварцевание наложены на уже милонитизированный кристаллический сланец.

Таким образом, метаморфические породы меланжа Севано-Акеринской зоны не несут никаких следов высокотемпературного метаморфизма. Это существенно противоречит гипотезе магматического внедрения ультраосновного расплава, о чем мы неоднократно писали ранее (Книппер, 1968, 1969). Наоборот, милонитизация метаморфических

пород скорее свидетельствует в пользу протрузионной гипотезы становления ультрабазитов в современной структуре.

В пользу последней точки зрения говорит также присутствие в кристаллических сланцах вторичного глаукофана — минерала высоких давлений и низких температур (Марков, 1970).

Поэтому изложенный выше материал позволяет предполагать, что блоки кристаллических пород в меланже являются тектоническими отторженцами, вынесенными в поверхностные части земной коры протрузиями гипербазитов. Перенос этих блоков в условиях сильно тектонических сжатий сопровождался их милонитизацией и глаукофанизацией. Более позднее окварцевание и карбонатизация метаморфических пород, возможно, связаны с одним из этапов серпентинизации ультраосновных пород Севано-Акеринской зоны.

Заканчивая разбор этого вопроса, отметим еще раз, что цементом всех включений в меланже являются только рассланцованные и милонитизированные серпентиниты. Никогда и нигде упомянутые выше блоки не были встречены внутри массивных слабосерпентинизированных ультраосновных пород. Никогда и нигде нам не пришлось наблюдать куски осадочной, изверженной или метаморфической породы, как бы впаянной в ультрабазит. Это обстоятельство наряду с полным отсутствием высокотемпературных контактов с любыми описанными выше породами просто не позволяет ставить вопрос о магматическом становлении гипербазитов Севано-Акеринской зоны на любом этапе ее геологического развития.

Поэтому мы считаем, что прав был К. П. Паффенгольц (1929), Ш. А. Азизбеков, Н. В. Пашалы, Э. Ш. Шихалибейли (1950), предполагавшие докембрийский или нижнепалеозойский возраст этих метаморфических образований.

Особняком стоит проблема возраста полосчатых габбро и габбро-амфиболитов, образование которых Г. С. Арутюнян (1968), В. Ф. Морковкина и С. И. Гаврилова (1969) объясняют метасоматическими процессами, преобразовавшими ультраосновные породы и некий древний эффузивный комплекс основного состава. По мнению В. Ф. Морковкиной (1962), А. А. Ефимова и Л. П. Ефимовой (1967), изучавших подобный же габброидный комплекс на Урале, эти породы могли возникнуть только в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Если это так, то возможно, что комплекс полосчатых габбро или габбро с гнейсовидной текстурой и габбро-амфиболитов мог возникнуть и в глубоком докембрии (подробнее см. Книппер, 1970).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный выше материал позволяет нам говорить о том, что в пределах Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа распространен типичный меланж, возникший в результате дробления пород офиолитового комплекса и тектонического перемешивания его с различными метаморфическими и осадочными (в том числе верхнемеловыми и палеогеновыми) образованиями. Фактический материал, приведенный в статье, убедительно свидетельствует в пользу доальбского возраста пород офиолитовой серии Севано-Акеринской зоны, что сближает ее по истории развития с другими, так называемыми эвгеосинклинальными прогибами Альпийского пояса Евразии, где офиолиты имеют тот же или весьма близкий возраст (Казьмин, 1966; Пейве, 1969). К этому же доальбскому времени следует отнести и главную стадию формирования меланжа Севано-Акеринской зоны. Сильные тектонические движения конца неокома (австрийская фаза) коренным образом изменили первичные взаимоотношения пород внутри офиолитовой серии, сформировав гигантскую тектоническую брекчию — меланж. Эти тектонические дви-

жения, очевидно, привели к созданию гетерогенной по составу пород поверхности, где отдельные блоки пород слагали как бы плитатскую тектоническую мозаику. На это обстоятельство нам указывает геологическая карта района с. Кылычлы, где доальбская структура сохранилась под базальными конгломератами альб-сеноманских терригенных пород. Это же обстоятельство подтверждается и составом базальных конгломератов, кроющихся образования офиолитовой серии, которые в одних местах состоят только из продуктов размыва вулканогенно-осадочной серии (район с. Кылычлы), в других — только из пород габбро-амфиболитового комплекса (район сел Кылычлы и Чайкенд), в третьих — только из серпентинитов (район сел Вагуаз и Ардашеви). В верховьях р. Горчу в терригенных отложениях альба-сеномана преобладает аркозовый материал, возникший в результате размыва гранитно-метаморфических пород.

Все это дает нам основание утверждать, что поверхность рельефа, созданного к началу альба-сеномана, была сложена тектоническими переработанными образованиями офиолитового комплекса, которые включали в себя отдельные массивы или блоки метаморфических пород. По нашим представлениям, такая картина объясняется тем, что к началу альбского века меланж со всей его внутренней структурой был уже в значительной мере сформирован. В дальнейшем, в более молодое геологическое время, происходило лишь усложнение его внутренней структуры. В верхнем мелу и в верхнем эоцене под влиянием тектонических сил протрузии меланжа дважды прорвали перекрывающие их отложения и включили в свой состав блоки различных осадочных пород верхнего мела и палеогена. Способность меланжа к формированию протрузий заключена в особом физическом поведении «цемента» меланжа — серпентинита, в условиях сильных сжатий.

#### Литература

- Абовян С. Б. Анортозиты Шоржинского и Джил-Сатанахачского габбро-перидотитовых массивов Армянской ССР. Изв. АН АрмССР. Сер. геол. и геогр. наук, т. 14, № 5, 1961.
- Абовян С. Б. Ультраосновные и основные породы офиолитовой формации. В сб. «Геология АрмССР», т. 3, Изд-во АН АрмССР, 1966.
- Азизбеков Ш. А. Габбро-амфиболитовые интрузии офиолитовой формации юго-восточной части Малого Кавказа. Докл. АН АзербССР, т. VI, № 6, 1950.
- Азизбеков Ш. А., Пашалы Н. В., Шихалибеyli Э. Ш. Перидотитовые интрузии офиолитовой формации юго-восточной части Малого Кавказа (Азербайджан) Изв. АН АзербССР, № 4, 1950.
- Алиев О. Б., Алиюлла Х. Материалы к установлению нижневаланджских отложений на г. Сузлуг (Малый Кавказ). Докл. АН АзербССР, т. 19, № 11, 1963.
- Арутюнян Г. С. Возрастное расчленение интрузивов северо-западной части Севанского хребта. Изв. АН АрмССР, Сер. Науки о Земле, т. 20, № 1-2, 1967. О генезисе габброидов, приуроченных к гипербазитовым интрузиям (на примере северо-западной части Севанского хребта) Изв. АН АрмССР, Сер. Науки о Земле, № 5, 1968.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван. Изд-во «Айпетрат», 1958.
- Егоян В. Л. Верхнемеловой вулканизм и ультраосновные интрузии восточной части Малого Кавказа. Изв. АН АзербССР, № 6, 1953.
- Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Кытылымский платиноносный массив. Материалы по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 13, Изд-во «Недра», 1967.
- Казьмин В. Г. Место офиолитовых формаций в тектоническом развитии западного сектора Альпийско-Гималайской системы. Геотектоника, № 3, 1966.
- Книппер А. Л. Возраст габброидов Чайкендского массива (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа). Докл. АН СССР, т. 162, № 2, 1965. Особенности образования антиклиналей с серпентинитовыми ядрами (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геол. т. XL, 1965<sub>2</sub>. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосицинальных областях и некоторые вопросы инициального магматизма. В сб. «Проблемы связи тектоники и магматизма». Изд-во «Наука», 1968. Породы мантии на поверхности Земли. Природа, № 7, 1969. Габброиды офиолитовой «формации» в разрезе океанической коры. Геотектоника. № 2, 1970.

- Книппер А. Л., Костянян Ю. Л. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья оз. Севан. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1964.
- Леонтьев Л. Н., Хаин В. Е. Верхнемеловые гипербазиты и офиолитовая формация на Малом Кавказе. Докл. АН СССР, т. 65, № 1, 1949.
- Ломизе М. Г. Вединский офиолитовый шов (Малый Кавказ). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 45, № 6, 1970.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг. Геотектоника, № 2, 1970.
- Меликян Л. С., Паланджян С. А., Чибухчян З. О., Вартазарян Ж. С. К вопросу о геологической позиции и возрасте офиолитовой серии Ширако-Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о Земле, 20, № 1-2, 1967.
- Морковкина В. Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала. Тр. Ин-та гол. рудн. месторождений, петрогр. минералог. и геохимии. Изд-во АН СССР, вып. 77, 1962.
- Морковкина В. Ф., Гаврилова С. И. Особенности генезиса пород офиолитового пояса Малого Кавказа. Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1968 г. Тр. Ин-та геол. рудн. месторождений, петрогр. минералог. и геохимии. Изд-во АН СССР, 1969.
- Паланджян С. А. К геологии ультраосновных и основных интрузивных пород северо-восточного побережья озера Севан. Изв. АН АрмССР. Сер. геол. и геогр., № 1, 1965.
- Пафенгольц К. Н. Основные черты геологического строения и тектоники Ганджинского района Азербайджанской ССР. Изв. геол. комитета, т. 48, № 3, 1929. Интрузивные породы бассейна оз. Севан и р. Ведичай, Даралагеза и Нахичеванского края. Интрузивы Закавказья. Тр. Груз. геол. упр., вып. II, 1941.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, № 4, 1969.
- Ренгартен В. П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Региональная стратиграфия СССР, т. 6, Изд-во АН СССР, 1959.
- Соловкин А. Н. О триасе верховьев Акеры (Азербайджанская ССР). Докл. АН АзербССР, т. VI, № 9, 1950.
- Хаин В. Е., Абдуллаев Р. Н., Шихалибейли Э. Ш. Экзотические утесы типа осадочных клипенов на Малом Кавказе. Докл. АН СССР, т. 17, № 2, 1949.
- Хаин В. Е. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего востока. Ст. 1, Вестн. МГУ, Сер. IV. Геология, № 6, 1968. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего востока. Ст. 2-3. Вестн. МГУ, Сер. IV. Геология, № 1—2, 1969.
- Шихалибейли Э. Ш. Тектоника Севано-Акеринского синклинали в пределах Азербайджана. Тр. Совещания по тектонике Альпийской геосинклинали области юга СССР, Изд-во АН АзербССР, Баку, 1956. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, т. I, Изд-во АН АзербССР, Баку, 1964. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, т. 3, Изд-во АН АзербССР, Баку, 1967.
- Bailey E. B., McCallien W. J. Serpentine lavas, the Ankara melange and the Anatolian thrust. Trans. Roy. Soc. Edinburgh, B. 42, 1956.
- Brunn J. H. Mise en place et differentiation pluto-volcanique du cortège ophiolitique. Rev. de Géographie Physique (2), v. III, fasc. 3, Paris, 1960.
- Coleman R. G. Serpentinities, Rodingites and Tectonic inclusions in Alpine-Type Mountain chains. Geol. Soc. Amer. Sp. Papers, 73, 1963.
- Dal Piaz G. V. Filoni rodingitici e zone di reazione a bassa temperatura al contatto tettonico fra serpentine e rocce incassanti nelle Alpi occidentali italiane. Rendiconti della Soc. Italiana di Mineralogia e Petrologia, v. XXV, 1969.
- Passerini P. Rapporti fra le ofioliti e le formazioni sedimentarie fra Piacenza e il Mare Tirreno. Boll. Soc. geol. ital., v. 84, 1965

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
5 ноября 1970 г.

УДК 551.243.4 (575.16)

Ш. Ш. САБДЮШЕВ, Р. Р. УСМАНОВ

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ,  
МЕЛАНЖ И ДРЕВНЯЯ ОКЕАНИЧЕСКАЯ КОРА В ТАМДЫТАУ  
(Западный Узбекистан)**

Рассматриваются строение и состав чешуйчато-надвиговых структур в домезозойских образованиях гор Тамдытау. В северной части гор выделена широтная зона с эвгеосинклипальными формациями, подстилающимися альпинотипными офиолитами, которые трактуются как остатки коры океанического типа. К северу и югу от эвгеосинклипальной зоны располагаются блоки с геоантиклинальным набором формаций, развивавшиеся на коре континентального типа. В позднем карбоне в результате сближения континентальных блоков эвгеосинклипаль была «раздавлена», а слагающие ее толщи были выжаты и надвинуты на геоантиклинальные поднятия.

Домезозойские образования гор Тамдытау принадлежат к крайним западным выходам герцинид Южного Тянь-Шаня (Алай-Кокшаальской складчатой системы). Представления о строении складчатого фундамента палеозойских возвышенностей Кызылкумов были ранее обобщены в ряде работ (Лихачев и др., 1963; Ахмеджанов и др., 1967; Пятков и др., 1967).

В последние годы в результате тематических, палеонтолого-стратиграфических и картировочных работ был получен ряд новых данных, существенно меняющий прежние представления. Так, было выявлено широкое развитие на территории Кызылкумов раннепалеозойских и докембрийских отложений (Гарьковец, 1968, 1969; Ахмеджанов и др., 1967; Арипов и др., 1969; Сабдюшев и др., 1969), установлена неинтрузивная природа офиолитов, уточнена стратиграфия средне- и верхнепалеозойских отложений, выявлена чешуйчато-надвиговая природа герцинских дислокаций на юге Букантау (Ахмеджанов и др., 1967).

Детальное картирование, проводившееся авторами в Тамдытау, дало возможность уточнить структуру этого интереснейшего горного сооружения. Здесь было установлено широкое развитие тектонических покровов и шарьяжей, сопровождаемых мощными тектонитами, которые, следуя современной терминологии, можно назвать меланжем (Пейве, 1969). Следует заметить, что в более восточных районах Алай-Кокшаальской складчатой системы широкое развитие шарьяжей было установлено уже раньше (Поршняков, 1962; Буртман, 1968; Замалетдинов и др., 1968). Серия тектонических покровов описана в последнее время также на Урале (Камалетдинов, 1965; Камалетдинов, Казанцев, 1968). По-видимому, шарьяжные структуры являются характерной особенностью герцинских дислокаций Урало-Тянь-Шаньской складчатой области в целом.

В горах Тамдытау, несмотря на кажущуюся беспорядочность нагромождения тектонических чешуй, удается выделить два главных покрова: нижний и верхний. Они рассматриваются как структурные элементы первого порядка, равнозначные с автохтоном (рис. 1). Последний, так же как и тела главных покровов, дополнительно осложнен многочисленными

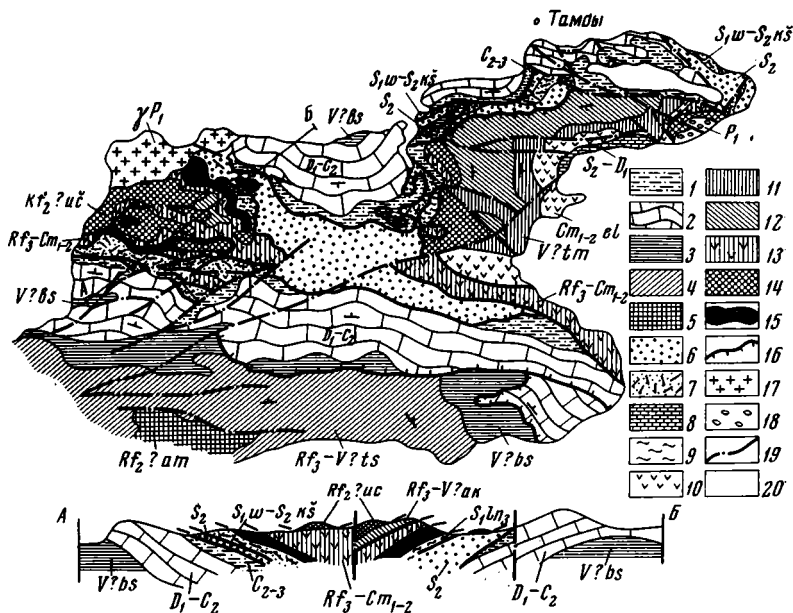


Рис. 1. Схема геологического строения гор Тамдытау

Автохтон (1—5): 1 — мурынкудукская свита ( $C_{2-3}$ ) — песчаники, алевролиты, сланцы, гравелиты, конгломераты; 2 — нижний девон — нижнемосковский подъярус — известняки и доломиты ( $D_1-C_2$ ); 3 — бесапанская свита ( $V?bs$ ) — песчаники, сланцы; 4 — тасказганская свита ( $Rf_3-V?ts$ ) — сланцы, алевролиты, песчаники, горизонты кремней и доломитов; 5 — ауминзинская свита ( $Rf_2am$ ) — кристаллические сланцы, амфиболиты, мраморы. Нижний главный покров (6—7): 6 — верхнесилурийские песчаники, алевролиты, гравелиты, сланцы, конгломераты, известняки; 7 — кушкумбайская свита ( $S_1w-S_2ks$ ) — песчаники, гравелиты, спилиты, кварцевые кератофиры, туфы. Верхний главный покров (8—15): 8 — верхний силур — нижний девон — известняки; 9 — верхнеландоверийские сланцы; 10 — елемесащинская свита ( $Сп_{1-2}el$ ) — спилиты, диабазы, туфы, песчаники, сланцы, известняки; 11 — тайманская свита ( $V?tm$ ) — песчаники; 12 — аккудукская свита ( $Rf_3-V?ak$ ) — песчаники, алевролиты, сланцы, кремни, доломиты; 13 — аккудукская, тайманская и елемесащинская свиты неразделенные; 14 — учкудуктауская свита ( $Rf_2uc$ ) — празнитты, амфиболиты, кристаллические сланцы, кварциты; 15 — олофиты; 16 — швы надвиговых структур. Постмеланжевые образования (17—20): 17 — нижнепермские граниты; 18 — нижнепермские конгломераты; 19 — крутопадающие разрывы; 20 — мезозойско-кайнозойские отложения

пологими разрывами второго и более высоких порядков. Зоны надвигов сопровождаются тектонитами, иногда значительной мощности, характеризуемыми как меланж. В теле каждого из главных покровов выделяется верхняя часть с прямой (нормальной) последовательностью стратиграфических комплексов и нижняя — с обратной последовательностью. Это позволяет видеть первичную складчатую природу шарьяжей или комбинацию крупных антиклинальных складок с пологими надвигами.

Охарактеризуем строение и состав автохтона, главных покровов и меланжа.

#### АВТОХТОН

Распространение толщ, слагающих автохтон, видно на рис. 1. В южной части района (Южный Тамдытау) развиты допалеозойские (условно средний рифей — вендские) толщи, известные под названием ауминзинской, тасказганской и бесапанской свит (Лихачев и др., 1963). Наиболее древняя из них — ауминзинская свита обнажается в ядре Тасказганской брахиантиклинали и представлена альбит-кварц-мусковитовыми и углеродисто-кварцевыми сланцами с горизонтами амфиболитов и мраморов. Вышележащая — тасказганская свита сложена преимущественно кварц-хлоритовыми сланцами, алевролитами и песчаниками с горизонтами кремней и доломитов. Бесапанская свита имеет существенно песчано-сланцевый состав. Суммарная мощность ауминзинско-бесапанского ком-



плекса превышает 3000 м. Разрез комплекса в целом наращивается в стороны от Тасказганской антиклинали. Падение слоев в северном его крыле составляет 30—40°.

Верхние горизонты бесапанской свиты образуют небольшие выходы и на крайнем севере гор Тамдытау, в районе пос. Ажрикты. Здесь, а также в Южном Тамдытау бесапанская свита несогласно перекрывается карбонатной толщей с кварцевыми гравелитами в основании, непрерывный разрез которой охарактеризован фауной от нижнего девона до низов московского яруса включительно. Ее мощность 2000 м. Карбонатная толща характеризуется постоянством и выдержанностью разреза на значительных площадях и далеко за пределами Тамдытау.

Вдоль северной окраины Тамдытау известняки и доломиты слагают моноклиналиную гряду, известную под названием Актауской, с южным падением пород под углами 10—40°. В Южном Тамдытау карбонатная толща образует гряду Мурунтау, слои в которой наклонены под углами 30—35° к северу навстречу моноклинали Актау. В обеих грядах карбонатная толща перекрывается сланцами, алевролитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами мурынкудукской свиты. Нижняя часть разреза этой свиты охарактеризована фузулинидами каширского горизонта, верхняя часть лишена фаунистических остатков. Мощность свиты более 1000 м. Складчатая структура автохтона осложнена серией второстепенных надвигов, по которым в одних случаях происходит сдвигание разреза, в других — выпадение отдельных его частей. Часто контакты карбонатной толщи с подстилающими и перекрывающимися терригенными образованиями бывают нарушены пологими разрывами, что объясняется совершенно различными их физико-механическими свойствами.

Поверхности сместителей надвигов в районе Ажрикты падают к югу, а в Южном Тамдытау — к северу, т. е. наклоны их совпадают с общим встречным падением слоев. В тех же направлениях наклонены и осевые поверхности поднадвиговых складок волочения, подчеркивая симметричную вергентность общей структуры.

В карбонатной толще швы пологих разрывов выражены осветлением, мраморизацией и повышенным рассланцеванием, иногда лимонитизацией. В терригенных и метаморфических породах ауминзинско-бесапанского комплекса надвиги сопровождаются широкими полосами интенсивно перемятых и передробленных пород, нередко сильно лимонитизированных.

## НИЖНИЙ ГЛАВНЫЙ ПОКРОВ

Нижний из главных покровов сложен в основном силурийскими отложениями. Наиболее древние из силурийских отложений — верхнелландоверийские — отмечены в тектонических чешуях в основании верхнего главного покрова.

В нижнем главном покрове присутствуют венлок-лудловские и собственно верхнесилурийские осадки. Венлок-лудловская толща, выделяющаяся под названием кушкумбайской свиты, сложена в нижней части песчаниками, алевролитами, сланцами с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В сланцах обнаружены граптолиты венлока. Выше следуют туфогенные песчаники, замещающиеся местами диабазами и кварцевыми кератофирами с горизонтами агломератовых лав. В прослоях сланцев в вулканогенной части разреза появляются лудловские граптолиты. Мощность кушкумбайской свиты 800—1000 м.

Верхнесилурийские отложения согласно перекрывают кушкумбайскую свиту и представлены пестрой по составу и фациально изменчивой толщей песчаников, алевролитов, сланцев, конгломератов с горизонтами и биогермными телами известняков.

В толще обнаружены разнообразные и многочисленные органические остатки верхнего силура. В самых верхних горизонтах ее появляется фауна раннедевонского облика. Мощность толщи около 1000 м. В большинстве случаев силурийские отложения «ложатся» на мурынкудукскую свиту среднего-верхнего карбона, в различной степени срезая ее верхние горизонты и реже — целиком всю свиту (см. рис. 1).

Основной шов проходит большей частью по подошве относительно жестких вулканогенных толщ кушкумбайской свиты. Под ним, в зоне интенсивнейших дислокаций (в меланже), участками располагаются чешуи верхнесилурийских пород. Падение шва местами довольно крутое



Рис. 2. Останец покрова силурийских известняков и доломитов на песчано-сланцевой толще верхнего палеозоя

(30—40°), но чаще пологое. Особенно полого залегает покров в северо-восточной части района. Здесь углы наклона сместителя на значительных площадях не превышают 5—7°, часто наблюдается его горизонтальное залегание или даже обратный наклон. Отмечается следующая закономерность: чем ближе к осевой линии Северо-Тамдытауской аллохтонной зоны, тем круче падение сместителя, и наоборот. Тело покрова развито многочисленными второстепенными надвигами, сдвигаящими или срезающими отдельные части разреза силурийских отложений. Нередко наблюдаются останцы, изолированные от основного тела покрова в результате эрозийных процессов. Наиболее эффектный клиппен расположен в районе колхоза Джаманкынгыр. Он сложен огромным блоком массивных известняков и доломитов верхнего силура, лежащим на песчано-сланцевой толще среднего-верхнего карбона (рис. 2).

### ВЕРХНИЙ ГЛАВНЫЙ ПОКРОВ

Верхний главный покров сложен в основном докембрийскими, нижнепалеозойскими и нижнесилурийскими образованиями. Он распространен в северо-западной и северо-восточной частях района. В основании покрова участками располагаются офиолиты. При этом в нижних чешуях присутствуют интенсивно серпентинизированные перидотиты, пироксениты, дуниты с небольшими телами хромитов. Выше следуют габброиды, сменяющиеся в свою очередь плагиогранитами и кварцевыми альбитофирами. Мощность офиолитового комплекса меняется в широких пределах от первых десятков до первых сотен метров.

С альбитофирами постепенными переходами связаны амфиболиты, эпидозиты, празиниты. Мощность толщи зеленокаменных пород составляет 400—500 м. Выше лежат кристаллические сланцы и кварциты с линзами онколитовых доломитов общей мощностью 600—700 м. Эта часть разреза надофиолитового комплекса была описана нами ранее под названием учкудуктауской свиты (Сабдюшев и др., 1969). Она сменяется

песчаниками, алевролитами, сланцами с многочисленными мощными линзами и горизонтами кремней и доломитов. Этот комплекс пород назван аккудукской свитой. Мощность ее около 1000 м. Выше лежит существенно песчаниковая тайманская свита мощностью 700—800 м. В виде отдельных линз и прослоев в ней отмечаются алевролиты, сланцы и туфы основного состава. Возраст описанных свит предположительно средний рифей-венд (Сабдюшев и др., 1969).

Учкудуктау-тайманский комплекс по литологическому составу и мощностям свит вполне сопоставим с ауминзинско-бесапанским комплексом автохтона. Разница заключается главным образом в гораздо более широком развитии вулканогенных, а также кремнисто-карбонатных пород в аллохтонном разрезе докембрия.

На песчаники тайманской свиты без заметного несогласия, но с вулканогенно-кремнистыми гравелитами в основании ложится эффузивно-осадочная толща нижне-среднего кембрия, известная под названием елемесащинской свиты (Сабдюшев и др., 1969). Нижняя часть разреза свиты мощностью от 100 до 800—900 м сложена спилитами, диабазами, туфами и агломератовыми лавами с линзами водорослевых известняков. В известняках найдена фауна археоциат и трилобитов ленского яруса. Верхняя часть свиты существенно терригенная: песчаники, алевролиты с линзами окремненных известняков. Общая мощность свиты достигает 1300 м. В восточной части района кембрийская толща несогласно перекрывается маломощными плитчатыми известняками верхнего силура — нижнего девона.

Верхнелландоверские отложения залегают в тектонических чешуях в основании верхнего главного покрова и представлены алевролитами, песчаниками, кремнистыми сланцами с пластами разногалечных конгломератов. Видимая мощность их не превышает 200 м. Возраст устанавливается по редким находкам граптолитов.

Таков состав верхнего главного покрова. Мощность его достигает 6—7 км. Покров имеет следующее строение. Вдоль шва, имеющего в плане весьма извилистые очертания, можно проследить налегание на различные горизонты верхнего силура и верхов кушкумбайской свиты верхнелландоверской толщи, офиолитов или различных свит нижнего палеозоя и докембрия. Верхняя, большая по мощности и относительно слабо дислоцированная часть покрова характеризуется нормальной стратиграфической последовательностью геологических комплексов. Так, в восточной части района наблюдается непрерывный разрез от учкудуктауской свиты до среднего кембрия включительно. В нижней части покрова участками отмечается обратная последовательность стратиграфических комплексов. В той же восточной части района под учкудуктауской зеленокаменной толщей в тектонических чешуях отмечаются перемятые песчаники тайманской свиты, надвинутые в свою очередь на сланцы верхнего лландовери. В северо-западной части площади наиболее высокое положение занимают амфиболиты и кристаллические сланцы учкудуктауской свиты. Они ложатся, местами с офиолитами в основании, на тектоническую смесь из пород аккудукской, тайманской, елемесащинской свит и офиолитов. При этом в верхней части смеси преобладают породы более древние из указанных свит, в нижней — более молодые. Эта смесь участками лежит на сильно дислоцированных сланцах и алевролитах верхнего лландовери, а те в свою очередь на породах нижнего покрова.

Верхний покров осложнен многочисленными надвигами второго и более высокого порядков.

Параллельно шву надвига отмечаются цепочки изолированных останцов покрова — клиппенов, сложенных массивными и крепкими породами: кремнями, доломитами или амфиболитами.

Образования, характеризуемые как меланж, развиты полосами шириной от 0,5 до 5 км вдоль оснований главных покровов, а также вдоль крупных второстепенных надвигов. Они представляют собой тектоническую смесь из отложений одного или нескольких стратиграфических комплексов, обычно сближенных по возрасту. Облик меланжа зависит от степени однородности дислоцированных толщ.

В гетерогенных толщах, характеризующихся чередованием мощных горизонтов жестких пород с пластичными, наблюдается хаотическое распределение огромных блоков и глыб среди разнообразного более

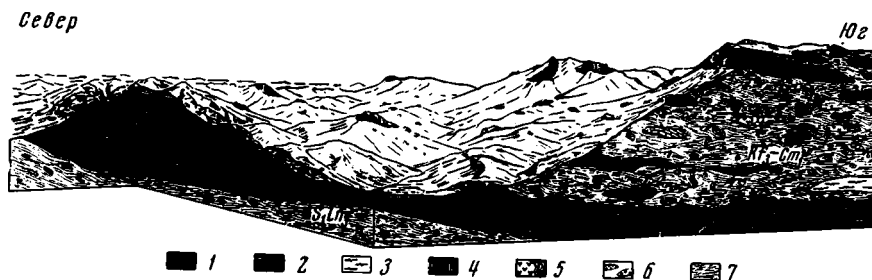


Рис. 3. Меланж у подошвы верхнего главного покрова в северо-западной части района

1 — серпентиниты, 2 — катаклазированное габбро, 3 — альбитофиры, плагиограниты, 4 — кремни, доломиты, 5 — спилиты, известняки, 6 — песчаники, гравелиты, 7 — рассланцованные милониты

мелкого материала. На дневной поверхности такого типа меланж выделяется геоморфологически на фоне слаборасчлененной поверхности в виде беспорядочно расположенных холмов, увенчанных экзотическими глыбами. Величина таких холмов зависит от размеров глыб или, иначе говоря, от первоначальных мощностей горизонтов жестких пород. Обычно экзотические глыбы состоят из кремней, доломитов, известняков, плагиогранитов и альбитофиров, габбро, песчаников. Вмещающая глыбы масса образована первоначально тонкослоистыми алевролитами, песчаниками и сланцами. Эти породы в различной степени милонитизированы и всегда раскливажированы субпараллельно шарьяжным пластинам (рис. 3). Серпентинизированные гипербазиты бывают сильно перемяты и также играют роль вмещающей массы.

Иной вид имеет меланж, сформированный за счет однообразных песчано-сланцевых толщ, где крупные горизонты жестких пород отсутствуют. В таких случаях в рельефе меланж ничем особенным не выделяется. Дислокация таких толщ сводится к раздроблению всех песчаных пластов и обволакиванию обломков «косыми» сланцами. Такого типа меланж развит в песчано-сланцевых толщах отдельных частей разреза мурынкудукской свиты среднего-верхнего карбона и верхнего силура. В гетерогенных толщах с маломощными (0,1—2 м) пластинами жестких пород различного состава (песчаники, кремни, эффузивы, доломиты и известняки), заключенных среди пластичных сланцев и алевролитов, развивается меланж, напоминающий тиллиты, широко распространенные в верхнем докембрии Северного и Среднего Тянь-Шаня. В описываемом районе тиллитоподобный облик имеет меланж, сформированный за счет части силлурийских отложений и тайманской свиты.

Меланж участками содержит крупные блоки отдельных свит с нарушенной слоистостью. Мощность меланжа колеблется в широких пределах: от первых сотен метров до 2 км.

Картирование меланжа, когда разрез толщ хорошо известен, особых затруднений не вызывает. Оно сводится к отнесению отдельных ча-

стей меланжа к тем или иным стратиграфическим единицам по присутствию характерных пород, опознаваемых блоков с ненарушенной слоистостью, наличие органических остатков и т. д. В тех случаях, когда свиты близки по составу и породы сильно перемешаны, приходится их объединять под более общим индексом. Так, местами пришлось объединить аккудукскую, тайманскую и елемесащинскую свиты.

Естественно, что при картировании меланжа замеряется наклон кливажа, а не падение слоев. Попытки определить верх и низ разреза бывают всегда безуспешными.

### ПОСЛЕМЕЛАНЖЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Среди домезозойских образований послемеланжевыми являются граниты Тамдынского массива и красноцветные конгломераты как предполагается раннепермского возраста.

Граниты распространены на крайнем северо-западе территории, где они прорывают часть автохтона, а также оба главных покрова. Массив опоясывается четким ореолом контактового метаморфизма. Абсолютный возраст гранитов, установленный калий-аргоновым методом, не противоречит геологическому и составляет в среднем 270 млн. лет, что по геохронологической шкале 1964 г. соответствует ранней перми.

Нижепермские (?) красноцветные конгломераты, гравелиты и песчаники обнажаются на крайнем северо-востоке территории, где несогласно перекрывают свиты докембрия. В гальках конгломератов обнаружена переотложенная фауна среднего карбона. Толща имеет свежий облик, не рассланцевана. Возраст ее по сопоставлению с аналогичными образованиями смежных районов трактуется условно как раннепермский. В формационном отношении она представляет собой континентальную (верхнюю) молассу.

Из послемеланжевых тектонических структур можно отметить многочисленные крутопадающие, диагональные по отношению к простиранию слоев разрывы, секущие также гранитоиды и верхнюю молассу. Послемеланжевые складчатые структуры распознать очень трудно. Достоверно установленным пликативным нарушением является лишь моноклиналь толщи верхней молассы, падающая к югу под углом 30—40°.

### ВОЗРАСТ И МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ПОКРОВНЫХ СТРУКТУР

Нижний возрастной предел тектонических покровов определяется участием в строении шарьяжа нижней сероцветной молассы (мурын-кудукской свиты) средне-верхнекаменноугольного возраста. Как отмечалось выше, нижние горизонты свиты охарактеризованы фауной верхов нижнемосковского подъяруса. Верхняя часть разреза мощностью около 900 м фауну не содержит. Учитывая большую мощность немой части разреза, толще условно приписывается средне-верхнекаменноугольный возраст.

Верхний возрастной предел шарьяжей фиксируется по внедрению в них нижепермских гранитов и неучастием в образовании покровов верхней молассы. Таким образом, возраст надвигообразования устанавливается в пределах скорее всего позднекаменноугольной эпохи.

Существуют два мнения относительно происхождения описанных покровов. Согласно первому из них, толщи аллохтона были транспортированы извне, а затем смяты в широтную складку совместно с автохтоном. Другое мнение утверждает формирование их на месте с последующим выжиманием и надвиганием в обе стороны на борта окружающих поднятий.

На основании детального изучения структур авторы пришли к выводу о местном происхождении аллохтона. В пользу этого говорят следующие факты: 1) четкая симметричная вергентность структуры, выраженная наклоном осевых поверхностей складок волочения в обе стороны от осевой линии аллохтонной зоны, т. е. в стороны перемещения покровов; 2) при приближении к осевой части аллохтонной зоны швы надвигов становятся круче, при удалении — выгораживают (при наличии вторичной синклинали должна была бы наблюдаться обратная картина); 3) первичная антиклинальная природа покровов, фиксируемая нормальным чередованием стратиграфических комплексов в ядерной части складок (верхние части покровов) и обратным — на крыльях (приподошвенные участки покровов).

Учитывая приведенные факты, логичнее всего предположить, что в условиях меридионального сжатия толщи аллохтона были выжаты в виде веерообразных антиклинальных складок, крылья которых опрокидывались в обе стороны от оси и смещались по пологим нарушениям.

### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ИСТОРИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ РАЙОНА

Исходя из положения о местном происхождении аллохтонных толщ, можно наметить следующую историю развития района.

Районы северного и южного выходов автохтона (Ажриктинская и Южно-Тамдытауская зоны) характеризуются сокращенным типом разрывов (рис. 4). Осадки ауминзинско-бесапанского комплекса носят

миogeосинклинальный характер, карбонатная толща девона — карбона имеет субплатформенный облик. В раннем палеозое, силуре и перми эти зоны представляли собой область размыва. Судя по данным ГСЗ (Борисов, 1967), в их пределах развит континентальный тип земной коры со средней современной мощностью около 35 км. В целом зоны характеризовались преобладанием восходящих тектонических движений, стабильностью режима осадконакопления и слабой проницаемостью земной коры.

В противоположность этому зона Северного Тамдытау представляла собой весьма мобильную область, отличавшуюся значительными опусканиями, контрастными колебательными движениями и значительной вулканической активностью. Об этом свидетельствуют следующие факты: 1) насыщенность всех додевонских толщ вулканическим материалом (спилито-диабазовые и спилито-кератофировые формации среднего рифея, раннего кембрия, силура); 2) наличие кремнисто-яшмовых образований; 3) сильная фациальная изменчивая додевонских и средневерхнекаменноугольных толщ; 4) наличие альпийотипных офиолитов.

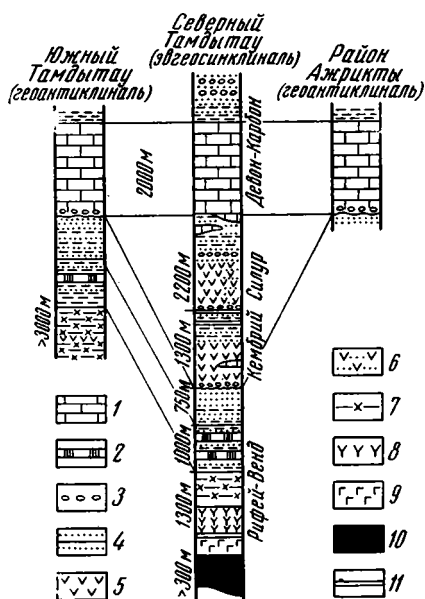


Рис. 4. Стратиграфические колонки геоантиклинальных и эвгеосинклинальных зон

1 — известняки и доломиты, 2 — горизонты доломитов и кремней, 3 — гравелиты и конгломераты, 4 — песчаники и сланцы, 5 — спилиты, диабазы, кварцевые кератофировые, 6 — туфопесчаники, 7 — кристаллические сланцы, 8 — амфиболиты, празиниты, 9 — габброиды, 10 — перидотиты, 11 — размыв

Все это с несомненностью свидетельствует об эвгеосинклинальном характере развития Северного Тамдытау в течение всего доступного

для анализа геологического времени. Только в период от раннего девона до раннемосковского века можно предположить выравнивание условий осадконакопления для всего района с образованием карбонатной толщи платформенного типа (квазиплатформенная стадия, по В. Е. Хану, 1964). В среднем карбоне можно предполагать регенерацию геосинклинальных условий.

Неинтрузивный офиолитовый комплекс, подстилающий разрез осадочно-вулканогенных толщ Северного Тамдытау, на основании петрографического и структурного сходства с офиолитами Альпийско-Гима-

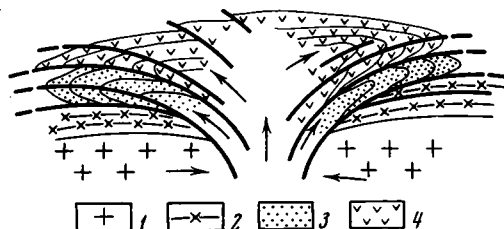


Рис. 5. Схема образования тектонических покровов

1, 2 — автохтон (1 — «гранитный слой», 2 — осадочная оболочка); 3, 4 — аллохтон (3 — нижний главный покров, 4 — верхний главный покров)

лайского пояса (Пейве, 1969) авторы склонны рассматривать как части верхней мантии и базальтового слоя океанической коры, тектонически выжатые по разломам.

Северо-Тамдытауская эвгеосинклиналь может служить подтверждением высказанного А. В. Пейве (1969) тезиса о том, что эвгеосинклинали всегда возникали на океанической коре. По-видимому, заложение ее можно связывать с существованием в среднем рифее на месте Северного Тамдытау глубокой впадины с дном океанического типа, заключенной между блоками континентальной коры. В течение позднего докембрия и всего палеозоя в ней происходило накопление эвгеосинклинального ряда формаций общей мощностью свыше 10 км. Ширина впадины, судя по напряженности последующих чешуйчатых дислокаций, в десятки раз превышала современную ширину зоны и достигала, вероятно, 100—150 км. В позднем карбоне в результате сближения блоков континентальной коры эвгеосинклиналь была «раздавлена», а толщи океанической коры с частями базальтового слоя и верхней мантии выжаты и надвинуты на геоантиклинальные поднятия. В результате этого сформировались описанные покровы и меланж. Образование их, очевидно, сопровождалось значительным утолщением земной коры (рис. 5).

В орогенную стадию произошло внедрение гранитов и накопление континентальных моласс. Складчато-глыбовые дислокации этой стадии не привели к существенному изменению структурного плана. После денупления возникшего горного сооружения в начале мезозоя район превратился в молодую платформу.

#### Литература

- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Фузайлов И. А. Строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана. Ташкент, Изд-во «Фан», 1967.  
 Ахмеджанов М. А., Базарбаев Э. Р. Новые данные о возрасте Кокпатаасской свиты Букантау (Центральные Кызылкумы). Узб. геол. ж., № 5, 1967.  
 Арипов А. А., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. О вендских отложениях в Средней Азии. Узб. геол. ж., № 1, 1969.  
 Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. Изд-во «Недра», 1967.  
 Буртман В. С. О складчатых шарьяжах в Южном Тянь-Шане. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 9, 1968.  
 Гарьковец В. Г. Роль представлений о связи Тянь-Шаня с Уралом при изучении и расширении рудных перспектив Тянь-Шаня. Узб. геол. ж., № 5, 1968.



- Гарьковец В. Г. Допалеозойское оруденение в Узбекистане. Сов. геология, № 12, 1969.
- Замалетдинов Т. С., Клишевич В. Л., Яговкин А. В. Тегермачский герцинский шарьяж в Южном Тянь-Шане. Геотектоника, № 5, 1968.
- Камалетдинов М. А. К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных. Геотектоника, № 1, 1965.
- Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Об аллохтонном залегании рифейских метаморфических пород в Сакмарской зоне Южного Урала. Докл. АН СССР, 181, № 1, 1968.
- Лихачев Ю. А., Владимирский В. С., Малова Э. В., Шульц С. С., Макарова З. А., Синчугова Т. А. Тектоника палеозойского фундамента Кызылкумов. «Проблема нефтегазоносности Средней Азии», вып. 15. Л., Гостехиздат, 1963.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, № 4, 1969.
- Поршняков Г. С. Региональные тектонические разрывы северных склонов Алайского и части Туркестанского хребтов. Вестн. ЛГУ, № 6, 1962.
- Пятков К. К., Пяновская И. А., Бухарин А. К., Быковский Ю. К. Геологическое строение Центральных Кызылкумов. Ташкент, Изд-во «Фан», 1967.
- Сабдюшев Ш. Ш., Яскович Б. В., Поникленко И. А., Гриднев В. А., Усманов Р. Р. Новые данные о докембрии и кембрии Тамдытау. Ташкент, Изд-во «Фан», 1969.
- Ханин В. Е. Общая геотектоника. М., Изд-во «Недра», 1964.

Трест «Самаркандгеология»

Статья поступила  
9 марта 1970 г.

УДК 552.323.5(571.66)

Г. Е. НЕКРАСОВ

## МЕСТО ГИПЕРБАЗИТОВ, ОСНОВНЫХ ЭФФУЗИВОВ И РАДИОЛЯРИТОВ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ПОЛУОСТРОВА ТАЙГОНОС И ПЕНЖИНСКОГО КРЯЖА

Среди мезозойских структурно-формационных зон п-ова Тайгонос и Пенжинского кряжа выделена зона глубоководных кремнисто-вулканогенных пород, к которой приурочены выходы гипербазитов. Эта зона рассматривается как аналог современных глубоководных желобов. Гипербазиты тектонически внедрились на ранних стадиях развития желоба. Причиной внедрения гипербазитов могли быть конседиментационные субгоризонтальные перемещения коры по глубинным надвиговым или поддвиговым зонам.

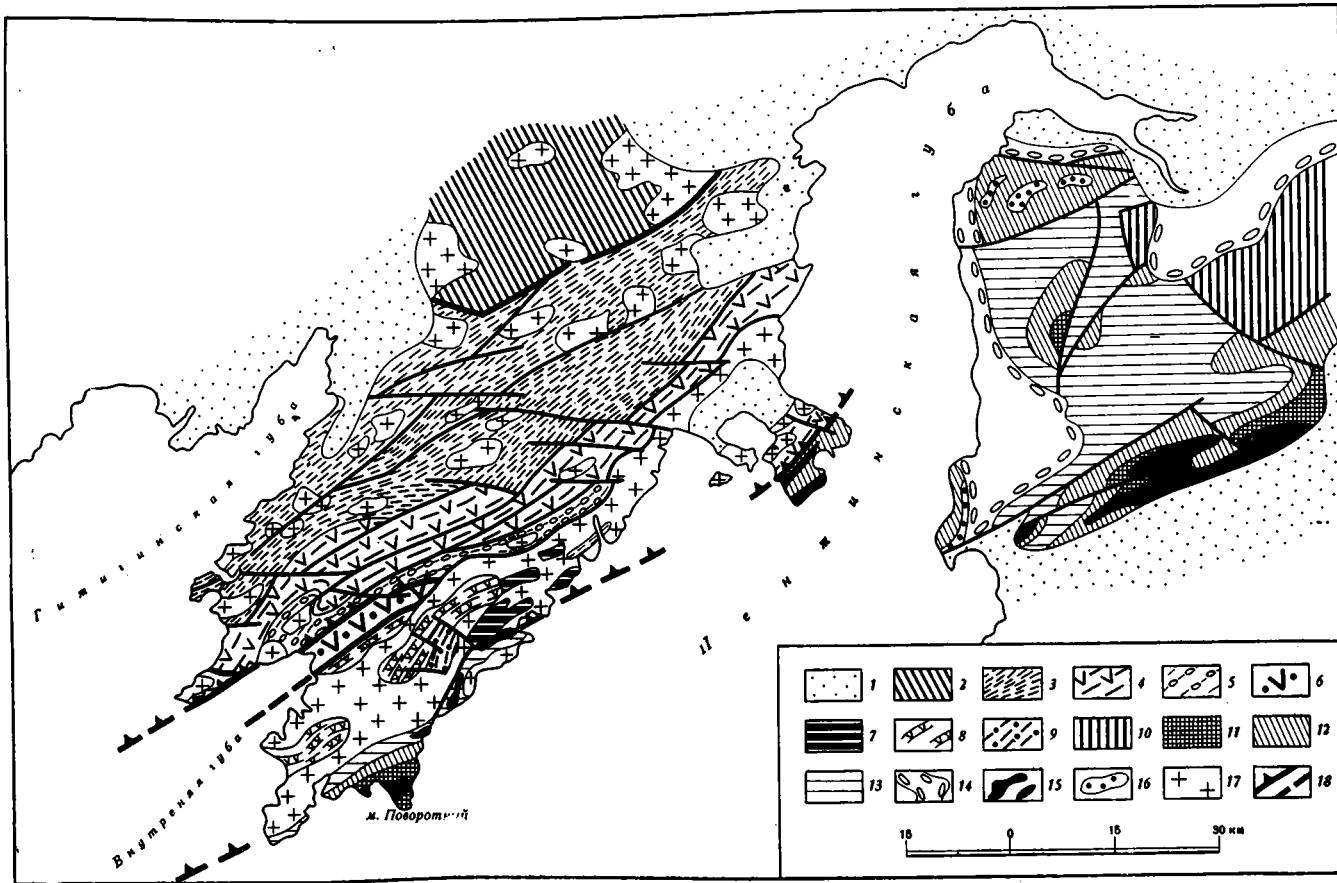
Современные представления об эвгеосинклиналях как областях развития океанической коры (Бейли, Блейк, 1969; Лейве, 1969, Книппер, 1970, Марков, 1970 и др.) в значительной мере основаны на тщательном изучении пространственных и временных соотношений между кремнисто-вулканогенными, ультраосновными и метаморфическими породами. В настоящей статье сделана попытка рассмотреть некоторые из этих закономерностей на примере мезозойских гипербазитов, основных эффузивов и радиоляритов Пенжинско-Анадырской складчатой зоны (Мигович, Похиалайнен, 1969), которая является самой восточной из серии четырех сопряженных структурно-формационных зон (рис. 1), расположенных в области перехода от мезозойского Северо-Востока СССР к Корякско-Камчатской складчатой области (Гельман, Заборовская, Некрасов, 1969).

Анализ формационных изменений в палеозойских и мезозойских толщах как в вертикальном, так и латеральном направлении, а также имеющиеся в них перерывы и структурные несогласия показывают, что заложение структурно-формационных зон произошло в начале мезозоя. Сведений о предшествующей палеозойской истории развития этого района крайне мало. Монотонный карбонатно-терригенный характер осадков и обилие разнообразной в количественном и в ряде случаев видовом отношении фауны шельфовых моллюсков в нижнекаменноугольных и пермских отложениях п-ова Тайгонос и Пенжинского кряжа, а также присутствие среди них горизонтов с флорой позволяют предполагать, что в конце палеозоя на месте рассматриваемой области располагался единый слабо расчлененный морской бассейн с мелководным режимом осадконакопления.

В нории — раннем лейасе в центральной части района (Вискичунская структурно-формационная зона п-ова Тайгонос, побережье п-ова Кони и Пьягина) обособляется узкое, дугообразно вытянутое на юго-запад геосинклинальное поднятие (рис. 2, а).

В пределах его в дальнейшем на протяжении почти всей юры формируется толща серовато-зеленых, буровато-зеленых хлоритизированных и эпидотизированных андезитовых и андезито-базальтовых лав и их туфов (часто с обильной фауной), фациально замещающихся как по простираанию, так и вкрест него такими же по окраске зеленокаменно измененными вулканогенно-осадочными, вулканомиктовыми и тефроид-

Рис. 1. Тектоническая схема по-ова Тайгонос и Северо-Западной Камчатки



1 — кайнозойские отложения. Северная структурно-формационная зона; 2 — выступ докембрийского кристаллического фундамента; 3 — верхнетермские — юрские (включая низы волжского яруса) известковистые песчано-сланцевые и вулканогенные образования (верхояйский комплекс); 4 — волжские — валанжинские вулканогенные образования кислого, среднего и основного состава, готеривские прибрежно-морские обломочные отложения; 5 — апт-альбские континентальные вулканогенные и угленосные отложения. Вискичунская структурно-формационная зона; 6 — нижелайсовые — волжские морские и прибрежно-морские вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования. Нейнегская структурно-формационная зона; 7 — палеозойское складчатое (?) основные зоны (нижне-каменноугольные известковистые песчано-сланцевые отложения); 8 — верхнеюрские песчано-сланцевые и вулканогенные образования среднего и умеренно кислого состава; 9 — валанжинские песчано-сланцевые и известковистые отложения. Пенжинско-Анадырская структурно-формационная зона; 10 — палеозойское складчатое (?) основные зоны (нижне-среднепалеозойские метаморфические и кремнисто-вулканогенные образования, перекрытые песчано-сланцевыми и известковистыми отложениями нижнекаменноугольного и пермского возраста); 11 — волжско-берриасовые кремнисто-вулканогенные образования; 12 — валанжин-нижнебарремские ритмично слоистые грубообломочные и песчано-сланцевые отложения; 13 — барремско-альбские кремнисто-вулканогенные, вулканогенно-осадочные и песчано-сланцевые отложения; 14 — верхнемеловые обломочные морские и континентальные отложения; 15 — тектонические линзы и псевдофаколиты гипербазитов; 16 — серпентинитовые конгломераты и брекчии; 17 — гранитоиды; 18 — глубинные разломы (границы структурно-формационных зон) и их предполагаемое продолжение в акватории

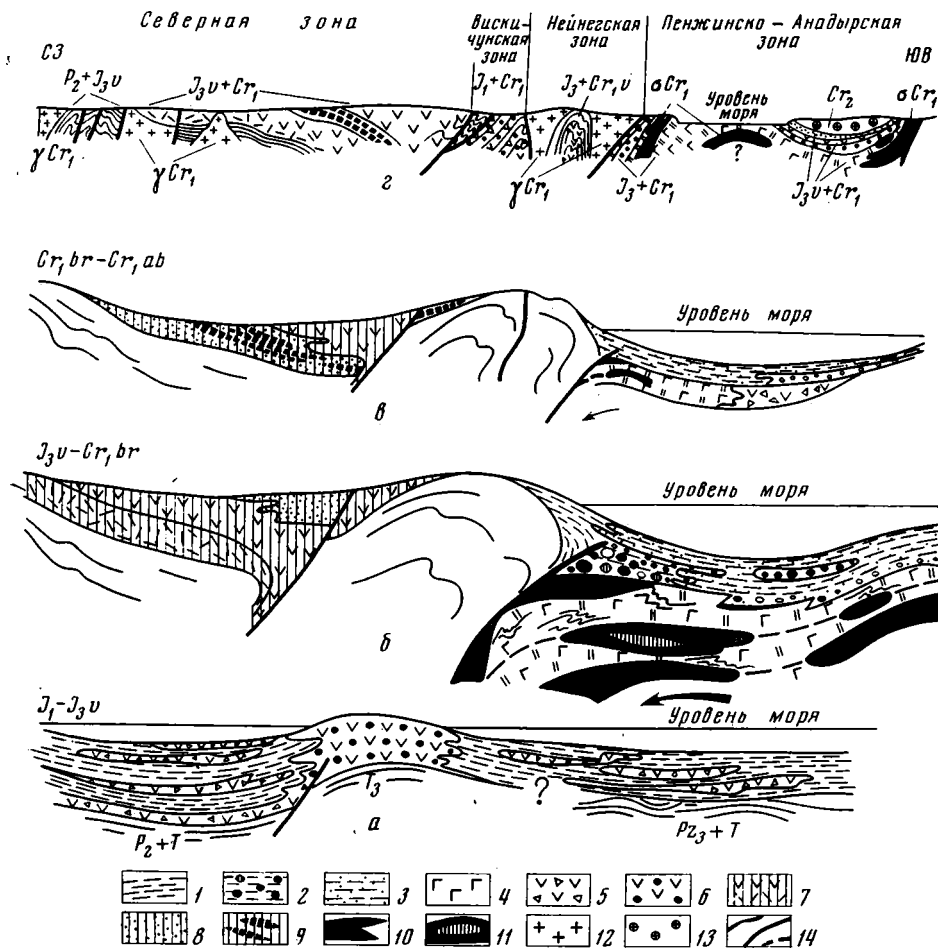


Рис. 2. Основные этапы тектонического развития в мезозое п-ова Тайгонос и Северо-Западной Камчатке

1—5 — морские отложения: 1 — известковистые песчано-сланцевые отложения с шельфовой фауной моллюсков; 2 — ритмично слоистые конгломерато-песчано-алевролитовые отложения; 3 — ритмично слоистые песчано-сланцевые отложения; 4 — глубоководные кремнисто-вулканогенные и ритмично слоистые терригенные отложения; 5 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения среднего и основного состава; 6 — зеленокаменно измененные вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные отложения, характерные для островных дуг с андезитовым и андезито-базальтовым вулканизмом; 7—9 — континентальные и прибрежно-морские отложения: 7 — вулканогенные образования кислого, среднего и основного состава; 8 — прибрежно-морские обломочные отложения; 9 — угленосные отложения; 10 — тектонические линзы и псевдофаклиты гипербазитов; 11 — линзы эколгитов в гипербазитах; 12 — гранитоиды, 13 — обломочные морские и континентальные отложения верхнего мела с галькой гранитоидов; 14 — разломы

ными обломочными породами. В них нередко наблюдается ритмичная слоистость. Вытянутая дугообразная форма этого поднятия, автохтонность вулканогенного, вулканогенно-осадочного и вулканомиктового материала и его формационные особенности, свидетельствующие о тектонической обстановке и гидродинамическом режиме осадконакопления, позволяют считать его своеобразным аналогом островных дуг с андезитовым и андезито-базальтовым типом вулканизма.

К северозападу от поднятия (Северная структурно-формационная зона п-ова Тайгонос) в это время сохраняется тектонический режим, существовавший здесь в перми и триасе, и происходит накопление терригенных и тефроидных осадков, прерываемое в верхнем триасе, нижней юре и в поздней юре кратковременными излияниями базальтов

и андезитов. Аналогичные условия осаждения терригенного, вулканомиктового и реже вулканогенно-осадочного материала наблюдаются к юго-востоку от геосинклинальной вулканической зоны (восточное побережье п-ова Тайгонос, северо-западное побережье Камчатки).

В волжско-альбский этап (см. рис. 2, б) Северная и Вискичунская структурно-формационные зоны испытывают всеобщее воздымание и превращаются в единую область субаэрального вулканизма и континентального и прибрежно-морского осадконакопления.

Одновременно к юго-востоку на месте Пенжинско-Анадырской складчатой зоны возникает прогиб, в котором в дальнейшем с конца поздней юры и на протяжении всего раннего мела накапливается мощнейшая циклично построенная толща кремнисто-вулканогенных и ритмично слоистых терригенных отложений. Нижняя половина разреза этой толщи, отвечающая первому циклу осадконакопления, начинается зелеными брекчированными и кварцованными спилитами, нередко с шаровой отдельностью, базальтами, диабазами, чередующимися с полосчатыми яшмами, зеленоватыми окремнелыми вулканомиктовыми песчаниками, кремнистыми, кремнисто-известковистыми и глинистыми сланцами с линзами доломитов мощностью до 2 м (кингивеевская свита). На восточном побережье п-ова Тайгонос кремнисто-вулканогенным породам подчинены не выдержанные по мощности (от 300 до 700—1000 м) горизонты ритмично переслаивающихся полимиктовых и вулканомиктовых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, иногда с обильными караваеобразными известково-кремнистыми стяжениями. Среди них встречаются единичные пласты конгломератов мощностью до 2—3 м с многочисленной хорошо окатанной галькой крупнокристаллических лейкократовых габбро и диоритов. В кремнистых и кремнисто-вулканогенных отложениях повсеместно найдены радиолярии позднемезозойского, по А. И. Жамойде, возраста. Г. П. Авдейко (1968) указывает на находку в терригенных отложениях единичного экземпляра *Aucella sp.*

Характерной особенностью всего разреза в целом является обилие мощных, согласных с напластованием пород зон милонитов и горизонтов с микроскладчатым, плейчатым или брекчиевым строением. Подстилающие и перекрывающие их пласты оказываются при этом ненарушенными. Отсутствие такого рода нарушений в лежащей выше толще и присутствие в последней многочисленных галек и валунов милонитов, легко распознающихся по весьма характерной брекчиево-полосчатой текстуре, свидетельствуют о том, что пликвативные микроструктуры и милониты в кремнисто-вулканогенных и терригенных отложениях имеют сингенетичный характер.

Залегающие в толще гипербазиты имеют форму согласных линзовидных тел или псевдофаколитов (Куюльский массив). Большая часть их, в частности Куюльский псевдофаколит, имеющий протяженность около 45 км, тяготеет к низам разреза, однако говорить о какой-либо строгой приуроченности гипербазитов к определенной части разреза нельзя. В большинстве случаев это массивные аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты. Контакты их с вмещающимися породами представляют собой тектонические зоны шириной от нескольких сантиметров до нескольких метров, в которых и гипербазиты и вмещающие их породы интенсивно перемяты, будинированы и милонитизированы. Мощность гипербазитовых тел колеблется от первых десятков метров до нескольких километров, протяженность — от сотен метров до первых десятков километров. В некоторых из них, например в гипербазитовой залежи м. Поворотного (п-ов Тайгонос), заключены мощные (до 300—500 м) включения кремнисто-вулканогенных и терригенных пород. В контакте их и гипербазитов обнаружены линзы эклогитов и эклогитовых амфиболитов, возраст которых определен калий-аргоновым мето-

дом в 183 млн. лет (Гельман, Некрасов, 1968). Общая видимая мощность вулканогенных, кремнистых и терригенных отложений вместе с залегающими в них гипербазитами составляет для п-ова Тайгонос не менее 5000 м; в районе Кулюльского массива (Таловские горы) она, возможно, несколько меньше.

Кремнисто-вулканогенные породы, содержащие тела гипербазитов, вверх по разрезу согласны, с постепенным переходом и сложными фаціальными замещениями, перекрываются терригенной флишоидной толщей, обломочный материал в которой почти целиком представлен продуктами разрушения серпентинитов и вмещающих их отложений (мялекасынская и тылакрьльская свиты). На п-ове Тайгонос в основании этой толщи залегают мощные (до 150—200 м) выклинивающиеся по простиранию пестро окрашенные и исключительно плохо отсортированные глыбовые брекчии и валунные конгломераты, размер отдельных глыб и плит в которых достигает в длину 10—15 м, иногда 20—25 м. Помимо спилитов, диабазов, яшм, милонитов, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев, жильного кварца, доломитов и серпентинитов, в них также встречается галька амфиболовых диоритов и глыбы черных пахучих известковистых алевролитов с остатками призматического слоя колымий.

По особенностям состава и заключенной в них фауне эти характерные породы сопоставимы с битуминозными известково-терригенными отложениями перми Омолонского массива. Зеленовато-серая кремнистая цементирующая масса конгломератов и брекчий в некоторых горизонтах имеет полосчатый псевдофлюидалный характер.

Полосчатая текстура конгломератов и брекчий в этих случаях подчеркивается также плоско-паралельной ориентировкой плит и обломков.

Более высокие горизонты терригенной толщи сложены ритмично переслаивающимися конгломератами, гравелитами и песчаниками (пачки мощностью 3—5 м), чередующимися с ритмично слоистыми (мощность ритмов 0,2—0,5 м) мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами (пачки мощностью 10—15 м). Юго-западнее устья ручья Поворотного в них наблюдаются включения огромных плитообразных глыб серпентинитов, эклогитов и брекчиево-полосчатых милонитов, составляющих в совокупности согласное тело мощностью до 20—25 м и протяженностью до нескольких сот метров. Контакты этих глубинных образований друг с другом и вмещающими их отложениями в береговом обрыве тектонические. Однако присутствие в глыбах эклогитов, которые находятся в стратиграфическом контакте с грубозернистыми песчаниками, состоящими из зерен очень характерной и типичной только для эклогитов коричневой роговой обманки, позволяет считать, что эклогиты совместно с составляющими с ними единое тело гипербазитами и милонитами являются переотложенными. Заканчивается разрез тонкослоистыми мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами.

В более юго-восточных частях прогиба (Валижгенское поднятие) смена тонкообломочных и грубообломочных фаций происходит в обратном порядке. Тонко- и мелкообломочные породы слагают здесь преимущественно низы разреза, а грубообломочные — верхи. Последние отличаются ярким фаціальным своеобразием и представлены ритмично переслаивающимися гипербазитовыми брекчиями, полимиктовыми мелкообломочными брекчиями (обломки серпентинитов, габбро, спилитов, осадочных пород и амфиболитов) и косослоистыми серпентинитовыми песчаниками (Михайлов, 1962).

Еще далее к юго-востоку глыбовые и валунные конгломераты из разрезов терригенной толщи практически исчезают. Преимущественным распространением в ней пользуются песчаники и глинистые сланцы. Общая мощность терригенной толщи колеблется от 2000 до 2500 м.

Собранная по всему разрезу фауна ауцелл, иноцерамов и аммонитов ограничивает возраст терригенных отложений на Валижгенском поднятии в пределах берриса-низов баррема; в Таловских горах нижняя возрастная граница их поднимается выше и проходит в основании валанжина. Базальные беррисовые горизонты флишеидных отложений замещаются здесь кремнисто-вулканогенными породами (Пергамент, Похилайнен, 1970). Такой же возраст флишеидной толщи, по нашим данным, и на п-ове Тайгонос. Возраст подстилающих кремнисто-вулканогенных отложений приходится соответственно на Валижгенском поднятии на конец поздней юры, а на п-ове Тайгонос и Таловских горах — на конец поздней юры — берриас.

Кремнисто-вулканогенные и перекрывающие их грубообломочные флишевые отложения к северо-западу, вкrest простираения зоны, быстро сменяются тонкообломочными известково-терригенными осадками того же возраста (Нейгеская зона). Подобное же замещение, но на гораздо большем расстоянии, происходит и к северо-востоку по простираению зоны. Одновременно в этих же направлениях в два-три раза сокращаются мощности отложений, а самые верхние готерив-барремские слои выклиниваются.

Фациальный план прогиба для позднеюрского — раннебарремского времени определялся, таким образом, существованием двух зон с резко различающимися режимами осадконакопления. Первая из них характеризовалась накоплением кремнисто-вулканогенных и ритмично слоистых терригенных осадков глубоководного типа и располагалась во внутренней осевой части прогиба. Вторая представляла собой зону мелководного терригенного и карбонатно-терригенного осадконакопления и располагалась во внешней северо-западной стороне прогиба. Кроме того, осадки этого типа ограничивали область глубоководного кремнисто-вулканогенного осадконакопления с северо-востока. Граница между фациальными зонами в северо-западной части прогиба была, по-видимому, очень резкой и характеризовалась исключительно быстрым изменением фаций и мощностей, а также накоплением вблизи нее в зоне осадков глубоководного типа своеобразных глыбовых брекчий и валунных конгломератов, которые в более внутренних юго-восточных частях прогиба распространения не имеют.

Такое своеобразное геологическое положение этой границы, наличие здесь значительного градиента мощностей и локализация вдоль нее специфических по составу и строению глыбовых брекчий и валунных конгломератов позволяют уверенно говорить о том, что эта граница представляла собой крутой подводный уступ, а располагающиеся к юго-востоку от него брекчии и конгломераты являются своеобразными подводными оползневыми брекчиями, образовавшимися у подножья этого уступа за счет продуктов его разрушения. Перемещение этих грубообломочных отложений в более внутренних частях прогиба (Валижгенское поднятие) из нижней валанжинской части разреза в верхнюю, готеривскую, говорит о постепенной миграции линии уступа к юго-востоку. Все сказанное выше, в свою очередь позволяет предполагать, что этот уступ фиксировал собой выход на поверхность мощной зоны разлома и что этот разлом имел конседиментационный характер и являлся, скорее всего, надвигом.

Отложения второго цикла (см. рис. 2, в) осадконакопления также начинаются с вулканитов (кармаливаямская свита). На восточном побережье п-ова Тайгонос это зеленовато-серые карбонатно-кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы, вулканомиктовые песчаники, яшмы, диабазы, спилиты; на северо-западном побережье Камчатки — туфобрекчии основного состава, полосчатые кремнистые породы, песчаники, алевриты и глинистые сланцы; в базальных горизонтах здесь также встречаются крупные линзовидные прослои конгломератов. В туфобрекчиях

помимо обломков лав основного состава имеются угловатые обломки осадочных пород, кварцитов и кремнистых пород с остатками радиолярий. Относящиеся условно к этой же свите глубоко метаморфизованные кремнисто-вулканогенные отложения междуручья Поворотного и Кенге-веема (восточное побережье п-ова Тайгонос) включают мелкие линзовидные тела массивных серпентинитов. Возможно, это вторая более молодая генерация массивных раннемеловых серпентинитов. По ауцелли-нам и аммонитам, собранными преимущественно в верхней части свиты, возраст ее определяется верхней частью баррема — аптом (Пергамент, Похиалайнен, 1970). Мощность свиты 1500—2000 м.

Выше по разрезу появляются конгломераты и печаники, которые, в свою очередь, быстро сменяются алевролитами и глинистыми сланцами (тихореченская и кедровская свиты). В них известны известковистые конкреции с обильной ископаемой фауной альбского возраста, а также растительный детрит, обломки окаменелых стволов деревьев и редкие линзочки каменного угля мощностью до 10 см.

Таким образом, в развитии прогиба намечаются две стадии. С началом первой связано наиболее глубокое прогибание трога, накопление собственно глубоководных вулканогенных и кремнистых отложений и одновременное проникновение в них огромных согласных тел массивных гипербазитов; в конце этой стадии наблюдается заполнение его терригенной, ритмично слоистой толщей, заключающей многочисленные выклинивающиеся пластовые и линзовидные тела переотложенных серпентинитов, реже габбро, амфиболитов и эклогитов, а также постепенное сокращение площади трога и превращение его в компенсированный прогиб. Вторая стадия начинается новым интенсивным прогибанием (появление среди осадков кремнистых пород, яшм, спилитов и, возможно, гипербазитов) и заканчивается, как и первая, образованием обширного мелководного бассейна.

В конце раннего — начале позднего мела п-ов Тайгонос вовлекается в складчатые движения; в это время происходит внедрение гранитоидов и формируются основные складчатые структуры. Геоантиклинальная вулканическая зона (Вискичунская зона) в результате этих движений была частично перекрыта по надвигам расположенными к северо-западу структурами. Пенжинско-Анадырская зона с этого момента становится областью накопления нижних континентальных, морских и вулканогенных моласс и параллических угленосных формаций (Мигович, Похиалайнен, 1969).

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы. Мезозойские гипербазиты и вмещающие их вулканогенные и кремнистые отложения связаны с развитием системы сопряженных тектонических зон, формационные особенности и закономерное пространственное расположение которых позволяет считать их аналогами современных эпиконтинентальных впадин, островных дуг и глубоководных желобов. Этот комплекс структур, видимо, сформировался в зоне с предшествующим мелководным режимом осадконакопления; при этом раньше (в норий-лейасе) возникла структура, аналогичная островной дуге. Позднее, в конце поздней юры, в заключительную стадию развития дуги, образовался желоб.

Появление наиболее крупных масс гипербазитов приходится непосредственно на начальную, собственно глубоководную, стадию развития желоба и связано во времени и пространстве с кремнисто-вулканогенными породами. Тектонический характер контактов гипербазитов с вмещающими кремнисто-вулканогенными породами заставляет полагать, что внедрение их произошло не чисто магматическим путем, а скорее всего в форме согласных протрузий (Книппер, 1969). Таким образом, с одной стороны, временная и пространственная связь гипербазитов с кремнисто-вулканогенными породами вроде бы указывает на их тесное



генетическое родство, с другой стороны, данные о тектонической природе контактов гипербазитов с вмещающими породами свидетельствуют об обратном.

Разрешение этого противоречия следует, по-видимому, искать в предположении, что кажущееся единство гипербазитов и кремнисто-вулканогенных образований кроется в связи как тех, так и других с какими-то определенными тектоническими процессами, возникающими всякий раз в момент формирования глубоководных желобов и сопряженных с ними положительных структурных элементов. Тектонические нарушения в кремнисто-вулканогенных породах (зоны согласных с напластованием пород милонитов, микроскладчатость и т. д.), возникшие в них непосредственно в процессе осадконакопления, согласная форма протрузий, а также своеобразие подводных глыбовых конгломератов, указывающих своим пространственным положением на существование в северо-западном борту прогиба длительно живущего конседиментационного разлома надвигового типа, говорят о том, что такими процессами могут быть, по-видимому, конседиментационные субгоризонтальные перемещения земной коры по глубинным надвиговым или поддвиговым зонам.

Проникновение гипербазитов в кремнисто-вулканогенную толщу при этом могло произойти двумя путями: либо в форме огромных линзообразных пластин, тектонически внедрившихся в кремнисто-вулканогенные породы непосредственно в процессе их накопления (т. е. в связи с субгоризонтальными конседиментационными движениями), либо в виде гигантских оползневых блоков, сползших в кремнисто-вулканогенные осадки внутренней глубоководной зоны прогиба с расположенного в его северо-западном борту подводного уступа.

Гипербазиты, залегающие в терригенной флишоидной толще и имеющие заведомо переотложенный характер, имеют уже скорее всего оползневую природу. Однако следует отметить, что эти гипербазиты по своему размеру, форме и строению значительно отличаются от гипербазитов из кремнисто-вулканогенной толщи и, таким образом, если последние также обязаны своим происхождением только оползневым процессам, то эти процессы на разных стадиях развития желоба существенно различались.

#### Литература

- Авдейко Г. П. Нижнемеловые отложения севера Тихоокеанского кольца. Изд-во «Наука», 1968.
- Бейли Э. Г., Блейк М. К. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое. Геотектоника, № 3—4, 1969.
- Гельман М. Л., Некрасов Г. Е. Мезозойские эклогиты п-ова Тайгоноса. Геол. и геофиз., № 12, 1968.
- Гельман М. Л., Заборовская Н. Б., Некрасов Г. Е. Тектоника зоны перехода мезозой к структурам Корьякско-Камчатской складчатой области на примере п-ова Тайгонос. Тез. докл. VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан, 1969.
- Книппер А. Л. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма. В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». Изд-во «Наука», 1969.
- Книппер А. Л. Габброиды офиолитовой «формации» в разрезе океанической коры. Геотектоника, № 2, 1970.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг. Геотектоника, № 2, 1970.
- Мигович И. М., Похилайнен В. П. Тектоническое развитие Пенжинско-Анадырской складчатой зоны в позднем мезозое. Тез. докл. VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан, 1969.
- Михайлов А. Ф. Геолого-петрологическая характеристика гипербазитов и гипербазитовых брекчий юго-западной части Пенжинского кряжа. Петрогр. сб. ВСЕГЕИ, № 4, 1962.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, № 4, 1969.
- Пергамент М. А., Похилайнен В. П. Сравнительная характеристика нежкомских отложений Корьякско-Анадырской области и Сихотэ-Алиня. Изв. АН СССР. Сер. геол. № 2, 1970.

УДК 551.243.4(470.5)

М. А. КАМАЛЕТДИНОВ

## ШАРЬЯЖИ УФИМСКОГО АМФИТЕАТРА

Рассмотрено строение Уфимского амфитеатра, в пределах которого распространены три шарьяжные пластины: Бардымская, Нязепетровская, Нижне-Сергинская. Они сложены отложениями нижнего и среднего палеозоя. Дается описание внутреннего строения этих структур.

Уфимским амфитеатром называют часть западного склона Урала, расположенную между широтами г. Кусы на юге и пос. Староуткинско-го (р. Чусовая) на севере (Смирнов, 1956). С востока амфитеатр обрамляется (последовательно с юга на север) окончанием Башкирского антиклинория, антиклинорием Урал-Тау с южным погружением Средне-уральского (Кваркушского) поднятия (рис. 1). С запада Уфимский амфитеатр граничит с Предуральским прогибом, получавшим здесь наименование Юрюзано-Сылвенской депрессии. В отличие от более южных и северных частей Предуральского прогиба эта депрессия имеет значительно большую ширину за счет того, что граница ее со складчатым Уралом отодвигается далеко к востоку.

Своеобразной особенностью Уфимского амфитеатра, хорошо отраженной на всех сводных геологических картах, является дугообразный изгиб его структур, резко выделяющийся в общей системе меридиональной складчатости Урала. А. П. Карпинский (1883) считал, что изгиб этот вызван наличием подземного выступа докембрийского фундамента Русской платформы, так называемого Уфимского горста, служившего упором складкообразовательным движениям, шедшим с востока. Идея Карпинского о существовании Уфимского горста была принята многими геологами и развивалась в работах А. Н. Заварицкого, Е. А. Кузнецова, А. Д. Архангельского и др.

Иную точку зрения о природе Уфимского амфитеатра высказал Г. Н. Фредерикс, который считал, что «амфитеатр обязан своим происхождением антиклинальному вздутию всей этой области, на котором все покровы из более древних палеозойских пород были смыты и обнажены лежащие под ними артинские осадки» (Фредерикс, 1927, стр. 15). Он ошибочно полагал, что Башкирский антиклинорий и Средне-Уральское поднятие представляют собой аллохтонные структуры, перемещенные более чем на 100 км с востока и надвинутые на пермский автохтон.

О существовании в области Уфимского амфитеатра крупного поднятия говорит и Н. С. Шатский, который, однако, в отличие от Г. Н. Фредерикса не признает развития здесь шарьяжей. Он указывает, что «поднятое положение этой части Урала, а не упор Уфимского горста создает все структурное своеобразие этого района» (Шатский, 1945, стр. 118). Уфимский амфитеатр вместе с Юрюзано-Сылвенской депрессией и Уфимским плато, согласно Н. С. Шатскому, располагается в пределах наиболее выдвинутой и поднятой восточной части Волго-Уральского свода, представляющего здесь поперечное к Уралу поднятие. «Эти особенности Урала (поднятое положение. — М. К.) плохо видны на геологических картах, так как весьма древние, по-видимому, докембрийские и нижнепалеозойские образования покрыты здесь знаком  $C_1^h$ » (там же, стр. 117).

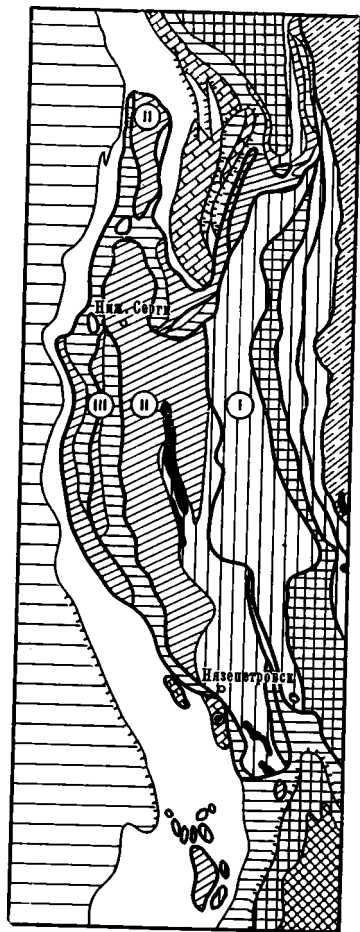


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Уфимского амфитеатра

1 — нижняя пермь. Аргиллиты, полимиктовые песчаники, прослой известняков; 2 — средний карбон. Полимиктовые песчаники, аргиллиты с прослоями известняков; 3 — нижний карбон. Известняки, доломиты; 4 — девон. Известняки, доломиты; 5 — силур Уфимского амфитеатра. Сланцы кремнистые, глинистые, углисто-глинистые, песчаники, туфопесчаники, туфы (Нязепетровский шарьяж); известняки, кварцевые песчаники (Нижне-Сергинский шарьяж); 6 — силур Тагильско-Магнитогорской зоны. Габбро-диабазы, габбро-диориты, амфиболиты, сланцы филлитовые, углисто-кварцитовые, слюдяные, графито-углистые; 7 — ордовик. Кварцито-песчаники, конгломераты, сланцы филлитовые, углисто-глинисто-кремнистые, зеленые сланцы, туфопесчаники, липаритовые порфириты и их туфы (Бардымский шарьяж). Туфы базальтового и андезитового состава, туфопесчаники, песчаники, филлитовые сланцы, местами базальтовые порфириты (Нязепетровский шарьяж); 8 — верхний протерозой. Сланцы слюдяные, кварциты слюдяные, амфиболиты, гнейсы амфиболовые и биотитовые (зона Урал-Тау). Песчаники кварцевые и кварцево-полевцошатовые, конгломераты, сланцы глинистые, филлитовидные, доломиты, известняки (Башкирский антиклинорий и Средне-Уральское поднятие); 9 — архей — нижний протерозой. Гнейсы биотитовые, гранато-биотитовые, очковые, мигматиты, железистые кварциты; 10 — гипербазиты; 11 — геологические границы; 12 — линии надвигов; 13 — границы шарьяжей; 14 — скважины. Цифры на карте: I — Бардымский шарьяж, II — Нязепетровский шарьяж, III — Нижне-Сергинский шарьяж

Нами было выяснено, что распространенные в те годы представления о залегании каменноугольных отложений в области Уфимского амфитеатра с глубоким размывом на силурийских и более древних породах ошибочны (Камалетдинов, 1962, 1965). Детальными геологическими съемками и глубоким бурением, проведенными в последние годы,

установлено, что Уфимский амфитеатр связан общностью фаций и мощностей рифейских и палеозойских отложений (автохтона) с Юрюзанно-Сылвенской депрессией, восточное крыло которой он слагает. По отношению к обрамляющим с востока Башкирскому антиклинорию и Средне-Уральскому поднятию Уфимский амфитеатр является синклинальным прогибом, в пределах которого подошва палеозойских отложений погружается на значительную глубину.

В то же время известно, что на восточном крыле Уфимского амфитеатра, в Тараташском массиве, обнажается архейский кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы.

Мощность протерозойских образований на склонах Тараташского массива сокращена до 2—3 км (против 15 км в Башкирском антиклинорию), что свидетельствует о развитии здесь наиболее жесткой и устойчивой к деформациям части фундамента восточной окраины платформы. Эта зона в протерозойское время не испытывала интенсивного погружения, в которое были вовлечены области Башкирского антиклинория и Средне-Уральского поднятия, очевидно, обладающие более тонким и подвижным платформенным фундаментом.

Приведенные данные подтверждаются и геофизическими исследованиями, согласно которым в области Уфимского амфитеатра выделяются гравитационные аномалии северо-западного простирания, связанные с существованием здесь выступа (утолщения) кристаллического фундамента. Этот выступ, по-видимому, представляет собой юго-восточное

окончание крупной линейной структуры древней консолидации, прослеживаемой согласно с Тиманским кряжем и генетически тесно связанной с последним. Рассматриваемая структура, названная нами Пратиманом, располагается на восточном краю эпикарельской платформы, прослеживаясь в северо-западном направлении вдоль границы со спаянной с ней байкальской зоной складчатости.

Следовательно, Уфимский амфитеатр и Юрюзано-Сылвенскую депрессию можно рассматривать как структуры, возникшие на внешнем восточном углу Восточно-Европейской платформы, в области стыка эпикарельской, байкальской и варисийской зон складчатости. При этом Пратиманскую структуру уральская складчатость не смогла переработать и лишь огибает ее южную торцовую часть с востока.

Как и следовало ожидать, в рассматриваемом районе уральские структуры испытали наибольшее горизонтальное сжатие, которое выразилось в интенсивном смятии горных пород и развитии крупных аллохтонных покровов. Именно здесь располагается серия крупнейших чешуйчатых шарьяжей западного склона Урала, сложенных формациями рифея, нижнего и среднего палеозоя, надвинутыми на более молодые среднепалеозойские осадки. В строении аллохтона принимают участие породы эв- и многоэосинклинального типов, а автохтон представлен субплатформенным типом разреза.

С востока на запад здесь выделяются Бардымский, Нязепетровский и Нижне-Сергинский шарьяжи. Они приурочены к осевой, наиболее глубоко погруженной части крупного поперечного (ундуляционного) прогиба, располагающегося между Башкирским антиклинорием с юга и Средне-Уральским поднятием с севера. Породы аллохтона, сохранившиеся в этой поперечной синклинали, полностью размыты на крыльях и над сводами названных поднятий, образующих здесь гигантские тектонические полуокна. Вследствие этого наблюдается широтная симметрия строения Уфимского амфитеатра, впервые подмеченная Г. А. Смирновым (1956), выяснившим многие важные особенности строения рассматриваемой структуры.

Границы шарьяжных пластин и комплексы пород аллохтона в плане образуют дугообразный изгиб, направленный выпуклостью к западу. Эта особенность шарьяжей Уфимского амфитеатра легко объясняется существованием при их формировании палеоподнятий, располагавшихся на месте современного Башкирского и Средне-Уральского антиклинориев. Эти поднятия тормозили перемещение краевых частей шарьяжей, вследствие чего их срединные части, не встретившие на своем пути препятствия, оказались выдвинутыми дальше к западу.

Бардымский шарьяж сложен метаморфизованными породами нижнего и среднего ордовика: амфиболитами, кварцево-серицитовыми и кварцево-альбит-серицитовыми сланцами, кварцевыми песчаниками и конгломератами<sup>1</sup>. Породы Бардымского шарьяжа чрезвычайно интенсивно дислоцированы, рассланцованы, местами будинированы и раздроблены до брекчий. В них широко развита изоклиналиная складчатость, осложненная многочисленными чешуйчатыми надвигами. Северная часть Бардымского шарьяжа надвинута на известняки среднего девона, слагающие южную периклинали Средне-Уральского поднятия. Южнее из-под надвига выступают осадочно-вулканогенные образования среднего и верхнего ордовика и кремнистые сланцы нижнего силура Нязепетровского шарьяжа, а еще южнее, на правом берегу р. Уфы, — известняки эйфельского яруса среднего девона, слагающие тектоническое окно, в котором обнажены породы Нижне-Сергинского покрова.

<sup>1</sup> Стратиграфия рифейских и палеозойских пород, слагающих Уфимский амфитеатр, подробно рассмотрена Г. А. Смирновым (1956).

Южная часть Бардымского шарьяжа налегает на сланцы и граувакки зилаирской серии верхнего девона — низов нижнего карбона. Г. Ф. Селиверстовым и др. (Селиверстов и др., 1970) здесь среди пород нижнего ордовика обнаружено тектоническое окно, сложенное граувакками, залегающими в форме антиклинали. С востока на породы Бардымского шарьяжа надвинуты рифейские метаморфические образования зоны Урал-Тау (амфиболовые и биотитовые гнейсы, амфиболиты, слюдитые кварциты и слюдяные сланцы)<sup>1</sup>.

Аллохтон Нязепетровского шарьяжа слагают мощные эффузивно-осадочные образования среднего и верхнего ордовика, а также фтаниты, кремнистые сланцы и кварцевые песчаники нижнего силура. В южной части шарьяжа располагаются два крупных габбро-диоритовых массива и несколько массивов серпентинитов, имеющих форму субмеридионально вытянутых тел. Значительные выходы гипербазитов наблюдаются и в центральной части шарьяжа. Судя по характеру соотношений этих массивов с окружающими породами, можно заключить, что они представляют собой останцы самостоятельных тектонических пластин.

Породы, слагающие Нязепетровский шарьяж, весьма интенсивно дислоцированы. В береговых обнажениях р. Уфы и Нязи можно наблюдать сланцы и эффузивы, смятые в сложную систему мелких крутых, часто изоклинальных, опрокинутых на запад складок размерами от нескольких до 30—50 м в поперечнике. В породах широко развит будинаж, часто встречаются различные разрывные нарушения. На большей территории рассматриваемые образования надвинуты на силур-девонские породы Нижне-Сергинского шарьяжа. В северной части из-под надвига выступают известняки верхнего девона, а в районе Нижних Серег и южнее — известняки среднего и нижнего девона. Западнее г. Нязепетровска на небольшом участке породы Нязепетровского шарьяжа надвинуты на известняки верхнего силура, а южнее — на граувакки верхнего девона, служащие здесь постелью также и Бардымского шарьяжа. В одном обнажении левого берега р. Уфы наблюдается надвигание диабазов и туфогенных сланцев ордовика непосредственно на флишоидные образования среднего карбона. Северная часть Нязепетровского шарьяжа в верховьях р. Северянки и Крутихи прерывается небольшим широтным понижением в рельефе, где обнажаются подстилающие известняки живетского и франского ярусов, слагающие Нижне-Сергинский покров, а также породы среднего карбона в тектоническом окне среди известняков этого покрова. Вследствие этого образовался крупный останец шарьяжа длиной 26 и шириной 7 км, слагающий Киргишанский Увал (Киргишанский клипп). Он покоится на девонских и каменноугольных отложениях, из которых наиболее молодыми являются флишоидные осадки среднего карбона.

Южнее Нязепетровского шарьяжа, на правом берегу р. Сурояма, среди песчано-сланцевых пород зилаирской серии, а также в верховьях рек Ураима и Ургалы, среди флишоидных образований среднего карбона, силурийские и ордовикские породы сохранились в виде останцов тектонического покрова, занимающих здесь повышенные части рельефа местности (Камалетдинов, 1965).

Нижне-Сергинский шарьяж сложен преимущественно рифогенными известняками верхнего силура и девона, надвинутыми на терригенные флишоидные осадки среднего карбона, а местами на известняки визейского яруса. К югу от Нижних Серег в надвиге принимают участие также кварцевые песчаники и известняки венлокского яруса нижнего силура. Известняки силура — девона Нижне-Сергинского шарьяжа просле-

<sup>1</sup> Дислокации восточного склона Урала, расположенного против Уфимского амфитеатра, рассмотрены в работе Е. А. Кузнецова (1937).

живаются с севера до правого берега р. Уфы, а затем резко обрываются.

На левом берегу они присутствуют лишь в виде небольших бескорневых клиппов, разбросанных среди поля распространения песчано-аргиллитовых пород среднего карбона. Последние обнажаются и на правом берегу р. Уфы в тектоническом окне среди рифогенных известняков верхнего силура, слагающих скалу Серный Ключ (М. Камалетдинов, Р. Камалетдинов, 1968).

Севернее рассмотренного района известняки силура и девона всюду надвинуты на каменноугольные отложения по пологой поверхности. Пологое залегание поверхности надвига подчеркивается извилистой конфигурацией его границ в плане и присутствием многочисленных тектонических окон и полуокон.

Западнее Нижних Серег среди известняков среднего девона в крупном тектоническом окне обнажаются полимиктовые песчаники и глинистые сланцы сергинской свиты среднего карбона. Другое крупное тектоническое окно обнаружено севернее, в верховьях ручья Крутихи (левый приток р. Бисерти). Здесь среди известняков среднего и верхнего девона обнажаются песчано-сланцевые и карбонатные породы башкирского яруса среднего карбона.

Известняки, слагающие Нижне-Сергинский шарьяж, смяты в складки, часто довольно крутые, местами осложненные надвигами с амплитудой горизонтального перемещения от нескольких десятков метров до первых километров.

Чешуйчатое строение шарьяжа хорошо видно в обнажениях правого берега р. Уфы, западнее г. Нязепетровска. На участке между Нижними Серьгами на севере и устьем р. Табуски на юге выделяются две крупные чешуи, разделенные поверхностью надвига, полого падающего к востоку. Вдоль надвига известняки лудловского яруса восточной чешуи контактируют с запада с эйфельскими известняками среднего девона западной чешуи Нижне-Сергинского шарьяжа. Следует отметить, что западнее и южнее Нижне-Сергинского шарьяжа среди флишоидных пород среднего карбона встречаются визейские известняки, залегающие в форме различной величины клиппов, а также глыбовых брекчий, образующих горизонты дикого флиша. Последние свидетельствуют об интенсивных тектонических движениях и процессах шарьяжеобразования, происходивших на рассматриваемой территории в среднекаменноугольное время.

Мы уже отмечали, что разрез рифейских и палеозойских осадков автохтона Уфимского амфитеатра представлен формациями платформенного и субплатформенного типов (известняки, аргиллиты, кварцевые песчаники). Лишь средний и верхний карбон и отчасти фаменский ярус сложены флишоидными осадками, интенсивно смятыми и надвинутыми с востока на смежные, более молодые породы. Следует отметить, что степень дислоцированности пород автохтона закономерно возрастает в восточном направлении. Вообще говоря, для самых восточных разрезов понятие «автохтон» может применяться лишь условно, так как все породы здесь нарезаны надвигами в многочисленные чешуи. Так, скважина № 26, пробуренная на левом берегу р. Ураима, в визейских известняках, слагающих свод Ураимской антиклинали, на глубине 1182 м под франскими известняками вновь вошла в визейские породы. Новое повторение разреза в этой скважине зафиксировано на глубине 2150 м, где снова под франскими отложениями были вскрыты визейские известняки. Забой скважины находится на глубине 3006 м в известняках франского яруса (рис. 2).

Амплитуда горизонтального перемещения шарьяжей Уфимского амфитеатра составляет не менее 40—50 км, а возможно, и значительно больше. Об этом свидетельствует, в частности, тот факт, что девонские

отложения, представленные субплатформенным типом разреза, вскрываются в тектонических полуокнах по рекам Чусовой и Уфе, в области южной периклинали Средне-Уральского поднятия и северного погружения Башкирского антиклинория, в 30—40 км восточнее фронта Нижне-Сергинского шарьяжа.

Происхождение шарьяжей следует связывать с мощными горизонтальными движениями земной коры, обусловившими интенсивное сжатие обширной Уральской геосинклинали и формирование здесь складча-

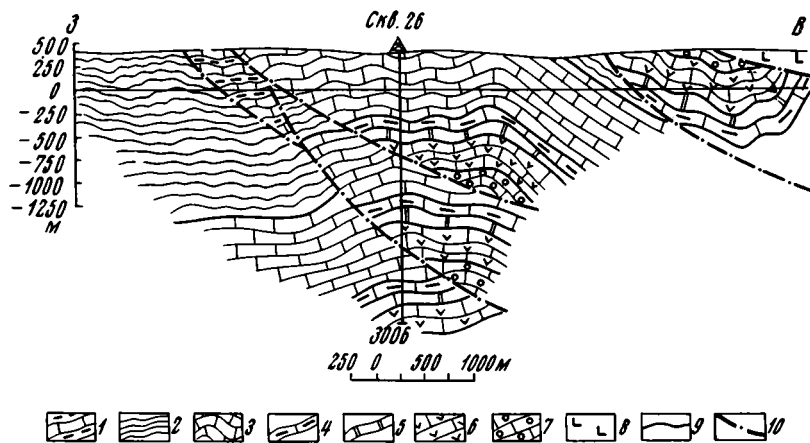


Рис. 2. Геологический разрез через Урайскую антиклиналь

1, 2 — средний карбон (1 — московский ярус, 2 — башкирский ярус); 3, 4 — нижний карбон (3 — визейский и намюрский ярусы, 4 — турнейский ярус); 5, 6 — верхний девон (5 — фаменский ярус, 6 — франкий ярус); 7 — средний девон; 8 — силур и верхний ордовик, бардымская серия; 9 — стратиграфические границы; 10 — линии надвигов

той области. Эти движения привели к энергичному смятию и скучиванию больших масс горных пород, образованию здесь многочисленных надвигов и крупных шарьяжей. Как известно, шарьяжи на Уфимском амфитеатре выделялись и ранее (Нейман-Пермякова, 1931; Архангельский, 1932; Кузнецов, 1937; и др.). Однако идея покровного строения Урала, пользовавшаяся большой популярностью в 30-х годах, оказалась очень недолговечной. Скоппрометированная крупными ошибками в тектонических построениях Г. Н. Фредерикса и его последователей, эта идея вскоре была поставлена под сомнение, а затем полностью отвергнута. Лишь спустя три десятилетия наличие на Урале крупных надвигов и покровных структур было доказано детальными геологическими съемками и глубоким бурением (Камалетдинов, 1962, 1965, 1968; Камалетдинов, и др., 1970; Казанцева, Камалетдинов, 1969; Плюснин, 1969; Селиверстов и др., 1970; и др.).

Данные о тектонике Урала, полученные за последние годы, заставляют нас окончательно отказаться от все еще широко распространенного мнения об относительно простом его строении. Сейчас, в связи с новыми фактическими материалами, неоспоримо свидетельствующими о надвиговом и покровном строении Урала, назрела настоятельная необходимость пересмотра всех старых представлений о его тектонике с новых позиций. В зависимости от правильного понимания структуры этого горного сооружения находится оценка его перспектив на многие полезные ископаемые — нефть, газ, уголь, руды, — а также выбор рациональной методики их поисков и разведки.

## Литература

- Архангельский А. Д. К вопросу о покровной тектонике Урала. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. X(1), 1932.
- Блохин А. А. Новые данные о геологическом строении Южного Урала. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. X(1), 1932.
- Войновский-Кригер К. Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала. Сов. геология, сб. 6, 1945.
- Заварицкий А. Н. К тектонике Урала. Изв. Геол. ком., т. 42, № 2, 1923.
- Казанцева Т. Т., Камалетдинов М. А. Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов западного склона Южного Урала. Докл. АН СССР, т. 189, № 5, 1969.
- Камалетдинов М. А. О клиппенах на Среднем Урале. Докл. АН СССР, т. 146, № 5, 1962.— К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных. Геотектоника, № 1, 1965.— О некоторых основных вопросах тектоники западного склона Урала в связи с поисками нефти и газа. Геол. нефти и газа, № 3, 1968.
- Камалетдинов М. А., Камалетдинов Р. А. Новые данные о геологическом строении и перспективах нефтегазоносности западного склона Южного и Среднего Урала. В сб. «Геология и перспективы нефтеносности Башкирии». Тр. УФ НИИ, вып. XV, 1966.— Строение и условия залегания герцинских рифов западного склона Южного и Среднего Урала. В сб. «Ископаемые рифы и методика их изучения». Тр. УФАН СССР, Свердловск, 1968.
- Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т. Складчатые покровы западного склона Южного Урала. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1970.
- Карпинский А. П. Геологические исследования, проведенные на Урале летом 1883 года. Собр. соч., т. II. Изд-во АН СССР, 1939.
- Кропоткин П. Н. Механизм движения земной коры. Геотектоника, № 5, 1967.
- Кузнецов Е. А., Захаров Е. Е. К тектонике восточного склона Урала. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. IV (1—2), 1926.
- Кузнецов Е. А. Развитие взглядов на тектонику Урала от А. П. Карпинского до наших дней. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1937.
- Наливкин Д. В. Геологическое строение СССР. Изд-во АН СССР, 1962.— Пологие надвиги в окрестностях г. Чусового. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1950.
- Нейман-Пермякова О. Ф. Геологические условия Нижне-Сергинских минеральных вод. Проблемы физиотерапии и курортологии. Свердловск, 1931.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, № 4, 1969.
- Плюснин К. П. Шарьяжи западного склона Среднего и Северного Урала. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1969.
- Селиверстов Г. Ф., Жилин И. В., Петров В. И., Гогоулан А. М. О тектоническом покрове в восточной части Уфимского амфитеатра. Докл. АН СССР, т. 190, № 6, 1970.
- Смирнов Г. А. Уфимский амфитеатр, ч. 1, стратиграфическое описание. Тр. Горно-геол. ин-та, Уральский фил. АН СССР, вып. 25, 1956.
- Фредерикс Г. Н. Вопросы тектоники Урала. Вест. Геол. ком., № 4, 1927.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. Изд-во МОИП, нов. сер., вып. 2(6), 1945.
- Яншин А. Л. Тектоника Каргалинских гор. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 10(2), 1932.— О распространении триасовых отложений на Урале и о возрасте Уральских надвигов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1936.

Институт геологии  
Башкирского филиала  
АН СССР

Статья поступила  
22 апреля 1970 г.



УДК 551.243.4 (470.5)

**Р. А. ТАКРАНОВ****К АНАЛИЗУ РАЗРЫВНОЙ ТЕКТониКИ  
ЗАПАДНОГО КАРАМАЗАРА  
(Срединный Тянь-Шань)**

На основе анализа складчато-разрывных структур разных геолого-фациальных комплексов, сформированных в результате соответствующих этапов каледонского, варисского и альпийского тектогенеза, установлен субмеридиональный план деформации Кармазара. Ведущая роль в развитии тектоники этого структурно самостоятельного участка земной коры принадлежит Кармазарской антиклинали II порядка и Баштавакскому разлому I порядка.

На основе горногеометрического и палеокинематического анализа разрывной тектоники установлен порядок разломов района, время формирования, пространственная и генетическая взаимная связь, масштаб и глубина заложения разломов. По комплексу генетических и горногеометрических признаков проведена классификация разломов Кармазара. Установленные закономерности условий формирования, времени заложения позволили создать схему развития разрывной тектоники Кармазара. Это дает возможность получить структурно-тектоническую характеристику того или иного блока пород; вмещающего рудное поле, месторождение или рудное тело, а также оценить роль тех или иных разломов в локализации оруденения.

Локализация эндогенного оруденения в пределах рудных полей, месторождений и рудных тел в значительной мере определяется структурными элементами соответствующих геологических блоков и массивов горных пород. Поэтому анализ таких районов имеет практическое значение для рациональной их разведки и представляет определенный интерес с точки зрения изучения условий рудообразования.

В Кармазарском рудном районе разрывной тектонике принадлежит ведущая роль в структурном контроле оруденения. Разломы, сформированные в разные этапы тектогенеза и являющиеся до-, внутри- и пострудными, играют различную роль в рудообразовании. Они служат либо рудоподводящими, рудораспределяющими и рудовмещающими структурами, либо сместителями рудных тел. Поэтому, чтобы получить структурно-тектоническую характеристику того или иного блока пород и сделать оценку связи разломов с оруденением, необходимо иметь данные об истории тектонического развития района. На основе такого анализа можно установить порядок разломов, а также создать их классификацию и схему развития.

Для решения указанных вопросов автором в 1959—1963 гг. были проведены исследования на северном крыле Кармазарской антиклинали, а также использованы многочисленные геологоразведочные и опубликованные материалы. (В геологоразведочных работах автор принимал личное участие в 1956—1958 гг.) При анализе тектоники Кармазара кроме геологических методов использовались приемы геометрии недр. При этом фактические данные геолого-структурного характера и горногеометрических построений обобщались и интерпретировались с помощью кинематической схемы, своеобразной эпюры, отображающей взаимоотношение плана тектонических напряжений с результатами де-

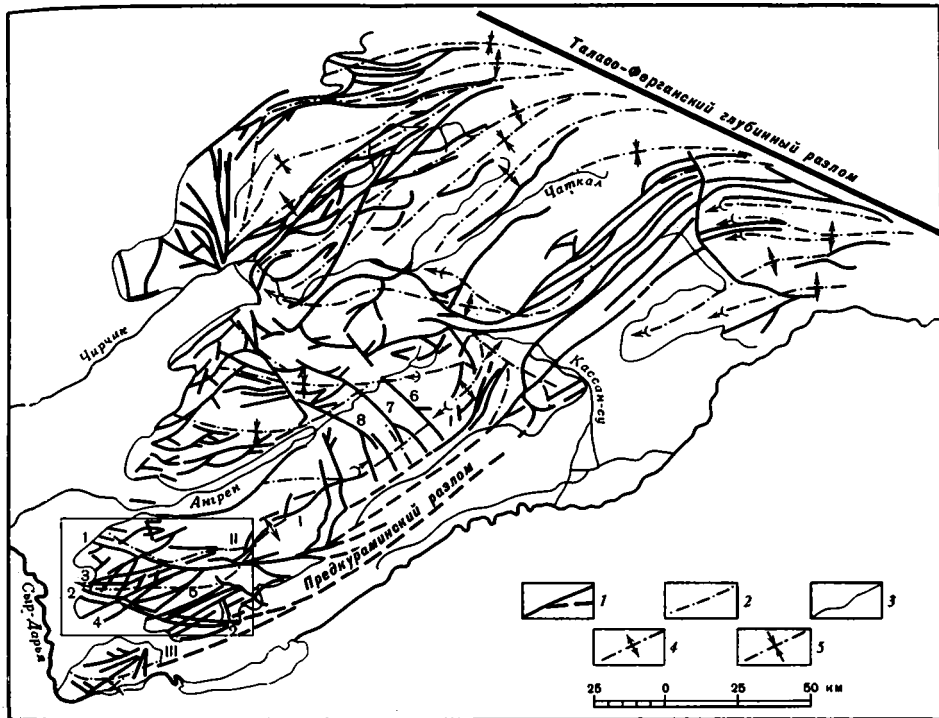


Рис. 1. Схема складчато-разрывных структур Чаткало-Кураминской подзоны (по А. С. Аделунгу, Х. М. Абдуллаеву и др.). Прямоугольником выделен Карamazарский район

1 — разломы: Баштавакский (1), Карповский (2), Контактный (3), Железный (4), Бирюзовый (5), Арашанский (6); Кенкольский (7), Кумбельский (8); 2 — оси складок; Кураминской (I), Калканатинской (II), Моголтуазской (III); 3 — контур обнаженного палеозоя; 4 — антиклинали; 5 — синклинали

формации (разломами, окладками). В качестве такой наглядной схемы использован эллипсоид деформации.

Карamazарский рудный район является юго-западной частью Кураминского брахиантиклинория (рис. 1), структуры I порядка Чаткало-Кураминской подзоны Срединного Тянь-Шаня. Промежуточное положение этой переходной области, выделенной В. И. Поповым (1938), нашло отражение в геотектонических условиях образования и фациальном составе пород, в особенностях складчатости и магматизма.

Срединная зона до среднего девона формируется под влиянием каледонского тектогенеза, наиболее ярко проявившегося в Северном Тянь-Шане в виде субширотных линейных складок и разломов взбросо-сбросового типа. В каледонский этап образовалась «важнейшая структурная линия Тянь-Шаня» (Николаев, 1933) с субширотной сбросо-взбросовой Терской-Каратаузской и северо-западной сдвиговой Таласо-Ферганской ветвями. Выделяемые В. А. Араповым и др. (тектоническая карта УзССР, 1967) в пределах Узбекского Срединного Тянь-Шаня каледонские складчато-разрывные структуры (Кассанские разломы, Майдантальская антиклиналь) ориентированы субширотно. Все эти данные указывают на субмеридиональный план деформации региона в этот период.

Начиная с девона, решающее влияние на формирование Чаткало-Кураминской подзоны оказывает тектонический режим Южного Тянь-Шаня, ярко выраженной вариской геосинклинали. Широтное простирание складок и разломов этого района (Туркестанский, Гиссарский

и другие хребты), преобладание вертикальных смещений по разломам— все это указывает на субмеридиональную ориентировку тектонических напряжений (сжатия), имевших место в условиях варисского тектогенеза.

Субмеридиональный план деформации в Чаткало-Кураминской подзоне подтверждается пространственным взаимоотношением складчато-разрывных структур. На розах-диаграммах простираения варисских складок и разломов, изображенных на «Тектонической карте УзССР» (1967), четко выделяются взаимно перпендикулярные широтный, меридиональный и два диагональных (СЗ 310° и СВ 30—60°) максимума.

Эти выводы о плане деформации указанных структурно-фациальных зон способствуют анализу развития разрывной тектоники и уточнению плана деформации Карамазара. Для этой же цели рассмотрим складчатые деформации геологических комплексов Карамазара, представляющих собой совокупность горных пород, образованных в течение одного тектоно-магматического цикла: от осадкообразования до смятия в складки и кончая процессами магматизма и постмагматизма.

В пределах Карамазара большинство исследователей (Абдулаев и др., 1958; Арапов, 1962; Васильковский, 1952; Власова, 1958, и др.) выделяют пять геологических комплексов пород, соответствующих пяти тектоно-магматическим циклам и разделенных стратиграфическими несогласиями: 1) протерозойский (отдельные обломки); 2) верхнесилурийско-нижнедевонский; 3) среднепалеозойский ( $D_2—C_2$ ); 4) верхнепалеозойский ( $C_2—T_1$ ); 5) мезозойско-кайнозойский.

Верхнесилурийско-нижнедевонский комплекс, представленный осадочно-эффузивными породами, каледонскими плагиогранитами, адамеллитами, отличается интенсивной линейной складчатостью (угол падения крыльев складок 60—70°). Субширотная ориентировка складок, сохранившихся только на юго-западе (Моголтау) и северо-западе района (Сардобсай, Умбеты), а также смещения по крупным каледонским субширотным разломам указывают на субмеридиональный план интенсивной деформации пород этого комплекса. Каледонский тектогенез завершился поднятием с субширотным положением оси, наклоненной к западу.

Среднепалеозойский комплекс [карбонатные породы ( $D_2—C_1$ ), эффузивы свит уя и минбулака ( $C_1^3—C_2$ )] в результате ранневарисской складчатости (предминбулакская фаза) был смят в Карамазарскую антиклиналь, которая наряду с другими складками II порядка (Калканатинской, Моголтаузской) является виргационным окончанием Кураминского брахиантиклинория I порядка (см. рис. 1). Ориентировка этих складок в основном субширотная. В следующую, предакчинскую тектоническую фазу завершилось образование Карамазарской антиклинали, а в ее ядро внедрился гранодиоритовый интрузив. Более мелкие складки III порядка, связанные непосредственно с тангенциальными сжимающими напряжениями и осложняющие основную Карамазарскую структуру (Мишиккол-Айгырбулакская, Окуртаузская и др.), а также складки в эффузивах минбулакской свиты (район Тутлы) ориентированы субширотно. Ранневарисская складчатость завершилась общим понятием и эрозией призматической части складки.

В среднем палеозое большое влияние на развитие структуры Чаткало-Кураминской подзоны оказывают смещения по Таласо-Ферганскому глубинному разлому.

В целом среднепалеозойский план деформации и складчатые структуры подобны предыдущим, но отличаются меньшей интенсивностью (угол падения крыльев складок в среднем не превышает 50°).

Верхнепалеозойский вулканический комплекс формировался в условиях вторичного геосинклинального режима. Эффузивы акчинской, оясайской ( $C_2—C_3$ ), шурабской ( $P_1$ ) и кызылнуринской ( $P_2—T_1$ ) свит

во времени разделены импульсами средне- и поздневарисских тектоно-магматических циклов. Тектоника этого периода в связи с консолидацией пород больше носит разрывной характер и сопровождается введением малых интрузий и даек разного состава. Субширотное положение осей пологих складок в верхнепалеозойских эффузивах, с трудом восстанавливаемых по пропласткам осадочных пород (Табшарская, Джамансайская и др.), указывает на унаследованное субмеридиональное направление сжимающих усилий.

Заключительная, кызылтуринская фаза варисского тектогенеза ознаменовалась поднятием района и образованием зоны эшелонированных трещин, заполненных самыми молодыми дайками основного состава — Итальянская и Такелийская зоны.

Рассмотренные данные о плане складчатой деформации и приведенный далее анализ разрывной тектоники указывают на субмеридиональную ориентировку эллипсоида деформации. Это противоречит мнению некоторых исследователей Кармазара (Вольфон, 1951; Жариков, 1959), указывающих на изменение плана деформации в верхнем палеозое, отличавшейся северо-западной ориентировкой.

Для того чтобы судить о плане деформации всего района, были построены сводные розы-диаграммы простираения даек каждого типа. Анализ таких диаграмм дает возможность установить общие закономерности, исключив влияние локальных особенностей перераспределения тектонических напряжений в пределах отдельных рудных полей и месторождений. На различных сводных розах-диаграммах Кармазара четко выделяются повторяющиеся северо-западный, северо-восточный и меридиональный, реже широтный, максимумы. Такая ориентировка крутопадающих дайковмещающих структур объясняется унаследованностью меридионально ориентированных сжимающих напряжений, закономерно сменяемых раскрытием в период общего поднятия и формирования даек разного возраста.

Субмеридиональный план деформации наиболее просто отражается в пространственном соотношении складчато-разрывных структур широтно ориентированных рудных полей (Кансай, Алтын-Топкан). Для рудных полей и массивов, расположенных диагонально относительно меридиана (Курусай и др.), имеет место перераспределение субмеридионального общего плана деформации, что отражается в неравнозначности отдельных максимумов роз-диаграмм (например, северо-западных для Курусая).

Мезозойско-кайнозойский осадочный комплекс характеризуется преобладанием глыбовой и слабым развитием складчатой тектоники (угол наклона палеоген-неогеновых отложений не более  $5-8^\circ$ ). В результате проведенных автором структурных исследований установлен субмеридиональный план деформации альпийского тектогенеза. На это указывают широтное положение осей флексуобразных складок в почти горизонтальных палеоген-неогеновых ракушечниках Сардобая, а также наличие только двух систем трещин, диагонально ориентированных относительно меридиана. Кроме того, на меридиональное сжатие указывают надвиги по субширотно ориентированным участкам обновленного Баштавакского разлома и по вновь созданному Альпийскому разлому. По данным В. И. Попова (1938) и Б. Н. Наследова (1935), ось альпийского общего поднятия примерно совпадала с зоной Баштавакского субширотно ориентированного разлома.

Трудности восстановления пространственного положения складчатых структур связаны, во-первых, с разворотом блоков в результате их разноамплитудного смещения по секущим разломам; во-вторых, с ограниченной сохранностью пород, уничтоженных эрозией (например, среднедевонско-нижнекаменноугольные известняки сохранились только на 10% всей площади обнажения). Кроме того, складчатость затушевана магматизмом.

В работах последних лет по тектонике Карамазара (Ахметжанов и др., 1966; Тектоническая карта УзССР, 1967) указывается на преобладание субширотной ориентировки складчатости в породах различных структурно-фациальных комплексов района. Разные исследователи при этом выделяют от 7 до 11 линейных широтных складок.

Все рассмотренные данные об ориентировке тектонических напряжений и складчатости каледонского, варисского и альпийского комплексов от Моголтау на юге до Алмалыка и Ангренской депрессии на севере указывают на преобладание субмеридионального плана деформации в различные периоды геологической истории Карамазара.

Наши выводы о плане деформации структурно самостоятельного блока земной коры, каковым является Карамазар, подтверждаются опубликованными исследованиями А. И. Суворова (1968). Анализируя пространственно-генетические особенности глубинных разломов Казахстана и Средней Азии, он указывает на субмеридиональный план деформации значительных по размеру участков земной коры.

На основе полученных данных о плане деформации и характеристике разрывных нарушений с учетом результатов разведочных и тематических работ последних лет (Власова, 1958; Жариков, 1959; Левин, Мещерякова, 1959; Мещерякова, 1960; Невский, 1959; Недзвецкий, Лихачев, 1959, и др.) становится возможным создать схему развития разрывной тектоники района, уточнив положения Б. Н. Наследова (1935), Ф. И. Вольфсона (1951) о плане деформации и возрасте разломов.

Для разработки схемы развития тектоники необходимо установить порядок разломов, условия, время и последовательность формирования разломов, ориентировку, мощность и протяженность зоны разломов, амплитуду смещения. Эти характеристики в комплексе, являющиеся основными классификационными признаками при систематизации разрывных структур, использованы при классификации разломов Западного Карамазара (табл. 1).

Геотектонические условия формирования определяются прежде всего основными причинами возникновения разломов, например оперяющий разлом — следствие перемещения по главному разлому; надвиги на крыльях — следствие складкообразующих напряжений.

Классификация построена так, что разломы одного порядка имеют близкие значения горногеометрических показателей, взаимно связанных с геотектоническими признаками. Например, разломы I, II и III порядков имеют длину соответственно сотен, десятков и единиц километров; субширотные продольные разломы — взбросы (сбросы), диагональные — сдвиги и т. д. (см. табл. 1).

В группе разломов II и III порядка выделены две подгруппы, отличающиеся условиями формирования и типом смещения, а также положением в пространстве и относительно оси складки.

Установленный на основе комплекса признаков порядок разломов (см. табл. 1) во многом совпадает с подразделениями Ф. И. Вольфсона (1951). Некоторые разногласия имеются относительно роли и порядка Баштавакского разлома. Большинство исследователей (Зубцов, 1956; Рыжков, 1959) и др. считают его структурой I порядка, а В. А. Невский (1959) — структурой II порядка. Последнему противоречат данные А. С. Аделунга (1939) об ограничении Баштавакским разломом с юга разломов I порядка — Кумбельского, Арабулакского — на протяжении почти всех этапов тектогенеза. Кроме того, эти разломы близки по протяженности и по роли в магматической деятельности. Роль Баштавакского разлома как части глубинного Предкураминского (Прикураминского, по А. И. Суворову; Северо-Ферганского, по А. С. Аделунгу и др.) разлома в распределении фаций Кураминского хребта и Ферганской депрессии отмечается в работах О. А. Рыжкова (1959), А. И. Суворова (1968) и др. Многие исследователи (Вольфсон, 1940; Попов, 1938,

**Классификация основных разломов Западного Карамазара**

Порядок разломов	Название разломов	Геотектоническая характеристика			Горногеометрические показатели								Примечание
		условия формирования	тип смещения	время возникновения	ориентировка			длина, км	мощность, м	амплитуда смещения, м			
					пространственная	относительно оси складки	падение			вертикальная	горизонтальная		
I	Баштавакский	Перемещения по Таласо-Ферганскому глубинному разлому и складчатые смещения	Взбросо-сдвиг	Силур. Каледонский тектогенез	Субширотная	Продольная	Крутое	150	500	2500	7000	Составные части Предкураминского глубинного разлома II порядка (планетарного масштаба)	
	Взбросо-?		100					2000	3500	?			
II	Касканасайский	Соскладчатые смещения	Взбросы (сбросы)	Конец нижнего карбона. Ранневарисская складчатость	Северо-западная, субширотная	Продольная	Крутое	25	100	350	—	Обновленные швы Карповского разлома — самостоятельные разломы в верхнем палеозое	
	Алмабулакский			Средний карбон. Варисская складчатость				35	200	700	—		
	Акчагалыйский	Средний карбон. Заключительная стадия ранневарисской складчатости		25				200	1500	—			
	Приконтактные	Соскладчатые смещения. Формирование интрузива		35				200	650	—			
	Контактный												
Окурдаванский													
	Типа Железного	Перемещения по Баштавакскому разлому I порядка	Сбросо (взбросо)-сдвиги	Средний карбон. После разломов I порядка	Северо-восточная	Диагональная	Крутое	42	300	2000	4500	Заложен несколько раньше однотипных разломов	
	Железный							40	300	1200	1800		
	Джангалыкский							37	200				
	Токмакский							17	150	800	800		
	Редкометалльный							45	300	2000	3000		
	Бирюзовый												
Кошмуллинский	Кызылтурский	39	150			Заложен в ранневарисский период							
		60											
III	Поперечные	Перемещения по Железному разлому II порядка	Сбросо-сбросы (взбросо)-сдвиги	Средний карбон. После разломов II порядка	Север-северо-восточная	северо-восточная	Крутое	18	30	500	1000	Заложен в ранневарисский период	
	Курбанкульские							20	20	250	680		
	Чалатинский							9	10	200	900		
	Алтын-Топканский							7	10	120	120		
	Андабайский							6	20	250	30		
	Ташгезейский							5	20	350	50		
	Сардобский							5	10	800	—		
Арабулакский													

и др.) считают этот разлом непосредственно связанным с Таласо-Ферганским разломом—глубинным планетарным разломом I порядка (см. рис. 1). Поэтому Предкураминский (Баштавакский) разлом как оперяющий Таласо-Ферганский следует считать глубинным разломом II порядка в планетарном или разломом I порядка в региональном масштабах, например в пределах Кармазарского региона.

Баштавакский разлом (см. табл. 1 и рис. 1) в нижнем палеозое служил каналом для внедрения и излияния магматических пород. На это указывают непосредственно тяготеющие к нему и широко развитые к северу от разлома каледонские интрузии. Баштавакский разлом в раннем палеозое существовал, видимо, как трещинный вулкан. Такие явления обычны для Кармазара и соседних районов (Левин, Мещерякова, 1959; Синицын, 1960, и др.). Поскольку разлом не представлял собой непрерывного сплошного разрыва, а по Таласо-Ферганскому глубинному разлому, по А. И. Суворову, происходили в это время сбросы, то и по Баштавакскому разлому, вероятно, преобладали вертикальные смещения. Это подтверждается преобладающим развитием силурийских осадочных и девонских интрузивных пород только в одном северном (висячем) крыле. Начиная со среднего палеозоя, по данным В. И. Попова, О. Л. Рыжкова и О. А. Суворова, Баштавакский разлом является ярко выраженным глубинным разломом, краевой структурой разнофациальных областей.

В геосинклинальных условиях ( $D_2$ — $C_1$ ) Баштавакский разлом развивается как сброс, на что указывает большая мощность толщи карбонатных пород среднего девона — нижнего карбона в Чаткальском районе (висячее крыло) по сравнению с Кураминским районом (лежащее крыло).

В ранневарисскую эпоху складчатости происходят взбросо-сдвиговые смещения. Взбросовая составляющая, в большей степени связанная с собственно складкообразующими субмеридиональными напряжениями, определяется суммарной мощностью пород среднего девона — нижнего карбона и частично минбулака ( $C_1^3$ — $C_2$ ), смытых на приподнятом северном крыле Баштавакского разлома. По данным В. Б. Мещеряковой (1960), акчинские эффузивы ( $C_2$ — $C_3$ ) на значительной площади этого крыла лежат непосредственно на каледонских породах. На взбросные смещения в этот период указывают и другие исследователи (Левин, Мещерякова, 1959; Недзвецкий, Лихачев, 1959). Горизонтальные смещения по Баштавакскому разлому связаны со сдвигами по Таласо-Ферганскому разлому. Характерное изогнутое сочленение Предкураминского и Кассанских крутопадающих разломов и складок Чаткало-Пскемского района с Таласо-Ферганским разломом (см. рис. 1) подтверждает мнение В. Н. Огнева и др. (1958) и В. С. Буртмана (1964) о значительных правых сдвигах по последнему. Эти среднепалеозойские сдвиги вызвали смещения южных блоков Баштавакского разлома к западу, а северных — к востоку. Такие смещения, отмеченные А. В. Королевым и Ф. И. Вольфсоном, по данным А. П. Недзвецкого и Ю. А. Лихачева (1959), имеют амплитуду 7—9 км. В верхнем палеозое взбросовая составляющая равнялась 1,5 км, горизонтальная — 1,8 км (Мещерякова, 1960).

В мезозойско-кайнозойское время Баштавакский разлом был разобщен на отдельные участки, по которым развивались только вертикальные смещения надвигового типа. Амплитуда субмеридионального надвига, установленная в районе Токвакского плато, равна 900 м. В это время и по ведущему Таласо-Ферганскому разлому, по данным Т. А. Додоновой (1962), происходили тоже только вертикальные перемещения.

Многочисленными исследователями установлена исключительная «живучесть» Баштавакского разлома, выразившаяся в неоднократном его обновлении. Разлом служил каналоподводящей структурой при ка-

ледонском и варисском магматизме; в его зоне локализовались дайки, корни эффузивов и гидротермальные жилы. Все это затрудняет точную горногеометрическую интерпретацию разлома с определением амплитуды смещения в различные этапы тектогенеза и вызывает разногласия у исследователей (Мешерякова, 1960; Недзвецкий, Лихачев, 1959).

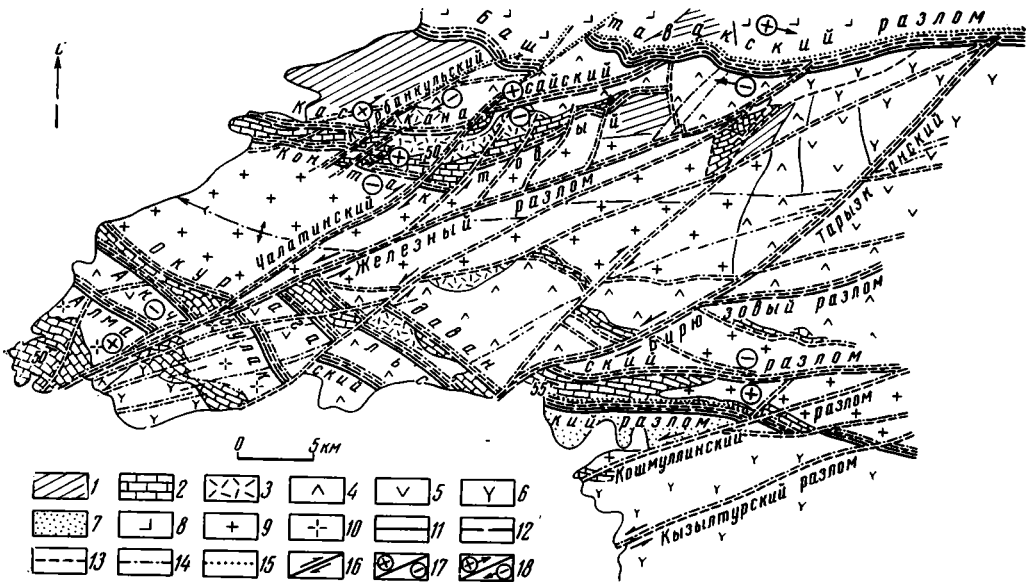


Рис. 2. Схема разрывной тектоники Западного Кармазара (составлена Р. А. Такраповым по данным Ф. И. Вольфсона, Е. Д. Карповой, Б. Н. Наследова, Ю. С. Шихина и др., а также по материалам геологоразведочных организаций и собственных исследований)

1 — осадочно-эффузивные породы ( $S_2 - D_1$ ); 2 — известняки ( $D_2 - C_1$ ); 3—6 — эффузивы: 3 — минбулакской, 4 — акчинской и аясайской, 5 — шурабской, 6 — равашской и кызылнуринской свит, 9 и 10 — гранодиориты кураминского и алмабулакского типа; 11—15 — разломы: 11 — каледонские, 12 — ранневарисские, 13 — средневарисские, 14 — поздневарисские, 15 — альпийские; 16—18 — типы смещения: 16 — сдвиговые, 17 — сбросовые (взбросовые), 18 — комбинированные

Карповский разлом как ветвь Предкураминского глубинного разлома прослеживается с юга вдоль известняков Курусая, Джангалыка и Кансая (рис. 2). В Кансее разлом перекрыт альпийским надвигом. Е. Д. Карпова (1948) считает, что до верхнего палеозоя основными подвижками по разлому были взбросы (блоки Такели и Баратын-Тау приподняты, рис. 3). Далее он проявился в виде двух самостоятельных швов — Акчагальского и Алмабулакского разломов — в связи с «залечиванием» зоны разлома среднекаменноугольными интрузиями. Значительные сдвиги по Карповскому разлому, видимо, отсутствовали в связи с его разобщенностью на отдельные смещенные друг относительно друга участки по северо-восточным среднекаменноугольным разломам.

Кармазарский район, расположенный западнее участка, где ось Кураминского брахиантиклинория расщепляется на складки II порядка и пересекается Баштавакским разломом, в варисский этап становится структурно самостоятельной областью. Тектоническое развитие Кармазара и отдельных его складчато-разрывных структур было связано с формированием Кармазарской антиклинали II порядка и Баштавакским разломом I порядка.

В результате геологоразведочных работ последних лет и исследований Ю. С. Шихина, В. А. Королева, В. А. Тарасова, В. Н. Титова, А. Б. Дзайнукова, Э. П. Рыжова и др. установлено, что в подавляющем большинстве разломов II и III порядков Кармазара расположены инт-



рузивные, чаще дайковые, тела. Это указывает на «додайковый» возраст заложения, а наличие дробления и смещения даек — на последующее обновление разломов. Наличие в разломе даек определенного возраста не всегда означает тот же возраст его заложения, как это принимается некоторыми исследователями (Нечелюстов и др., 1958). Характерная для Кармазара пространственная унаследованность даек разного возраста, часто расположенных в одной и той же структуре, а также стабильность плана деформации дают основание считать, что большинство

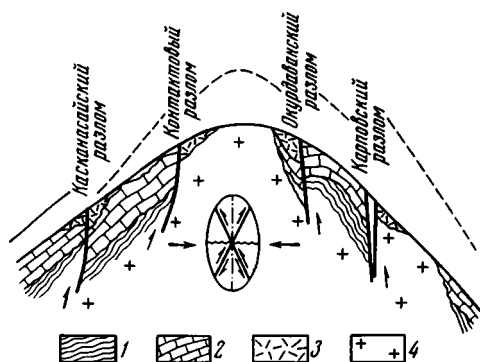


Рис. 3. Схема формирования продольных взбросовых разломов II порядка в среднем карбоне

1 — метаморфические породы ( $S_2-D_1$ ); 2 — известняки ( $D_2-C_1$ ); 3 — эффузивы ( $C_3-C_2$ ); 4 — гранодиориты

дайки вмещающих структур заложено в додайковое время и обновлялось в последующее время. Поэтому для решения наших задач целесообразно возраст разломов выделять в соответствии с ранее описанными этапами тектогенеза и геологических комплексов. При этом имеется в виду суммарный эффект частных подвижек по разлому.

Разломы II порядка представлены двумя группами разрывных структур, отличающихся по своим генетическим и горногеометрическим показателям (см. табл. 1, рис. 2).

1. Продольные взбросовые (сбросовые) разломы возникли в среднем карбоне и являются генетически подобными для разных крыльев Кармазарской антиклинали (см. рис. 2 и 3). Контактный и Касканасайский разломы северного крыла подобны Окурдаванскому, Акчагальскому и Алмабулакскому разломам южного крыла. Данные разведки и наши исследования, проведенные в зонах разломов северного крыла Кармазарской антиклинали, а также результаты работ многих авторов (Вольфсон, 1951; Жариков, 1959; Тарасов, 1967, и др.) по идентичным разломам южного крыла указывают на додайковый их возраст. В связи с тем, что эти разломы являются продольными взбросами и некоторые из них приурочены к контакту с интрузивным массивом ядра, они могли возникнуть в заключительную стадию формирования складки и интрузива — в среднем карбоне. При остывании и кристаллизации гранитоидных массивов высвобождается до 10% пространства, которое в виде зон трещиноватости и дробления чаще всего приурочивается к границе с боковыми породами. Высвобождению пространства и образованию зон трещиноватости способствуют также радиальные усилия, имеющие место при инъекции магмы в ядро складки. Развитие же по этим зонам взбросов происходит в результате тангенциального складкообразующего сжатия. Это отвечает общим положениям геотектоники. На рис. 3 показана упрощенная схема формирования этих разломов, соответствующих сопряженным сколовым направлениям эллипсоида деформации при меридиональной ориентировке его короткой оси.

Наши структурные исследования показали, что по Контактному разлому преобладали вертикальные смещения. На это указывает асимметрия складок волочения в зонах надвиговых межпластовых срывов крыла и в тектонических швах крупных трещин. Эти складки образовались в додайковое время и пересекаются самими ранними дайками гранодиорит-порфиров. На додайковые взбросы указывает ступенчатое положение различных горизонтов известняков крыла, смещенных по Северному, Центральному и Южному разломам, оперяющим Contac-

товый разлом (месторождение Алтын-Топкан). Эти разломы-сместители заполнены дайками. Наши выводы о взбросовом происхождении Приконтактных разломов, обобщенные в виде схемы на рис. 3, совпадают с данными Ф. И. Вольфсона, Е. Д. Карповой, Д. С. Шихина по однотипным разломам южного крыла.

Наблюдаемые в зоне Контактного разлома отдельные трещины со сдвиговыми смещениями связаны со сдвигами по секущим поперечным разломам и располагаются в непосредственной близости, опережая последние. Эти сдвиговые оперения не связаны с якобы имевшим место, по В. А. Жарикову (1959), региональным додайковым сдвигом, в результате которого, по его мнению, сформировался Контактный разлом, параллельный оси антиклинали. В качестве доказательства сдвигового происхождения субширотного Контактного разлома В. А. Жариков (1959, стр. 91) указывает на якобы имевшее место закономерное увеличение мощностей даек на искривленных участках разлома с наибольшим азимутом простирания. Нашими специальными структурными исследованиями и крупномасштабной документацией на всех горизонтах Алтын-Топканского рудника такая закономерность изменения мощностей даек не установлена. Неприемлема сдвиговая трактовка происхождения восточных участков Контактного разлома (см. Жариков, 1959, стр. 92: «...разряжение тектонических усилий в виде сдвигов по Контактному разлому в полной мере проявилось лишь в восточной части...»). На востоке, где Контактный, а также и Железный разломы клиновидно сочленяются с Баштавакским (см. рис. 2), не могли возникнуть направленные сдвиги, а также сплошной единичный сместитель. В таких структурных условиях тектоническая обстановка характеризуется перераспределением напряжений смещений разного типа и направления. Например, вместо обычных для поперечных разломов сдвигов по расположенным здесь Сардобскому и Арабулакскому разломам преобладали вертикальные смещения (см. табл. 1). Кроме того, наши представления подтверждаются отсутствием в этом районе четко выраженной единой зоны Контактного разлома с вытянутыми дайковыми телами. Здесь распространены штокообразные интрузии. Дополнительно укажем, что сдвиги по всей зоне Контактного разлома в додайковое время не могли развиваться, так как к этому времени разлом был уже разобщен на отдельные участки и смещен по Поперечным разломам. Поэтому многие дайки из Поперечных разломов изгибаются или своими апофизами переходят в зону Контактного разлома.

Неприемлемы и другие выводы В. А. Жарикова относительно роли сдвигов по Контактному разлому, явившихся якобы причиной зарождения Поперечных разломов, как опережающих и в то же время смещающих Контактный разлом.

Для Касканасайского разлома, используя результаты бурения в разных крыльях — на месторождении Перевальное (скв. 1029, 1036, 1047), на месторождении Мышик-Кол (скв. 228, 239, 247), — можно скорректировать имеющиеся данные (Нечелюстов и др., 1958) и выяснить, что амплитуда взброса в варисский период составила около 400 м.

Данные исследования по деформации рудных образований Ф. И. Вольфсона, Ю. С. Шихина и автора указывают на сохранение плана деформации в рудный и послерудный период при значительном уменьшении интенсивности тектоники.

2. Разломы типа Железного простираются на северо-восток, диагонально относительно оси складки, отличаясь от предыдущих разломов одного порядка преобладанием сдвиговой составляющей смещения.

Эти разломы возникли как сколовые оперения Баштавакского разлома при значительных среднепалеозойских перемещениях (рис. 4). В зонах северо-восточных разломов расположены верхнепалеозойские

дайки, что указывает на их «додайковый» возраст и последующее омоложение. В зоне Бирюзового разлома установлены (Власова, 1958; Левин, Мещерякова, 1959) вулканические корни акчинских ( $C_2$ ), возможно, и минбулакских ( $C_3^1-C_2$ ) эффузивов, что указывает на зарождение разлома в ранневарисский период. Корни акчинских эффузивов описаны М. В. Мещеряковой в районе сочленения Железного и Баштавакского разломов. Эти данные позволяют считать эти разломы среднекаменноугольными. При этом Железный и Бирюзовый разломы зародились несколько раньше остальных разломов, на первой стадии, играя, видимо, роль трещинных каналов вулканов. Это хорошо увязывается также, во-первых, с характером смещения известняков южного крыла Карамазарской антиклинали (рис. 4, а—в); во-вторых, с особенностями и временем формирования разломов III порядка, оперяющих Железный разлом; в-третьих, с более благоприятными кинематическими условиями образования Железного и Бирюзового разломов, сочленяющихся с выпуклым, наиболее раскрытым участком главного Баштавакского разлома (см. рис. 4). Неодновременность возникновения разломов подчеркивается и стадийностью механизма их формирования (заложе-

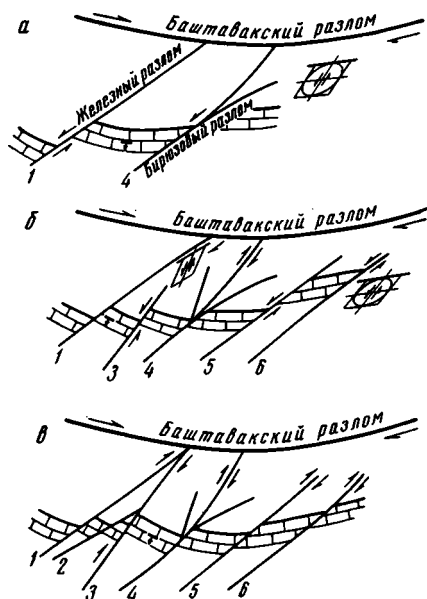


Рис. 4. Схема последовательности формирования диагональных, существенно сдвиговых разломов II порядка в начале (а) и в конце (б) среднего карбона и в послекарбонное время (в)

Разломы: 1 — Железный, 2 — Редкометалльный, 3 — Джангалыкский, 4 — Бирюзовый и Тары-эканский, 5 — Кошмуллинский, 6 — Кызылтурский

ние и обновление), которая отражается в разных знаках смещения и в возникновении и смещениях по оперяющим Джангалыкскому, Уткемсуйскому и другим разломам.

Две стадии формирования Кызылтурского разлома подтверждаются структурно-кинематическим анализом оперяющих разломов (Дайкового, Танглитаузского и др.). В силу глыбового характера альпийской тектоники большинство разломов этого типа обновлялось незначительно и заполняющие их гидротермальные жилы и самые молодые дайки диабазовых порфиров часто были недеформированы. Приведенные в табл. 1 относительные амплитуды смещения получены как предварительные на основе горногеометрических построений с учетом данных Ф. И. Вольфсона, Ю. С. Шихина и др.

Наши построения и выводы о разломах II порядка подтверждаются данными, полученными В. Д. Парфеновым (1967) при изучении строения и условий формирования Бирюзового разлома. На основе палеотектонического анализа им установлено, что во всех выделяемых пяти этапах развития разлома в целом преобладал субмеридиональный план деформации, который в отдельные импульсы при образовании даек и рудных жил был субширотным.

Отмечается также смена направлений основных сдвиговых смещений в разные этапы развития разлома. По данным детального картирования и структурных исследований В. Д. Парфенов также указывает на возможное зарождение разлома в минбулакское время.

Разломы III порядка (Поперечные) пересекают вкрест простирания известняки северного крыла Карамазарской антиклинали (см. табл. 1, рис. 2 и 5).

Общая черта этих разломов — непосредственная связь на юге с Железным разломом II порядка и «погасание» на севере в эффузивах. В зонах разлома расположены дайки и гидротермальные жили.

Формирование Поперечных, как и предыдущих, разломов происходило в два этапа, в разное время для различных пространственных групп.

В результате смещений по Железному разлому при его заложении (см. рис. 4, а) оперяющие структуры в первую очередь возникли на достаточном удалении от места сопряжения с Баштавским разломом, на участках, где, как уже отмечалось, развиваются значительные направленные перемещения. Такие перемещения, видимо, имели место в районе Курусай-Джангалыкской гряды известняков, где возникли оперяющие разломы, по которым произошли смещения отдельных блоков известняков Курусая (см. рис. 5). Изображенный на рис. 5, а план деформации, когда сжимающие усилия ориентированы под азимутом СВ 20° (направление О—О эллипсоида деформации), совпадает с предположениями В. А. Тарасова (1967), изучавшего условия формирования руд на месторождениях Курусая. Кроме того, этот пример иллюстрирует переориентировку региональных напряжений в пределах отдельных блоков пород.

Благоприятные условия для формирования разломов были на участке, где расположена группа древних Курбанкульских (Курбанкульский, Аткулакский и Халыныргайский) разломов. Смещения в это время по Курбанкульским разломам, ориентированных под углом 45°, подобны смещениям по Железному разлому (см. рис. 5, а) и, видимо, связаны с субмеридиональными складкообразующими напряжениями ранневарисского этапа. На такой возраст указывает перекрытие разломов эффузивами минбулакской свиты (С<sub>1</sub><sup>3</sup>—С<sub>2</sub>). Восточная группа разломов (Ташгезейский, Сардобский) на севере перекрыта более молодыми акчинскими эффузивами. Все эти обстоятельства указывают на доэффузивное и неодновременное зарождение Поперечных разломов.

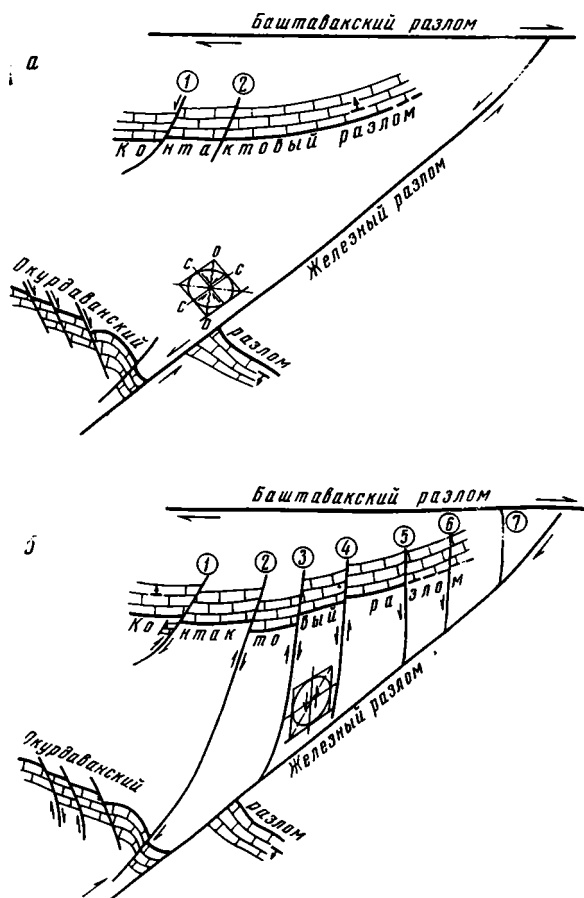


Рис. 5. Схема последовательности формирования Поперечных разломов III порядка в начале (а) и в конце (б) среднего карбона

1 — группа Курбанкульских разломов; разломы: 2 — Чалатинский, 3 — Алтын-Топканский, 4 — Анадабайский, 5 — Ташгезейский, 6 — Сардобский, 7 — Арабулакский

Две стадии формирования западных разломов (Курбанкульский, Чалатинский, Алтын-Толканский) подтверждаются кинематическим анализом ступенчатого положения смещенных блоков известняков северного крыла и отторгнутого от них к югу по Курбанкульским разломам массива Аткулак (см. рис. 2 и 5).

Восточная группа Поперечных разломов (Ташгезейский, Сардобский, Арабулакский) зародилась во вторую стадию подвижек по Железному разлому (см. рис. 5, б), связанных, в свою очередь, со среднекаменными подвижками по Баштавакскому глубинному разлому. В связи с расположением в клиновидном участке сочленения Железного и Баштавакского разломов смещения по восточным Поперечным разломам отличаются незначительным развитием сдвигов и преобладанием вертикальных составляющих. Это подтверждается характером перекрытия северных окончаний разломов эффузивами и горногеометрическими определениями составляющих суммарной амплитуды смещения (см. табл. 1), которые согласуются со стратиграфическими определениями В. А. Королева.

Поперечные разломы обновлялись в послееффузивное время. На это указывают смещения эффузивов и локализация более молодых даек в зонах разломов. При этом амплитуда смещения эффузивов меньше, чем более древних известняков. Как показали горногеометрические построения, например, по Халыныргайскому разлому смещения известняков ( $C_1$ ) составляют 400 м, акчинских эффузивов ( $C_2-C_3$ ) — около 200 м, а даек гранит-порфиров ( $P_2-T_1$ ) — 120 м. Причем обновление западных разломов в верхнем палеозое было сдвиговое в условиях плана деформации второй стадии развития Железного разлома (рис. 5, б). При формировании даек и руды, как отмечалось ранее, импульсы всестороннего растяжения сменялись на сжатие. План деформации при сжатии, изображенный на рис. 5, б, устанавливается по смещениям даек, задокументированным на месторождениях Мышик-Кол и Перевальное. Проведенными автором исследованиями морфологических особенностей, характера оперения Чалатинского разлома, а также смещений по нему установлено, что тектонические импульсы периода минерализации подчинены отмеченному верхнепалеозойскому плану правосторонних сдвиговых деформаций.

При верхнепалеозойском обновлении Поперечных разломов проявляется уже отмеченная одновременность и наибольшая выраженность сдвигов по оперяющим разломам, относительно более удаленным от места сочленения с главным разломом. Это относится к западной группе разломов, обновившихся в первую очередь, и подтверждается: 1) расположением в зоне Аткулакского разлома, по Б. Н. Наследову, аплитовых жил, являющихся самыми ранними дериватами среднекаменноугольного гранодиоритового интрузива; 2) локализацией в зонах Курбанкульских разломов наиболее древних дайковых постмагматических образований: даек I этапа и магнетитового оруденения; 3) изогнутым сочленением с Железным разломом.

Западные разломы, наиболее древние из Поперечных, были наиболее «живучими» и обновлялись в альпийском этапе. Эти послерудные обновления отличались незначительной интенсивностью и выражались в незначительном смещении и дроблении скарно-рудных тел и жил (например, в зоне Курбанкульского разлома на месторождении Перевальное смещены жилы, в зоне Чалатинского разлома на участке Уч-Котлы месторождения Мышик-Кол, в канавах 200, 201 и в шурфе 48 установлено дробление рудных тел).

Обновление восточных Поперечных разломов в альпийском этапе было незначительным. Например, кварцевая жила Арабулакского разлома или гранит-порфиры Ташгезейского разломов практически не деформированы.

Наши исследования характера дробления и смещения рудных образований подтвердили общую для разломов Карамазара закономерность: незначительное проявление послерудной тектоники. Это противоречит выводам В. А. Жарикова о значительных пострудных вертикальных смещениях по Поперечным разломам. Такие смещения, по В. А. Жарикову, якобы устанавливаются при сравнении находящихся на одном уровне стратиграфически различных горизонтов и метасоматических образований, соответствующих разной глубине и температуре.

Приведенные нами ранее данные указывают, что Поперечные разломы образовались до постмагматических процессов. Следовательно, разные стратиграфические горизонты, оказавшиеся в результате смещения и эрозии на одном уровне, должны иметь одинаковый характер метасоматических минеральных образований. Это и имеет место в девонских известняках Ташбулакского и каменноугольных известняках Чалатинских блоков. Кроме того, в Алтын-Топканском и Ташгезейском блоках отсутствует используемая В. А. Жариковым закономерность изменения с глубиной скарново-рудных и других метасоматических образований: ближе к поверхности наблюдается преобладание высокотемпературных скарновых минералов (родонит, волластонит и т. д.), с глубиной — более низкотемпературных пироксеновых скарнов.

Случай дробления свинцово-цинковых руд, приводимые В. А. Жариковым (1959) как доказательство значительных пострудных смещений, объясняются, как известно, тем, что сульфидные минералы деформируются при весьма незначительных напряжениях. Незначительные пострудные напряжения, кроме уже отмеченных данных, подтверждаются результатами проведенной нами геологической документации горных выработок всех горизонтов, вскрывших месторождение Алтын-Топкан на глубину более 500 м. Установлено только одно смещение рудной жилы на 0,8 м.

Закономерности стадийного последовательного формирования разломов подтверждаются выполненными горногеометрическими определениями амплитуд результирующих и реставрированных смещений разновозрастных пород. При этом использовались данные, характеризующие пространственное положение выдержанных горизонтов и пересекающихся геологических образований, данные об особенностях перекрытия эффузивами смещенных блоков и т. д. Например, о вертикальных смещениях по Курбанкульским разломам можно судить по характеру перекрытия одновозрастными эффузивами и по мощности эродированных горизонтов смещенных блоков Ташбулака и Чалаты (в первом преобладают девонские, во втором — каменноугольные известняки). Истинный характер, например, послегранит-порфировых смещений по Халыныргайскому разлому определен по смещению пересекающихся даек гранит-порфиров (горизонтальная составляющая равна 390 м, вертикальная — 30 м).

Проведенные исследования позволили составить упрощенную схему тектоники района (см. рис. 2), на которой отображены последовательность и время формирования, пространственные и генетические соотношения и глубина заложения разломов. На этой схеме показан порядок разломов. Например, разломы I и II порядков являются более древними (каледонскими и ранневарисскими) и долго живущими разломами со значительной глубиной заложения, мощностью и протяженностью зоны. Механизм формирования характеризуется типом результирующих основных смещений по разлому. Такая схема позволяет отображать общие закономерности разрывной тектоники и ограниченных разломами блоков пород, вмещающих месторождения и рудные поля.

Проведенный анализ тектоники района способствует уточнению роли тех или иных разломов в структурном контроле оруденения. Например,

рудные тела, как правило, локализируются в разломах III порядка (Сардобский, Карбанкульский и др.), а также в зонах разломов II порядка сбросового (взбросового) типа (Контактовый, Окурдавинский и др.).

#### Литература

- Абдуллаев Х. М. и др. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Изд-во АН УзССР, 1958.
- Аделунг А. С. Тектоника юго-западных острогов Тянь-Шаня. Гос. издат. науч.-техн. литературы, Ташкент, 1939.
- Арапов В. А. К стратиграфии осадочно-эффузивной толщи среднего и верхнего палеозоя Алтын-Топкана. Тр. Главгеологии УзССР, сб. 2, 1962.
- Ахметжанов М. А. и др. О тектоническом строении юго-западной части Кураминского хребта. В кн. «Геология и рудоносность Приташкентского района». Изд-во «Фан», Ташкент, 1966.
- Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг. Изд-во «Наука», 1964.
- Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных острогов Северного Тянь-Шаня. Изд-во АН УзССР, 1952.
- Вировлянский Г. М. Некоторые вопросы анализа структуры рудных полей гидротермальных месторождений. Тр. ГИГХС, вып. 5, 1959.
- Власова М. И. Стратиграфия и вулканизм верхнепалеозойских вулканогенных отложений южной части южного склона Кураминского хребта. Вестн. МГУ. Сер. геол., № 3, 1958.
- Вольфсон Ф. И. Основные черты металлогении Западного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1940.
- Вольфсон Ф. И. Структура и генезис свинцово-цинковых месторождений юго-западного Карамазара. Изд-во АН СССР, 1951.
- Додонова Т. А. К истории формирования Таласо-Ферганского разлома. Тр. Кирг. упр. геол., сб. 2, 1962.
- Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 14, 1959.
- Зубцов Е. И. Структурно-фациальные зоны Тянь-Шаня и глубинные разломы. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 4, 1956.
- Карпова Е. Д. Новые данные по геологии Карамазара и Могултау. Сов. геология, № 34, 1948.
- Левин В. Н., Мещерякова В. Б. Вулканические каналы и их пространственное положение в пределах Кураминского хребта. В кн. «Материалы по геол. рудных м-ний, петрогр., минерал. и геохимии». Изд-во АН СССР, 1959.
- Мещерякова В. Б. Особенности строения и формирования разрывных нарушений Северного Карамазара. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1960.
- Наследов Б. Н. Карамазар. Тр. Таджикско-Памирской экспедиции, вып. 19, 1935.
- Невский В. А. Особенности внутреннего строения минерализации и истории развития разломов некоторых рудных районов Средней Азии. Бюл. Научно-техн. горн. о-ва, вып. 6, 1959.
- Недзвецкий А. П., Лихачев Ю. А. Тектоника Северного Тянь-Шаня. В кн. «Геология СССР», т. 24. Госгеолиздат, 1959.
- Нечелюстов Н. В. и др. Геологические особенности размещения полиметаллических месторождений Западного Карамазара. Сб. материалов по геол. цвет. и благород. металлов. ЦНИГРИ, вып. 3, 1958.
- Николаев В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. Зап. Всес. минералог. о-ва, вып. 2, 1933.
- Огнев В. Н. и др. Тянь-Шаньская складчатая область. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 3. Госгеолтехиздат, 1958.
- Парфенов В. Д. Геологическое строение, история и механизм образования зоны Бирюзового разлома (Южный Карамазар). Автореферат канд. дис., МГУ, 1967.
- Попов В. М. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Изд-во Комитета наук УзССР, 1938.
- Рыжков О. А. Тектоника меловых и кайнозойских отложений Ферганской депрессии. Изд-во АН УзССР, 1959.
- Синицин Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд-во ЛГУ, 1960.
- Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. Изд-во «Наука», 1968.
- Тарасов В. А. Курусайское рудное поле. Изд-во «Фан!», Ташкент, 1967.
- Тектоническая карта УзССР (под редакцией В. Г. Гарьковца). Изд-во «Фан!», Ташкент, 1967.
- Шихин Ю. С. и др. Геолого-прогнозная карта Юго-Западного Карамазара. В кн. «Вопросы методики составления металлических и прогнозных карт», ч. 3. Изд-во АН УССР, 1960.

УДК 551.243(574.4)

Б. Я. ЖУРАВЛЕВ, Е. П. УСПЕНСКИЙ

## О КРУПНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ РАЗРЫВАХ ХРЕБТА ЧИНГИЗ

Рассмотрены важнейшие разрывные нарушения северо-западной части Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория, расположенного на востоке Центрального Казахстана. Приводятся характеристики их морфологии, амплитуд, возраста, развития, положения и роли в палеозойской структуре Чингиза. Региональные разрывы относятся к категории глубинных разломов, среди которых выделены два типа: граничные (между антиклинориями и синклинориями) и межглыбовые (внутри антиклинориев и синклинориев). Первые из них определяют структурно-фациальную зональность территории, вторые осложняют строение тектонических зон. Устанавливается связь возникновения разломов с проявлением вертикальных тектонических движений земной коры.

Упоминание о важной роли крупных разрывов в палеозойской тектонической структуре Чингиза и отдельные сведения о них содержатся в работах ряда исследователей, рассматривающих общие черты геологического строения этой области Центрального Казахстана (Богданов и др., 1963; Борукаев и др., 1962; Пейве, 1956; Ренгартен, 1958; Суворов, Самыгин, 1966). В последние годы на основе детального геологического картирования северо-западной части Чингиза, выполненного экспедициями МГУ, Московского геологоразведочного института и Центрально-Казахстанского геологического управления, были получены новые данные, позволяющие расширить и уточнить характеристику расположенных здесь важнейших разрывных нарушений.

В пределах Чингизского хребта, как известно, обособляются несколько палеозойских антиклинориев и синклинориев, представляющих северо-западную часть Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория (рис. 1). В ядрах антиклинориев обнажены породы верхнего докембрия и нижнего палеозоя. В синклинориях распространены силурийские, девонские и нижнекаменноугольные отложения. Антиклинории и синклинории простираются в северо-западном направлении. При ширине 30—70 км они прослеживаются на расстоянии нескольких сот километров.

Складчатая структура Чингиза сильно усложнена серией региональных разрывов, характеризующихся большой протяженностью, значительной глубиной заложения, длительностью развития, сложной кинематической природой, весьма отчетливым влиянием на палеозойское осадконакопление и магматизм и относящихся, таким образом, к категории глубинных разломов, главные признаки которых были впервые определены А. В. Пейве. Глубинные разломы Чингиза в соответствии с классификацией внутригеосинклинальных глубинных разломов В. Е. Хаина (1963) могут быть разделены на два типа: граничные и межглыбовые разломы.

Граничные разломы отделяют друг от друга антиклинории и синклинории Чингиза. Главное значение этих разломов состоит в том, что они определяют структурно-фациальную (тектоническую) зональность территории (Асатуллаев и др., 1965; Великовская и др., 1966; Журавлев, 1966; Успенский, 1965, 1970). К типу граничных разломов относятся Керегезальский, Акбастауский, Западно-Чингизский, Восточно-Чингизский, Ар-



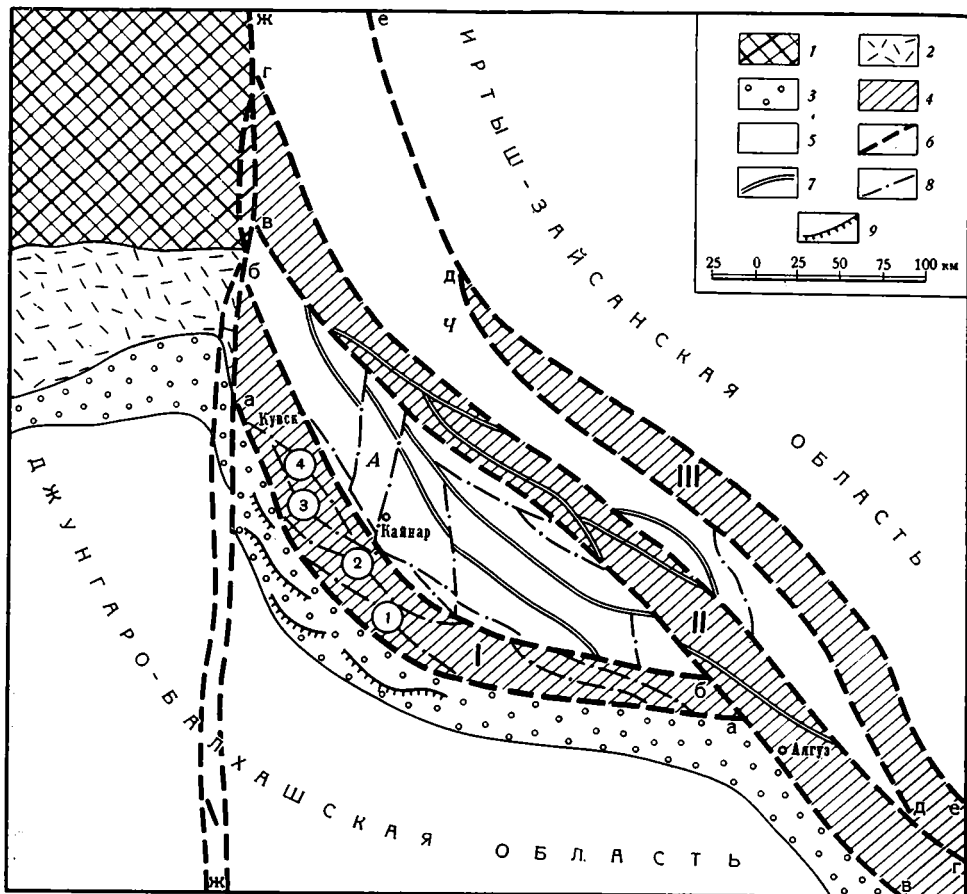


Рис. 1. Схема основных структурных элементов области хр. Чингиз

1 — область каледонской складчатости Центрального Казахстана. Система герцинид восточной части Центрального Казахстана; 2 — краевой девонский вулканический пояс; 3 — краевая зона Джунгаро-Балхашской геосинклинали. Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий; 4 — антиклинорий (I — Акбастауский; II — Чингизский; III — Аркалыкский); 5 — синклинорий (А — Абралинский; Ч — Чунайский). Глубинные разломы: 6 — граничные разломы (а-а — Керегезальский; б-б — Акбастауский; в-в — Западно-Чингизский; 7 — межглыбовые разломы каледонского возраста, обновленные в герциниде; 8 — межглыбовые разломы герцинического возраста (1 — Мергембайский, 2 — Айгыржалский, 3 — Тундыкский, 4 — Жанбазарский); 9 — надвиги

калыкский и Калба-Чингизский разломы (см. рис. 1). Разломы осевой полосы Чингиза (Западно- и Восточно-Чингизский) и Калба-Чингизский разлом сравнительно прямолинейны. По простиранию мегантиклинория их можно проследить на расстоянии свыше 800 км. Керегезальский и Акбастауский разломы протягиваются на расстояние до 300—400 км. В плане они параллельны и дугообразно изогнуты. Выпуклости изгибов обращены к юго-западу. На юго-востоке эти разломы причленяются к Западно-Чингизскому разлому. Аркалыкский разлом, имеющий протяженность около 400 км, на северо-западе под острым углом сочленяется с Калба-Чингизским, а на юго-востоке — с Восточно-Чингизским разломами. Граничные разломы и другие структурные элементы Чингиза на северо-западе срезаются Центрально-Казахстанским глубинным разломом, к западу от которого располагается область каледонской складчатости.

Морфологически граничные разломы выражаются различным образом. На отдельных участках они фиксируются в виде четких узких (10—20 м) швов, сопровождаемых милонитизацией пород. Чаще же всего разломы представлены серией сближенных ветвящихся нарушений типа сбросов и взбросов, располагающихся в полосе шириной до 5—8 км

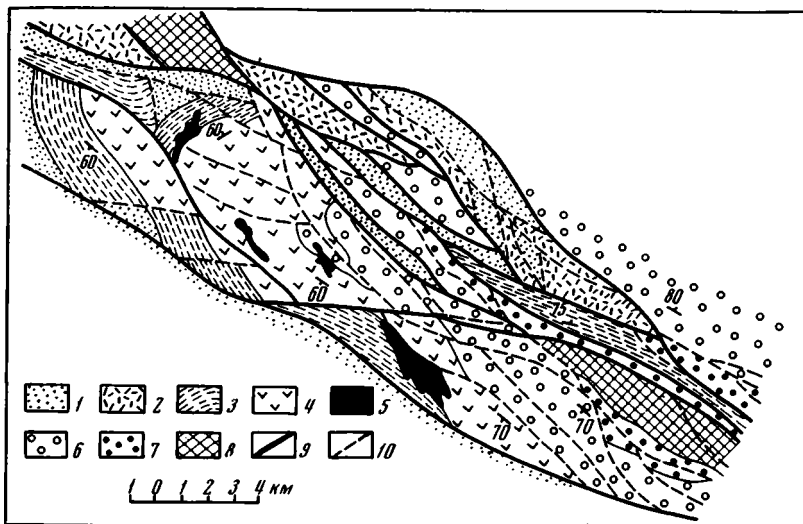


Рис. 2. Схема Каракойтасской антиклинали в зоне Акбастауского глубинного разлома

1 — верхняя толща живетского яруса — франкий ярус; 2 — эйфельский ярус; 3 — верхняя толща нижнего девона; 4 — нижняя толща нижнего девона; 5 — нижнедевонские субвулканические образования кислого и основного состава; 6 — верхний силур; 7 — венлокский ярус; 8 — лландоверийский ярус. Сбросы и взбросы, образующие зону Акбастауского глубинного разлома: 9 — с амплитудой вертикального смещения 1000—4000 м; 10 — с амплитудой вертикального смещения до 1000 м

(рис. 2). Блоки, разделяемые такими разрывами, смещены по вертикали с амплитудой до 2—4 км. Они имеют форму пластин, линз и клиньев, по краям которых породы нередко подвергаются перекристаллизации и приобретают сланцеватую текстуру. В ряде случаев с разломами ассоциируют узкие (2—4 км) грабены, вытянутые на расстояние до 50—70 км. Грабены выполнены живетскими, франскими и фаменскими (Акбастауский разлом) или фаменскими и турнейскими (Западно-Чингизский разлом) отложениями, смятыми в мелкие приразломные складки, которые, как правило, отсутствуют вне зон глубинных разломов. Вдоль глубинных разломов местами обнаруживаются весьма протяженные (40—50 км) сильно сжатые антиклинали, сложенные очень мощными (до 8 км) толщами силура и девона. Общая деформация пород в пределах таких складок резко возрастает с переходом к более низким стратиграфическим уровням. Центральные части антиклиналей, образованные более пластичными тонкослоистыми алевролитами и песчаниками силура и верхнего ордовика, имеют характер ядер нагнетания, формирование которых в зонах разрывов, на наш взгляд, хорошо объясняется механизмом, рассмотренным В. В. Белоусовым (1962).

Граничные глубинные разломы либо вертикальны, либо круто наклонены. Так, например, разломы осевой полосы Чингиза и Акбастауский разлом вертикальны, Керегежальский разлом наклонен к юго-западу под углом 70—80°. Амплитуды вертикального смещения по глубинным разломам весьма различны, в некоторых случаях они достигают 5—6 км (северо-западная часть Акбастауского разлома, некоторые участки Керегежальского разлома и др.). По простиранию разломов меняются и амплитуда и знак вертикального смещения крыльев, обычно представляющих собой сложные системы приподнятых и опущенных тектонических блоков. Граничные разломы фиксируются также аномалиями магнитного поля и большими значениями градиентов поля силы тяжести.

Граничные разломы, как это отмечалось выше, оказывают определяющее влияние на структурно-фациальную зональность области хребта

Чингиз. В связи с этими разломами вкрест простирания основных структурных элементов резко, скачкообразно меняются не только фации и мощности, но и характер залегания и дислокации палеозойских толщ. Граничные разломы различаются по возрасту. Время возникновения разломов устанавливается в зависимости от возраста приуроченных к ним магматических проявлений, а также по тем стратиграфическим уровням, выше которых палеозойские разрезы граничащих зон приобретают индивидуальные черты.

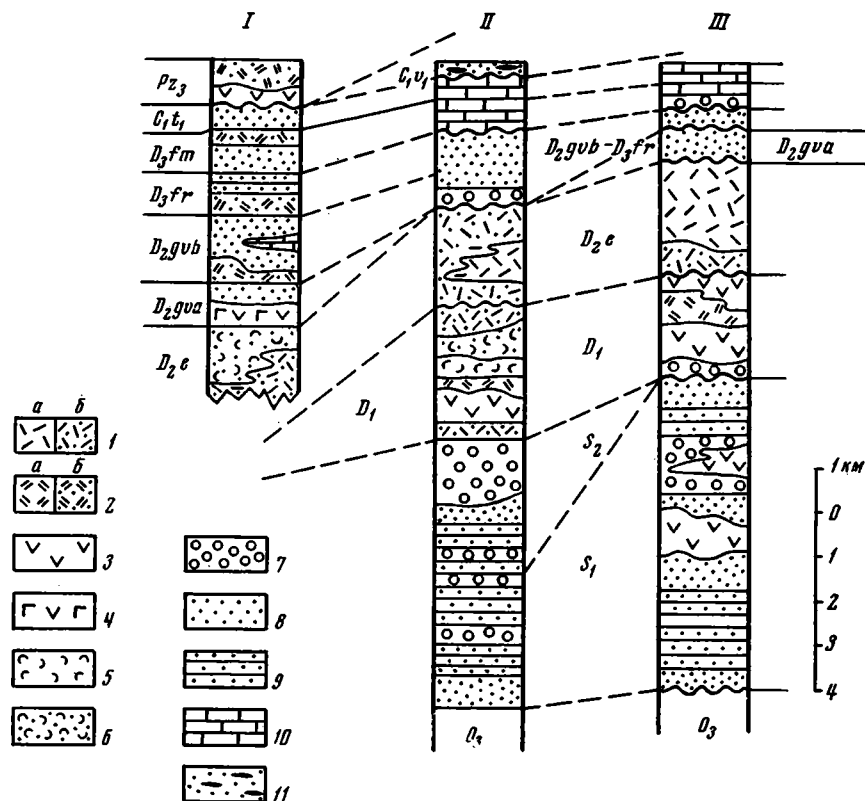


Рис. 3. Строение разрезов среднего — верхнего палеозоя краевой зоны — I, Акбастауского антиклинория — II и Абралинского синклинория — III, разделенных Керегежалским и Акбастауским глубинными разломами

1 — лавы (а) и туфы (б) липаритового и трахилипаритового состава; 2 — лавы (а) и туфы (б) дацитового состава; 3 — андезитовые порфириды; 4 — андезито-базальтовые порфириды; 5 — туффиты кислого состава; 6 — туфогенные песчаники и алевролиты; 7 — конгломераты; 8 — песчаники; 9 — алевролиты; 10 — известняки; 11 — песчаники с линзами углей и углистых сланцев

Разломы осевой полосы Чингиза являются наиболее древними. Они были заложены в позднем протерозое, так как контролируют размещение допалеозойских гипербазитовых тел, а также среднекембрийских габбровых и нижнеордовикских гранитоидных массивов (Борукаев и др., 1962; Пейве, 1956). К Западно- и Восточно-Чингизскому разломам и сопряженным с ними крупным нарушениям были приурочены мощные магматические процессы, обусловившие в течение раннего палеозоя и частично силура эвгеосинклинальный характер развития центральных и северо-восточных районов Чингиза. При изучении широко распространенной здесь спилито-кератофировой формации отмечается, что во время ее накопления (кембрий — нижний ордовик) преобладали подводные излияния магмы трещинного типа, а наиболее активные вулканические центры были сосредоточены на месте хребта Кан-Чингиз и междуречья

Ащису — Аягуз (Лялин и др., 1964). Активность Западно- и Восточно-Чингизского разломов сохранилась и в течение среднего и позднего палеозоя. Восточно-Чингизский разлом, например, в раннегерцинскую эпоху (девон — нижний карбон) служил границей геосинклинальной зоны центральных частей Чингиза и зоны его северо-восточного склона, представлявшей прогиб с существенно иным типом осадконакопления (Успенский, 1970). Последние вспышки вулканизма вдоль разломов осевой полосы Чингиза приходятся на живетский век. Они выразились в виде незначительных локальных излияний андезито-базальтов.

Заложение Акбастауского разлома относится к концу ордовикского — началу силурийского периода, что доказывается его четким контролирующим влиянием на распределение фаций и мощностей палеозойских отложений, начиная с нижнего силура (рис. 3). Существование этого разлома в силуре подтверждается, в частности, и размещением вдоль него дайкоподобных субвулканических тел силурийского возраста, сложенных андезито-базальтовыми порфиритами. Последние нередко образуют своеобразные «пояса» в несколько километров длиной. Значение Акбастауского разлома в структуре Чингиза усиливается тем, что он является юго-западной границей области распространения каледонской складчатости, проявившейся в конце силура и охватывающей только центральную и северо-восточную его части. Во многих местах можно наблюдать, как участки развития линейных каледонских складок в толщах нижнего палеозоя и нижнего силура, отделенных от девона резким угловым несогласием, соприкасаются по Акбастаускому разлому с расположенными в его юго-западном крыле участками согласного залегания девона на верхнем силуре (горы Каракойтас, район Мизека и др.). Угловые несогласия в основании живетского и фаменского ярусов, сопровождаемые глубоким размывом подстилающих отложений, характерные для северо-восточного крыла разлома, в юго-западном его крыле выражены значительно слабее и мало влияют на полноту стратиграфического разреза. Такого рода существенные изменения строения разрезов, характера и степени дислокации палеозойских отложений, связанные с Акбастауским разломом, происходят на коротких (0,5—3 км) отрезках. Очень четко влияние Акбастауского разлома сказалось на особенностях проявления вулканизма в течение девонского периода (Журавлев, 1966; Успенский, 1965). Особенно наглядно это выразилось в постоянных излияниях лав основного и среднего состава, приуроченных к зоне разлома, в то время как вне этой зоны, особенно в эйфельском веке, на смежных территориях господствовали извержения кислого материала. Вдоль Акбастауского разлома расположены редкие небольшие тела гипербазитов среднепалеозойского возраста.

Керегежальский разлом, отделяющий структуры Чингиза от краевой зоны Джунгаро-Балхашской области, возник в живетское время. Именно с этим актом связано обособление краевой структурно-фациальной зоны в виде прогиба, который в течение живетского-турнейского времени заполнился очень мощной (5000 м) серией согласно наслоенных вулканогенно-осадочных пород. Прогибание зоны сопровождалось вулканизмом, особенно интенсивным в живетском веке, когда вдоль Керегежальского разлома происходили подводные трещинные излияния андезито-базальтов (Кац и др., 1964). Нужно отметить, что в пределах краевой зоны все девонские отложения, начиная с живетских, а также нижнетурнейские отложения по фациям и мощностям сильно отличаются от одно-возрастных образований смежного Акбастауского антиклинория (см. рис. 3). При этом разграничение Керегежальским разломом различных литофаций выражено очень четко. Нередки случаи, когда, например, толщи живетского или франского ярусов по обе стороны от разлома в одном и том же пересечении сильно отличаются по составу, мощности и по характеру залегания (сопки Акбюрат, урочище Бестамак и др.). Ке-

регежалский разлом не влияет, однако, на фации и мощности эйфельских и более древних отложений. Изменение состава эйфельских отложений в юго-западном направлении, выражающееся в замещении вулканогенных образований вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями, происходит постепенно и независимо от Керережалского разлома. Данное обстоятельство, а также отсутствие в зоне Керережалского разлома эйфельских субвулканических и жерловых образований свидетельствуют о том, что в эйфельское время разлом еще не существовал. Роль Керережалского разлома в послетурнейской истории развития тектонических зон подчеркивается тем, что он является северо-восточной границей области накопления мощных вулканогенных свит верхнего палеозоя. Керережалский разлом контролирует размещение верхнепалеозойских гранитоидных массивов.

Зона Керережалского разлома имеет сложное строение, в частности подчеркивающееся расположением вдоль его шва узких клиновидных блоков древних пород (верхний ордовик, силур) среди верхнедевонских и каменноугольных толщ. Образование этих блоков, по-видимому, связано с движениями переменного знака крыльев разлома, который развивался сначала как сброс с опущенным юго-западным крылом, а позже как крутой надвиг с перемещением масс в северо-восточном направлении. Надвижение толщ сопровождалось образованием более мелких чешуйчатых надвигов и опрокидыванием складок в юго-западном крыле Керережалского разлома к северо-востоку.

Время образования Аркалыкского и Калба-Чингизского разломов точно не установлено. Однако связанные с этими разломами изменения фаций и мощностей среднего — верхнего палеозоя и мощные проявления магматизма того же возраста позволяют относить их к элементам позднекаледонской или герцинской структуры.

Межглыбовые глубинные разломы осложняют строение тектонических зон Чингиза (см. рис. 1). Они являются продольными, диагональными или поперечными нарушениями, всегда подчиненными по отношению к граничным разломам. Подчиненное значение межглыбовых разломов подчеркивается их меньшей протяженностью и глубиной проникновения и меньшим временем конседиментационного развития по сравнению с граничными разломами. В своем формировании они тесно связаны с движениями крупных блоков земной коры вдоль граничных разломов, поэтому возникают как спутники последних. Межглыбовые разломы обычно прилегают к более крупным граничным разломам, не пересекая их. Движения по межглыбовым разломам имеют отчетливо прерывистый характер, вследствие чего с разломами данного типа связаны вариации состава и мощностей лишь отдельных горизонтов разреза, принципиально не изменяющие облика той или иной структурно-фациальной зоны. Глубинный характер межглыбовых разломов подтверждается их влиянием на развитие эффузивных процессов в девоне (Журавлев, 1966; Успенский, 1965). С представлением о значительной глубине проникновения межглыбовых разломов в земную кору согласуется также тот факт, что некоторыми из них определяются пути внедрения интрузий.

В Чингизском антиклинории и Абралинском синклинории к разломам межглыбового типа принадлежат разломы северо-западного и меридионального простирания. Разломы северо-западной ориентировки протягиваются на расстояние до 150—200 км. Это главным образом крутые сбросы и взбросы с вертикальными амплитудами смещения до 2—4,5 км. Устанавливается, что многие такие разломы, ограничивающие блоки в каледонском фундаменте, толщу нижнего девона нарушают слабо; они гаснут в ней, вызывая незначительное смещение. Подобные соотношения свидетельствуют о каледонском возрасте ряда разломов северо-западного простирания и их обновлении в герцинском этапе развития. Меридиональные разломы, пересекающие Абралинский синклинорий, протягива-

ются на расстояние до 50—80 км. Эти почти вертикальные разломы представляют собой сбросы и взбросы с амплитудами вертикального смещения 2—2,5 км. Заложение меридиональных разломов относится к эйфельскому — раннеживетскому времени, начиная с которого вдоль них формировались грабены и глыбовые складки, дискордантно накладывающиеся на элементы раннедевонской и каледонской структуры. Более древние разломы северо-западного направления пересекаются и смещаются меридиональными разломами. Многие меридиональные разломы контролируют размещение вулканических центров эйфельского времени.

В Акбастауском антиклинории подробно изучены Мергембайский, Айгыржалский, Тундыкский и Жанбазарский межглыбовые разломы северо-западного простирания (см. рис. 1). Эти разломы выражены на поверхности в виде зон перетертых, раздробленных пород шириной от 5 до 200 м, местами окварцованных и осветленных. Сместители разломов круто (70—80°) наклонены к юго-западу или вертикальны, что доказано бурением (Айгыржалский, Мергембайский разломы). Амплитуды вертикального смещения блоков по разломам самые различные — от 400 м (Айгыржалский разлом) до 3500—4000 м (Жанбазарский разлом). Вдоль разломов располагаются узкие линейные складки, горсты и грабены, сложенные силурийскими и девонскими породами. В верховья р. Айгыржал-Узен к Айгыржалскому разлому приурочено протяженное (8 км) тело ультраосновных пород постсилурийского возраста.

Рассматриваемые разломы в Акбастауском антиклинории разделяют зоны сильно отличающихся мощностей вулканогенно-осадочных отложений нижнего — среднего девона. Например, к северу от Айгыржалского разлома мощность нижнего девона измеряется значениями 900—1300 м. К югу от него мощность нижнего девона скачкообразно возрастает до 3500 м (Успенский, 1965). Межглыбовые разломы в пределах Акбастауского антиклинория и других зон Чингиза контролируют размещение субвулканических тел и жерловин, т. е. иными словами, положение центров извержений раннего — среднего девона и определяют их четкую линейную сгруппированность. Заложение многих из них отмечено вспышками кислого вулканизма, обычно не свойственного территориям, находящимся вне зон таких разломов.

Айгыржалский и Мергембайский разломы характеризуются не только вертикальным, но и горизонтальным смещением крыльев и относятся, таким образом, к типу сбросо-сдвигов. Амплитуда горизонтального смещения по Айгыржалскому разлому достигает 4 км (левый сдвиг). Особенно эффектно сдвиг подчеркивается смещением девонских толщ в верховьях р. Айгыржал-Узен. Сдвиг сопровождается специфической деформацией слоев. Так, к северо-восточному крылу разлома приурочена небольшая синклиналь юго-западного простирания, сложенная живетско-франскими песчаниками. Складка опрокинута в юго-восточном направлении. Ее северо-западное подвернутое крыло осложнено надвигом. Аномальное простирание и морфологические особенности этой синклинали свидетельствуют о ее формировании в связи с горизонтальным перемещением блоков вдоль разлома. Образование складки и осложняющего ее надвига представляет собой в данном случае процесс компенсации возникающих при этом напряжений. Сдвиг сопровождается, кроме того, образованием крупной горизонтальной флексуры, которая обрисовывается живетско-франскими слоями. Смыкающее крыло флексуры представляет собой узкую (150—200 м) крутопадающую «пластину» живетско-франских песчаников, затертых вдоль шва разлома. Слои песчаников в этом крыле разбиты трещинами скалывания, параллельными и почти перпендикулярными по отношению к разлому. Устанавливаются также трещины растяжения (отрыва) широтного простирания, располагающиеся кулисообразно. Поперечные и диагональные трещины широко раскрыты, что связано со значительным растяжением слоев, испытанным ими

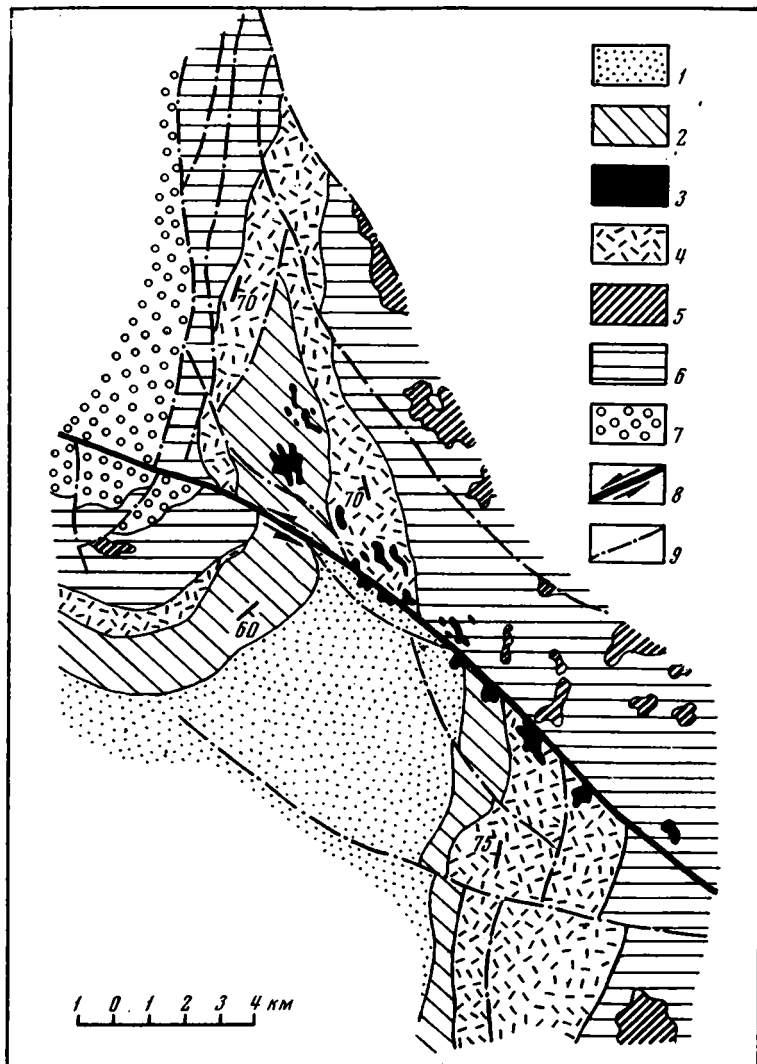


Рис. 4. Схема Мергембайского разлома в районе сопок Иргайлы

1 — верхняя толща живетского яруса и нижняя толща франского яруса; 2 — нижняя толща живетского яруса; 3 — субвулканические и жерловые образования живетского возраста; 4 — эйфельский ярус; 5 — субвулканические образования эйфельского возраста; 6 — нижний девон; 7 — верхний силур; 8 — Мергембайский разлом (стрелки обозначают направление горизонтального смещения крыльев); 9 — сбросы и сбросо-сдвиги

при деформации. Мергембайский разлом имеет сходное строение. Юго-западное крыло его опущено (рис. 4). Амплитуда вертикального смещения 1,5 км. Горизонтальное смещение по разлому измеряется 3,5—4 км (левый сдвиг). Деформацией сдвига обусловлено возникновение на крыльях Мергембайского разлома характерных рядов кулисообразных трещин отрыва северо-восточного и близширотного простирания, а также сколовых трещин, параллельных разлому, которые в процессе деформации были преобразованы в мелкие сбросо-сдвиги. В результате горизонтальных движений вдоль указанных разломов смещены части складок, образованных в связи с проявлением судетской фазы. Следовательно, подобные движения здесь имели место, вероятно, в позднегерцинскую эпоху.

Время заложения межглыбовых разломов Акбастауского антиклинария оценивается следующим образом: Жанбазарский разлом — конец верхнего силура, Тундыкский разлом — начало эйфельского века, Айгыржалский разлом — конец верхнего силура, Мергембайский разлом — конец эйфельского века.

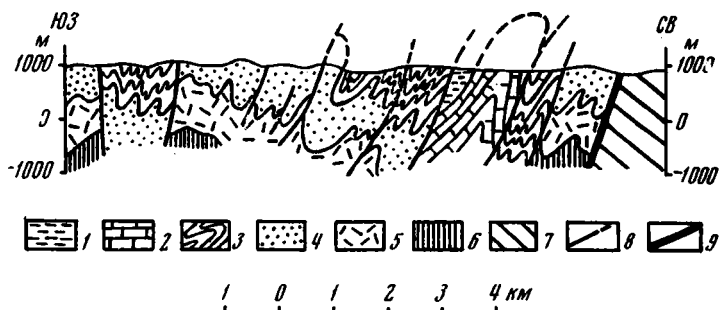


Рис. 5. Разрез через краевую зону Джунгаро-Балхашской области в сопках Котырмас

1 — турнейский ярус; 2 — фаменский ярус; 3 — верхняя толща живетского яруса — франский ярус; 4 — нижняя толща живетского яруса; 5 — эйфельский ярус; 6 — нижний девон; 7 — верхний силур; 8 — тектонические разрывы (надвиги и взбросы); 9 — Керегежальский глубинный разлом

Говоря о разрывах Чингизского хребта, следует отметить сильную науршенность пород в пределах краевой зоны, где развиты многочисленные продольные сбросы, взбросы и крутые надвиги. Девонские и нижнекаменноугольные отложения краевой зоны смяты в узкие линейные складки. Наблюдаемые здесь северо-восточная вергентность складок и надвигание отдельных чешуй в том же направлении (рис. 5) обусловлены горизонтальным движением масс, проявившимся, по мнению авторов, в связи с перераспределением материала толщи, слагающей раннегерцинский структурный этаж (девон — турне). Среднепалеозойская толща в этих районах включает кроме редких лавовых покровов большое количество мощных пачек тонкослоистых алевролитов и аргиллитов, материал которых пластичен, чем обусловлена дисгармония смятия всего комплекса пород. Главным фактором, под действием которого происходило послынное перераспределение пластического материала этих преобладающих в разрезе пачек, следует считать нагрузку со стороны мощного (до 6 км) комплекса вулканогенных пород верхнего палеозоя. Общее движение масс, ориентированное на Чингиз, было вызвано неравномерным распределением такой нагрузки: максимальной в центральных частях Северо-Балхашской и Токрауской впадин и минимальной в пределах краевой зоны, где вулканогенный комплекс верхнего палеозоя выклинивается. В данном случае имело место выжимание пластического материала из-под прогибов и нагнетание его в область пониженного давления, приуроченную к краевой зоне, где в обстановке созданного таким путем бокового сжатия слоев формировались складки и надвиги. Очень вероятно, что и надвиги, обнаруженные на северной окраине Токрауской впадины М. П. Русаковым (1930) имеют аналогичную природу.

Важнейшим разломам Чингиза по ряду признаков противопоставляется Центрально-Казахстанский глубинный разлом, выделенный В. Ф. Беспаловым (1964). Строение этого разлома, рассматривается в ряде работ (Асатуллаев и др., 1965; Кошкин, 1969; Суворов, Самыгин, 1969). В северной своей части Центрально-Казахстанский разлом является границей каледонид Баян-Аульского района и линейных герцинских структур Чингиза (Богданов и др., 1963). Южнее, в пределах Джунгаро-Балхашской области, Центрально-Казахстанский разлом, возможно, имеет более молодой возраст (Суворов, Самыгин, 1969). Во вся-



ком случае, фации живетско-турнейских отложений внешней части Джунгаро-Балхашской области (краевая зона) и черты их дислокации в разных его крыльях одинаковы. Северная граница этих фаций прослеживается через широкую (20 км) зону Центрально-Казахстанского разлома в районе Бохтинского и Кувского гранитных массивов. Она пересекает зону разлома под очень острым углом, резко меняя простирание, но почти не смещается разломом. В связи с этим выводы некоторых исследователей (Кошкин, 1969), рассматривающих Центрально-Казахстанский разлом как правый сдвиг с гигантским (120 км) горизонтальным смещением, представляются по меньшей мере спорными.

Обобщая данные по тектоническим разрывам Чингизского хребта, необходимо выделить следующие положения. Крупные разрывы этой области являются глубинными и делятся на два типа: граничные и межглыбовые разломы. Граничные разломы северо-западного простирания, очень крупные и протяженные, разделяют антиклинории и синклинории, обуславливая резко выраженную структурно-фациальную (тектоническую) зональность территории. Этим разломам, проникающим в верхнюю мантию, подчинены мощные проявления палеозойского магматизма. Межглыбовые разломы осложняют строение тектонических зон. Они представляют собой более мелкие, главным образом коровые, нарушения (сбросы, взбросы, сбросо-сдвиги) той или иной ориентировки.

Генезис крупных разрывных нарушений одинаков: заложение разломов является следствием вертикальных движений земной коры. Это ясно доказывается во всех случаях при анализе истории развития тектонических зон (Успенский, 1970). Вместе с тем граничные и межглыбовые разломы отличаются по условиям своего возникновения. Первые образуются на границах областей интенсивного погружения и поднятия как результат контрастных вертикальных движений, вторые — на обширных поднятиях, по-видимому вследствие выгибания толщ вверх и их растяжения, а также вследствие неравномерного воздымания отдельных участков.

Развитие глубинных разломов северо-западного простирания и связанных с ними более мелких разрывных нарушений подчинено закономерности, выражающейся в смещении зон их образования с течением времени от осевой части Чингиза в сторону сопредельных областей. Последнее особенно четко устанавливается на юго-западном крыле Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория, где при движении на юго-запад возраст разрывов становится все более молодым. Смещение зон образования разрывов сопровождалось аналогичной миграцией палеозойских магматических проявлений и фаз складчатости. Разломы осевой полосы Чингиза отличаются от других рассмотренных разломов своим первичным характером и большим влиянием на развитие глубинных процессов, с которыми связаны магматизм, тектонические движения и складчатость.

Строение геологических разрезов и некоторые структурные признаки отражают сложную кинематическую природу глубинных разломов. Вертикальные движения крыльев разломов с течением времени нередко меняют свой знак. Отдельные разломы в ходе развития преобразуются из сбросов во взбросы в комбинации со сдвигом. Вертикальные амплитуды смещения по разломам достигают 5—6 км. Вдоль разломов юго-западной периферии Чингиза фиксируются горизонтальные смещения блоков с амплитудами до 3—4 км (левый сдвиг). Другие региональные разломы этой области не обнаруживают следов, связанных с ними крупных горизонтальных перемещений, что подтверждается следующими данными. Во-первых, в зонах разломов наблюдаются складки, интрузивные и субвулканические тела, сильно нарушенные, но совершенно не затронутые горизонтальным смещением. Во-вторых, Чингизские разломы северо-западного простирания сочленяются с меридиональным Центрально-Казахстанским разломом, не пересекая и не смещая его шов. Все продольные разломы Абралинского синклинория пересекаются и смещаются ме-

ридиональными разрывами, но не наоборот. В-третьих, изучение большинства разломов показывает, что они не сопровождаются комплексом структурных элементов, свойственных крупным сдвигам (надвиги, горизонтальные флексуры, ряды кулисообразных трещин отрыва и др.).

В связи с глубинными разломами находится распределение типов мигрирования и оруденения изученной области, подчиненное плану ее тектонической зональности.

Разломы Чингиза обновлены неоген-четвертичными движениями.

#### Литература

- Асатуллаев Н. Р., Беляков Л. В., Дорохов И. Л., Журавлев Б. Я., Кац Я. Г., Михайлов А. Е., Тихомиров В. Г., Успенский Е. П. О тектонике области сочленения структур Чингиза и Прибалхашья (Ц. Казахстан). Сов. геология, № 4, 1965.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Беспалов В. Ф. Тектоника еврейской складчатой дуги Восточного Казахстана. В кн. «Складчатые области Евразии». Изд-во «Наука», 1964.
- Богданов А. А., Зайцев Ю. А., Мазарович О. А., Максимов А. А., Тихомиров В. Г., Четверикова Н. П. Тектоническое районирование палеозойского массива Центрального Казахстана. Вестн. МГУ, сер. IV, Геология, № 5, 1963.
- Борукаев Р. А., Бандалетов С. М., Быкова М. С., Ившин Н. К., Ляпичев Г. Ф., Мычник М. Б., Никитин И. Ф., Никитина Л. Г. Геология Чингизской геантиклинорной зоны. Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, т. 5, 1962.
- Великовская Э. М., Журавлев Б. Я., Успенский Е. П. О структурно-фациальных зонах юго-западного склона хребта Чингиз. Вестн. МГУ, сер. IV, Геология, № 2, 1966.
- Журавлев Б. Я. Вулканогенный девон юго-западного склона Чингизского мегантиклинория. Вестн. МГУ, сер. IV, Геология, № 3, 1966.
- Кац Я. Г., Мартынова М. В., Успенский Е. П., Асатуллаев Н. Р., Юрина А. Л. Живецкие и верхнедевонские отложения западных окраин Чингиза. Изв. вузов. Геология и разведка, № 4, 1964.
- Кошкин В. Я. Центрально-Казахстанский сдвиг. Геотектоника, № 1, 1969.
- Лялин Ю. И., Миллер Е. Е., Никитина Л. Г. Вулканогенные формации Чингизского геантиклинория (Центральный Казахстан). Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, т. 11, 1964.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1956.
- Рентгартен П. А. Герцинские структурно-фациальные зоны Восточного Прибалхашья. Сов. геология, № 4, 1958.
- Русakov М. П. К вопросу о наличии надвигов и сбросов в восточной части Кыргызской степи. Изв. Гл. геологоразв. упр., т. 49, № 2, 1930.
- Суворов А. И., Самыгин С. Г. Новые данные о природе Чингизского разлома (Восточный Казахстан). Докл. АН СССР, т. 168, № 3, 1966.
- Суворов А. И., Самыгин С. Г. О сочленении структур Чингизского и Спасского направлений в Центральном Казахстане. Геотектоника, № 2, 1969.
- Успенский Е. П. Стратиграфия нижне- и среднедевонских континентальных отложений юго-западного склона хр. Чингиз (Центральный Казахстан). Изв. вузов. Геология и разведка, № 3, 1965.
- Успенский Е. П. Палеозойское тектоническое развитие Чингиза и вопрос о возрасте его складчатых структур. Геотектоника, № 5, 1970.
- Хан В. Е. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры. Изв. вузов. Геология и разведка, № 3, 1963.

Московский государственный университет  
Московский геологоразведочный институт

Статья поступила  
22 апреля 1970 г.

УДК 551.244 (265/266)

Б. М. ЧИКОВ

**ТИПЫ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ МЕЗОЗОИД  
ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА  
(опыт классификации)<sup>1</sup>**

Рассмотрены закономерности тектонического строения срединных массивов мезозойской складчатости Тихоокеанского пояса и сделана попытка разработки их формализованной классификации.

Срединные массивы — характерные структурные элементы мезозойской складчатости Тихоокеанского пояса. На востоке Азии выделены Индосинийский, Ханкайский, Охотский, Колымский, Омолонский, Чукотский (часто объединяемый с массивом Сьюорда) и ряд массивов типа Пурсатского и Тайгонского; в восточном секторе пояса наиболее известен Колорадский массив. В литературе подробно рассмотрена геология срединных массивов области мезозойской складчатости Северо-Востока и Дальнего Востока СССР (Беляевский, 1956; Громов, 1959; Красный, 1964; Пушаровский, 1960; Спрингис, 1958; Тильман и др., 1969). Строение массивов юго-восточной Азии известно по работам Ж. Фромаже (Fromaget, 1954), Е. С. Постельникова и др. (1964), Г. А. Кудрявцева и др. (1969) и т. д. Древние ядра в геологической структуре Южно-Американских кордильер кратко охарактеризовали Х. Герт (Gerth, 1957), Е. Кох (Koch, 1968) и др., а структура массива Колорадо описана в многочисленных работах североамериканских геологов (Кинг, 1961; др.) Общее сопоставление геологии срединных массивов дано в табл. 1.

В мезозойских срединных массивах Тихоокеанского пояса срединные массивы расположены как во внутренних, так и в окраинных частях складчатых областей. Внутренние массивы находятся в центральных, часто наиболее подвижных частях геосинклиналей, что определяет большую напряженность структурных форм и контрастность движений в их пограничных зонах (Омолонский, Индосинийский, Колымский массивы). Краевые массивы, приуроченные к окраинам геосинклиналей, иногда отделяются от «догеосинклинальных» складчатых сооружений (обрамления складчатой области) или древних платформ лишь зонами разломов (Охотский, Ханкайский и другие массивы); строение их фундамента и нижней части чехла близко к строению «рамы». Связанная с ними виргация складчатых сооружений указывает на некоторую «чужеродность» массивов в общей структуре геосинклинальной области. Как правило, они имеют сглаженную угловатую форму (Колымский, Омолонский), часто приближающуюся к неправильному овалу (Колорадский, Ханкайский, Индосинийский); ось удлинения обычно ориентирована в соответствии с ориентировкой окаймляющих складчатых сооружений.

Размеры срединных массивов меняются в широком диапазоне: чем больше размеры складчатой области (пояса), тем более крупные массивы (наряду с небольшими) в ней встречаются. Наиболее крупными массивами мезозойской складчатости Тихоокеанского пояса являются Индосинийский (бо-

<sup>1</sup> Расширенный текст доклада на VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока в г. Магадане, сентябрь 1969 г.

Сравнительная характеристика геологии срединных массивов мезозойско-кайнозойского Тихоокеанского пояса

Структурно-вещественные комплексы	Индосинийский массив (материалы Ю. Г. Гатинского, Г. А. Кудрявцева, Е. С. Постельникова, Е. Сорена, Ж. Фромаже и др.)	Колымский массив (материалы В. М. Мерзлякова, А. А. Николаева, Б. В. Пелеляева и др.)	Омолонский массив (материалы С. М. Тильманз, А. П. Шпетного и др.)	Охотский массив (материалы Ф. Ф. Вельдяксова, Е. Г. Пескова, Р. Б. Умитбаева, Б. М. Чикова и др.)	Колорадский массив (материалы Л. Нобла, Н. Дартона, Ф. Кинга)	
Чехол и его ярусы	Орогенный IV. Кайнозойский (красноцветы наложенных впадин)	IV. Верхнемезозойско-кайнозойский (континентальные осадочно-вулканогенные образования, включающие наложенные образования вулканического пояса и лагунно-континентальные отложения орогенных и неотектонических впадин)		IV. Верхнемезозойско-кайнозойский (континентальные терригенные и угленосные отложения формаций Ларами и Форт-Юнион)		
	Сингесинклинальный III. Верхнепалеозойско-мезозойский (индосинийский комплекс — карбонатно-терригенные и терригенные отложения с горизонтами эффузивов кислого и среднего состава)	III. Верхнепалеозойско-среднемезозойский (верхоянский комплекс и его субконтинентальные аналоги — каменноугольные, пермские, триасовые, юрские и, частично, нижнемеловые терригенные и карбонатно-терригенные отложения, преимущественно)		III. Верхнепалеозойско-мезозойский (преимущественно терригенные морские и континентальные отложения перми, триаса, юры и нижнего мела)		
	Догесинклинальный I—II. Нижний — средний палеозой, возможно и рифей (кварциты, слюдистые и кварц-серицитовые сланцы, порфириды и конгломераты серии Далат. Сланцы, известняка и песчаники девона — нижнего карбона)	II. Нижне-среднепалеозойский (терригенно-карбонатные и вулканогенные образования). I. Рифейский (кварциты, кварцитовидные песчаники, алевролиты, сланцы, известняки и доломиты)		II. Нижне-среднепалеозойский (песчаники, сланцы и известняки группы Тонто, известняки и песчаники Темпл-Батт и Редуолл) I. Верхнепротерозойский (серия Гранд-Каньон — известняки Басс, песчанистые и глинистые сланцы Хакатан и кварциты Шинумо)		
Фундамент	складчатость		Перерыв, складчатость		Перерыв, складчатость	
	Доверхнепротерозойские гранатовые и биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты и мраморы	Рифейские (?) и нижне-среднепалеозойские складчатые образования (состав аналогичен I и II ярусам чехла)  Архейско-протерозойские гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы, прослой кварцитов и мраморов		Доверхнепротерозойские кристаллические сланцы Вишну, гнейсы, граниты		

лее 470 тыс. км<sup>2</sup>), Колорадский (около 530 тыс. км<sup>2</sup>) и Колымский (около 320 тыс. км<sup>2</sup>), в числе «малых» массивов следует указать Пурсатский (более 32 тыс. км<sup>2</sup>) и Тайгоносский (около 17 тыс. км<sup>2</sup>).

Представление о срединных массивах как о жестких стабильных структурах, верхние части которых (чехлы) сложены формациями платформенного типа (Богданов, Муратов, Хаин, 1963; Хаин, 1964; Яншин, 1965; др.) требует уточнения. Действительно, в чехлах Колымского и Омолонского массивов пермские и триасовые отложения представлены маломощными карбонатными и терригенно-карбонатными свитами «платформенного» облика, что резко отличает их от сопоставимых по возрасту мощных терригенных толщ в смежных частях геосинклинальной области. Но уже на Охотском, Колорадском, Индосинийском и других массивах мезозойд такого резкого отличия не наблюдается.

Срединные массивы — это прежде всего элементы структуры складчатой области (пояса), но в отличие от антиклинориев и синклинориев они обладают преимущественно блоковой структурой. Их обособленность выражается виргацией или «приспособлением» смежных зон линейно-складчатого строения к очертаниям массивов, что является одним из основных структурных признаков их выделения. Главные особенности строения, обуславливающие своеобразие срединных массивов: а) «жесткий фундамент, отличающийся по формационному составу, складчатой структуре и большей степени метаморфизма от перекрывающих его и окружающих массив комплексов; б) слабо дислоцированный чехол, в строении которого могут участвовать как «догеосинклинальные», так и синхронные геосинклинальным отложения, причем последние сопоставимы по составу и мощности с отложениями геантиклинальных поднятий.

Двухъярусность строения срединных массивов позволила А. Л. Яншину (1965) сделать справедливый вывод об отсутствии принципиальной разницы в структурном отношении между срединными массивами и платформами. Однако представляется, что с его предложением различать платформы и срединные массивы в зависимости от возраста обрамляющих складчатых сооружений (по которому платформами следует считать части осадочной оболочки, ограниченные разновозрастными складчатыми комплексами, а срединными массивами — участки внутри области одного возраста) нельзя полностью согласиться. В соответствии с этим предложением к платформам необходимо отнести массивы типа Охотского, Тайгоносского и Ханкайского, ибо они соприкасаются с зонами разновозрастной складчатости. По-видимому, операции выделения срединных массивов должно предшествовать разделение осадочной оболочки по крайней мере континентов на платформы и складчатые пояса. Определив (приняв) границы, например, Тихоокеанского складчатого пояса, мы тем самым должны будем признать, что все структуры указанного типа в указанных границах должны рассматриваться в качестве срединных массивов, независимо от размеров, возраста обрамляющих складчатых сооружений и т. п.

Фундаменты срединных массивов мезозойд Тихоокеанского пояса изучены фрагментарно; представления об их строении основаны главным образом на анализе материалов по Охотскому (Кухтуйский выступ), Омолонскому (Кедонский блок), Индосинийскому (Контумский выступ), Колорадскому и другим менее изученным массивам, а также на материалах геофизических исследований отдельных массивов. Эти фундаменты сложены разновозрастными и в разной степени метаморфизованными складчатыми комплексами. Они состоят из различных гнейсов, мигматитов, кристаллических сланцев, амфиболитов, в меньшей степени — из кварцитов и мраморов архейско-протерозойского возраста; в строении нижнепалеозойских складчатых комплексов Колымского и Омолонского массивов преобладают терригенно-карбонатные и вулканогенные образования (табл. 1).

Поверхность фундамента, соприкасающаяся с подошвой чехла, не изохронна, а ее различные участки занимают неодинаковое гипсометрическое положение относительно дневной поверхности. Во всех случаях предполагается, что складчатый фундамент отделен от перекрывающих отложений структурным несогласием. Фундамент большей части рассматриваемых массивов частично или полностью консолидирован в процессе дорифейской складчатости; возможно, местами он представлен остатками цоколя древних платформ (Косыгин, Лучицкий, 1961).

Чехлы массивов — это слоистые тела покровного типа. Принято называть их нескладчатыми, хотя отложениям чехла свойственны дислокации коробления, штамповые складки, флексуры и т. п. Эта условность предусматривает отличие преимущественно блоковых дислокаций чехлов массивов от линейных — в смежных складчатых зонах. Нижняя поверхность чехла, как и поверхность фундамента, не изохронна; она образована подошвами разновозрастных слоев (толщ, свит), трансгрессивно перекрывающих складчатый фундамент и, в ряде случаев, друг друга. Такие соотношения неоднократно наблюдались на Охотском (Гринберг, 1968; Чиков, 1969), Омолонском (Симаков, 1967) и других массивах. Верхняя поверхность чехла обычно образована выходами к дневной поверхности также разновозрастных отложений.

По формационному составу в чехлах срединных массивов мезозойд различаются два обособленных комплекса. Верхний представлен преимущественно терригенными отложениями верхнего палеозоя — мезозоя, а нижний — терригенно-карбонатными отложениями рифея — среднего палеозоя; как в первом, так и во втором встречаются карбонатные и вулканогенные образования. Между ними (иногда и внутри комплексов) отмечаются угловые несогласия, позволяющие выделять в чехле структурные подэтажи (табл. 1).

Рифейские и ниже-среднепалеозойские отложения чехлов срединных массивов мезозойд объединяются в один структурный подэтаж (табл. 1). Рифейские отложения обычно более метаморфизованы и представлены кварцитами и кварцитовидными песчаниками, метаморфизованными известняками, филлитовидными и кварц-серицитовыми сланцами; в отдельных случаях отмечаются метаморфизованные порфириды (Индосинийский, Колымский и Ханкайский массивы). В составе нижнего и среднего палеозоя массивов северо-восточной Азии преобладают карбонатные и карбонатно-терригенные образования; большое значение, например, на Омолонском массиве, имеют вулканогенные комплексы (кедонская серия девона, трахибазальты ордовика). Более терригенный состав нижней части чехла характеризует Индосинийский массив.

Для массива плато Колорадо Н. Дартон, Ф. Кинг и др. отмечают крупный разрыв и угловое несогласие до  $15\text{--}20^\circ$  внутри чехла в основании карбонатно-терригенных отложений группы Тонто (кембрий), перекрывающей известняки, сланцы и кварциты серии Гранд-Каньон верхнего докембрия. Угловые несогласия отмечаются также на Индосинийском массиве между отложениями серии Далат (кембрий — силур) и девонско-каменноугольной толщей сланцев и фтанитов, а также между последними и перекрывающим их индосинийским комплексом.

Наиболее дифференцированной и полно представленной является та часть чехлов срединных массивов, которая в возрастном отношении соответствует геосинклинальному этапу развития мезозойд. Неоднородность «геосинклинальной» части чехла определяется тем, что в процессе формирования массива наряду с блоками устойчивого воздымания существовали относительно опущенные блоки или зоны длительного осадконакопления (внутренние прогибы). Примером являются Ульбейская зона длительного прогибания на Охотском массиве (Чиков, 1969), прогиб Ан-Диём на Конгумском выступе Индосинийского массива (Тектоническая карта Евразии, 1966) и др. Характерно, что переход к геосинк-

линальному осадконакоплению в районах срединных массивов не был одновременным, но он был близок к концу среднего—первой половине позднего палеозоя и соответствовал началу формирования верхоянского и индосинийского комплексов на северо-востоке и юго-востоке Азии и формации Супай плато Колорадо в Северной Америке (табл. 1) Самые верхние части чехлов массивов представлены орогенными формациями.

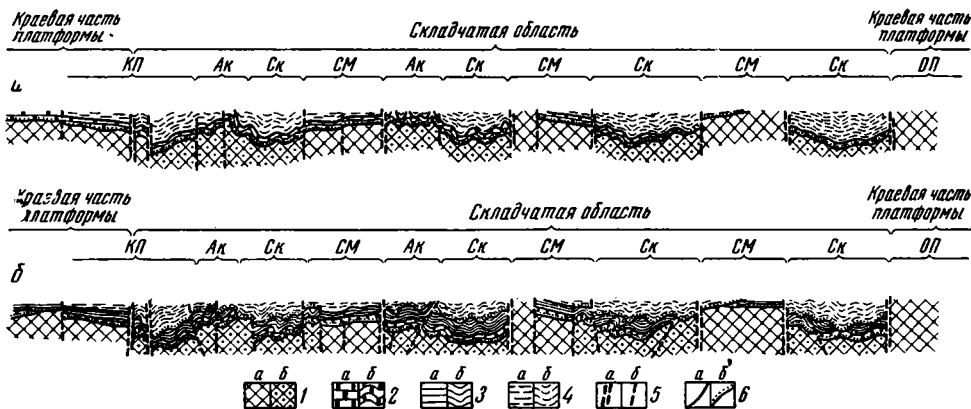


Рис. 1. Модели срединных массивов в системе складчатой области\*: а) с однократным геосинклинальным циклом; б) с двукратным геосинклинальным циклом

Буквенные обозначения: СМ — срединный массив, АК — антиклинорий, СК — синклинорий, КП — краевой прогиб, ОП — окраинное поднятие платформы. (Модели идеализированы; для упрощения анализа роль тангенциальных напряжений не учитывается)

1 — складчатые метаморфические комплексы нижнего слоя: а — с сохранившейся древней структурой; б — с переработанной структурой; 2 — «догеосинклинальный» комплекс: а — нескладчатый, б — складчатый; 3 — нижний геосинклинальный комплекс: а — нескладчатый, б — складчатый; 4 — верхний геосинклинальный комплекс: а — нескладчатый, б — складчатый; 5 — зоны глубинных разломов (а) и прочие нарушения (б); 6 — граница структурно-вещественных комплексов: а — согласная, б — несогласная



Рис. 2. Типовые статические модели срединных массивов:

а — при наличии одного геосинклинального комплекса; б — при наличии двух геосинклинальных комплексов. (Условные обозначения см. на рис. 1)

В связи с тем, что срединные массивы являются структурными элементами складчатой области, их название следует сопровождать возрастным индексом складчатой области. Например, Колымский массив мезозоид. В процессе развития геосинклинали и складки изменяется положение границ массивов, а также происходит изменение объема чехла, степени метаморфизма структурно-вещественных комплексов и появление новых структурных форм как в чехле, так и в фундаменте массивов.

Рассмотрев общую характеристику срединных массивов в мезозоидах и особенности их устройства, можно перейти к попытке разделения этих массивов по структурным признакам на типы. Выдвигая проблему срединных массивов, А. Л. Яншин (1965) рассмотрел и большинство известных классификаций структур такого типа; они основаны преимущественно на генетических или исторических признаках («ядра роста», «массивы ранней консолидации», «остатки древних платформ» и т. п.). Различные исследователи разделяют массивы по возрасту складчатого фундамента (докембрийские, палеозойские, каледонские и т. д. — Хаин, 1964; Славин, 1958), по геофизическим признакам (субконтинентальные и субокеанические — Кропоткин, 1960; Хаин, 1964), по «поведению во время заключительного этапа развития соседних геосинклинальных систем» (испытывающие поднятие или погружение — Славин, 1958).

Прежде чем делать вывод о возможности объединения всех массивов мезозоид Тихоокеанского пояса в один тип или, напротив, предлагать критерии их разделения на группы, рассмотрим профильные модели таких структур в складчатой области (рис. 1, 2). Такие модели должны способствовать наглядному выделению структурных признаков, лежащих в основе классификации срединных массивов. Первая модель (рис. 1, 2) содержит три слоя: 1) нижний — метаморфические складчатые комплексы «фундамента»; 2) средний — «промежуточный»; 3) верхний — геосинклинальный. Выбор ее обусловлен не только возможностью использования для части мезозоид Тихоокеанского пояса, но и применимостью (в различной степени) к другим складчатым поясам, в частности к ближневосточной части Альпийского пояса, где в качестве нижнего (метаморфического) слоя М. В. Муратов (1969) выделяет байкальский складчатый фундамент, среднего — комплекс эпибайкальского чехла, верхнего — геосинклинальные образования собственно альпид. Эта модель — согласуется и с выводом А. П. Яншина о том, что геосинклинальные системы «возникают путем раздробления и опускания по глубинным разломам линейных зон области предшествующей складчатости или областей еще более древних складчатостей, уже переживавших длительное время платформенный режим» (Яншин, 1965, стр. 22).

В предложенной модели складчатые комплексы «фундамента» (А') отождествляются с метаморфическими комплексами фундамента древних платформ; А'' — метаморфические комплексы, исходная структура которых изменена в процессе более поздней складчатости. От вышележащих отложений они обычно отличаются вполне отчетливо.

Складчатые геосинклинальные области сложены терригенными, вулканическими и карбонатными образованиями, как правило, большой мощности. Среди них преобладают так называемые аспидные, граувакковые, флишевые, спилито-кератофировые и другие формации. Большую роль играют интрузивные породы: гранитоиды, гипербазиты и пр. Совокупность таких образований, «в большинстве случаев слагающих основную структуру складчатой области», Н. П. Херасков предложил называть «главным геосинклинальным комплексом» (Херасков, 1967, стр. 329); в качестве примера он выбрал «верхоянский» комплекс. Аналогичные геосинклинальные комплексы обособляются в невадидях, индосинидах и других областях мезозойской складчатости.

В нашем случае целесообразно расчленить геосинклинальный комплекс на два: собственно геосинклинальный комплекс складчатых зон (С) и нескладчатые отложения геосинклинального этапа в чехлах срединных массивов и во внешних зонах краевых прогибов, назвав их сингеосинклинальными (С). При этом, например, на Колымском и Омолонском массивах сингеосинклинальные комплексы будут включать формации, близкие по составу к «платформеноидным» или «парагеосинклинальным». Для упрощения модели условимся в составе геосинклинальных комплексов рассматривать и протоорогенные (по К. В. Боголепову, 1968) отложения; интрузивные тела с этой целью считать либо в составе комплексов, либо телами включения.

«Догеосинклинальный» слой в мезозоидах Тихоокеанского пояса объединяет разновозрастные отложения, подстилающие геосинклинальный, но перекрывающие метаморфический комплексы. Он сложен терригенно-карбонатными толщами рифея и нижнего-среднего палеозоя, изученными в выступах «основания» геосинклинального комплекса (районы срединных массивов Сеттэ-Дабана, Хараулаха, антиклинорий Невадийского пояса, Бирмы и других складчатых зон).

В табл. 2 в качестве примера формального анализа сделано перечисление различных сочетаний структурно-вещественных комплексов предложенных моделей срединных массивов. Рассмотренные три слоя образуют в различных сочетаниях два структурных яруса срединных массивов.



Типы массивов	Типы сочетаний структурно-вещественных комплексов
Массивы с «однородным» фундаментом ( $A'$ )	1) $\frac{B + C_1 + C_2}{A'}$ ; 2) $\frac{B + C_1}{A'}$ ; 3) $\frac{B + C_2}{A'}$ ; 4) $\frac{B}{A'}$ ; 5) $\frac{C_1 + C_2}{A'}$ ; 6) $\frac{C_1}{A'}$ ; 7) $\frac{C_2}{A'}$ ; 8) $\frac{O}{A'}$ ;
Массивы с гетерогенным фундаментом ( $A'$ и $A''$ -+ складчатые промежуточный $B'$ и нижний неосинклинальный $C_1'$ комплексы)*	1) $\frac{B + C_1 + C_2}{A' + A'' + B' + C_1'}$ ; 2) $\frac{B + C_1}{A' + A'' + B' + C_1'}$ ; 3) $\frac{B + C_2}{A' + (A'' + B' + C_1')}$ ; 4) $\frac{O}{A' + (A'' + B' + C_1')}$ ; 5) $\frac{C_1 + C_2}{A' + (A'' + B' + C_1')}$ ; 6) $\frac{C_1}{A' + (A'' + B' + C_1')}$ ; 7) $\frac{C_2}{A' + (A'' + B' + C_1')}$ ; 8) $\frac{O}{A' + (A'' + B' + C_1')}$ ; 9) $\frac{B + C_1 + C_2}{A' + (A'' + B')}$ ; 10) $\frac{B + C_1}{A' + (A'' + B')}$ ; 11) $\frac{B + C_2}{A' + (A'' + B')}$ ; 12) $\frac{B}{A' + (A'' + B')}$ ; 13) $\frac{C_1 + C_2}{A' + (A'' + B')}$ ; 14) $\frac{C_1}{A' + (A'' + B')}$ ; 15) $\frac{C_2}{A' + (A'' + B')}$ ; 16) $\frac{O}{A' + (A'' + B')}$ ; 17) $\frac{B + C_1 + C_2}{A' + (A'' + C_1')}$ ; 18) $\frac{B + C_1}{A_1 + (A'' + C_1')}$ ; 19) $\frac{B + C_2}{A' + (A'' + C_1')}$ ; 20) $\frac{B}{A' + (A'' + C_1')}$ ; 21) $\frac{C_1 + C_2}{A' + (A'' + C_1')}$ ; 22) $\frac{C_1}{A_1 + (A'' + C_1')}$ ; 23) $\frac{C_2}{A' + (A'' + C_1')}$ ; 24) $\frac{O}{A' + (A'' + C_1')}$ ; 25) $\frac{B + C_1 + C_2}{A' + A''}$ ; 26) $\frac{B + C_1}{A' + A''}$ ; 27) $\frac{B + C_2}{A' + A''}$ ; 28) $\frac{B}{A' + A''}$ ; 29) $\frac{C_1 + C_2}{A' + A''}$ ; 30) $\frac{C_1}{A' + A''}$ ; 31) $\frac{C_2}{A' + A''}$ ; 32) $\frac{O}{A' + A''}$ .

\* Разновидность массивов с фундаментом, выраженным полным индексом ( $A'' + B' + C_1'$ ), также включает 32 типа.

вов: фундамент и чехол. Простейшую модель массива, состоящего из метаморфического фундамента и чехла, сложенного догеосинклинальным и сингеосинклинальным комплексами, можно представить индексом  $\frac{B+C}{A}$

(рис. 2, а); частные случаи или типы этого класса массивов выражаются соответственно индексами:  $\frac{B}{A}$  — в чехле массива отсутствует сингеосинклинальный комплекс;  $\frac{C}{A}$  — в чехле только сингеосинклинальный комплекс;  $\frac{0}{A}$  — отсутствует чехол. В полициклических геосинклиналях, развитие

которых сопровождается переработкой и вовлечением в складчатость краевых частей массивов либо их наращиванием (вследствие приращения к фундаменту более молодых складчатых комплексов) и последующего перекрытия их сингеосинклинальным чехлом), количество разновидностей (типов) срединных массивов соответственно увеличивается.

Предположим, что в нашей модели не один геосинклинальный комплекс, а два, т. е. имеется двукратный цикл развития складчатой области (рис. 1, б; 2, б). Причем в результате складчатости раннего цикла произошло «наращивание» фундамента срединного массива. В этом случае количество вариантов резко увеличивается в связи с увеличением числа сочетаний структурно-вещественных комплексов, участвующих в строении срединного массива. Даже при условии, что отсутствует повторное преобразование нижних складчатых комплексов, оно достигает 40 (табл. 2): 32 варианта соответствуют случаю с гетерогенным фундаментом с индексом  $[(A'+A''+B'+C')... (A'+A'')]$  и лишь 8 соответствуют типам срединных массивов с сохранившейся древней структурой фундамента ( $A'$ ). В природе наиболее вероятны разновидности именно последнего случая, так как метаморфический цоколь представляет собой наиболее устойчивое, «жесткое» образование по сравнению с неметаморфическими складчатыми комплексами.

В тех случаях, когда отсутствует чехол, крайне сложным является выделение в осадочной оболочке типов массивов, периферические зоны которых сложены переработанными метаморфическими, складчатыми догеосинклинальным и сингеосинклинальными комплексами; сомнение возникает в связи со спорностью отнесения этих комплексов к фундаменту массива или к основанию складчатых зон обрамления (табл. 2, варианты № 2, 4, 6, 8, 10, 12, 14, 16, 18, 20, 22, 24, 26, 28, 32). Выделение таких массивов возможно лишь при явно выраженных структурных отношениях между элементами складчатой области (облекание молодыми структурами более древних, несоответствие структурных планов и т. п.).

Табл. 2 показывает, что формальный способ анализа сочетаний структурно-вещественных комплексов даже трехслойной модели при условии обязательного присутствия нижнего слоя ( $A'$ ) дает громоздкий результат. Использование четырехслойной модели увеличивает количество типов в 10 раз. Для упрощения такой классификации необходимо ввести дополнительные ограничения. Одним из вариантов упрощения может быть путь привлечения эмпирических закономерностей. Известно, что в фундаменте всех срединных массивов мезозойд участвуют древние метаморфические комплексы; только в отдельных массивах фундамент включает также и более молодые складчатые образования. Если признак «включения в фундамент молодых образований» принять, то перечисленное множество распадается на два типа или класса моделей (табл. 2): массивы с метаморфическим фундаментом ( $A'$ ), условно называемым однородным, и массивы с гетерогенным фундаментом с индексом  $[(A'+A''+B'+C')... (A'+A'')]$ . В общем виде символическое выражение

этих типов массивов можно представить следующими индексами:

$$\frac{B_{1...n} + C_{1...n}}{A'} \quad (1)$$

$$\frac{B_{1...n} + C_{1...n}}{[(A' + A'' + B'_{1...n} + C_{1...n-1}) \dots (A' + A'')]}$$

где  $n$  — число повторяющихся в разрезе комплексов.

Массивы первого типа близки к структуре «древних» платформ, т. е. они имеют складчатый и метаморфический цоколь докембрийского возраста и разновозрастные покровные комплексы чехла. Такого рода массивы рассматриваются обычно как «остатки ранее существовавшей платформы» (Косыгин, 1958) или «массивы первого рода» (Хаин, Шейнманн, 1960).

Массивы второго типа соответствуют структуре «молодых» платформ, т. е. включают в фундамент наряду с докембрийскими образованиями складчатые комплексы более молодого возраста.

Среди массивов Тихоокеанского пояса встречаются как массивы с однородным метаморфическим, так и с гетерогенным фундаментами. К первому типу относятся Колорадский и Охотский массивы (табл. 1). Особо следует отметить предполагаемые внутренние массивы Яно-Колымской области, известные под названием Эльгинской и Адычской зон пологих дислокаций и Балыгычанского поднятия. В структурном отношении они напоминают массив плато Колорадо, хотя и отличаются размерами, формами дислокаций чехла и его вещественной характеристикой; верхние части чехлов (нижние неизвестны) этих массивов следует рассматривать в качестве сингеосинклиналильных комплексов.

Ко второму типу относятся Колымский, Омолонский, Индосинийский и Чукотский массивы. Многие исследователи в составе их фундаментов выделяют складчатые комплексы не только рифея, но и нижнего — среднего палеозоя (Тектоническая карта СССР, 1961; Тектоническая карта Евразии, 1966 и др.). Особенности этого типа структур видны на примере Колымского массива. В его юго-западной части палеозойские складчатые комплексы представлены терригенными, терригенно-карбонатными и осадочно-вулканогенными формациями (Мерзляков, 1966). Эти складчатые образования с несогласием перекрыты отложениями верхнепалеозойско-мезозойской геосинклинали. Вместе с тем по своей формационной характеристике и мощности они также соответствуют представлениям о геосинклиналильных комплексах. Чтобы отличить их от верхнего слоя нашей модели (рис. 1, б), условимся выделять эти отложения из состава промежуточного «догеосинклиналильного» слоя и называть их нижним геосинклиналильным комплексом ( $C_1$ ). За оставшейся нижней частью слоя сохраним прежнее наименование «догеосинклиналильного», они здесь представлены рифейскими складчатыми отложениями платформенного типа ( $B'$ ). Догеосинклиналильный слой в чехле Колымского массива соответственно распадается на две части: нижняя — рифейские отложения платформенного типа ( $B$ ) и верхняя — ниже-среднепалеозойские сингеосинклиналильные отложения ( $C_1$ ), перекрытые верхним палеозоем — мезозоем ( $C_2$ ). В сочетании мы получаем четырехслойную модель срединного массива (рис. 2, б), обозначаемую индексом

$$\frac{B + C_1 + C_2}{A' + (A'' + B' + C_1)}$$

Близкое или аналогичное выражение будут иметь модели структуры Омолонского, Чукотского и, вероятно, Индосинийского массивов.

Из табл. 2 видно, что возможно существование еще одной группы срединных массивов с фундаментом, включающим древние метаморфиче-

ские комплексы, исходная структура которых не сохранилась или подчинена более молодым складчатым образованиям. Их можно рассматривать в качестве разновидности второго типа массивов, фундамент которых обозначается индексом ( $A'' + B' + C_1'$ ). Вероятно, к этому типу следует отнести Ханкайский массив, так как наряду с обычными соотношениями чехла с древнейшими комплексами фундамента (что гипотетично предполагается, но строго не доказано) здесь можно предполагать и полную переработку исходной структуры метаморфического комплекса палеозойскими движениями.

Другой путь введения ограничительных условий при тех же исходных данных предусматривает анализ только структурно-вещественных комплексов фундамента; количество типов срединных массивов в четырехслойной модели сокращается до пяти (табл. 2, варианты № 1—8; 9—16; 17—24; 25—32 и вариант с однородным фундаментом). Выделенные классы массивов отражают степень неоднородности фундаментов в соответствии с заданной моделью слоистой структуры осадочной оболочки. Такая классификация экономичнее первой (табличной), недостатком ее является большая отвлеченность. Однако от нее возможен переход к классическим представлениям о складчатых комплексах осадочной оболочки добайкальского (А), байкальского (Б), каледонского (К), герцинского (Г) и мезозойского (М) возраста. Предположим, в нашей модели срединных массивов мезозойид фундамента сложены добайкальскими, каледонскими и герцинскими структурно-вещественными комплексами. Они могут быть в следующих сочетаниях: 1) А+К+Г; 2) А+К; 3) А+Г; 4) К+Г; 5) А; 6) К и 7) Г. Следовательно, мы вправе ожидать семь типов массивов, но, учитывая приведенные геологические данные, и в этом случае получаем три типа массивов — сочетания 2, 5, 7.

Таким образом, в статье предложен опыт классификации срединных массивов мезозойид Тихоокеанского пояса и сделана попытка анализа трех- и четырехслойной моделей строения складчатых областей, включающих различные типы срединных массивов. Условным в этих моделях является показ метаморфического слоя под всем «осадочным» комплексом складчатой области. Для срединных массивов поправку на эту условность можно будет вводить лишь при установлении иных структурно-вещественных ассоциаций в фундаментах. Не исключено, что в отдельных складчатых зонах таких областей комплексы  $A''$  соответствуют «меланжу», «океанической коре» и т. п., а в формировании их структуры большую роль играют горизонтальные движения.

Срединные массивы мезозойид Тихоокеанского пояса разделены на три группы: 1) с фундаментом, сложенным дорифейскими складчатыми метаморфическими комплексами — Колорадский тип; к нему относятся Колорадский и Охотский массивы, а также Эльгинско-Адычский и Балыгычанский (условно); 2) с фундаментом, включающим наряду с древними метаморфическими палеозойские складчатые комплексы — Колымский тип, объединяющий Колымский, Омолонский, Чукотский и Индосиинский массивы и 3) с фундаментом, древние образования которого полностью ассимилированы палеозойскими складчатыми комплексами — Ханкайский тип. Представляется, что классификация срединных массивов по особенностям строения их фундаментов позволяет выделить главные особенности структуры массивов, избежать неоднозначности разделения их по генетическим или историческим признакам, а также служит основой при разделении массивов по признакам полноты чехла, положению в структуре складчатой области (внутренние и краевые) и т. п. Выделенные типы срединных массивов отличаются не только структурой фундаментов; чехлы массивов колорадского типа по своему строению более однородны в различных своих частях и им свойственны более простые формы дислокаций по сравнению с чехлами массивов колымского и ханкайского типов. Как правило, пограничные зоны смятия, ограничива-

ющие срединные массивы, лучше проявлены также около массивов первого типа.

При подготовке статьи автор консультировался с К. В. Боголеповым, Ч. Б. Борукаевым, Ю. А. Косыгиным и А. Л. Яншиным, которых, пользуясь случаем, искренне благодарит.

### Литература

- Беляевский Н. А. Очерк геологии Приморья. «Материалы по геологии и полезн. ископ. Вост. Сибири и Дальнего Востока», Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., вып. 51, 1956.
- Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. Об основных структурных элементах земной коры. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геол., т. 38, № 3, 1963.
- Боголепов К. В. О двух типах орогенеза. Геол. и геофиз., № 8, 1968.
- Гринберг Г. А. Докембрийский фундамент Охотского массива. Изд-во «Наука», 1968.
- Громов Ю. Я. Тектоника и история формирования Усури-Ханкайского срединного массива. Сов. геология, № 12, 1959.
- Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1961.
- Косыгин Ю. А. Тектоника нефтеносных областей, т. 1. Гостоптехиздат, 1958.
- Косыгин Ю. А. Тектоника, Изд-во «Недра», 1969.
- <п>Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Структуры ограничений древних платформ. Геол. и геофиз. № 10, 1961.
- Красный Л. И. Типы подвижных областей Востока СССР. В кн.: «Складчатые области Евразии», Изд-во «Наука», 1964.
- Кропоткин П. Н. Неотектоника и геофизические данные о толщине и деформациях земной коры. Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 18, 1960.
- Кудрявцев Г. А. и др. Геология Юго-Восточной Азии. Изд-во «Недра», Л., 1969.
- Мерзляков В. М. Тектоника зоны сочленения Омудевского поднятия Колымского срединного массива с Ингьяли-Дебинским синклиналием Яно-Колымской складчатой системы. Автореф. канд. дис., Казань, 1966.
- Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса. Геотектоника, № 2, 1969.
- Постельников Е. С., Затонский Л. К., Афремова Р. А. Тектоническое развитие и структура Индокитая. Изд-во «Наука», 1964.
- Пушаровский Ю. М. Приверхоанский краевой прогиб и мезозонды северо-восточной Азии. Тектоника СССР, т. 5. Изд-во АН СССР, 1960.
- Симаков К. В. Допермские отложения Омолонской глыбы. Геол. и геофиз., № 12, 1967.
- Славин В. И. Основные черты геологического строения срединных массивов в альпийской геосиклиналиной области. Научн. докл. высшей школы, № 2, 1958.
- Спрингис К. Я. Тектоника Верхояно-Колымской складчатой области. Изд-во АН ЛатвССР, Рига, 1958.
- Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1 : 5 000 000. Ред. А. Л. Яншин, М., 1966.
- Тектоническая карта СССР. Масштаб 1 : 10 000 000. Ред. А. А. Богданов, М., 1961.
- Тильман С. М. Тектоника и история развития северо-восточного Приколымья. Тр. СВКНИИ СО АН СССР, вып. 11, Магадан, 1962.
- Тильман С. М. и др. Тектоника Северо-Востока СССР (Объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока СССР масштаба 1 : 25 000 000). Тр. СВКНИИ СО АН СССР, вып. 33, Магадан, 1969.
- Фромаже Ж. Очерк структуры и тектоники Индокитая. В кн. «Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгресса, т. 2», М., 1939.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Хаин В. Е., Шейнманн Ю. М. Сто лет учения о геосиклиналях. Сов. геология, № 11, 1960.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации. Избранные труды. Изд-во «Наука», 1967.
- Чиков Б. М. Тектоника Охотского срединного массива. Изд-во «Наука», 1969.
- Яншин А. Л. Проблемы срединных массивов. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 40, № 5, 1965.
- Fromaget J. La 2-edition de la carte geologique au 2 000 000 de l'Indochine. Compt. rend. de la 19 sess. Alger, 1952 (Congr. geol. intern.), f. 14, 1954.
- Gerth H. Die Bedeutung der alten Kerne für geologische Struktur des jungen Kordillere. Geol. Rundschau, B. 45, No. 3, 1957.
- Koch E. Ein tektonischer Schnitt durch Mittelperu. Geol. Rundschau, B. 57, No. 2, 1968.

УДК 551.244(470.2)

Л. М. ИЗРАИЛЕВ, А. П. КРОПАЧЕВ

## ТЕКТОНИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ОРУЛГАНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (Северное Верхоянье)

Рассмотрена тектоническая зональность центральной части Орулганского антиклинория и сделан вывод, что существующий план складчатых дислокаций является результатом значительных различий в истории развития отдельных районов хребта, а не обусловлен, как это предполагалось рядом исследователей, одноактным тектоническим срывом с образованием складок «покровного характера».

В результате исследований, проведенных в течение последнего десятилетия на территории Северного Верхоянья, накопилось много нового материала, позволяющего существенно уточнить представления о строении региона.

Сравнительно немногочисленная опубликованная литература по тектонике Северного Верхоянья касается, как правило, общих вопросов его строения. Основное внимание в ней уделяется изучению продольной зональности региона. Последней посвящены работы как первых исследователей Верхоянья (Н. П. Хераскова, Ю. М. Пушаровского, И. Н. Атласова, А. В. Вихерта), так и наиболее полные сводки Л. П. Зоненшайна (1965) и В. А. Виноградова (1965). Л. П. Зоненшайн, опираясь на морфологические особенности складчатых форм, подразделил территорию Верхоянского мегантиклинория на ряд продольных зон. Он предположил, что различия в структуре отдельных зон связаны с глубинным строением региона. В. А. Виноградов выделил в складчатой области ряд длительно развивавшихся разломов меридионального и северо-западного простирания, обусловивших блоковое строение осадочного чехла. Вопросы генезиса складчатых структур Верхоянья рассмотрены также в работах И. М. Сборщикова (1967, 1968).

В основу настоящей статьи положены данные среднемасштабной геологической съемки, проведенной в 1962—1967 гг. коллективом геологов ВАГТ и НИИГА в пределах Орулганского антиклинория, который охватывает средний отрезок меридиональной ветви Верхоянья (рис. 1). С запада он ограничен Приверхоянским краевым прогибом, с востока — Яно-Индибирской антиклинальной зоной. Южная оконечность антиклинория расположена приблизительно на водоразделе рек Собопол и Ундюллонг, где отмечается кулисообразное смещение ядра мегантиклинория в восточном направлении на несколько десятков километров (Куранахский антиклинорий). На севере Орулганской антиклинорий граничит с Быковским, отделяясь от последнего синклинальным перегибом шарниров складок в бассейнах рек Бесюке, Тикян, Берис.

Проведенные в 1962—1967 гг. исследования показали, что наряду с продольной зональностью большую роль в строении Орулганского антиклинория играют крупные поперечные поднятия и впадины. Эти субшироко ориентированные структуры наиболее четко проявляются на

западном крыле и в своде антиклинория, постепенно затухая в восточном направлении. Границами поднятий и впадин служат обычно крутые региональные ступени северо-западного простирания, в пределах которых происходит смена молодых пород древними (или наоборот) и отмечается существенное изменение морфологии складчатых и разрывных дислокаций.

К числу наиболее обширных и ярко выраженных поперечных структур можно отнести Ньолонское поднятие и Судяндаханскую впадину, расположенные в центральной части Орулганского антиклинория, в бассейнах рек Ньимингдэ, Сынча, Ньолон. С юга Судяндаханская впадина граничит с Соболевским поднятием.

В строении района, охватывающего Ньолонское поднятие и Судяндаханскую впадину, принимают участие осадочные образования всех отделов каменноугольной и пермской систем. Нижний карбон представлен существенно песчаниковой былькатской свитой, видимой мощностью свыше 1000 м. Согласно перекрывающие ее отложения среднего карбона представлены сетачанской и юпенчинской свитами. Первая в нижней половине представлена песчаниково-алевролитовой толщей, а в верхней — песчаниковой. Мощность сетачанской свиты 1000—2000 м. Юпенчинская свита состоит главным образом из алевролитов с прослоями и пачками песчаников в верхах разреза. Мощность их колеблется в пределах 1200—2100 м. Состав верхнекаменноугольных отложений (суорганская и халданская свиты) в пределах рассматриваемой территории весьма изменчив. Разрез представлен неоднородным (от десятков сантиметров до десятков метров) чередованием слоев и пачек песчаников и алевролитов. Мощность их меняется от 450—500 до 2000—2100 м. Нижнепермские образования представлены песчаниково-алевролитовой мегенской свитой (300—600 м), алевролитовой эчийской свитой (300—500 м), песчаниковой халжанской свитой

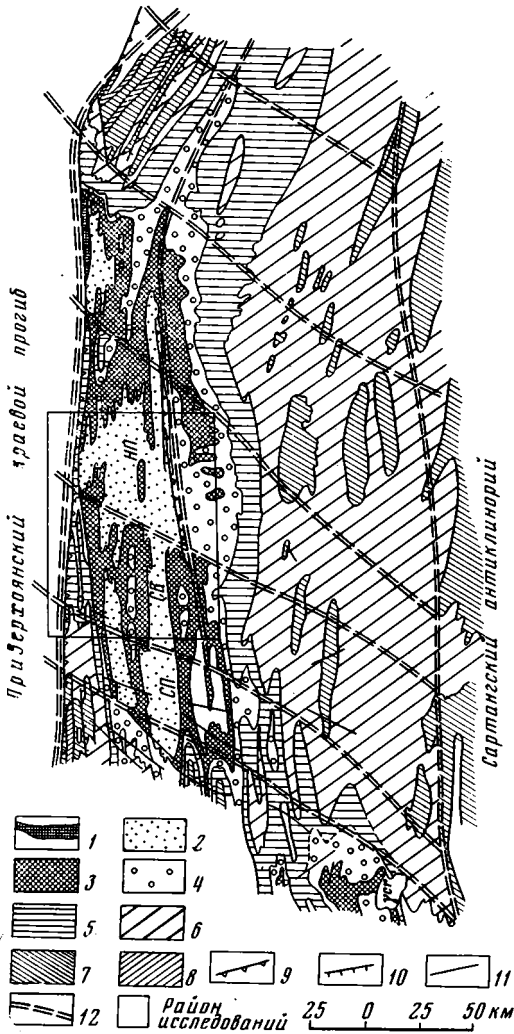


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Орулганского антиклинория

1 — девон — нижний карбон; 2 — нижний — средний карбон (былькатская и сетачанская свиты); 3 — средний карбон (юпенчинская свита); 4 — верхний карбон (суорганская и халданская свиты); 5 — нижняя пермь; 6 — верхняя пермь; 7 — триас; 8 — юра; 9 — надвиги в зонах глубинных разломов; 10 — соскладчатые взбросы и надвиги; 11 — постскладчатые взбросо- и сбросо-сдвиги; 12 — разломы в фундаменте складчатой области. Буквенные обозначения: НП — Ньолонское поднятие; СВ — Судяндаханская впадина; СП — Соболевское поднятие

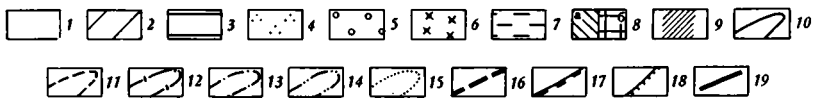


Рис. 2. Схема тектонического строения центральной части Орулганского антиклинория

Продольные структурные зоны: 1 — зона мелких дисгармоничных складок западного крыла антиклинория; 2 — зона крупных коробчатых и линейных складок свода антиклинория; 3 — зона пологих дислокаций и региональных флексур свода и частично восточного крыла антиклинория. Крупные поперечные структуры. Судьяноалханская впадина: 4 — Сакындинский район сложно построенных коробчатых антиклиналей и сопряженных с ними пологих синклиналей; 5 — Верхне-Айалырский район пологих дислокаций и крупных флексур. Ньюлонское поднятие; 6 — Североэликитский район линейно-вытянутых гребневидных складок; 7 — Верхне-Сымыччинская антиклиналь; 8 — переходный район между Судьяноалханской впадиной и Ньюлонским поднятием, соответствующий: а — поперечному перегибу, сопровождаемому резким изменением положения зеркала складчатости и морфологии складок, б — крутому поперечному перегибу шарниров складок; 9 — региональные флексуры. Стратиграфические по подошве: 10 — среднего карбона; 11 — ювенчинской свиты; 12 — верхнего карбона; 13 — нижней перми; 14 — верхней перми; 15 — по маркирующим горизонтам внутри сайт. Разрывные нарушения: 16 — разломы в фундаменте складчатой области; 17 — региональные нарушения, развившиеся в зонах глубинных разломов; 18 — сдвиги и взбросы субмеридионального простирания; 19 — диагонально секущие сбросо- и взбросо-сдвиги. Буквами обозначены: разломы в фундаменте складчатой области: ЗВ — Западно-Верхоянский, ДЖ — Джарджанский, ЦВ — Центрально-Верхоянский; надвиги: ОР — Орулганский, Х — Хайтарский, А — Айалырский, С — Серегинский взбросо-сдвиг. Цифры в кружках обозначают структуры: 1 — Дюсондинская синклиналь; 2 — Бургабыльская антиклиналь; 3 — Нижне-Куоляндинская синклиналь; 4 — Куоляндинская антиклиналь; 5 — Келюйская синклиналь; 6 — Имтачская флексура; 7 — Муус-Аттытская синклиналь; 8 — Соболевская флексура; 9 — Верхне-Сымыччинская антиклиналь



(1000 м). Верхняя пермь, имеющая на территории ограниченное распространение, состоит из пачек сложного чередования песчаников и алевритов с единичными линзами и слоями углей.

В пределах рассматриваемой центральной части антиклинория выделяются три продольно ориентированные зоны, различающиеся интенсивностью и характером развитых в них складчатых и разрывных нарушений (рис. 2): 1) зона мелких дисгармоничных складок западного крыла антиклинория; 2) зона крупных коробчатых и линейных складок свода антиклинория; 3) зона пологих дислокаций и региональных флексур свода и частично восточного крыла антиклинория. Границы зон совпадают в основном с крупными меридиональными разрывными нарушениями (Орулганский, Хайтарский и Айалырский надвиги). В свою очередь, строение этих зон по простиранию претерпевает существенные изменения в зависимости от приуроченности их на данном участке к поперечному поднятию или впадине.

Зона мелких дисгармоничных складок западного крыла антиклинория примыкает к полосе сочленения его с Приверхоянским краевым прогибом. Раньше эта зона была выделена Л. П. Зоненшайном (1965) под названием зоны мелкой сложной складчатости, сорванной со своего основания в результате мощных боковых давлений. В зоне развиты относительно мелкие, узкие, остроугольные, иногда гребневидные складки шириной от первых десятков до нескольких сотен метров и такой же амплитуды. Углы падения пород на крыльях крутые и составляют в среднем 60—70°. Складки обычно асимметричные, иногда опрокинутые, с наклоном осевых плоскостей как в восточном, так и в западном направлениях; в целом, однако, преобладает отчетливая западная вергентность. Часто в замках складок можно наблюдать небольшие надвиги, по которым более пологое крыло надвинуто на крутое. Складки ориентированы в меридиональном направлении, часто затухают или жуликообразно смещаются по простиранию. Длина их не превышает нескольких километров. Шарниры складок в бассейне р. Сынча воздымаются на север под углом 10—20°.

Зеркало мелких, сильно сжатых складок вырисовывает более крупные и относительно просто построенные складчатые формы. Морфология последних различна в пределах Судяндаханской впадины и Ньолонского поднятия. К югу от р. Сынча на фоне общей интенсивной перемятости слоев проявляются в общем простые открытые складки, иногда даже коробчатого облика, шириной до 5—6 км. Севернее, в области Ньолонского поднятия, на смену им приходят более узкие (1—3 км) линейно-вытянутые дислокации. Морфология же мелких осложняющих складок как в том, так и в другом случаях существенных изменений не претерпевает.

Среди в общем немногочисленных разрывных нарушений, кроме отмеченных выше мелких надвигов и взбросов, развитых в призмковых частях складок и на их крутых крыльях, выделяется ряд довольно крупных продольных разрывов с амплитудой перемещения от нескольких сотен метров до 2 км. Приподняты и надвинуты обычно восточные крылья разломов, плоскости сместителей почти вертикальные.

На востоке зона мелких дисгармоничных складок ограничена Хайтарским надвигом, прослеженным в меридиональном направлении через весь исследованный район. На междуречье Сынча и Ньимингдэ сместитель надвига падает в восточном направлении под углами 50—70°, амплитуда перемещения колеблется в пределах 800—1000 м. Севернее р. Сынча, в области Ньолонского поднятия, амплитуда перемещения возрастает до 1500—2000 м, в то время как угол падения сместителя выполаживается до 30—40°. По данным Г. В. Труфанова, в бассейне р. Ньолон отчетливо обнаруживается его чешуйчатое строение: смещение происходит по трем сближенным поверхностям; мощность чешуй 15—20 м. Вблизи сместителей породы сильно передроблены, разрушены.

Зона крупных коробчатых и линейных складок свода антиклинория занимает центральную часть исследованного района и имеет ширину 40—45 км. По стилю складчатых нарушений и по характеру дизъюнктивных дислокаций в пределах рассматриваемой зоны выделяются два района: Сакиндинский и Севосэликитский, расположенные соответственно в Судяндаханской впадине и на Ньолонском поднятии.

Структурный облик Сакиндинского района определяют крупные, сложно построенные коробчатые антиклинали, разделенные простыми симметричными синклиналими. Складки Сакиндинского района очень выдержаны по простиранию и протягиваются в меридиональном направлении на 70—80 км. С запада на восток в районе выделяются Бургабыльская, Куоландинская антиклинали и Дьюсюндинская, Нижне-Куоландинская, Келюйская синклинали.

Антиклинали представляют собой крупные складки коробчатого облика шириной 10—16 км и с амплитудой 2—3 км. Бургабыльская антиклиналь имеет в целом симметричный поперечный профиль с углами падения слоев на крыльях 50—60°. Для Куоландинской антиклинали характерно асимметричное строение: восточное крыло узкое, крутое (60—80°), западное — растянутое, пологое (20—30°). Своды антиклиналей осложнены серией флексур и линейных складок. Последние не выдержаны по простиранию, быстро, на протяжении 1—3 км, затухают, кулисообразно смещаются. Размах крыльев осложняющих складок 0,3—1,5 км, амплитуда 0,5—0,8 км, углы падения слоев на крыльях изменяются от 30—40 до 60—70°. По морфологии складки открытые, симметричные или слегка запрокинутые, с острыми замками. Зеркало осложняющей складчатости располагается почти горизонтально, подчеркивая коробчатое строение рассматриваемых структур.

Дьюсюндинская, Нижне-Куоландинская и Келюйская синклинали — простые пологие симметричные структуры с размахом крыльев от 6—7 до 12—13 км и с амплитудой до 3 км. Углы падения пород на крыльях составляют 20—30°, в мульдах — до 5°.

Разрывные нарушения в Сакиндинском районе развиты ограниченно и неравномерно. Наиболее интенсивно они проявлены в сводах антиклиналей, где преобладают диагональные взбросо- или сбросо-сдвиги. Они имеют протяженность 2—5 (до 10) км и амплитуду перемещения от 50 до 300 м, а также вертикальное или близкое к нему положение плоскости сместителя. Единичны меридионально ориентированные взбросы и надвиги. В синклиналиях разрывные нарушения практически отсутствуют.

В бассейне р. Сыпча Сакиндинский район ограничен поперечной региональной флексурой северо-западного простирания, в пределах которой отмечено крутое воздымание шарниров складок в северном направлении под углами 20—30°. К северу от поперечной флексуры выделяется Севосэликитский район линейно-вытянутых гребневидных складок с существенно иным стилем пликативных дислокаций и дизъюнктивной тектоники.

В пределах Севосэликитского района развиты преимущественно крутые линейные складки, иногда флексуорообразного облика. Положение зеркала складчатости близко к горизонтальному. Ширина складок варьирует в широких пределах — от сотен метров до первых километров, амплитуда не превышает 1,5 км. Углы наклонов крыльев колеблются в пределах 30—80°. Характерна резко выраженная асимметрия поперечных сечений складок, причем отмечается веерообразное расположение их осевых поверхностей. В западной половине района складки наклонены главным образом на запад, в центральной ее части развиты симметричные структуры, на востоке преобладает восточная вергентность.

В Севосэликитском районе имеют существенно иной характер и разрывные нарушения. Здесь преобладают меридиональные взбросы и над-

виги, осложняющие замки и крутые крылья складок. Взбросы и надвиги имеют протяженность 10—15 км, сместители их, как правило, совпадают с осевыми поверхностями складок. Стратиграфическая амплитуда перемещения достигает 500—600 м.

Рассмотренная зона крупных коробчатых и линейных складок с востока ограничена Айалырским надвигом и лежащей на его простирании Имтачанской флексурой.

Айалырский надвиг ориентирован в меридиональном направлении и прослежен далеко на север за пределы исследованной территории. Надвиг представляет собой целую зону (шириной иногда до 1 км) многочисленных, тесно сближенных и кулисно смещающих друг друга разрывных нарушений, сместители которых падают на запад. В зоне надвига отмечается брекчирование пород, появляется мелкая, опрокинутая на восток складчатость. Стратиграфическая амплитуда разрыва резко возрастает до 5—6 км на Ньолонском поднятии и уменьшается до 1,5 км, вплоть до полного затухания, в Судяндаханской впадине. На междуречье Сынча и Ньолон угол падения сместителя довольно крутой (около 50—60°). На южном и северном замыкании он выполаживается до 15—25°. В бассейне р. Ньолон шов надвига кулисно смещается в западном направлении на 4—5 км и продолжается далее на север за пределы рассматриваемой территории.

Зона пологих дислокаций и региональных флексур свода и частично восточного крыла антиклинория по характеру складчатых и разрывных дислокаций резко отличается от вышеописанных. В области Судяндаханской впадины обособляется Верхне-Айалырский район пологих дислокаций и крупных флексур. Основной чертой его структуры является четко выраженная ступенчатость тектонического рельефа; очень широкая пологая Муус-Аттыкская синклиналь разделена узкими опрокинутыми на восток Имтачанской и Собопольской флексурами.

Имтачанская флексура ориентирована в меридиональном направлении. Крутое смыкающее крыло флексуры погружается к востоку под углами 70—80°. Характерно почти полное отсутствие мелкой осложняющей складчатости. Последняя развивается только в верхнем перегибе флексуры на ее северном замыкании. В зоне поперечного перегиба (бассейн р. Серега) флексура приобретает ступенчатый облик, распадаясь на ряд более мелких флексур, и срезается Серегинским разрывом. Одновременно в зоне поперечного перегиба деформациями охватывается и нижнее крыло Имтачанской флексуры.

Аналогичное строение имеет и Собопольская флексура, также затухающая в бассейне р. Серега. На участке затухания отмечены следы древних оползней с их незакономерно ориентированными опрокинутыми и лежащими складками.

Для рассматриваемого района характерно почти полное отсутствие разрывных нарушений.

С севера Верхне-Айалырский район ограничен поперечной флексурой северо-западного простирания, по которой шарниры складок воздымаются в северном направлении под углами до 30—40°. Поперечная флексура осложнена Серегинским взбросо-сдвигом. Максимальная стратиграфическая амплитуда Серегинского разрыва в зоне его сочленения с Айалырским надвигом достигает 2,5 км.

В области Ньолонского поднятия зона пологих дислокаций и флексур представлена по существу единой крупной Верхне-Сынчинской антиклиналью, ось которой ориентирована в меридиональном направлении и расположена на продолжении Собопольской флексуры. В бассейне р. Арангас антиклиналь кулисно смещена на запад на 6—7 км. Шарнир складки полого погружается в южном направлении под углом 5—7°. В истоках р. Дюендэчэн угол наклона шарнира возрастает до 20—30°.

В целом Верхне-Сынчинская антиклиналь — симметричная, пологая (углы падения слоев на крыльях — 5—20°) брахиформная структура шириной 30—40 км, протяженностью 80—90 км, западное крыло и южное периклинальное замыкание которой ограничены Айалырским надвигом и Серегинским взбросо-сдвигом. Характерно почти полное отсутствие мелкой осложняющей складчатости. Единичные складки шириной 300—600 м и амплитудой 100—200 м приурочены преимущественно к западному крылу Верхне-Сынчинской антиклинали и обладают резко выраженной восточной вергентностью. Углы падения слоев на восточных крыльях антиклиналей составляют 50—70°, на западных — 10—30°. Ряд флексур и мелких асимметричных складок отмечены вблизи Айалырского надвига.

Таблица распределения мощностей (в м) верхнепалеозойских отложений

Относительная геохронологическая шкала	Тектонические зоны и районы						
	Свита	Зона мелких складок западного крыла антиклинория		Зона крупных коробчатых и линейных складок свода антиклинория		Зона пологих дислокаций и региональных флексур свода и частично восточного крыла антиклинория	
		Судяндаханская впадина	Ньолонское поднятие	впадина — Сакьдинский район	поднятие — Севосэликский район	впадина — Верхне-Айалырский район	поднятие — Верхне-Сынчинская антиклиналь
Нижняя пермь	Эчийская Мегейская	300 350	} 500	—	—	600 650	—
Верхний карбон	Халданская Суорганская	} 1000—1200	} 450—500	600 700—1000	—	800 1200—1300	} >2000 м
Средний карбон	Юпанчинская Сетачанская	1500 —	1200 —	1700—1800 1400—2000	1200—1400 2000—1400	2000—2200 —	— —

Среди разрывных нарушений преимущественно развиты сбросо- и взбросо-сдвиги северо-восточной, реже северо-западной ориентировки. Сместители их обычно почти вертикальны, амплитуда горизонтальных смещений не превышает 300—500 м, вертикальное перемещение составляет первые десятки метров. Протяженность разрывов весьма разнообразна, но не превышает 15—17 км.

Опираясь на приведенный выше материал, можно констатировать, что выделенные зоны и районы достаточно четко различаются между собой по характеру складчатых и разрывных нарушений. Естественно возникает вопрос: обусловлены ли эти отличия всем ходом их исторического развития или же они имеют «покровный» характер, не связаны с контролирующим действием фундамента и все разнообразие наблюдаемых складчатых форм является результатом реакции разновозрастных и разных по литологии толщ на действующие горизонтальные напряжения (Сборщиков, 1967, 1968).

Представление о том, что Ньолонское поднятие и Судяндаханская впадина отличаются друг от друга не только как участки выходов древних и молодых толщ в связи с резкими перегибами шарниров складок, но и характером развитых в них складчатых дислокаций, мощностями отложений и разделяются длительно живущими разломами в фундаменте складчатой области, были уже высказаны авторами ранее (Израилев, 1967; Кропачев). Приведенная выше таблица распределения мощностей верхнепалеозойских отложений позволяет проследить эти различия в пределах отдельных зон и районов. Трудность проведения такого анализа заключается в том, что чаще всего в зонах на поверхность выведены разновозрастные образования. Но в тех случаях, когда были зафиксированы отложения одного возраста, последние почти всегда отличались либо своими мощностями, либо вещественным составом слагаю-

щих осадков и характером их чередования. Так, например, в Сакиндинском районе отложения сетачанской свиты имеют мощность 1400—2000 м, а на простирании, в Севосэликитском районе—1000—1400 м. В тех же районах накопилось соответственно 1700—1800 и 1200—1400 м осадков юпенчинской свиты, а для Верхне-Айалырского района устанавливается скачкообразное увеличение мощностей верхних горизонтов юпенчинской свиты по сравнению с Сакиндинским районом и резкое возрастание в разрезе роли тонкообломочного материала. Аналогичное сопоставление можно провести для Сакиндинского и Верхне-Айалырского районов применительно к отложениям суорганской и халданской свит.

Указанные изменения мощностей и фаций разновозрастных образований приурочены почти всегда к границам выделенных тектонических зон и совпадают либо с региональными перегибами шарниров складок, либо с крутыми продольными флексурами и крупными разрывными нарушениями. Естественно полагать, что в рельефе фундамента этим границам соответствуют конседиментационные разломы глубокого заложения.

Таков, например, Джарджанский разлом, расположенный на границе Ньолонского поднятия и Судяндаханской впадины. Разлом находит свое подтверждение в северо-западной ориентировке магнитных аномалий, наиболее отчетливо проявившихся на границе Верхне-Сынчинской антиклинали и Верхне-Айалырского района. Разлом выходит за пределы складчатой области и прослеживается в северо-западном направлении через Приверхоанский прогиб и восточную часть Сибирской платформы, где ему соответствуют гравитационные ступени, разрывы и флексуры северо-западного простирания. На Сибирской платформе он отделяет Оленекское поднятие от Сюнгююдинской котловины.

Таковы продольные Западно-Верхоанский и Центрально-Верхоанский разломы. Первый является краевым швом, отделяющим складчатую область от Приверхоанского прогиба, и в осадочных отложениях ему соответствует Орулганский надвиг. Второй расположен на границе Севосэликитского района и Верхне-Сынчинской антиклинали, проявляется в осадочных образованиях в виде Айалырского надвига и подтверждается резкой сменой положительного магнитного поля отрицательным. На севере Орулганского антиклинория, уже за пределами рассматриваемой территории, он трассируется субмеридиональными дайками диабазов, залечивающими разлом.

На вопрос, не связаны ли отличия в складчатых дислокациях тектонических зон и районов с реакцией различных по литологии и возрасту толщ на действующие напряжения, можно ответить, сравнивая строение отдельных зон в пределах разновозрастных стратиграфических горизонтов. Так, например, в Севосэликитском и Сакиндинском районах одинаково широко распространены отложения существенно песчаниковой сетачанской свиты. Однако характер складчатых дислокаций в этих районах резко различен. Для первого характерны узкие линейные складки; структурный облик второго создают крупные коробчатые дислокации. Существенные отличия в морфологии складок отмечены также в Верхне-Сынчинской антиклинали и Верхне-Айалырском районе — в пределах полей развития алевролитов юпенчинской свиты и всего верхнего карбона. В первом случае это крупная простая антиклиналь, во втором — крутые флексуры, разделенные участками пологого залегания пород. Аналогичные сравнения можно привести для верхов среднего и низов верхнего карбона Сакиндинского и Верхне-Айалырского районов, для юпенчинской свиты Севосэликитского района и Верхне-Сынчинской антиклинали (см. описание этих районов).

Суммируя весь приведенный выше материал, мы приходим к выводу, что различия в строении выделенных зон и районов являются результатом длительной и сложной истории их развития. Фундамент геосин-

клинали был разбит системой пересекающихся разломов на ряд блоков, испытывающих разнонаправленные перемещения различных амплитуд. В перекрывающих осадочных образованиях эти перемещения фиксировались в различиях мощностей осадков, иногда их фаций. Неравномерное движение блоков обусловило и неравномерное распределение напряжений, возникших в слоистой осадочной толще. Последние резко возросли и еще больше дифференцировались в период максимальной тектонической активности, совпадающей с общим поднятием региона. Именно в этот период и была оформлена в основных чертах складчатая структура района, возникшая в результате взаимодействия различных по величине и направленности тектонических сил, приложенных к конкретным типам пород с их меняющимися литологическим составом и мощностями.

Выделение и изучение региональных поперечных перегибов складок, которым в кристаллическом фундаменте соответствуют глубинные разломы, приобретает важное практическое значение в связи с поисками полезных ископаемых. Именно в пределах таких перегибов, особенно в узлах их пересечения с продольными разломами, на рассматриваемой площади концентрируются основные поля хрусталеносных кварцевых жил и полиметаллических рудных тел.

#### Литература

- Виноградов В. А. Тектоника Верхоянского мегантиклинория и Ленского прогиба.— Уч. зап. НИИГА. Сер. регион геол., вып. 5, 1965.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника и анализ складчатости Верхоянья.— Геотектоника, № 2, 1965.
- Израилев Л. М. О роли поперечных структур в строении Западно-Верхоянского мегантиклинория.— В сб. «Тектоника Восточной Сибири и Дальнего Востока СССР. Тезисы докл. 5-й сес. научн. Совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока». Якутск, 1967.
- Кропачев А. П. История развития колебательных тектонических движений Орулганского антиклинория и соседних территорий. В сб. «Тектоника Восточной Сибири и Дальнего Востока. Тез. докл. 5-й сес. научн. Совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока». Якутск, 1967.
- Сборщиков И. М. Складчатая структура Верхоянья и некоторые вопросы ее формирования.— В сб. «Тектоника Восточной Сибири и Дальнего Востока СССР. Тез. докл. 5-й сес. научн. Совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока», Якутск, 1967.
- Сборщиков И. М. Некоторые характерные особенности и природа складчатых дислокаций в пределах восточного крыла Западно-Верхоянского антиклинория. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1968.

Всесоюзный аэрогеологический  
трест

Статья поступила  
16 мая 1969 г.

УДК 551.243.5 : 551.351 (729.1)

В. А. ЛЕВЧЕНКО, А. Г. РЯБУХИН

## О БЛОКОВОМ СТРОЕНИИ СЕВЕРНОГО ШЕЛЬФА КУБЫ

В статье рассматриваются новые данные о геологическом строении северного шельфа Кубы по результатам работ советской морской геофизической экспедиции. Подчеркивается ведущая роль тектонических разрывов в формировании глубинной структуры шельфа и широкое распространение надвигов. В пределах отдельных блоков выявлен ряд антиклинальных структур, перспективных в нефтегазоносном отношении.

В тектоническом отношении северный шельф Кубы и прилегающая акватория относятся к миогеосинклинальной зоне Больше-Антильской геосинклинальной системы. Севернее располагается Багамская эпигерцинская плита, погруженная под уровень западной части Атлантического океана. К югу расположена эвгеосинклинальная зона Кубы с характерными для нее вулканогенно-осадочными отложениями мелового и палеогенового возраста. Эвгеосинклинальную и миогеосинклинальную зоны Кубы разделяет узкая шовная зона, названная зоной Главного Кубинского разлома (Чехович, 1965). По мнению некоторых исследователей (Пушаровский, Книппер, Пуиг-Рифа, 1967; Hatten, 1967), а также по данным морских сейсмических работ, проведенных в пределах акватории Кубинского шельфа в 1966—1969 гг., вдоль этой шовной зоны происходит надвиг эвгеосинклинальных отложений на миогеосинклинальные. Наличие горизонтального смещения подтверждается данными скважины Харуко-12, пробуренной в 1969 г. Скважина прошла толщу вулканогенных пород и вошла на глубине 1400 м в карбонатные отложения юрского возраста (серия Аптихус), типичные для геосинклинальной зоны. Вдоль миогеосинклинали выделяется ряд тектонических зон с различным фаціальным составом и мощностью мезо-кайнозойских отложений. Эти зоны осложнены брахиантиклинальными структурами. Багамскую плиту и миогеосинклинальную зону Кубы разделяет Предкубинский передовой прогиб, наличие которого указывает на зрелость Кубинской геосинклинали (Хаин, 1964).

При взгляде на геологическую карту Кубы (Furgazola-Bermudes, Judoley, 1964) видно, что большая часть миогеосинклинальной зоны открыта современными отложениями. Лишь расположенные на берегу глубокие скважины позволяют судить о глубинном строении района. Для геологического разреза исследованной территории характерно развитие мощной толщи карбонатных пород (4—5 км), нижняя часть которой (нижний мел — верхняя юра) мощностью 3—4 км сложена доломитами, а начиная с апта — также ангидритами и известняками. Верхнемеловые отложения мощностью до 1,5 км представлены преимущественно известняками, в верхней части доломитизированными. На них несогласно залегают терригенно-карбонатные отложения палеогена и неогена мощностью от 250—870 м на сводах антиклиналей миогеосинклинальной зоны и до 1500—2000 м в осевой части Предкубинского передового прогиба. Под карбонатной толщей предполагается развитие терригенных и

эвапоритовых отложений большой мощности ниже-среднеюрского возраста, характерных для сопредельных районов. Общая мощность осадочной толщи 12—13 км (Hatten, 1967).

Результаты морских сейсмических исследований на северном шельфе, увязанные с береговой геологической обстановкой, дают основание выделять в пределах миогеосинклинали структурно-фациальные зоны субширотного простираения. Каждая из них отличается характером разреза и особенностью тектонической структуры мезозойско-кайнозойских отложений. Они разделены региональными разломами, простираение которых в общем согласуется с основным простираением складчатых структур Кубы (Пушаровский, Книппер, Пуиг-Рифа, 1964; Hatten, 1967). Некоторые из этих разломов затрагивают отложения миоцена и хорошо выражены в рельефе дна моря. Например, внутреннюю мелководную часть шельфа (с глубинами моря до 100 м) ограничивает зона резкого погружения дна до 400 м, вероятно соответствующая молодому послемиоценовому тектоническому нарушению Сабана, по которому происходило воздымание Кубинского мегантиклинория. Разлом Сабана установлен на всех поперечных сейсмических профилях вдоль северного шельфа Кубы и протягивается на расстояние более 1000 км.

Структурный план мезозойско-кайнозойских отложений острова в значительной мере определяется поперечными разломами. Как видно из схемы расположения разломов на северном побережье Кубы (рис. 1), эти нарушения расчленяют исследованную зону на большое число (свыше 15) крупных блоков. Каждый из них характеризуется различным гипсометрическим уровнем мезозойских и кайнозойских отложений. Для наиболее крупных разломов характерны значительные сдвиговые перемещения, наличие которых в эвгеосинклинальной зоне уже отмечалось некоторыми исследователями (Пушаровский, Книппер, Пуиг-Рифа, 1967; Hatten, 1967). На отдельных блоках развиты более мелкие разрывные нарушения различных направлений, что создает сложный мозаичный структурный план региона.

С запада район исследования ограничивается тектоническим нарушением Канимар, которое прослеживается по зоне отсутствия отражений на сейсмических профилях и по поведению изобат. Нарушение Канимар представляет собой нормальный сброс субмеридионального (северо-западного) простираения с опущенным восточным крылом. По гравиметрической карте сброс можно протрассировать через весь остров на юг к грабену Кочинос, а также на север к полуострову Флорида, где Ф. Кинг (King, 1969) ранее отметил существование разрыва. Время заложения сброса Канимар не ясно, но исчезновение отражающих горизонтов на всем диапазоне глубин, а также флексуорообразное поведение изобат указывает, что движение по разлому возобновлялось в позднемиоценовое время. Следует отметить, что западнее разлома Канимар простираение острова Куба резко изменяется, что, возможно, вызвано сдвиговым характером смещения.

Зона разломов Карденас, ограничивающая блок залива Карденас с запада, продолжается в юго-восточном направлении вдоль южного берега залива (севернее вскрывшей серпентиниты скважины Голден Хоп) и проходит далее к острову Купей, где известны подводные выходы асфальтитов по трещинам в морском дне. Эта система нарушений относится нами к шовной зоне, разделяющей эвгеосинклинальные вулканогенно-осадочные отложения мелового возраста от миогеосинклинальных формаций. В этой зоне предполагается внедрение крупноподвального тела серпентинитов и надвиг его на карбонатные отложения (рис. 2).

Далее на восток выделяется ряд крупных поперечных разломов, которые образуют чередование горстов и грабенов вдоль всего северного шельфа (см. рис. 1). Так, например, центральная часть шельфа (блок



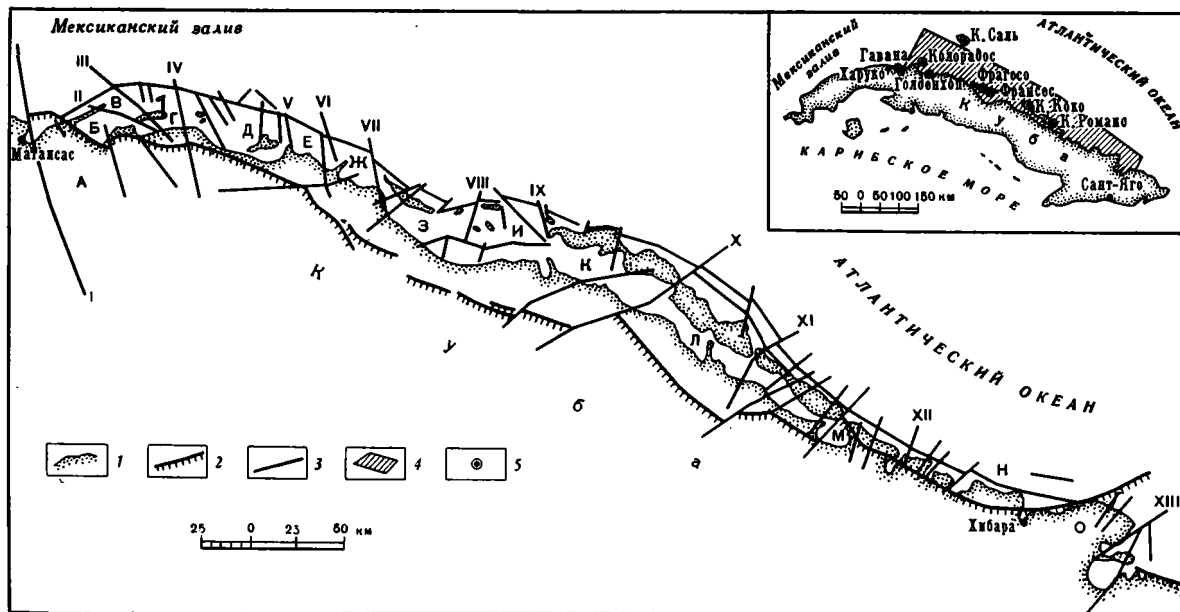


Рис. 1. Схема расположения разломов на северном побережье Кубы (составили В. А. Левченко, А. Г. Рябухин, М. Д. Рябухина, 1969 г.; во врезке обзорная карта района исследований и расположения глубоких скважин)

1 — береговая линия; 2 — зона Главного Кубинского разлома; 3 — разломы; 4 — район исследований (на врезке); 5 — глубокие скважины (на врезке).

**Тектонические блоки:** А — Матансас; Б — Залив Карденас; В — Моно; Г — Крусе дель Падре; Д — Мегано; Е — Эскивель; Ж — Пахональ; З — Кайо Фрагосо — Кайо Франсес; И — Санта Мариа; К — Кайо Коко — Кайо Романо; Л — Кайо Крусе; М — Кайо Гуахаба; Н — Пуэрто Падре; О — Лукреция — Нипе.

**Разрывные нарушения:** I — Канмар; II — Диана; III — Бланкос; IV — Мандадо; V — Бочича; VI — Уверо; VII — Бока Маркос; VIII — Буэнависта; IX — Медна Луна; X — Трибутариос; XI — Гуахаба; XII — Манати; XIII — Торре

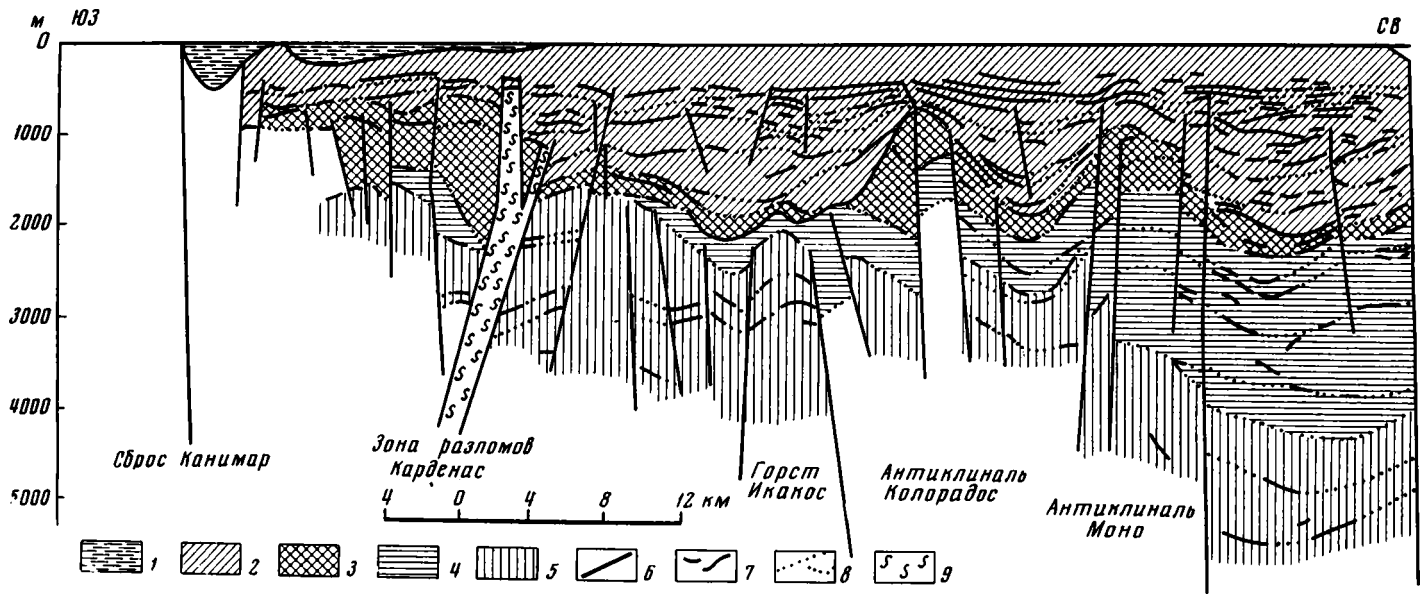


Рис. 2. Сейсмогеологический разрез по профилю 52 (составил В. А. Левченко, 1969 г.)

1 — слой воды; 2 — отложения палеогенового и неогенового возраста; 3 — отложения верхнемелового возраста; 4 — отложения нижнемелового возраста; 5 — отложения юрского возраста; 6 — разрывные нарушения; 7 — сейсмические отражающие горизонты; 8 — геологические границы; 9 — серпентиниты

Кайо Франсес) в целом опущена по крупным разломам Бока Маркос с запада и Медиа Луна с востока на несколько сот метров и является наиболее погруженным блоком на всем северо-восточном шельфе Кубы. На это указывают результаты бурения двух параметрических скважин Франсес и Фрагосо (Echevarria, Veliev, 1967), пробуренных в 1963—1965 гг. до глубины 4,5—5 км и не вышедших из карбонатных отложений нижнего мела. Юго-восточная часть блока Кайо Романо приподнята по поперечному нарушению Трибутариос, которое, по данным ранее проведенных сейсмических исследований, прослеживается в мелководную часть шельфа и может рассматриваться как северо-восточное продолжение регионального разлома Латроча, ограничивающего с юго-востока центральную депрессию Кубы. Если это верно, то поисково-параметрическая скважина Романо I, пробуренная в 1969 г. до глубины 3934 м и не вышедшая из меловых отложений, находится на морском продолжении Центральной депрессии о. Куба. На глубине 2300—2400 м скважина пересекла взброс или надвиг с амплитудой около 2000 м, по которому нижнемеловые отложения надвинуты на верхнемеловые, вскрытые в интервале 2400—2900 м, что подтверждает высказанное выше предположение.

На юго-востоке исследованной площади сейсмические профили пересекли выступ вулканогенных пород в районе мыса Лукреция, где полезная сейсмическая запись отсутствует. Однако по обе стороны от массива Лукреция выявлено наличие слоистой осадочной толщи с типичным миогеосинклинальным характером разреза. Такое аномальное положение массива Лукреция в пределах миогеосинклинальной зоны, а также резкое изменение простирания и разрыв гипербазитового пояса Кубы могут быть объяснены горизонтальным сдвиговым перемещением массива в северо-восточном направлении, наличие которого предполагалось рядом исследователей (Пущаровский, Книппер, Пуиг-Рифа, 1967).

В пределах отдельных блоков в отложениях мезозойско-кайнозойского возраста выявлен ряд брахиантиклинальных структур. По условному сейсмическому горизонту в меловых отложениях (рис. 3) показано геологическое строение блоков залива Карденас, Моно, Крус дель Падре, наиболее детально изученных морскими сейсмическими исследованиями экспедиционного судна «Владимир Обручев» в 1969 г. Здесь открыто и подтверждено наличие 11 антиклинальных структур, большая часть которых находится в море — в зонах, доступных для бурения поисковых скважин. Выявленные структуры разбиты серией разрывных нарушений, геоморфологически выраженных на поверхности в виде мелких островов. Структура Купей выявлена в южной части залива Карденас сейсмическими работами КМПВ. Она представляет собой куполовидную складку в меловых отложениях размером около 4 км в поперечнике и амплитудой более 300 м. По преломляющему горизонту, стратиграфическая принадлежность которого не ясна, так как глубины его, по-видимому, завышены из-за принятых для верхней части разреза завышенных скоростей (3500 м/сек), свод структуры замыкается изогипсой 2560 м. На продолжении структуры Купей к северо-западу, в районе Варадеро, отмечен антиклинальный перегиб в меловых отложениях шириной около 6 км и амплитудой около 250 м, рассеченной в сводовой части разломом Кавама. Таким образом, антиклинальная зона Варадеро-Купей имеет северо-западное простирание (Az СЗ 330°) и далее к востоку, возможно, продолжается в направлении к поднятию Менендес, изменяя простирание на субширотное.

Разрез этой антиклинальной зоны характеризуется появлением толщи нижнего и среднего эоцена мощностью до 800 м, отсутствие отражений в которой позволяет предполагать, что она сложена неслоистыми брекчиями, развитыми вдоль краевого шва в северной части провинции Лас Вильяс. В юго-восточном направлении от центральной части полу-

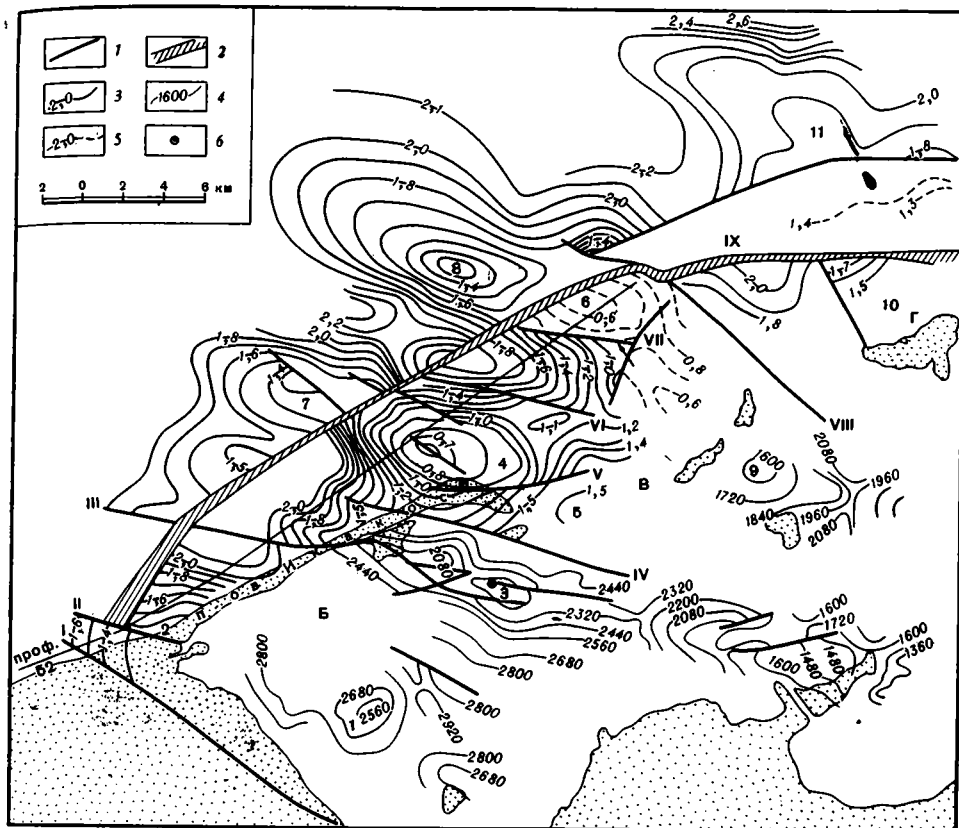


Рис. 3. Структурная схема по условному сейсмическому горизонту IV в отложениях верхнего мела (составил А. Г. Рябухин, 1969)

1 — разрывные нарушения; 2 — зона разломов; 3 — изогипсы условного сейсмического горизонта IV в отложениях верхнего мела в км; 4 — изогипсы преломляющего горизонта в м; 5 — изогипсы условного сейсмического горизонта в отложениях эоцена в км; 6 — глубокие скважины. Тектонические блоки: Б — залив Карденас; В — Моно; Г — Крус дель Падре. Разрывные нарушения: I — Варадеро; II — Кавама; III — Чепелин; IV — Диана; V — Молаас; VI — Кайо Пьедрас; VII — Кайо Моно; VIII — Бланкос; IX — Сабано. Антиклинальные структуры: 1 — Кулей; 2 — Варадеро; 3 — Икакос; 4 — Колорадос; 5 — Ромеро; 6 — Моно; 7 — Колорадос Норте; 8 — Моно Норте; 9 — Кайо Бланко; 10 — Крус дель Падре; ил — Крус дель Мар

острова Икакос протягивается горстовая зона Икакос. Меловые отложения образуют в этой зоне узкую линейно вытянутую антиклинальную складку протяженностью 15 км и шириной 3 км. Она осложнена локальными структурами и ограничена с северо-востока флексурой, а с юго-запада серией разрывных нарушений, наличие которых подтверждается скважиной Икакос I, вошедшей на глубину 1240 м в зону сброса.

С северо-востока блок залива Карденас отделен разломом Диана, на восточном крыле которого резко возрастает (с 400 до 1000 м) мощность отложений эоцена — палеоцена и появляются верхнемеловые отложения мощностью 700 м, отсутствующие в разрезе горстовой зоны Икакос. Они контактируют по разлому с верхнеюрскими отложениями. Амплитуда смещения в верхнеюрских отложениях достигает 1300 м. В верхнем эоцене — олигоцене характер смещения по сбросу изменяется на обратный — приподнятым становится восточное крыло. Это указывает на древнее заложение разлома Диана. Для трассирования разлома Диана в юго-восточном направлении нужно провести дополнительные геофизические исследования.

В пределах блока Моно в палеоген-неогеновых и меловых отложениях выделяются две антиклинальные зоны северо-западного прости-

рания, ограниченные продольными разрывными нарушениями и разделенные глубоким прогибом. Обе зоны пересечены поперечным разломом Сабана, характеристика которого дана выше. Структура Колорадос по кровле меловых отложений представляет собой брахиантиклинальную асимметричную складку размером  $8,5 \times 4$  км; свод структуры оконтурен изогипсой 800 м и осложнен сбросом амплитудой порядка 100 м. В целом амплитуда структуры по отношению к граничащим с ней прогибам равна 1000—1300 м.

По данным сейсморазведки, южная часть структуры осложнена разрывным нарушением Молас взбросового характера с амплитудой 200 м, по которому структура Колорадос приподнята относительно прилегающего к ней с юга грабенообразного прогиба. Это нарушение пересечено скважиной Колорадос I на глубине 1700 м. По данным КМПВ, структурные планы верхнемеловых и нижележащих отложений различны. Антиклинальная структура Колорадос, оконтуренная по отражающему горизонту IV в кровле мела, находится на месте синклинали, по данным КМПВ, и имеет, таким образом, инверсионный характер.

Структура Моно в меловых отложениях представляет собой антиклинальную складку северо-западного простирания, свод которой горстообразно приподнят по двум крутопадающим разрывным нарушениям — Кайо Моно и Бланкос. Свод структуры оконтуривается изогипсой 600 м в отложениях эоцена; она представляет собой брахиантиклиналь размером  $5 \times 2,5$  км (см. рис. 3).

Таким образом, в результате геолого-геофизических исследований, проведенных в 1966—1969 гг., строение северного шельфа Кубы значительно уточнено. В частности, установлено блоковое строение этого шельфа, выяснена ведущая роль тектонических нарушений в формировании глубинной структуры шельфа и широкое распространение надвигов. Определено положение системы разломов Сабана, по которой происходило воздымание Кубинского мегантиклинория в послемiocеновое время, протрассировано положение в шельфовой зоне Главного Кубинского разлома, разделяющего эвгеосинклинали и миогеосинклинали зоны Кубинской геосинклинали системы. В пределах отдельных блоков установлены антиклинали, перспективные в нефтегазоносном отношении.

#### Литература

- Пушаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М. Тектоническая карта Кубы, масштаб 1:1 250 000. В кн. «Геология и полезные ископаемые Кубы. Изд-во «Наука», 1967.
- Хан В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Чехович В. Д. К тектонике Карибского бассейна. Геотектоника, № 6, 1965.
- Echevarria G., Velliev M. La perforación de los pozos profundos Frances 5 y Frago 1. Rev. tecnol., v. V, 1967.
- Furrazola-Bermúdez G., Judoley C. M., Mijailovskaya M. S., Miroliubov V. S., Novojatsky I. P., Núñez Joménez A., Solsona J. Geol. Cuba. Habana, 1964.
- Hatten Ch. Principal features of Cuba geology. Dis. BAAPG, No 5, 1967.
- King Ph. B. Tectonic map of North America, scale. 1:5 000 000. United States geological Survey, 1969.

Московский государственный  
университет

Статья поступила  
19 мая 1970 г.

УДК 551.24(571.66)

С. С. СНЕГОВСКОЙ, С. М. АЛЕКСАНДРОВ

**О ТЕКТОНИКЕ ЗАПАДНОГО БОРТА  
КУРИЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЫ**

На основании новых геофизических данных сделан вывод об активных процессах формирования материкового склона, связанных с дифференцированными тектоническими движениями.

Проблема происхождения и развития дальневосточных глубоководных впадин ювязана с вопросом о направленности развития земной коры и отражена в работах Н. П. Васильковского (1968), П. М. Сычева (1969) и др., стоящих по позиции перманентности котловин как части «первичного» океана; Ю. М. Пушаровского (1964<sub>2</sub>), Б. А. Петрушевского (1964), Е. М. Рудича (1962) и др., обосновывающих концепцию новообразования впадин. Дискуссионен и вопрос о механизме образования впадин, где наиболее остро противопоставляются точки зрения П. Н. Кропоткина и К. А. Шахварстовой (1965), И. И. Берсенева (1968), связывающих их формирование с рифтогенными процессами и крупными горизонтальными смещениями отдельных частей материка и островных дуг; В. В. Белоусова, Б. А. Петрушевского, Е. М. Рудича, объясняющих формирование глубоководных впадин процессами базификации.

Не претендуя на исчерпывающие выводы по проблеме, мы приведем некоторые новые геофизические данные и их геологическую интерпретацию, чтобы показать один из возможных вариантов ее решения в аспекте признания интенсивных процессов современного развития материкового склона.

Район исследований находится на стыке глубоководной котловины и Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. Западная и восточная части складчатой области характеризуются различной тектоникой: синклинии Западно-Сахалинский и Исикари имеют преимущественно складчатую, а Центрально-Сахалинский глыбовый массив, Восточно-Сахалинская, Тонино-Анивская блоковые зоны и антиклинорий центрального Хоккайдо — преимущественно складчато-глыбовую структуру (Пушаровский, 1964<sub>1</sub>).

К участкам выхода на поверхность или неглубокого залегания доверхнемелового фундамента восточной части области приурочены неоген-плейстоценовые движения блокового типа. Контур молодых поднятий и прогибов, созданных в результате новейших движений (рис. 1), в плане не соответствует складчатой структуре фундамента. Глыбовые поднятия разделяются грабенами различного времени заложения, начиная с нижнего миоцена и до верхнего плиоцен-плейстоцена включительно (Алексейчик, 1963). Особенно интенсивные глыбовые движения приурочены к Восточно-Сахалинским горам (Рудич, 1962). Депрессии нередко имеют очертания в виде треугольников, вершиной обращенных к центру древних складчатых сооружений (Тымь-Поронайская, Борская, Пиленгская, Сусунайская, Абасири). Такую конфигурацию депрессий

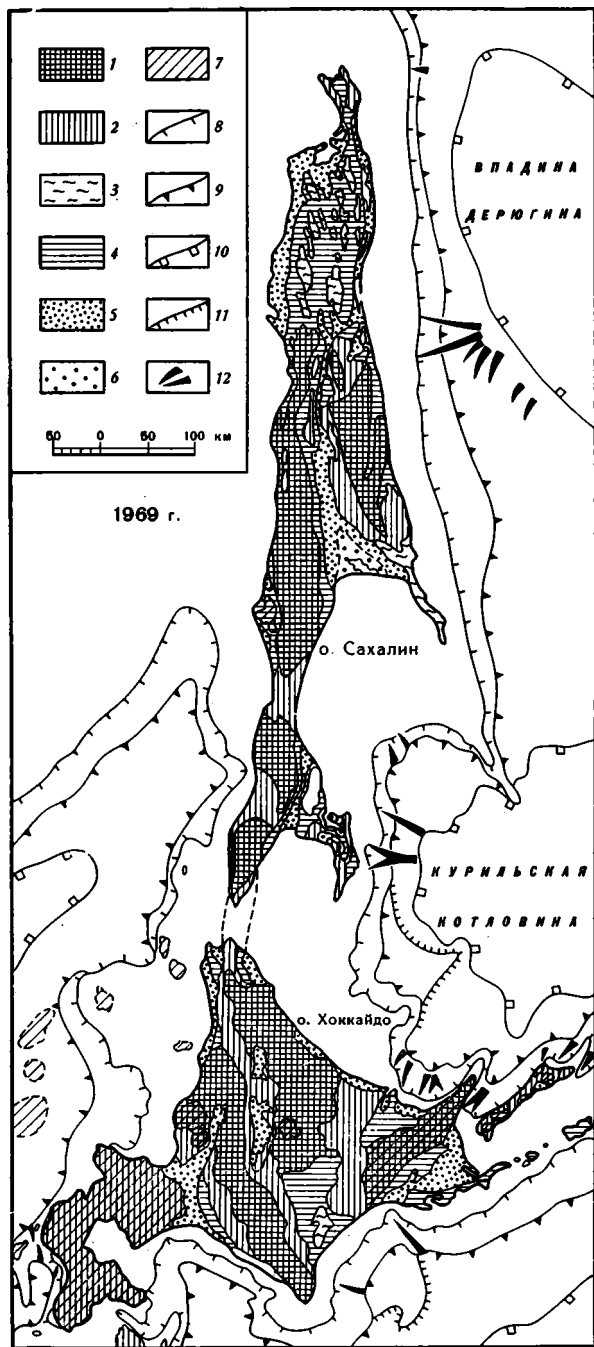


Рис. 1. Схематическая карта неотектоники Сахалина и Хоккайдо

1—интенсивные поднятия сводового (на западе) и глыбового (на востоке) типов; 2—замедленные поднятия; 3—локальные поднятия сводово-складчатого типа; 4—слабые поднятия; 5—новейшие опускания; 6—интенсивные новейшие опускания; 7—районы новейшего вулканизма; 8—внешняя бровка шельфа; 9—внешняя граница материкового склона; 10—внешняя граница материкового подножия; 11—внешняя бровка уступов материкового склона; 12—подводные каньоны

следует объяснять процессами «вспарывания» верхнемелового фундамента подводными каньонами, например неогеновый грабен р. Птичьей (Тонино-Анивский п-ов), депрессия Абасири (о. Хоккайдо).

Указанные особенности тектонического строения восточной части складчатой области коррелируются с новыми данными, полученными при морских исследованиях методом отраженных волн (МОВ) на западном борту Курильской котловины в 1968 г.

Наблюдения проводились на двух профилях общей протяженностью около 60 км по методике непрерывного профилирования с одним центральным пунктом взрыва и длиной годографа 860 м. Работы проводились Тихоокеанской экспедицией ВНИИМОРГЕО и СахКНИИ СО АН СССР, интерпретация полученных сейсмических материалов выполнялась одним из авторов настоящей статьи.

Профиль IX (вставка к рис. 3) примыкает к Тонино-Анивскому п-ову (блоковой зоне, по Ю. М. Пущаровскому, 1964<sub>1</sub>), профиль X расположен южнее залива Терпения, находящегося на продолжении Тымь-Поронайской неоген-плейстоценовой депрессии. Несмотря на различие структуры районов, оба профиля МОВ характеризуются некоторыми общими чертами строения осадочных отложений. На обоих профилях выделяется три элемента релье-

фа: плоский шельф ( $0-1^\circ$ ), крутой ступенчатый материковый склон (до  $15^\circ$ ), наклонное материковое подножие ( $1-3^\circ$ ).

Значительная часть профиля расположена в области шельфа. Длительность сейсмической записи здесь достигает 2—3 сек. Отраженные волны характеризуются довольно однообразной формой, постепенным уменьшением интенсивности со временем, малыми интервалами време-

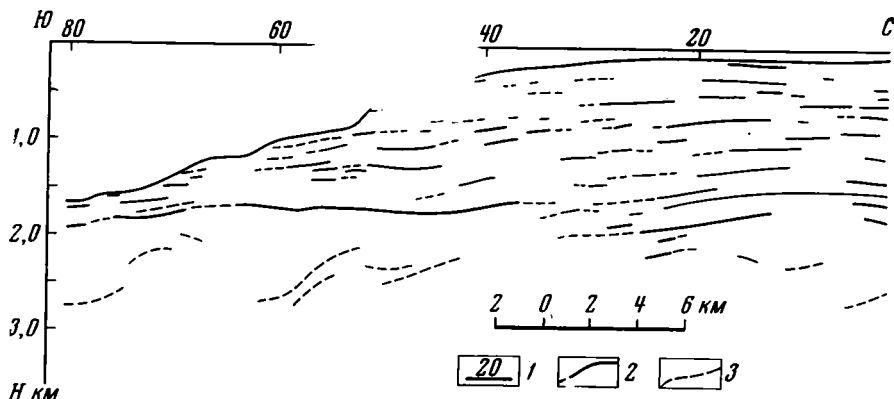


Рис. 2. Сейсмический разрез МОВ по профилю Х

1 — пункты наблюдений; 2 — отражающие границы, определенные надежно; 3 — границы, построенные неуверенно

ни, разделяющими их. Относительно интенсивное многофазное отражение, которое можно рассматривать как опорное, регистрируется на времени 1,5—2,0 сек. Позже него на отдельных участках профиля отмечаются слабые колебания, амплитуда и форма которых довольно изменчивы. Характеристика волновой картины свидетельствует о наличии в верхней части разреза монотонно переслаивающихся, возможно терригенных, отложений. Скорость распространения сейсмических волн в этих отложениях, определенная по годографам, не превосходит 2,0 км/сек, что соответствует скорости в рыхлых песчано-глинистых осадках.

Нижняя часть разреза представлена более плотными породами, на что указывают акустические свойства резкой границы соответствующей поверхности этих пород.

Особенности волнового поля наглядно отображаются на сейсмическом разрезе МОВ (рис. 2), где выделяется верхняя слоистая толща общей мощностью около 1,5 км с почти горизонтальным залеганием раздела внутри нее. Под этой толщей залегает нижняя с малочисленными неустойчиво прослеживаемыми отражающими границами, залегающими с падением до  $10-20^\circ$ . Граница, разделяющая эти два комплекса, довольно четко прослеживается на глубине 1,6—2,0 км.

Данные предшествующих исследований ГСЗ (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1970) показывают, что осадки со скоростью 2,0—2,2 км/сек подстилаются породами с граничной скоростью 4,8 км/сек. Сопоставление с физическими параметрами горных пород Южного Сахалина (Скорикова, 1965) позволяет полагать, что нижний комплекс представлен, вероятно, верхнемеловыми отложениями, верхний может быть отождествлен с неоген-четвертичными осадками Тымь-Поронайской депрессии.

Одной из важнейших черт сейсмического разреза по профилю Х является сокращение мощности осадков по направлению к глубоководной впадине, которое происходит за счет срезания субгоризонтальных пластов наклонной поверхностью материкового склона. Этот факт показывает, что формирование верхней части склона началось после отложения осадков. Происходило ли это в плейстоцене или захваты-



вало более длительный период времени (плиоцен — плейстоцен), по имеющимся данным трудно установить. Однако ясно, что процессы «эрозии» подводного склона, проявления которых отмечаются на сейсмическом разрезе по профилю X, имели место сравнительно недавно и, возможно, продолжают в настоящее время.

Малая протяженность профиля IX и, возможно, более сложные сейсмогеологические условия не позволяют получить таких четких представлений о структуре осадков, как на профиле X. Однако на сейсмическом разрезе МОВ по профилю IX (рис. 3) также отмечается несогласное залегание глубоких отражающих горизонтов по отношению к поверхности дна.

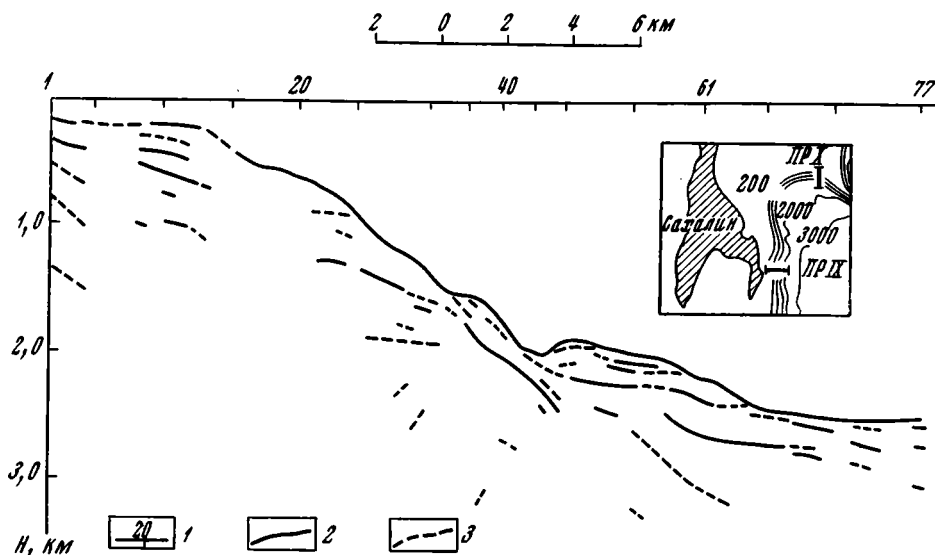


Рис. 3. Сейсмический разрез МОВ по профилю IX. На вставке — схема расположения профилей МОВ с изобатами

Условные обозначения те же, что на рис. 2

Интересной геоморфологической особенностью профиля является возвышение в основании крутого участка склона впадины (пункты наблюдений 40—61) высотой 150 м, имеющее, очевидно, оползневое происхождение. Об этом свидетельствует соотношение отражающих границ в верхней части и в основании возвышенности. Если верхние границы повторяют очертания рельефа дна, то нижняя граница образует прогиб. Ее положение совпадает с продолжением линии рельефа дна на соседних участках и позволяет рассматривать эту границу как древнюю поверхность склона, на которую «осела» сползшая сверху масса осадочного материала. Отсутствие осадков, перекрывающих оползень, может свидетельствовать о его относительной «молодости».

В качестве сравнения интересно отметить, что геологическое строение материкового склона Алеутской котловины Берингова моря обладает рядом сходных черт с Курильской глубоководной впадиной.

Слоистая толща рыхлых осадочных отложений (скорость распространения сейсмических волн около 1,7 км/сек) подстилается акустическим основанием, поверхность которого, вероятно, коррелируется с преломляющей границей со скоростью 3,1—3,9 км/сек (Scholl et al., 1966; Stone, 1968). Слои верхней части разреза срезаются крутым (до 20°) склоном котловины, а погружающееся в целом параллельно склону акустическое основание обнажается на глубинах от 1 до 3 км.

По мнению американских исследователей, слои со скоростью 3,1—3,9 км/сек представляют собой складчатые осадочные и вулканические отложения позднемезозойского времени, поверхность которых эродирована. Погружение большей части шельфа Берингова моря произошло в конце миоцена — конце плиоцена.

По данным Б. И. Котенева и О. М. Петрова (1967), исследовавших неогеновые и плейстоценовые осадки материкового склона Берингова моря в районе Наваринской подводной долины к юго-западу от о. св. Матвея, опускание склонов глубоководных впадин происходило в позднем миоцене.

Наложенность материкового склона Берингова моря подчеркивается также конфигурацией изоаномал  $\Delta g$  (Гайнанов, и др., 1968), секущих склон вкрест простирания.

В отличие от указанных соотношений рельефа и осадочных слоев склонов глубоководных котловин слоистые толщи в Татарском проливе характеризуются преимущественно складчатыми дислокациями (как и на прилегающих участках синклиналиев Западно-Сахалинского и Иси-кари) и, что очень важно, согласным залеганием склона и слагающих его слоев или отражающих горизонтов (Милашин и др., 1970). Это, равно как и данные по подводному склону о. Хоккайдо (западнее г. Отару), полученные экспедицией э/с «Хакухо-Мару» (Канаев, 1969), позволяет считать, что прогибание западной части компенсировано осадконакоплением.

Приведенные новые сейсмические данные позволяют рассматривать формирование верхней части материкового склона западной части Курильской котловины в связи с тектоническими проявлениями конца плиоцена — плейстоцена. Известно, что к этому времени приурочены весьма активные тектонические движения на о. Сахалине и о. Хоккайдо (Рудич, 1962).

Наличие крутых склонов котловины, срезающих полого залегающие осадочные слои, и подводные оползни свидетельствуют об интенсивных процессах подводной «эрозии», вызываемых гравитационным оползанием, мутьевыми потоками или придонными течениями. Независимо от преобладания того или иного фактора необходимым условием их действия являются дифференцированные тектонические движения, приводящие к относительному погружению котловины. Оценка скорости погружения впадины сделана на основе анализа донных фораминифер Х. М. Саидовой (1970), пришедшей к выводу об углублении котловины на 500—700 м за вторую половину четвертичного периода. Вопрос о времени заложения впадины остается дискуссионным.

#### Литература

- Берсенев И. И. Об истории геологического развития северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. В кн. «Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов», Владивосток, 1968.
- Васильковский Н. П. О геологической природе Тихоокеанского подвижного пояса. В кн. «Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов». Владивосток, 1968.
- Гайнанов А. Г., Косминская И. П., Строев П. А. Геофизические исследования глубинного строения Берингова моря. Изв. АН СССР. Сер. «Физика Земли», № 8, 1968.
- Глубинное сейсмическое зондирование Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. Изд-во «Наука», 1970.
- Канаев В. Ф. Данные экспедиции на «Хакухо-Мару». Вестн. АН СССР, № 11, 1969.
- Котенев Б. И., Петров О. М. Выходы третичных и четвертичных отложений на материковом склоне Берингова моря. Вестн. МГУ, Сер. геогр., № 4, 1967.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. Тр. ГИН АН СССР, вып. 134, 1965.
- Милашин А. П. и др. Сейсмические данные о строении осадочной толщи в южной части Татарского пролива. Геотектоника, № 1, 1970.

- Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. Изд-во АН СССР, 1964.
- Пушаровский Ю. М. О тектонике Сахалина. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12, 1964.
- Пушаровский Ю. М. Опыт общего структурного районирования Тихоокеанского тектонического кольца. В кн. «Гималайский и альпийский орогенез», Доклады советских геологов к XXII сес. Междунар. геол. конгр. Изд-во АН СССР, 1964.
- Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. Изд-во АН СССР, 1962.
- Саидова Х. М. Бентосные фораминиферы Тихого океана. Автореф. докт. дисс. Ин-т океанол. АН СССР, М., 1970.
- Скорикова М. Ф. Физические свойства горных пород Южного Сахалина. Разведочная геофизика, № 7, 1965.
- Сычев П. М. Аномалии силы тяжести и причины вертикальных движений земной коры в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. Геотектоника, № 1, 1969.
- Scholl D. W., Bufington E. C., Hopkins D. M. Exposure of basement rock of the continental slope of the Bering Sea. Science, v. 153, No. 3739, 1966.
- Stone D. B. Geophysics in the Bering Sea and surrounding areas: a review. Tectonophysics, v. 6, No. 6, 1968.

Сахалинский комплексный  
научно-исследовательский  
институт

Статья поступила  
20 мая 1970 г.



УДК 551.244 (575.3)

И. М. КОНОПАЛЬЦЕВ

**ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ГАРМСКОМ ПОЛИГОНЕ  
ПО ИЗМЕРЕНИЯМ 1948—1970 гг.**

Горизонтальные движения земной поверхности надвигового типа у Сурхобского разлома (вблизи пос. Гарм) в моменты относительного сейсмического затишья составляет 15—17 мм в год и превышают вертикальные движения в 4 раза. В моменты, близкие к крупному землетрясению (Хайтскому), интенсивность и направленность горизонтальных и вертикальных движений сравнительно резко изменяются. Для надежного установления связи движений земной поверхности с сейсмическими явлениями необходимо создать серии малых геодезических построений в зонах разломов, по возможности в разных сторонах от сейсмоактивных мест, и производить повторные измерения несколько раз в год.

Изучение движений земной коры геодезическими методами в горном Таджикистане начато в 1948 г. по инициативе советских ученых В. Ф. Бончковского, Ю. Д. Буланже, И. Е. Губина, В. В. Данилова и В. А. Магницкого.

Геодезическое построение, представляющее собой сочетание микротриангуляции, полигонометрии и нивелирного хода, находится в районе сая Руноу (около пос. Гарм) и связывает отроги хребтов Гиссарского и Петра I. Схема расположения пунктов сети дана на рис. 1 и 2).

Центры пунктов: VIII и IX — чугунные триангуляционные марки в граните; I и III — латунные штыри в граните; I, E, F, G — латунные штыри в выходах массивов из красного песчаника; H, IV, VII, K — латунные штыри в выходах массивов из известняков; A, B, C, D, № 1, 2, 7 — бетонные монолиты с чугунными марками в каменистом грунте; № 3 — № 6 — латунные штыри в больших камнях; VI, V — латунные штыри в выходах красного песчаника; 1901 и 1136 — нивелирные стенные марка и репер в отвесной скале из красного песчаника. Все марки и штыри прочно зацементированы.

Геодезические и астрономические измерения для изучения горизонтальных сдвигов земной коры были выполнены в 1948 г., в 1949 г. (после катастрофического Хайтского землетрясения), в 1950 г. (частично), в 1968 г., в 1969 г. (частично) и в 1970 г. (частично).

Для изучения вертикальных движений земной коры в 1948, 1949, 1967 и 1968 гг. выполнено геометрическое нивелирование, связывающее пункты I, III, № 1—№ 7, VI, V, 1901 и 1136 и в 1948, 1949, 1968 гг. тригонометрическое нивелирование, связывающее все пункты построения, кроме точек VI, V, 1901 и 1136.

Научное руководство работами 1948—1950 гг. осуществлял В. В. Данилов. Ответственными исполнителями являлись в 1948 г. Б. И. Большанин, в 1949—1950 гг. автор настоящей статьи. Работы 1968—1970 гг. выполнены по инициативе и при содействии Ю. Д. Буланже, И. А. Нерсесова, А. К. Певнева, В. Б. Энмана и П. А. Гайдаева. Руководил изменениями автор настоящей статьи. В измерениях принимали участие аспиранты В. Б. Энман, В. Г. Медведев (астрономические измерения),

студенты старших курсов Московского института инженеров геодезии, аэрофотосъемки и картографии. Измерения 1970 г. выполнили аспиранты Давлатов Нозир и И. П. Ершов.

В 1948—1950 гг. применялась с некоторыми видоизменениями методика действующих в то время инструкций по триангуляции, нивелированию и базисным измерениям. В 1968—1970 гг. применена методика

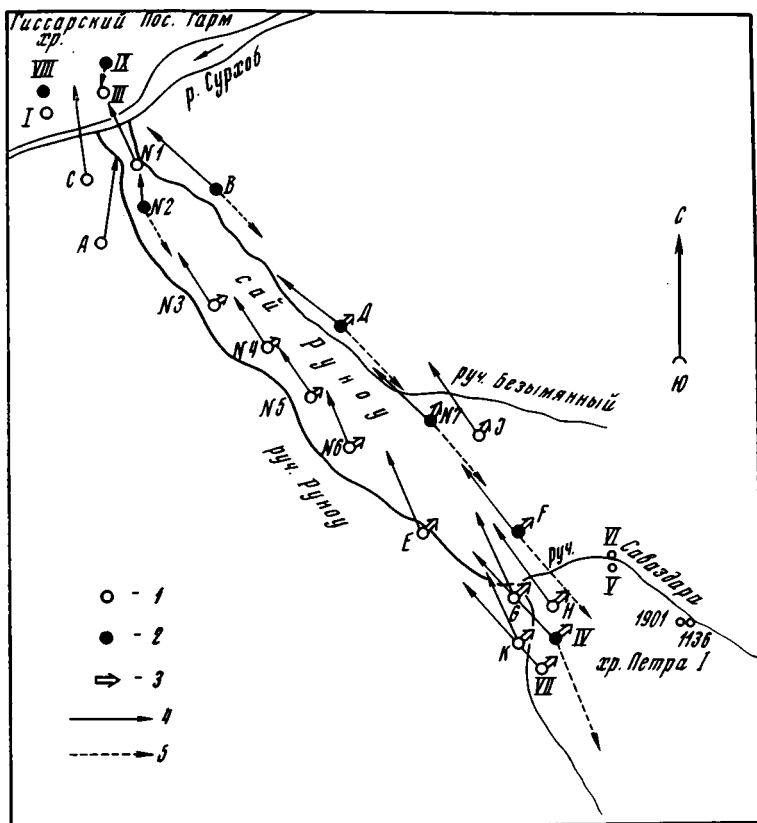


Рис. 1. Схема векторов горизонтальных сдвигов и отклонений отвеса в районе сая Руноу по измерениям 1948—1968 гг.

1 — пункт микротриангуляции; 2 — астрономический пункт; 3 — вектор горизонтального сдвига 1948—1949 гг. (в 1 мм — 2 см); 4 — вектор горизонтального сдвига 1948—1968 гг. (в 1 мм — 2 см); 5 — вектор астрономо-геодезического отклонения отвеса (в 1 мм — 2'')

автора, предусматривающая во всех видах измерений их ускорение и повышение точности на основании специальных критериев и рекомендаций, обеспечивающих достижение результатов с заранее заданной ошибкой на станциях, близкой к точности, получаемой из уравнения сети (Конопальцев, 1958, 1959, 1964, 1966, 1969).

При математической обработке измерений за исходные (неизменные) приняты точки I, III, VIII, IX в гранитах Гиссарского хребта. По измерениям всех лет взаимное положение этих пунктов не вышло за пределы ошибок измерений ( $\pm 1$ — $\pm 2$  мм).

Величины горизонтальных сдвигов (модули векторов)  $r$  и их ошибки  $m_r$  и азимуты сдвигов  $\Theta$  даны в табл. 1, на рис. 1 и 2. На рис. 1 также помещены в секундах астрономогеодезические отклонения отвеса относительно точек VIII и IX, определенные с точностью  $\pm 0,3$ .

Ошибки азимутов  $m_0$  легко вычислить по формуле

$$m_0^{\circ} = \frac{m_r}{r} \rho^{\circ},$$

где  $\rho^{\circ} = 57^{\circ}3$ .

Условные высоты точек  $H$ , разности высот  $\Delta H$  и ошибки разностей  $m_{\Delta H}$ , определенные из геометрического и тригонометрического нивелирования, даны в табл. 2 и 3.

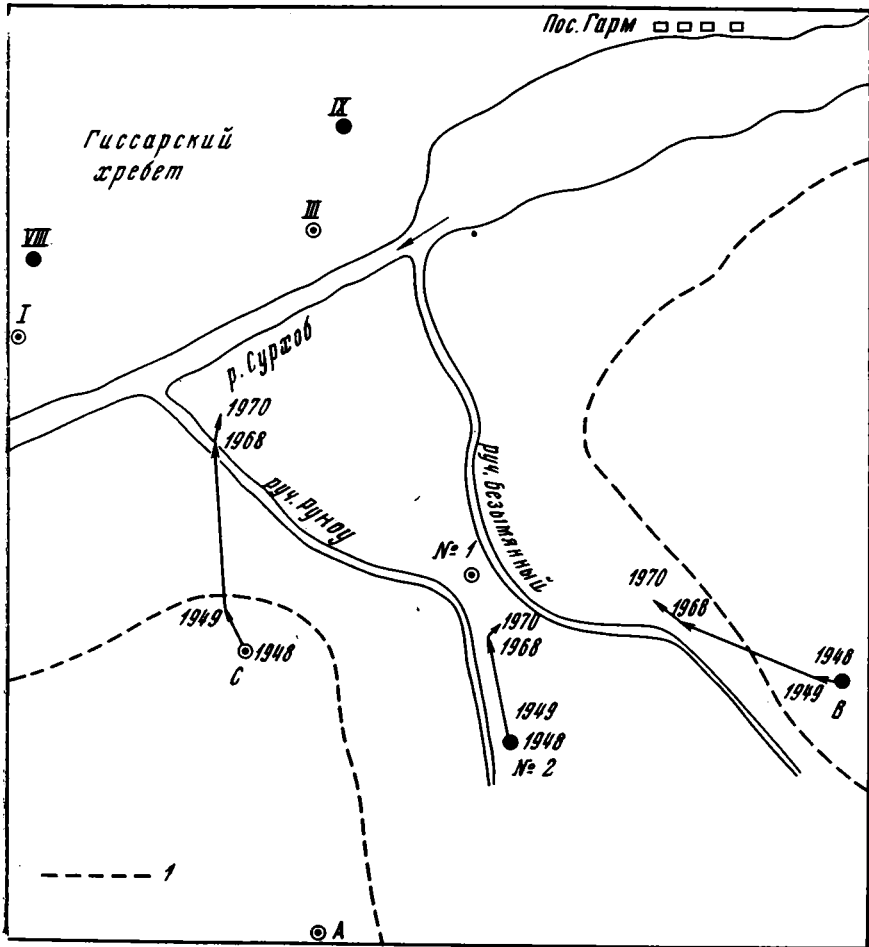


Рис. 2. Схема векторов горизонтальных сдвигов в районе сая Руноу по измерениям 1948—1970 гг.

1 — приближенная граница сая Руноу. Остальные обозначения соответствуют рис. 1

Из табл. 1 и рис. 1 видно, что с июля 1948 г. до Хаитского землетрясения и после него до июля 1949 г. все точки сети, находящиеся южнее точек № 2 и А, сдвинулись в сторону эпицентра на 42—111 мм (в среднем на 76 мм со средним азимутом  $\Theta = 43^{\circ}$ ). Точки № 1, С, В, № 2, лежащие близко к Гиссарскому хребту, у линии разлома, проходящей в каньоне р. Сурхоб, сдвинулись в сторону Гиссарского хребта на 12—81 мм (в среднем на 36 мм со средним азимутом  $\Theta = 332^{\circ}$ ).

Частичными измерениями 1950 г. установлено, что все точки, находящиеся южнее № 2 и А, имеют попятные от эпицентра движения на 20—30 мм.

Таблица 1

Пункты	1948—1949 г.			1949/50—1968 гг.			1968—1970 гг.		
	г, мм	т <sub>г</sub> , мм	θ, град	г, мм	т <sub>г</sub> , мм	θ, град	г, мм	т <sub>г</sub> , мм	θ, град
VIII	0	0	0	0	0	0	0	0	0
I	0	0	0	0	0	0	0	0	0
№ 1	12	±5	338	195	±3	336	—	—	—
С	81	4	352	317	3	357	39	±2	6
А	29	6	43	341	6	9	—	—	—
В	34	8	290	274	7	290	34	3	304
№ 2	19	6	356	176	5	347	14	3	60
№ 3	42	—	69	246	—	323	—	—	—
№ 4	52	14	48	238	8	317	—	—	—
Д	48	—	27	276	—	302	—	—	—
№ 5	59	—	45	253	—	306	—	—	—
№ 6	85	—	55	281	—	309	—	—	—
№ 7	75	22	33	288	15	302	—	—	—
I	84	—	27	279	—	308	—	—	—
Е	101	23	41	285	16	316	—	—	—
F	97	—	40	319	—	305	—	—	—
G	105	—	43	321	—	310	—	—	—
H	111	—	46	358	—	306	—	—	—
IV	104	33	35	389	31	305	—	—	—
K	108	33	48	288	30	312	—	—	—
VII	95	35	41	422	34	302	—	—	—

Таблица 2

пункты	1949—1948 гг.			1968—1967 гг.		1968—1949 гг.	
	Н, м	ΔН, мм	т <sub>ΔН</sub> , мм	ΔН, мм	т <sub>ΔН</sub> , мм	ΔН, мм	т <sub>ΔН</sub> , мм
I	1330	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
IIIa	1345	+1,9	±0,8	+0,6	±0,8	-0,3	±0,8
III	1347	+1,6	—	—	—	+0,4	0,8
№ 2	1402	-3,8	1,9	+10,2	1,1	+135,5	1,1
№ 2в	1414	—	—	+6,3	1,3	—	—
№ 4	1534	+4,0	2,7	+9,7	1,6	+107,4	2,3
№ 5	1575	-1,0	2,8	+13,4	1,8	+54,4	2,4
№ 7a	1650	—	—	+9,9	2,4	—	—
VI	1713	+7,6	3,9	+15,0	2,5	+64,6	3,5
V	1717	+13,3	3,9	+15,6	2,5	+71,2	3,5
1136	1788	+7,5	4,2	+17,4	2,7	+70,6	3,6
1901	1788	+5,6	4,2	+17,7	2,7	+81,9	3,6

Таблица 3

Пункты	1949—1948 гг.			1968—1948 гг.		1968—1949 гг.	
	Н, мм	ΔН, мм	т <sub>ΔН</sub> , мм	ΔН, мм	т <sub>ΔН</sub> , мм	ΔН, мм	т <sub>ΔН</sub> , мм
I	1330	0	0	0	0	0	0
VIII	1406	—	—	—	—	-7	13
IX	1400	—	—	—	—	+6	15
С	1446	-99	±20	-10	±17	+89	±11
А	1642	-19	21	-36	18	-17	12
В	1607	-18	13	-71	14	-57	9
Е	1694	+20	21	+38	15	+18	17
F	1809	-20	26	+12	18	+32	20
G	1793	-12	30	+71	20	+83	22
H	1771	-38	30	+82	23	+120	23
IV	1804	-53	30	+56	24	+109	24
K	1802	-39	31	+54	25	+93	25
VII	1806	-61	31	+16	25	+77	25

За период относительного сейсмического затишья с 1949—1950 гг. до 1968 г., все точки в массиве хребта Петра I сдвинулись в направлении Гиссарского хребта (на северо-запад) на величины от 176 до 422 мм. Средний азимут сдвига  $\Theta = 316^\circ$ , средний сдвиг  $r = 292$  мм, годовой сдвиг от 9 до 22 мм, средний годовой сдвиг 15 мм, средний годовой сдвиг низких (по саю) точек 13 мм, средний годовой сдвиг высоких точек (на горных выступах) 17 мм.

Измерения 1968 г. показывают, что все точки массива хребта Петра I в основном имеют общий характер движений, и поэтому нет необходимости выполнять частые повторные измерения на всех пунктах сети, а нужно увеличить частоту повторных измерений только на пунктах вблизи линии разлома (у р. Сурхоб). На основании этих соображений в 1970 г. были выполнены повторные измерения только на пунктах VIII, III, В, № 2 и С.

Результаты измерений 1970 г. (см. табл. 1 и рис. 2) показали, что точки В, № 2 и С продолжают двигаться в общем в сторону Гиссарского хребта со средней годовой скоростью 15 мм, но средний азимут движения несколько изменился и составляет  $\Theta = 3^\circ$ . Возможно, что очаг тектонических напряжений, действующий из глубин хребта Петра I на юго-востоке, мигрировал или стал более активным в южной (от Гарма) части хребта.

Движения точек С, В, № 2 неодинаковы: скорость точки № 2 окзывается наименьшей за все годы в сравнении с другими точками, а наибольшие движения испытывает точка С. Точка С, по-видимому, чувствительнее всех реагирует на сейсмические явления: так, после Хаитского землетрясения она сдвинулась на 81 мм и опустилась на 99 мм (см. табл. 2), а к 1968 г. поднялась на 89 мм.

Большие отклонения отвесных линий на точках № 2 и В относительно исходных точек на Гиссарском хребте, достигающие  $10''$ , и особое поведение точек № 1, С, В, № 2 после Хаитского землетрясения указывают на то, что точки № 1, С, В и № 2 находятся в зоне разлома, что зона разлома широкая (до 1—1,5 км) и заполнена менее плотными массами, чем соседние участки.

Вертикальные движения (см. табл. 2 и 3) в районе сая Руноу показывают, что после Хаитского землетрясения точки по саю практически не изменили своих высот, а верхние точки опустились на 20—99 мм; за период с 1949 по 1968 г. произошло опускание точек А и В и поднятие всех других точек на массиве хребта Петра I от 18 до 136 мм (в среднем на 4 мм в год). Изменение высот точек происходит неравномерно: так, в период с 1967 по 1968 г. (перед землетрясением в 4 балла с эпицентром вблизи сая) произошло скачкообразное увеличение высот точек по всему ходу геометрического нивелирования на 10—17 мм.

На основании полученных данных за все годы можно считать, что в районе сая Руноу существуют однонаправленные горизонтальные движения, но наряду с ними скачкообразные перемещения земной коры, тесно связанные с сейсмическими явлениями. Поскольку горизонтальные движения в районе сая Руноу в общем в 4 раза больше вертикальных, а в периоды, близкие к землетрясениям, вертикальные движения достигают почти величин горизонтальных сдвигов, следует обратить самое серьезное внимание на совместное изучение горизонтальных и вертикальных движений. В настоящее время возможно определение горизонтальных смещений 4—5 точек, находящихся на расстояниях до 1,5 км, с точностью до 1—1,5 мм за очень короткие сроки — за несколько дней, а при некоторых условиях до 2 раз в сутки.

По нашему мнению, в зонах разломов следует создавать серии малых геодезических построений, расположенных по возможности по разные стороны от сейсмоактивных мест. Тогда, проделав определенный цикл измерений, по векторам сдвигов точек в пространстве, по скоро-



стям и градиентам скоростей движений точек можно определять местоположение (в плане и по глубине) очагов наибольших тектонических напряжений, перемещения очагов, а также силу и время разрядки напряжений. Разумеется, наиболее надежное определение указанных характеристик невозможно без геологических, геоморфологических и сейсмологических данных.

#### Литература

- Конопальцев И. М. Опыт точного тригонометрического нивелирования оптическим теодолитом ТБ-1. Тр. Моск. ин-та инж. геод., аэрофотосъемки и картогр., вып. 32, 1958.—Вычисление высот и уклонов отвесных линий из тригонометрического нивелирования. Тр. Моск. ин-та инж. геод., аэрофотосъемки и картогр., вып. 36, 1959.—О принципе равноточности в линейных измерениях. Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка, вып. 3, 1964.—К вопросу об улучшении способа геометрического нивелирования. Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка, вып. 4, 1966.  
К вопросу о едином способе измерения углов. Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка, вып. 6, 1969.

Московский институт инженеров  
геодезии, аэрофотосъемки и  
картографии

Статья поступила  
26 марта 1971 г.



УДК 551.244(575.3)

Е. А. ФИНЬКО, В. Б. ЭНМАН

**СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ  
В ЗОНЕ СУРХОБСКОГО РАЗЛОМА**

В статье дана геолого-геоморфологическая интерпретация результатов повторного высокоточного нивелирования на двух полигонах, расположенных в долине р. Сурхоб (Таджикистан) за период 1957—1970 гг. Инструментальные данные отражают здесь современные вертикальные движения земной поверхности в зоне регионального тектонического нарушения, являющегося на данном этапе границей между Южным Тянь-Шанем и Внешней зоной Памира.

С 1957 г. по инициативе Института физики Земли АН СССР в сейсмоактивном Гармском районе Таджикской ССР ведутся систематические высокоточные инструментальные наблюдения за вертикальными смещениями реперов на Гармском и Нимичском полигонах (Энтин, Мещерский, 1965; Певнев и др., 1968). Оба полигона расположены в Сурхобской долине, весьма интересной в тектоническом отношении, поскольку большинство исследователей связывают ее с зоной крупного тектонического шва, служащего границей между горными сооружениями Южного Тянь-Шаня и Внешней зоны Памира. Накопившиеся к настоящему времени данные повторного нивелирования позволяют выявить некоторые особенности современных деформаций земной поверхности в зоне этого регионального тектонического нарушения.

Как известно, вопрос о тектонической границе между Тянь-Шанем и Памиром в виде крупного дизъюнктивного нарушения остро полемичен и длительное время обсуждается в литературе (Марковский, 1936; Губин, 1940, 1960; Кухтиков, 1955; Резвой, 1955<sub>1,2</sub>). У сторонников существования этого дизъюнктива нет единого мнения о его характере и местоположении. В дискуссии определилась, на наш взгляд, весьма рациональная точка зрения: рассматривать границу не вообще, а конкретно для определенных тектонических этапов. В этом плане границу между горными сооружениями Южного Тянь-Шаня и Внешней зоны Памира для последнего периода новейшего тектонического цикла — голоцена — связывают в пределах Сурхобской долины с зоной разлома, выраженного в рельефе на левом берегу реки уступами у подножия хребта Петра I. Плановое положение зоны Сурхобского разлома намечено по материалам морфоструктурного анализа (Ранцман, 1959, 1960; Певнев и др., 1968; Финько, 1970).

Согласно современным представлениям об общей морфоструктуре горной Средней Азии (Ранцман, устное сообщение), зона Сурхобского разлома представляет часть продольной глубинной морфоструктуры первого порядка — Гиссаро-Кокшаальского дизъюнктива, разделяющего крупные морфоструктурные области (Памир и Тянь-Шань) и выраженного системой подвижных горстов и грабенев.

Зоне Сурхобского разлома соответствует не только современная долина р. Сурхоб, выполненная с поверхности рыхлыми осадками верхнего плейстоцена и голоцена, но частично и ее горное обрамление.

На участке между Гармским и Нимичским полигонами к зоне Сурхобского разлома мы относим на правом берегу Сурхоба хребт Кабуд-Крым и блок Мандолюль (близ пос. Гарм), сложенный кристаллическими породами протерозоя. На левом, Петровском, берегу сюда входит система блоков, сложенных породами мезозоя и смятых в пологие складки. На севере эти блоки ограничены линией разлома, проходящей у подножия хребта Петра I, а на юге—системой разрывов, параллельных ей (рис. 1). Южная линия разрывов, отделяющая присурхобскую часть



Рис. 1. Зона Сурхобского разлома на участке между Гармским и Нимичским полигонами

1 — сбросы; 2 — надвиги; 3 — флексуры; 4 — водораздел хребта Петра I; 5 — положение полигонов (1 — Гармского, 2 — Нимичского). Названия блоков: I — Чорчорогский, II — Аскалонский, III — Хичбаракский, IV — Кули-Калонский, V — Даринский, VI — Мандолюль

северного склона хребта Петра I от приосевой, является, по нашему мнению (Финько, 1970), важной морфоструктурной границей. К северу от нее преобладает складчато-глыбовый, а к югу — сводовый тип морфоструктур. Поверхности выравнивания в присурхобской части северного склона хребта Петра I подняты на разную высоту и выражены системой пологонаклонных ступеней в пределах абсолютных высот 2400—3000 м. В приосевой части поверхности выравнивания полого изогнуты и вырисовывают свод осевого поднятия хребта Петра I (абс. выс. более 3000 м).

Гармский полигон находится в 3 км к западу, а Нимичский — в 31 км к востоку от пос. Гарм. Структурно-геоморфологические условия полигонов различны, хотя и тот и другой расположены в пределах продольной Сурхобской долины, захватывая частично и ее горное обрамление. Гармский полигон приурочен к наиболее суженной части долины (шириной около 0,5 км), там, где она осложнена поперечным поднятием, выраженным блоками Мандолюль и Чорчорогским (см. рис. 1). Блок Мандолюль, как уже упоминалось, сложен кристаллическими породами протерозоя. Чорчорогский блок представлен нижне- и верхнемеловыми отложениями, образующими пологую складку, разбитую крутыми сбросами. В обнажениях оврагов Чорчорогского блока (глубиной до 150—200 м) можно наблюдать сложную внутреннюю структуру зоны Сурхобского разлома. Здесь имеется сеть разрывов широтного, северо-восточного и северо-западного направлений (рис. 2). В рельефе Чорчорогского блока наиболее четко выражен прямолинейный широтный отрезок разлома протяженностью около 2 км. В районе пос. Сары-Пуль

по нему разорвана голоценовая терраса Сурхоба и в аллювиальных отложениях образован тектонический уступ высотой 12—13 м. По-видимому, именно по этому разрыву контактируют скрытые под аллювием Сурхоба кристаллические протерозойские породы блока Мандолюль с мезозойскими отложениями Чорчорогского блока (Певнев и др., 1968). Разрывы северо-восточного простирания достаточно хорошо прослеживаются в толще мезозойских отложений Чорчорогского блока, но менее четко выражены в современном рельефе по сравнению с широтным разрывом. На фоне высокой сейсмической активности Гармского района в целом участок Гармского полигона для периода 1957—1969 гг. фактически асейсмичен.

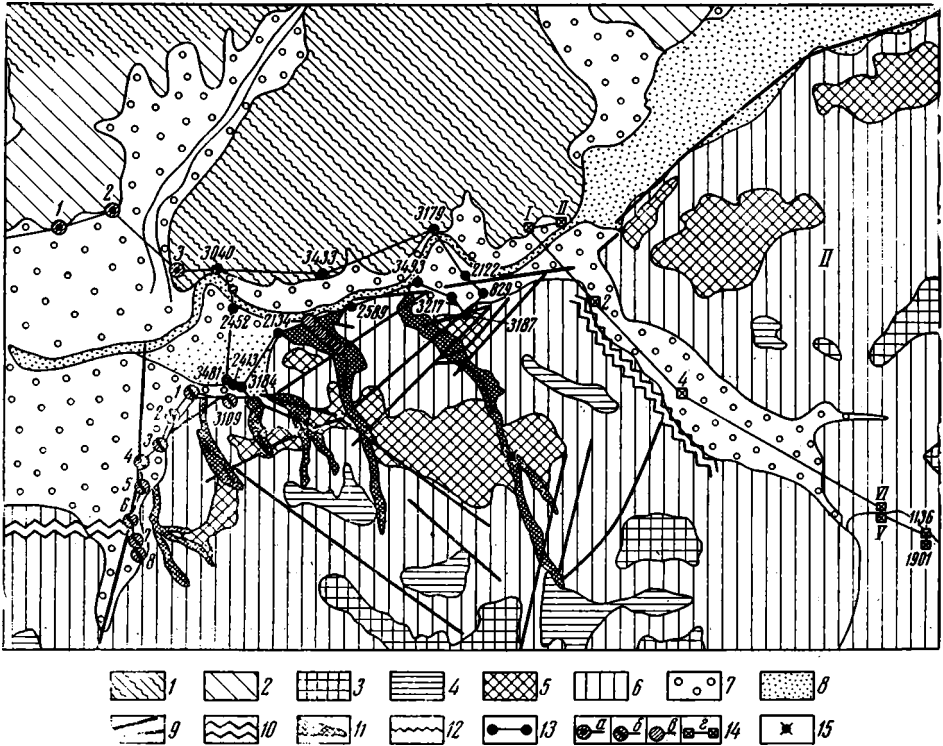


Рис. 2. Морфоструктурная схема Гармского полигона

1— поднятия системы Гиссарского хребта: 1— в области развития кристаллических пород протерозоя, 2— в области развития мезозойско-кайнозойских пород. 11— поднятия хребта Петра I: 3— поверхности выравнивания предположительно раннечетвертичные, 4— эрозионно-денудационные ступени условно среднечетвертичные, 5— террасовые уровни Сурхоба позднечетвертичные, 6— склоны разного возраста и генезиса. III— продольная тектоническая депрессия—Сурхобская долина: 7— аллювиальные и пролювиальные равнины (позднеплейстоценовые—раннеголоценовые), 8— то же позднеголоценовые. Разрывные нарушения: 9— сбросы, 10— флексуры. Эрозионные формы: 11— овраги Чорчорогского блока, 12— участки наиболее глубокого вреза оврагов. Прочие обозначения: 13— реперы замкнутых ходов Гармского полигона, 14— реперы висячих ходов: а— ход «Шуль», б— ход «Чогдабион», в— ход «Безымянный», г— ход «Руноу»; 15— место взятия образца на определение абсолютного возраста

В отличие от Гармского Нимичский полигон приурочен к той части Сурхобской долины, где наиболее ярко проявились признаки молодого опускания. Ширина долины, занятой здесь низкими террасами и конусами выноса голоценового возраста, достигает 4 км. На Нимичском полигоне в зоне Сурхобского разлома в рельефе выражены разрывы северо-западного и северо-восточного направлений. По ним осуществляется контакт четвертичных отложений с мезозойскими породами, слагающими северный склон хребта Петра I (рис. 3). Широтный разрыв, по которому, возможно, контактируют мезозойские и протерозойские

породы, в рельефе не выражен. Он скрыт под мощной толщей рыхлых отложений и слабо трассируется по широтно вытянутому руслу Сурхоба. Если на Гармском полигоне в присурхобской части северного склона хребта Петра I господствуют разрывные нарушения типа сбросов, то на Нимичском отмечается пологая складчатость в мезозойских отложениях с нарушениями типа надвигов. Нимичский полигон приходится на участок повышенной сейсмической активности. Эпицентры землетрясений приурочены здесь непосредственно к территории полигона.

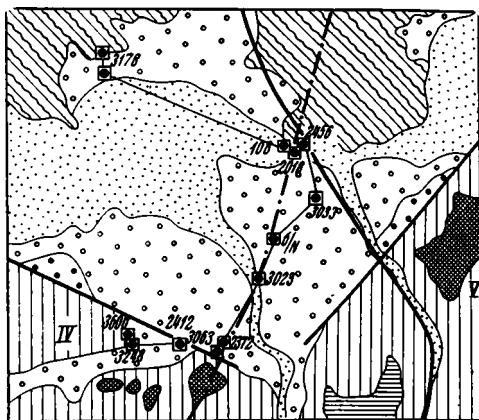


Рис. 3. Морфоструктурная схема Нимичского полигона

Условные обозначения те же, что и на рис. 2

(3, 3040, 3433, 3179) и относится к опущенному крылу в зоне Сурхобско-го разлома. Другая группа реперов (3109, 2413, 3183, 16610, 3589, 3217, 3187, 829) расположена в пределах Чорчорогского блока—структуры, испытывавшей на протяжении второй половины четвертичного периода устойчивое поднятие. Недавняя значительная активизация поднятия и связанное с ней энергичное эрозионное расчленение произошли около 5000 лет тому назад, судя по абсолютной датировке возраста по методу  $C^{14}$  (Финько, 1970).

По графику, изображенному на рис. 4, а, можно судить о характере современных деформаций земной поверхности опускающегося крыла за период с 1957 по 1970 г. Для реперов этой области характерен в целом колебательный тип смещения и низкие среднегодовые скорости (порядка долей миллиметра). Вместе с тем на фоне колебательных движений реперов намечается устойчивая тенденция к опусканию. За 13 лет произошло опускание всей области примерно на 3—4 мм. По-видимому, опускание подобной амплитуды отражает направленность векового хода движений этой территории. Колебания реперов характеризуются небольшими амплитудами с максимумом около 3—3,5 мм и общностью рисунка кривых. Действительно, анализ графика на рис. 4, а показывает, что отдельные резкие пики фиксируются всеми реперами, как, например, во время июньского нивелирования 1967 г. и июньского нивелирования 1969 г. Попытка объяснить эти пики влиянием сезонно изменяющихся факторов, например положением грунтовых вод, не дает однозначной зависимости. Вероятно, эти пики отражают сложное взаимодействие целого ряда факторов, влияющих на результаты повторного нивелирования: метеорологических условий наблюдений, инструментальных ошибок, сезонных колебаний грунтов, сейсмических смещений. В условиях **высокой** сейсмической активности Гармского района последний фактор **играет**, вероятно, существенную роль в движении реперов (Boulangier et al., 1970). В. Б. Энманом проведено сопоставление

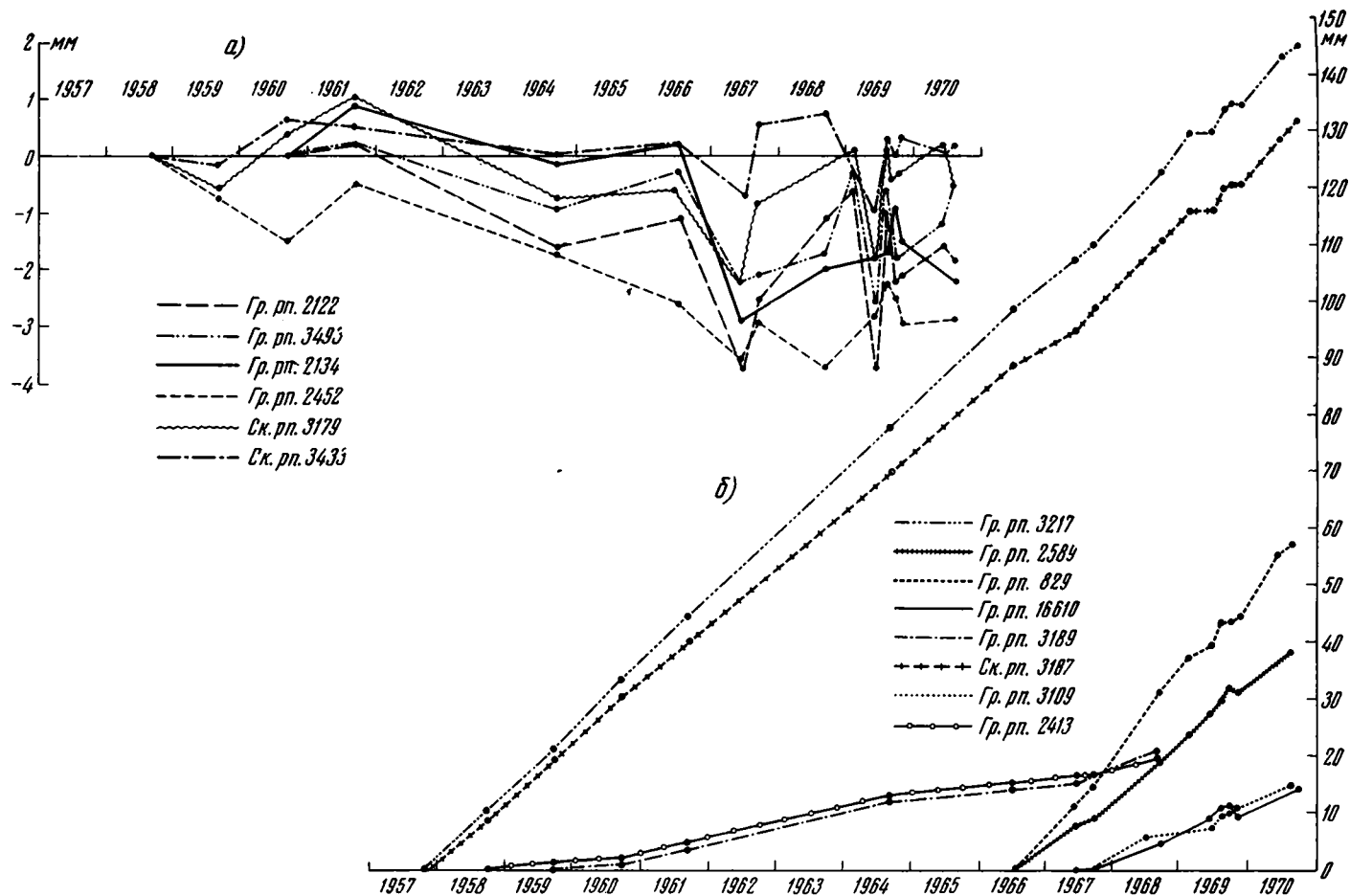


Рис. 4. Смещение реперов в зоне Сурхобского разлома на Гармском полигоне за период с 1957 по 1970 г.  
 а — на опущенном крыле; б — на приподнятом крыле. Гр. рп.—грунтовый репер, ск. рп.—скальный репер

графика смещения реперов с распределением во времени сильных землетрясений. Выявлено, что сразу после землетрясений классов 12—14, имеющих эпицентры от полигона в радиусе 20—25 км, знаки опускаются, а затем вновь поднимаются.

Рассмотрим характер современных деформаций на поднимающемся крыле Сурхобского разлома (рис. 4, б). Как и на предыдущем графике, здесь по оси абсцисс отложены временные отрезки (по годам и месяцам), а по оси ординат — смещение реперов. Однако из-за больших величин движений вертикальный масштаб уменьшен в 10 раз. Реперы этой группы фиксируют направленное поднятие со среднегодовыми скоростями 2—5, 10—11 мм/год и более. Последние отмечаются на широтном отрезке Сурхобского разлома (реперы 2589, 3217, 3187, 829). По северо-восточным разрывам (реперы 3109, 2413, 3184, 16610) смещение происходит со скоростью 2—5 мм/год.

В период, когда повторное нивелирование производилось один раз в год и реже (1958—1966) гг., графики поднимающихся реперов имеют почти линейный характер. Начиная с 1967 г., когда нивелирование стало выполняться по несколько раз в год, восходящие кривые несколько утратили свой линейный характер, усложнившись мелкими изломами. Отметим, что разные по типу реперы, но принадлежащие в целом поднимающемуся блоку, очень сходны по рисунку изломов. Это наводит на мысль об общности причин, вызывающих на фоне устойчивого поднятия некоторые аномалии. Ранее отмечалось, что одной из причин подобных отклонений от векового хода движений можно считать смещения, связанные с землетрясениями.

Интересные, но пока еще малочисленные факты выявляют реперы поднятого блока о механизме современных вертикальных движений в зоне разлома. Реперы 3217 и 829, расположенные близ бровки тектонического уступа, связанного с широтным разрывом, на протяжении всего периода наблюдений поднимаются быстрее, чем репер 3187, отстоящий от нее вглубь примерно на 200 м (см. рис. 4, б). Аналогичная картина фиксируется реперами всякого хода «Безыманный». Ход «Безыманный» длиной в 900 м был заложен в 1967 г. в Чорчорогском блоке по дну глубокого оврага и закреплен на местности шестью скальными реперами в коренных породах (известняках, гипсах). Первые повторные измерения 1968 г. показали, что сразу за широтным отрезком разлома, фиксированным здесь спрямленным участком русла Сурхоба, репер 16610 поднялся за год на 4,6 мм, а затем в глубь блока реперы скачкообразно опустились почти на ту же величину. Повторное нивелирование 1969 г. сохранившихся к этому времени реперов показало ту же тенденцию — поднятие репера 16610 по отношению к принятому за 0 реперу 3040 и опускание в глубь блока, фиксированное репером 1. Таким образом, отмечается некоторое снижение скорости по мере удаления от линии широтного разрыва вглубь.

На широтном отрезке Сурхобского разлома в районе Сары-Пуля было заложено три поперечника со сгущенной сетью реперов. Разлом здесь, как уже отмечалось, выражен в рельефе прямолинейным тектоническим уступом высотой 12—13 м, выработанным в аллювиальных валунно-галечниковых отложениях Сурхоба, и четко прослеживается к западу в прямолинейном подрезе конусов и террасовой площадки, на которой расположен грунтовой репер 2589. Под острым углом к широтному разрыву подходят разрывы северо-восточного направления. Частые повторные инструментальные измерения на поперечниках (их было сделано 10 за период с 23/VI по 18/XI 1969 г.; на рис. 5 месяцы показаны римскими цифрами) показали, что разрыв активен на протяжении всего периода наблюдений и «работает» подобно часовому механизму. Измерения подтвердили, что смена знака движений происходит на пространстве между подножием и бровкой уступа, т. е. на расстоянии око-

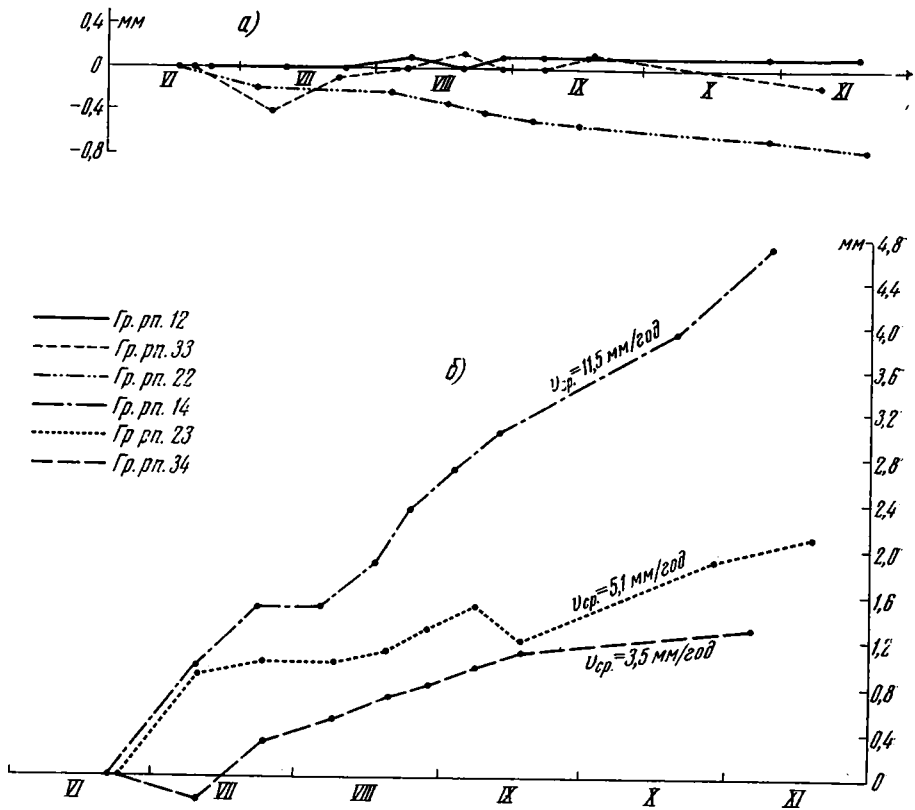


Рис. 5. Смещение реперов на широтном отрезке Сурхобского разлома в районе пос. Сары-Пуль

*a* — смещение реперов опущенного крыла; *b* — смещение реперов приподнятого крыла

ло 40—50 м. Грунтовые реперы, расположенные у подножия уступа (12, 22, 33), по характеру смещений и скоростям принадлежат опущенному крылу Сурхобского разлома: скорости близки к нулевым, а знаки перемещаются колебательно при общей тенденции к погружению (рис. 5, *a*). Реперы, находящиеся на бровке уступа (14, 23, 34), обнаружили устойчивую тенденцию к поднятию, причем в пересчете на среднегодовую скорость поднятия уменьшалась от поперечника № 1 к поперечнику № 3 (рис. 5, *b*). Заметим, что именно в этом направлении ослабевает выраженность в рельефе широтного тектонического уступа и усиливается влияние северо-восточных разрывов.

Остановимся на результатах повторных измерений Нимичского полигона. Здесь также выделяются две группы реперов. Одна из них приурочена к опускающемуся крылу в зоне Сурхобского разлома (3178, 2018, 2456, 3033, б/№, 3023, 2372 и 3063), другая — к поднимающемуся блоку (реперы 3248, 3600 и 2412) — рис. 3.

Первая группа, так же как и в Гарме, отличается колебательным характером движений на фоне преобладающей тенденции к опусканию (рис. 6, *a*). Однако в отличие от Гармского полигона величина погружения возрастает в 2,5—3 раза, достигая 13 мм. Увеличивается также (почти в 5 раз) амплитуда относительного смещения знаков. Указанные отличия хорошо увязываются с отмеченными выше особенностями Нимичского полигона: геоморфологические данные свидетельствуют здесь о значительном голоценовом опускании, которое унаследовано современными движениями, а резко колебательный характер движений, возможно, связан с повышенной сейсмической активностью.



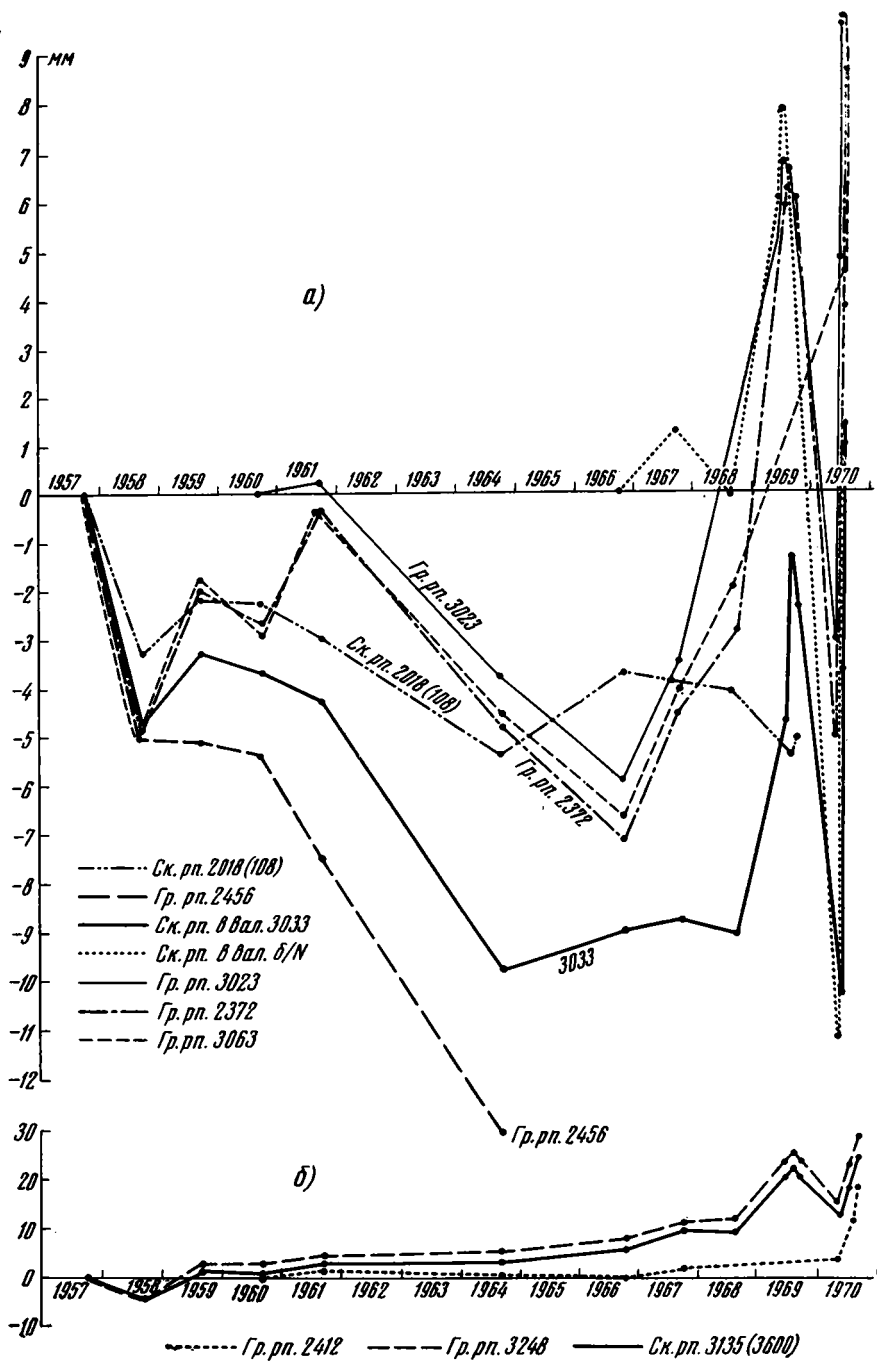


Рис. 6. Смещение реперов в зоне Сурхобского разлома на Нимичском полигоне за период 1957—1970 гг.  
 а — на опущенном крыле; б — на приподнятом крыле

На поднимающемся крыле Сурхобского разлома в районе Нимичского полигона многолетние данные имеются по трем знакам: грунтовым реперам 3248 и 2412 и скальному — 3600. Как видно из графика на рис. 6, б, они обнаруживают тенденцию к устойчивому поднятию подобно аналогичным реперам в Гарме, но значительно меньшей амплитуды — средняя скорость составляет 1,4—1,7 мм/год. Дело в том, что на Нимичском полигоне реперы пересекают северо-западный разрыв, который, судя по структурно-геоморфологическим данным, не обладал высокой активностью в голоцене.

Приведенные инструментальные данные о различиях скоростей современных движений в Сурхобской долине и на ее Гиссарском обрамлении, с одной стороны, и в пределах хребта Петра I — с другой, подтвердили существование активного Сурхобского разлома с контрастными движениями его крыльев. Контрастность современных движений более высокая на Гармском полигоне: она определяется градиентом 426 м на 1 км (по данным реперов 2122 и 3217). На Нимичском полигоне градиент движений составляет 143 мм на 1 км (по данным реперов 2456 и 3248).

Выявилась различная степень современной активности разрывов, составляющих зону Сурхобского разлома. Наибольшей активностью (10—11 мм/год) обладает широтный отрезок, наименьшей — северо-западный (1,4—1,7 мм/год). По северо-восточным разрывам скорость смещения составляет 2—5 мм/год.

Мы остановились на современных **вертикальных** движениях реперов в зоне Сурхобского разлома, поскольку в течение ряда лет занимались именно этим вопросом. Однако начиная с 1968 г. в районе Гармского полигона (сай Руноу) стали проводиться силами МИИГАиК повторные наблюдения за **горизонтальными** смещениями реперов, заложенными еще в 1948 г. Первые результаты этих интересных работ освещаются в статье И. М. Конопальцева в настоящем номере журнала.

Многие факты о современных вертикальных и горизонтальных движениях в зоне Сурхобского разлома требуют обстоятельного объяснения с точки зрения геотектоники и тектонофизики, и мы надеемся, что данные сообщения привлекут к себе внимание соответствующих специалистов.

#### Литература

- Губин И. Е. Геологическая граница между Памиром и Алаем. Госгеолиздат, 1940. — Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана (геология и сейсмичность). Изд-во АН СССР, 1960.
- Кухтиков М. М. О так называемой геологической границе между Памиром и Алаем — Тянь-Шанем. Уч. зап. Тадж. ун-та, т. IV, вып. 1, 1955.
- Марковский А. П. О взаимоотношении Памира и Тянь-Шаня. Научные итоги ТПЭ АН СССР, 1936.
- Певнев А. К., Финько Е. А., Шатский В. Н., Энман В. Б. Многолетние геодезические наблюдения на Гармском полигоне и их геолого-геоморфологическая интерпретация. В сб. «Современные движения земной коры», № 4, Изд. ВИНТИ, 1968.
- Ранцман Е. Я. Геоморфология и сейсмичность долины р. Сурхоб. Докл. АН СССР, т. 124, № 1, 1959. — Некоторые вопросы геоморфологии Гармского района Таджикистана в связи с его сейсмичностью. Изв. АН СССР. Сер. геогр., № 5, 1960.
- Резвой Д. П. К вопросу о геологической границе между Тянь-Шанем и Памиром. Уч. зап. Львовск. ун-та, Сер. геол., т. XXXV, вып. 8, 1955. — К характеристике тектонической границы между Тянь-Шанем и Памиром. Докл. АН СССР, т. 101, № 4, 1955.
- Энтин И. И., Мещерский И. Н. Вертикальные движения земной поверхности в долине р. Сурхоб. В сб. «Современные движения земной коры», № 2. Изд-во АН ЭССР, 1965.
- Финько Е. А. Некоторые закономерности проявления современных вертикальных движений земной коры в Таджикистане. В сб. «Изучение современных движений земной коры на стационарных геофизических полигонах». Изд-во АН ТуркмССР, 1970.
- Boulanger Yu. D., Pevnev A. K., Enman V. B. On variation of recent crustal movement velocities on Garm and Nimichi polygons. Tectonophysics, No. 9, 1970.

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.241 : 551.275 (477.6)

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)<sup>1</sup>

Вопрос о соотношении времени осадконакопления и образования тектонических структур давно находится в центре внимания геологической науки. Достоверные выводы по этому вопросу можно получить только на основании всестороннего анализа большого фактического материала об изменении мощностей хорошо стратиграфически изученных осадочных образований складчатых областей.

Один из лучших объектов для рассмотрения этого вопроса — каменноугольные отложения Донецкого бассейна, который характеризуется широким развитием складчатых структур различных порядков, дизъюнктивных нарушений типа надвигов и сбросов. Слагающие его каменноугольные отложения в результате многолетних геологоразведочных, горно-эксплуатационных и исследовательских работ довольно детально расчленены на свиты, фаунистические зоны и более мелкие стратиграфические горизонты (известняки и угли), прослеженные на больших площадях.

Для Донецкого бассейна решение этого вопроса имеет не только научное, но и большое практическое значение, поскольку установлена зависимость между мощностями каменноугольных отложений и распределением количества и суммарной мощности угольных пластов (Широков, 1938, 1949), а также зависимость мощности угольных пластов от мощности вмещающих их циклов (Кучеренко и др., 1967). Поэтому изучение мощности отложений и ее связи с тектоническими структурами позволит с большой достоверностью прогнозировать промышленную угленосность и морфологию угольных пластов глубоких горизонтов.

Анализом распределения мощностей каменноугольных отложений и их связи с современными тектоническими структурами Донецкого бассейна занимались М. М. Тетяев (1912, 1938), Н. С. Шатский (1924, 1937, 1964), В. З. Ершов (1933, 1954), А. З. Широков (1938<sup>1,2</sup>, 1954, 1963), О. Е. Верболоз (1952), В. С. Попов (1957, 1964), М. Л. Левенштейн (1959, 1963) и другие исследователи.

Большинство исследователей признает, что мощность терригенных отложений карбона Донецкого бассейна увеличивается с запада на восток и от периферии к центру. Площадь максимального прогибания находилась в области Главной антиклинали и сопряженных с ней синклиналей (А. З. Широков) или южнее Главной антиклинали вблизи оси Южной синклинали (М. Л. Левенштейн). Южный склон прогиба был

<sup>1</sup> «Геотектоника», № 1, 1967 и № 3, 1968.

круче северного, в восточном направлении асимметричность прогиба увеличивается.

По мнению Н. С. Шатского, мощности каменноугольных отложений Донецкого бассейна увеличиваются в обособленных мульдах и впадинах и уменьшаются на антиклиналях в связи с формированием складчатых структур бассейна в процессе осадконакопления.

А. З. Широков, В. С. Попов, М. Л. Левенштейн и другие исследователи считают, что складчатые структуры Донецкого бассейна сформировались после накопления всей толщи каменноугольных и нижнепермских отложений и никакой зависимости между ними и мощностью не существует.

В последние годы были опубликованы статьи В. Г. Белокопя (1958, 1967) и А. К. Михалева (1967, 1968<sub>1,2</sub>), в которых они пытаются доказать зависимость мощности угленосных свит Донецкого бассейна от современных складчатых структур. При этом В. Г. Белокопя считает, что к синклиналильным структурам приурочены участки с пониженными мощностями свит и к антиклинальным — с повышенными, а по А. К. Михалеву, наоборот, к синклиналильным — с повышенными и к антиклинальным — с пониженными.

Следует сразу подчеркнуть, что на всех картах, опубликованных В. Г. Белокопом и А. К. Михалевым, совпадения участков с повышенной или пониженной мощностями свит со складчатыми структурами весьма приблизительны.

За последние годы нами обобщены имеющиеся данные геологоразведочных и горных работ о мощностях среднекаменноугольных отложений Западного Донбасса, Красноармейского, Донецко-Макеевского, Чистяково-Снежнянского, Центрального, Боково-Хрустальского, Селезневского, Алмазно-Марьевского, Луганского и Краснодарского районов и составлены сводные карты изменения мощности свит  $C_2^3$ ,  $C_2^4$ ,  $C_2^5$ ,  $C_2^6$  и  $C_2^7$  среднего карбона для западной части Донецкого бассейна в масштабе 1 : 500 000 с изопакитами через 25 м.

Эти карты показали, что мощность всех угленосных свит среднего карбона в целом увеличивается с запада на восток и от периферийных частей бассейна к его центральной части. В большинстве свит площади с максимальными мощностями находятся несколько южнее Главной антиклинали и севернее оси Южной синклинали. Максимальная мощность отложений свиты  $C_2^3$  расположена несколько севернее Главной антиклинали.

Увеличение мощности свит с запада на восток вдоль оси Главной антиклинали составляет 0,7—1,0% на 1 км. Более интенсивно они увеличиваются от юго-западной и северо-восточной окраин бассейна к его центральной части. Минимальные значения прироста мощностей в этом направлении характерны для прибортовых частей прогиба, прилегающих к Украинскому шиту и Воронежской антеклизе. Ближе к области максимального погружения интенсивность прироста мощностей возрастает, а вблизи области максимального погружения снова сокращается.

На южном склоне Воронежской антеклизы, например по профилю Булавиновка — Половинкино — Епифановка — Варваровка — Кремённая, мощности свит  $C_2^4$ ,  $C_2^5$ ,  $C_2^6$  и  $C_2^7$  возрастают соответственно на 0,8; 0,8; 0,9 и 0,5% на 1 км (Галака и др., 1969). По нашим данным, на юге Алмазно-Марьевского и в Селезневском районах мощности свит  $C_2^3$ ,  $C_2^4$  и  $C_2^5$  возрастают на 2,2; 3,5 и 3,1% на 1 км соответственно. Южнее, в Боково-Хрустальском районе, интенсивность увеличения мощностей снова снижается.

В свитах  $C_2^3$  и  $C_2^4$  прирост мощностей на северо-восточном и юго-западном склонах прогиба примерно одинаковый и составляет соответственно 2,0—2,1 и 1,3% на 1 км. В вышележащих свитах  $C_2^5$ ,  $C_2^6$  и  $C_2^7$  на юго-западном склоне мощности возрастают интенсивнее (2,7; 2,2 и

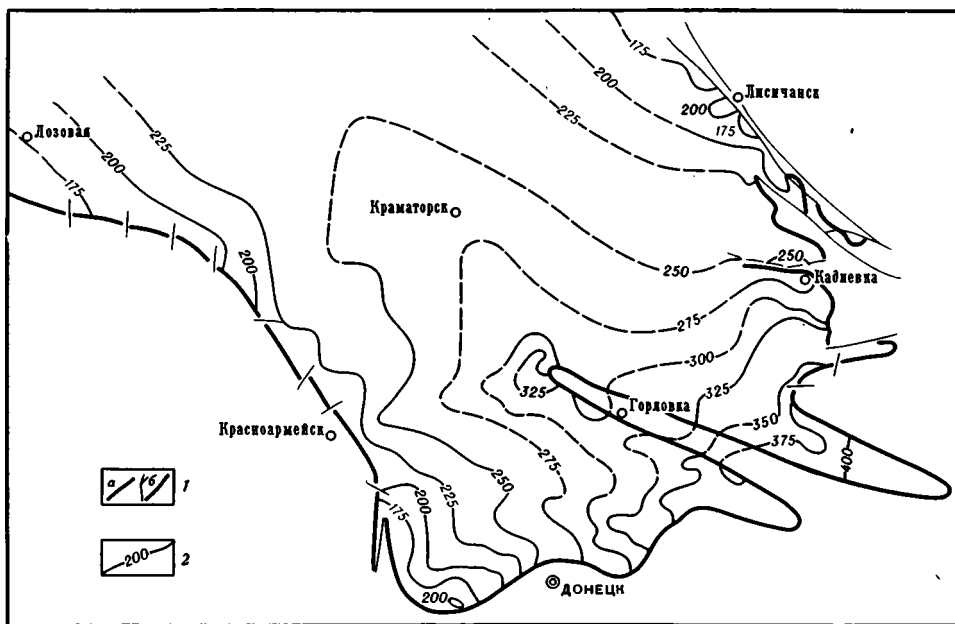


Рис. 1. Изопахиты свиты  $C_2^6$  западной части Донецкого бассейна  
 1а — выходы известняка  $M_1$  на поверхность; 1б — тектонические нарушения; 2 — изопахиты

4,1% на 1 км), чем на северо-восточном (2,0; 1,5 и 2,0% на 1 км), чем подтверждается асимметричность прогиба.

Изменения положения области максимального прогибания и интенсивности погружения склонов прогиба произошло, по-видимому, в начале времени накопления отложений свиты  $C_2^4$ . Перестройка тектонического плана в области осадконакопления сопровождалась также изменениями в области питающей провинции. Об этом свидетельствуют особенности минералого-петрографического состава песчаных и алевроитовых пород свиты  $C_2^4$  по сравнению с нижележащими стратиграфическими горизонтами: широкое распространение эффузивов среди обломочных зерен и хлорита в цементе.

На большой части исследованной площади мощности свит изменяются неравномерно, изопахиты имеют вид плавно изгибающихся кривых линий, местами они резко отклоняются в сторону от их общего направления, образуют замкнутые контуры. Так, на карте изменения мощности свиты  $C_2^6$  (рис. 1) замыкаются изопахиты 175 м — в Лисичанском районе, 150 и 300 м — в Донецко-Макеевском, на карте изменения мощности свиты  $C_2^7$  изопахита 450 м образует замкнутый контур в северной части Красноармейского района и т. д.

Неравномерный характер изменения мощностей отчетливее проявляется на картах с изопахитами через 10 м, которые были построены нами для наиболее угленосных свит  $C_2^5$ ,  $C_2^6$  и  $C_2^7$  среднего карбона почти по всем изученным районам. Изопахиты на них отличаются весьма сложной извилистостью, чаще образуют замкнутые и полузамкнутые контуры овального или неправильного очертания, которыми обрисовываются локальные площади с аномально повышенными и пониженными мощностями.

Участки с аномальными повышенными и пониженными мощностями наблюдаются во всех изученных бассейнах. В Донецко-Макеевском районе, например, аномалия с повышенной мощностью установлена вблизи поля шахты 5 «Трудовская». Она проявляется в повышении

мощности свиты  $C_2^6$  между изопахитами 160 и 180 м до 200 м. Эта аномалия выделяется также на картах изопахит свит  $C_2^5$  и  $C_2^7$ . На севере Красноармейского района на участках Самарских, Капитальных изопахитой в 220 м свиты  $C_2^6$  оконтурена область повышенных мощностей, которая выделяется также на карте изопахит свиты  $C_2^7$ . В Алмазно-Марьевском районе при общем увеличении мощности каменноугольных отложений в юго-западном направлении наблюдается большое количество участков с аномально высокими или низкими мощностями. В районе поля шахты 12 «Михайловка» область повышенных мощностей выделяется на картах изопахит свит  $C_2^5$ ,  $C_2^6$  и  $C_2^7$ . На полях шахт 1—2 «Горская» и «Золотое» в свите  $C_2^7$  площадь с повышенной мощностью расположена несколько юго-западнее, чем в свите  $C_2^7$ . Чаще всего зоны аномальных мощностей свит в разрезе не унаследуются.

Однако следует иметь в виду, что на этих картах на местные отклонения изопахит значительно возрастает влияние ошибок в определении мощностей по буровым скважинам в результате неточного замера углов падения пород, искривлений скважин, пересечений тектонических нарушений и других причин.

Еще более отчетливо неравномерность изменения мощностей отложений наблюдается при анализе небольших по мощности стратиграфических интервалов. Мощность интервала свиты  $C_2^6$ , заключенного между известняками  $L_6$  и  $L_7$ , возрастает от 10—15 м в Красноармейском, Лисичанском и северной части Алмазно-Марьевского районов до 60—65 м в Центральном, Чистяково-Снежнянском и Боково-Хрустальском. На этом фоне выделяются зоны с пониженной и повышенной мощностью, которые чередуются между собой. Так, в Чистяково-Снежнянском, Центральном и Боково-Хрустальском районах между площадями с мощностью этого интервала до 50—65 м наблюдаются зоны, где мощность интервала не превышает 35 м. В северной части Алмазно-Марьевского района, где мощность интервала обычно не превышает 25 м, установлена узкая зона северо-западного простиранья с мощностью интервала до 35—40 м.

Аномальные изменения мощности каменноугольных отложений Донецкого бассейна некоторые исследователи связывают с неравномерным распределением на его площади песчаников. При этом они исходят из того, что при диагенезе песчаные осадки уплотняются очень слабо, алевроитовые сокращаются в 1,2—1,4 раза, а глинистые — в 1,7—2 раза и более.

На некоторых участках такая связь действительно имеет место. Например, на вышеупомянутой площади аномально повышенной мощности на северном оклоне Главной антиклинали в Центральном районе наблюдается повышенное содержание песчаников в соответствующих свитах. В Красноармейском районе на участке Красноармейском Капитальном в отдельных скважинах при мощности свиты  $C_2^6$  218—220 м песчаники составляют 39—40%, а при мощности 236—250 м — 51—59%. Но очень часто наблюдаются также случаи, когда мощность свиты заметно возрастает, а содержание песчаников в ней не изменяется или даже уменьшается. Например, в Красноармейском районе на поле шахты «Украина» при мощности свиты  $C_2^5$  210—220 м песчаники составляют 31—43%, при мощности свиты 220—230 м — 30—39%, а при мощности 231—235 м — 28—32%. На участке Гапеевском Глубоком при мощности свиты  $C_2^7$  420—430 м песчаники составляют 30—36%, а при мощности 440—450 м — 26—33%.

Сопоставление мощности свиты  $C_2^6$  и содержания песчаников в ней, по данным около 500 скважин, показало, что содержание песчаников может достигать максимальных значений (55—60%). Диапазон изменения содержания песчаников во всем диапазоне изменения мощности свиты составляет 20—30%. Эти данные показывают, что местные отк-

лонения в изменении мощности свиты  $C_2^6$ , как и всех остальных свит, не связаны с изменением содержания песчаников, а обусловлены неравномерным изменением скорости погружения площади во время накопления осадков.

Отсутствие зависимости мощности свиты от содержания песчаников, несмотря на указанные выше существенные различия между коэффициентами уплотнения песчаных и алевроито-глинистых осадков, объясняется тем, что прибрежно-морские пески распространялись на рассматриваемой площади сравнительно равномерно, а аллювиально-дельтовые отложения, к которым относится основная масса песчаников свиты  $C_2^6$ , отлагались в конце регрессии во врезках в ранее отложившихся породах, которые к этому времени успевали значительно уплотниться, и коэффициент их дальнейшего уплотнения был примерно таким же, как и коэффициент уплотнения песчаных осадков.

Перейдем теперь к рассмотрению связи между мощностями каменноугольных отложений Донецкого бассейна и современными тектоническими структурами. В общих чертах такая связь установлена давно (Тетяев, 1938). Она заключается в том, что к области максимальных мощностей отложений приурочены основные линейные складчатые структуры бассейна: Главная антиклиналь и прилегающие к ней Главная и Южная синклинали. По мере уменьшения мощности отложений складки становятся более мелкими и появляются купольные структуры, а на склонах Украинского щита и Воронежской антеклизы наблюдается моноклиналиное залегание каменноугольных отложений. Этим подтверждается ранее высказанная В. В. Белоусовым (1954) точка зрения о приуроченности наиболее интенсивной складчатости к областям наибольшего погружения и накопления максимальных мощностей осадков.

Иногда наблюдается приблизительное совпадение участков с повышенными мощностями с антиклинальными, а пониженных — с синклинальными структурами. Например, в Алмазно-Марьевском районе в придонной части Горско-Ивановской синклинали изопакита свиты  $C_2^6$  200 м оконтуривает область с мощностью этой свиты 180—171 м. На склонах Голубовской синклинали мощность отложений этой же свиты 240—270 м, а в придонной ее части установлены мощности 230—199 м.

Наблюдаются также случаи, когда современные антиклинальные складки совпадают с участками пониженных, а синклинали — с участками повышенных мощностей отложений. Эти явления имеют место в южной части Алмазно-Марьевского, на некоторых участках Луганского, Краснодарского и других районов. В области Ильичевской антиклинали Алмазно-Марьевского района изопакита свиты  $C_2^6$  в 260 м оконтуривает область пониженных мощностей (до 245 м). В Луганском районе изопакита этой же свиты в 280 м оконтуривает область повышенных мощностей в области Черкасской (до 300 м) и Красной (до 313 м) синклиналей.

Детальный анализ карт изопакит свит показывают, что нередко наблюдаются случаи, когда к одним и тем же тектоническим структурам приурочены участки как повышенных, так и пониженных мощностей отложений. Такие явления наблюдаются, например, на карте изопакит свиты  $C_2^6$  для Горкой и Ильичевской синклиналей и Карбонитской антиклинали Алмазно-Марьевского района. В Луганском районе на площади Луганской котловины также выделяются участки с аномально повышенными (до 300 м) и пониженными (до 244 м) мощностями свиты  $C_2^6$ .

Нередко можно наблюдать, что соотношения между мощностями отложений и современными тектоническими структурами проявляются только для одного стратиграфического горизонта и отсутствуют для выше- или нижележащих отложений. На Первомайской антиклинали

Алмазно-Марьевского района изопакиты свиты  $C_2^6$  240, 250 и 260 м оконтуривают площадь повышенных мощностей, а мощность свиты  $C_2^7$  на этой же площади возрастает в юго-восточном направлении без каких-либо аномальных изменений.

Все это свидетельствует о том, что отдельные приблизительные совпадения участков аномальных мощностей со складчатыми структурами случайны и какой-либо закономерной связи между мощностью отложений и структурами бассейна не существует. Данный вывод хорошо подтверждается на примере Красноармейского района Донецкого бассейна,

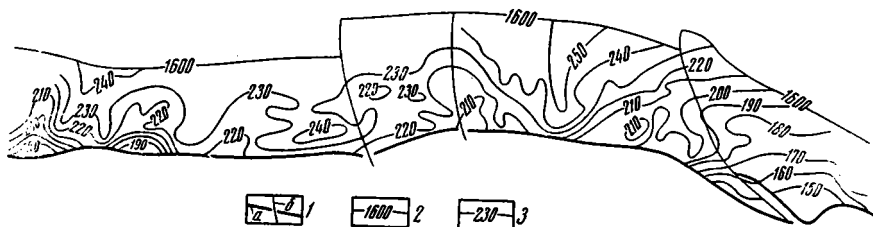


Рис. 2. Изопакиты свиты  $C_2^6$  Красноармейского района

1а — выходы известняка  $M_1$  на поверхность; 1б — тектонические нарушения; 2 — изогипсы угольного пласта  $I_3$ ; 3 — изопакиты

для которого характерны аномальные изменения мощности, хотя на его площади почти полностью отсутствуют складчатые структуры (рис. 2). То, что на площади западной части Донецкого бассейна В. Г. Белоконь находит случаи совпадения участков с повышенной мощностью с антиклиналями и участков с пониженной мощностью с синклиналиями структурами, а А. К. Михалев устанавливает случаи с обратной зависимостью, лишь подтверждает справедливость этого вывода.

Если в области развития мелкой складчатости не наблюдается зависимости мощности отложений от пликтивных тектонических форм, то, может быть, эта зависимость проявляется на крупных складчатых структурах бассейна?

На площади детально разведанной Чистяково-Снежнянской синклинали (рис. 3) минимальные значения мощности свиты  $C_2^6$  350 м наблюдаются в западной части южного крыла и в восточной части северного, а максимальные (385 м) — на северном крыле вблизи Главной антиклинали. Изопакитой 370 м оконтуриваются две зоны повышенных мощностей, прослеживающиеся на крыльях синклинали и местами заходящие в осевую ее часть.

В области Главной антиклинали вследствие размыта сводовой ее части и крутого падения пород на крыльях имеются данные о мощности отложений только в узких полосах вдоль южного и северного крыльев, что затрудняет изучение особенностей изменения мощностей свит.

По данным горных работ на южном склоне Главной антиклинали, мощность отложений среднего карбона почти повсеместно возрастает с увеличением глубины залегания, т. е. к югу от Главной антиклинали. На северном крыле наблюдаются случаи как уменьшения, так и увеличения мощности отложений при увеличении глубины их залегания. Это указывает на неравномерность изменения мощности отложений и на положение области интенсивного прогибания южнее Главной антиклинали.

Эти данные и сопоставление их с данными о мощности каменноугольных отложений в соседних Донецко-Макеевском, Чистяково-Снежнянском, Боково-Хрустальском, Селезневском и Алмазно-Марьевском районах показывают, что изопакиты свиты  $C_2^6$  (рис. 4), как и других



стратиграфических горизонтов, не огибают Главную антиклиналь, а пересекают ее, хотя и имеют местами извилистый характер.

Таким образом, и в области крупных складчатых структур бассейна какой-либо зависимости мощности отложений от тектонических форм не наблюдается.

Анализ литолого-фациальных особенностей среднекаменноугольных отложений (отдельных горизонтов песчаников, пластов известняков и

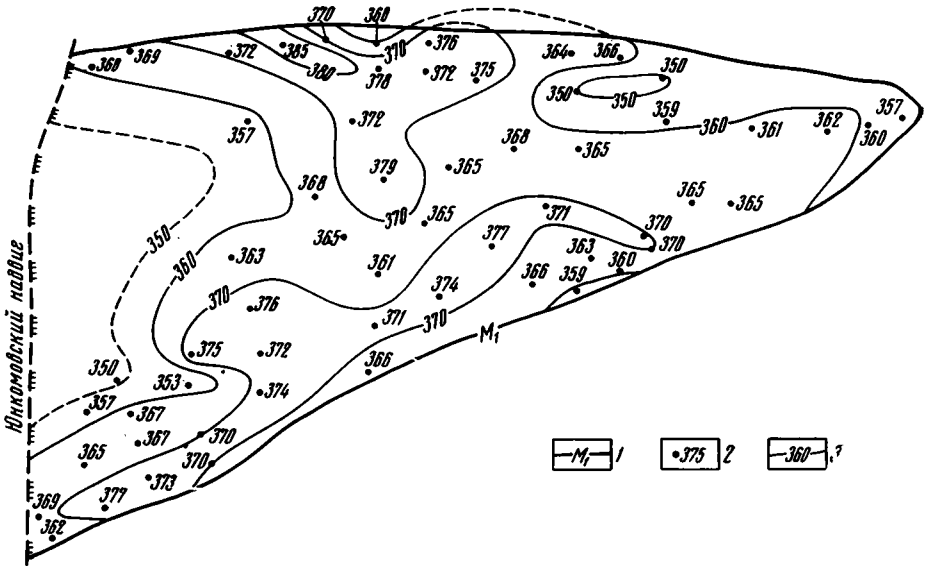


Рис. 3. Изопахты свиты  $C_2^6$  Чистяково-Снежннской синклинали

1 — выходы известняка  $M_1$  на поверхность; 2 — мощности отложений свиты по скважинам; 3 — изопахты

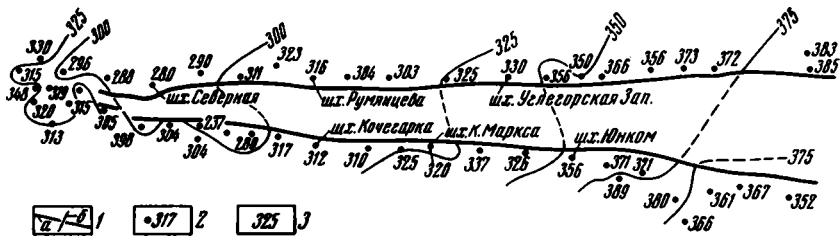


Рис. 4. Изопахты свиты  $C_2^6$  Центрального района

1а — выходы известняка  $M_1$  на поверхность; 1б — тектонические нарушения; 2 — мощности отложений свиты по скважинам и горным выработкам; 3 — изопахты

углей, расщеплений угольных пластов, распространения на площади петрографических типов пород и фациальных комплексов и т. д.) также показывает, что в области Главной антиклинали во время осадконакопления не существовало каких-либо положительных форм рельефа морского дна.

Так, мощность известняка  $L_1$  в западной части Донецкого бассейна изменяется от несколько десятков сантиметров до 6 м, чаще составляя 2—4 м. Пониженная (менее 2 м) и повышенная (более 4 м) мощность его встречается на всей изученной площади. Максимальная изменчивость мощности известняка характерна для южной, юго-западной и северо-восточной окраин бассейна. В области Главной антиклинали изменения мощности известняка  $L_1$  не отличаются от других районов.

Известно, что большинство угольных пластов Донбасса подвержено расщеплению. В Центральном районе в пластах  $k_3$ ,  $k_8$ ,  $l_1$ ,  $l_3$ ,  $m_3$  и др. наблюдается несколько зон расщепления, которые пересекают Главную антиклиналь в субмеридиональном направлении.

Участки с пониженным (менее 20%) и повышенным (более 40%) содержанием песчаников нередко имеют вид полос, простирающихся в северо-восточном направлении — основном направлении русловых и подводно-дельтовых потоков. Несколько таких полос пересекают Главную антиклиналь.

Приведенные выше данные о мощностях и литолого-фациальных особенностях среднекаменноугольных отложений позволяют сделать следующие выводы.

1. Распределение мощности среднекаменноугольных отложений, их петрографических и фациальных типов, особенности расщепления угольных пластов совершенно не связаны с современными тектоническими структурами Донецкого бассейна.

2. Совпадение участков с пониженными мощностями свит с синклиналями, а участков с повышенными мощностями с антиклинальными структурами, впервые отмеченное в Донецком бассейне В. Г. Белоконом, весьма приблизительно и случайно.

3. Также приблизительно и случайны наблюдаемые совпадения участков с повышенными мощностями отложений с синклинальными, а пониженных — с антиклинальными структурами.

4. Никаких признаков конседиментационной складчатости в карбоне Донецкого бассейна, о чем в свое время писал Н. С. Шатский и в последнее время А. К. Михалев, не наблюдается. Наличие участков с аномально повышенными и пониженными мощностями каменноугольных отложений — результат неравномерного опускания области во время накопления осадков.

5. Формирование складчатых структур Донецкого бассейна, как крупных, так и более мелких, происходило в заключительные фазы герцинского тектогенеза после накопления каменноугольных и нижнепермских отложений, как это признается большинством исследователей Донецкого бассейна.

#### Литература

- Белоконов В. Г. О закономерностях изменения мощности каменноугольных отложений юго-западной части Донбасса и их взаимосвязь с современной тектоникой. Изв. Днепропетр. горн. ин-та, т. 35, 1958. — Взаимосвязь осадконакопления со складчатыми структурами Донецкого бассейна. Геотектоника, № 1, 1967.
- Белюсов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
- Верболоз С. Е. Выводы из анализа мощностей каменноугольных отложений Донецкого бассейна. Уголь, № 4, 1952.
- Галака А. И., Ткаченко В. А., Гвоздь Я. Ф. Новые данные об угленосности каменноугольных отложений северных окраин Донбасса. Геол. ж., № 1, 1969.
- Ершов В. З. О синонимике угольных пластов Гришинского каменноугольного района Донецкого бассейна. Тр. Вседонецкого эксп. геол. бюро Главугля, вып. 1, 1933. — Геологическое строение Донецкого бассейна по новым данным. Геолого-углехим. карта Дон. басс., вып. 8. Углетехиздат, 1954.
- Кучеренко М. Т., Пожидаев С. Д., Рудометов Б. П. О зависимости между мощностями циклов и угольных пластов в карбоне Донецкого бассейна. Докл. АН СССР, т. 172, № 4, 1967.
- Левенштейн М. Л. К вопросу о структуре юго-западной окраины Донецкого бассейна. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1959. — Анализ изменения мощностей каменноугольных отложений Донецкого бассейна. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 1. 1963.
- Михалев А. К. Взаимоотношение мощностей свит  $C_2^3$  —  $C_2^4$  среднего карбона Бокowo-Хрустальной и Чистяково-Снежнянской синклиналей Донбасса. Материалы республ. научно-техн. конф. молодых ученых по проблеме угольн. пром-сти УССР, 1967. — О связи мощностей каменноугольных отложений с тектоникой в Донбассе. Геол. ж., № 6, 1968. — Распределение мощностей свит  $C_2^6$  и  $C_2^7$  среднего карбона в центральном районе Донецкого бассейна. Геотектоника, № 3, 1968.

- П о п о в В. С. Донецкий бассейн. В кн. «Горное дело», т. II. Углетехиздат, 1957.— Геологическое строение и промышленная угленосность Донецкого бассейна. Кандидатская диссертация. Киев, 1964.
- Т е т я е в М. М. Основные черты геологии и тектоники палеозойских отложений Европейской России, 1912.— Геотектоника СССР. ГОНТИ, 1938.
- Ш а т с к и й Н. С. О тектонике северной части Донецкого бассейна, Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 2, вып. 3, 1924.— Происхождение Донецкого бассейна. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 15, вып. 4, 1937.— О прогибах донецкого типа. Избр. труды, т. II. «Наука», 1964.
- Ш и р о к о в А. З. О закономерности в распределении угольной фации среди отложений Донецкой геосинклинали. Сов. геология, № 6, 1938<sub>1</sub>.— О мощности отложений Донецкого карбона. Сов. геология, № 12, 1938<sub>2</sub>.— Геотектонические предпосылки угленакопления в западной части Донецкого бассейна. Сов. геология, сб. 38. Госгеолиздат, 1949.— Происхождение Донбасса. Изв. Днепропетр. горн. ин-та, т. 14, 1954.— История геологического развития угленосной формации карбона. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. I. Госгеолтехиздат, 1963.

Институт минеральных ресурсов  
УССР

Статья поступила  
29 августа 1969 г.

-----

*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., Геологический институт АН СССР  
Телефон 233-00-47, доб. 3-77**

Технический редактор *Максюта П. С.*

---

Сдано в набор 5/VII-1971 г. Т-14164. Подписано к печати 27/VIII-1971 г. Тираж 1815 экз.  
Зак. 4663. Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Усл. печ. л. 11,9. Бум. л. 4<sup>1</sup>/<sub>4</sub>. Уч.-изд. листов 12,4.

---

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

## К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

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

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

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

2. Объем статьи, как правило, не должен превышать авторского листа (24 стр. машинописного текста), кратких сообщений — 6 стр. машинописного текста.

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

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

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

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

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

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

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

8. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора и год издания.

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

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

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

12. Иллюстрирование статей рисунками допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество — 5—6 рис. на авторский лист.

13. К статье, превышающей 6 стр. машинописного текста, должна быть приложена аннотация (до 1 стр. машинописного текста), для всех статей — краткий реферат для ВИНТИ (1—2 стр. машинописного текста в двух экземплярах).

14. Редакция сохраняет за собой право сокращать статьи и подвергать их правке, а также возвращать в случае несоблюдения приведенных выше правил.

15. Авторам направляется корректура статьи. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами.

16. По выходе статьи в свет автор получает 25 оттисков.

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

12

Цена 1 р. 20 к.

Индекс  
70228

