

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

2

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1967

## ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАРТ — АПРЕЛЬ

МОСКВА

№ 2, 1967 г.

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>И. В. Лучицкий, П. М. Бондаренко.</b> Эксперименты по моделированию сводовых поднятий байкальского типа	3
<b>М. М. Рубинштейн.</b> Орогенические фазы и периодичность складкообразования в свете данных абсолютной геохронологии	21
<b>К. Эрентоз.</b> Краткий обзор геологии Анатолии (Малая Азия)	31
<b>В. М. Цейслер.</b> О соотношении горст-мегантиклинали юго-западного Гиссара с соседними областями	48
<b>И. В. Пахомов.</b> Палеотектонические условия формирования Кизеловского каменноугольного бассейна	56
<b>В. Н. Крестников, Г. И. Рейснер.</b> Новейшая тектоника Восточного Казахстана и Джунгарии	71

## Краткие сообщения

<b>Ю. Г. Ермаков.</b> О структуре поверхности фундамента и верхнепротерозойско — палеозойского платформенного покрова южного склона Украинского щита	88
<b>В. Г. Гладков, В. И. Сизых, И. Н. Фомин, В. А. Фомина.</b> Аркогенный надвиг в северной части Заганского хребта (Западное Забайкалье)	90
<b>Г. И. Князев.</b> К систематике замкнутых рудных поясов	94

## Критика и дискуссии

<b>Б. П. Бархатов.</b> Новая монография по общей геотектонике (рецензия)	101
<b>И. И. Чебаненко.</b> Ответ Э. Н. Эрлиху	106
<b>И. П. Палей.</b> О книге Г. И. Каляева «Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции»	110

## Хроника

XI Тихоокеанский научный конгресс (Токио, Япония)	112
Вопросы тектоники на XI Тихоокеанском научном конгрессе	112
Заседания по проекту Верхней мантии	117

## GEOTECTONICS

MARCH — APRIL

MOSCOW

№ 2, 1967

## CONTENTS

<b>I. V. Luchitsky &amp; P. M. Bondarenko.</b> Experiments for modelling Baikal-type arched uplifts	3
<b>M. M. Rubinstein.</b> Orogenic phases and folding intervals in the light of absolute age measurements	21
<b>Cahit Erentöz.</b> Resume de la géologie de l'Anatolie (Asie Mineur)	31
<b>V. M. Tseysler.</b> On the relationship between the south-western Gissar horst-meganticline and the adjacent areas	48
<b>I. V. Pakhomov.</b> Paleotectonic conditions of formation of the Kizelovsky coal basin	56
<b>V. N. Krestnikov &amp; G. I. Reysner.</b> The neotectonics of Eastern Kazakhstan and Jun-garia	71
Short Communications	
<b>Yu. G. Ermakov.</b> On the structure of the Basement surface and Upper Proterozoic-Paleozoic platform cover within the southern side of the Ukrainian Shield	88
<b>V. G. Gradkov, V. I. Sizykh, I. N. Fomin &amp; V. A. Fomina.</b> An acrogenous over-thrust within northern Zagansky Ridge (Western Transbaikal)	90
<b>G. I. Knyazev.</b> On the classification of enclosed ore belts	94
Critique and Discussion	
<b>B. P. Barkhatov.</b> A new monography on general geotectonics (review)	101
<b>I. I. Chebanenko.</b> The reply to E. N. Erlich	106
On a book by G. I. Kaliaev «Precambrian tectonic of the Ukrainian iron-ore formation»	110
News	
The Eleventh Pacific Science Congress (Tokyo, Japan)	112
Tectonic problems at the XI Pacific Congress	112
Meetings on the Upper Mantle Project	117

УДК 551.240.089

И. В. ЛУЧИЦКИЙ, П. М. БОНДАРЕНКО

**ЭКСПЕРИМЕНТЫ ПО МОДЕЛИРОВАНИЮ СВОДОВЫХ ПОДНЯТИЙ БАЙКАЛЬСКОГО ТИПА****ВВЕДЕНИЕ**

После того как Н. С. Шатский (1932) обратил внимание на сходство байкальской системы впадин с Африкано-Аравийским рифтом, а Е. В. Павловский (1937, 1948) обосновал выделение байкальского свода, проблема сводовых поднятий подверглась широкому обсуждению в нашей стране. Сравнительно недавно эта проблема была рассмотрена Н. А. Флоренсовым (1960) и И. В. Корешковым (1960), привлечена к анализу закономерностей размещения магматических формаций Ю. А. Кузнецовым (1965) и к изучению послетриасовой тектоники Сибири К. В. Боголеповым (1963).

Экспериментальное исследование сводовых поднятий байкальского типа путем моделирования не предпринималось, как, впрочем, не было также попыток моделировать какие-либо крупные геологические структуры Сибири. Таким образом, проведенные нами опыты в известной мере восполняют пробел в общей работе по изучению процессов образования геологических структур. Работа проведена в рамках деятельности лаборатории экспериментальной тектоники Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР. Этой работой открывается еще один путь в системе экспериментальных исследований, проводимых в лаборатории, где ранее были предприняты усилия к организации в первую очередь опытов с естественными горными породами (Лучицкий, Громин, Ушаков, 1963, 1964). Отличие этого нового для лаборатории пути определяется тем, что моделирование здесь связано с использованием в экспериментах искусственных (эквивалентных) материалов. Такое моделирование широко применяется в различных областях естествознания, в том числе и в геологии, и опирается на основы теории подобия, разработанной в приложении к экспериментальной тектонике, в частности, Е. Н. Люстихом (1949), М. В. Гзовским (1963) и др.

Известно, что строгое соблюдение требований теории подобия в тектонике весьма затруднено отсутствием возможностей проводить опыты в течение длительного времени, а также в условиях существенного изменения напряженности гравитационного поля. Кроме того, эквивалентные материалы лишены тех свойств, которые определяются внутренней структурой горных пород и резко выраженной анизотропией отдельных элементов их строения. В процессе тектонического моделирования, по-видимому, приходится переходить такую границу, отделяющую огромный длительно формирующийся геологический объект от его модели, за пределами которой свойства деформируемого эквивалентного материала приобретают принципиальные качественные отличия, не позволяющие обеспечить строгое соблюдение требуемых условий подобия. В таком плане можно провести параллели с качественными изменениями, наблюдаемыми, например, при переходе от процессов деформации материалов, происхо-

дящих в условиях кратковременного нагружения, к процессам, протекающим длительно и вызывающим ползучесть этих материалов.

Тем не менее моделирование геологических структур, выполненное Б. Виллисом (1934) для Аппалачских гор, В. Паульке (Paulcke, 1912) для Альп, Клоосом (Cloos, 1928, 1939) для Рейнской области и смежных территорий, М. В. Гзовским (1963 и др.) для Байджансайского антиклинория в Тянь-Шане, Н. Б. Лебедевой (1956, 1962) и А. М. Сычевой-Михайловой (1958) для диапиров и платформенных складок Европейской части СССР и другими исследователями, показывает, что, несмотря на возникающие затруднения, при работе с эквивалентными материалами, избираемыми с учетом теории подобия, могут быть получены весьма интересные и важные выводы.

### ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ

Проблема сводовых поднятий не нова. По-видимому, Эли де Бомон впервые в начале прошлого столетия (Beaumont, 1827) обратил внимание на общее изгибание поверхности земной коры в области Рейнского

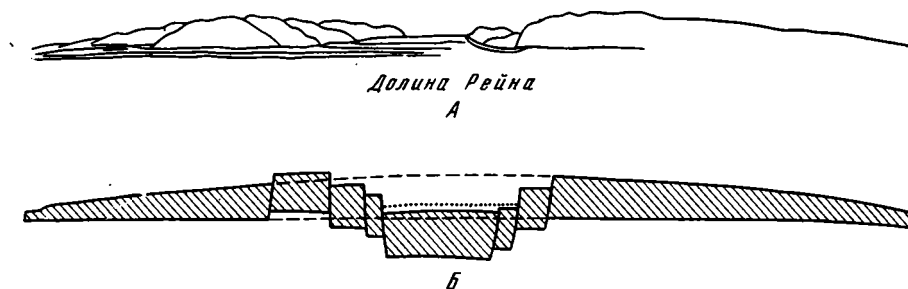


Рис. 1. Рейнский грабен по Эли де Бомону (Beaumont, 1827)

А — общий вид; Б — схема строения

грабена и на закономерное расположение грабена в замке наблюдаемого здесь пологого свода. Рисунок Эли де Бомона (рис. 1) наглядно иллюстрирует его представления об оседании центральной части арки, возникшей под влиянием горизонтального сжатия. Эту концепцию поддерживали в дальнейшем А. Лаппаран (Lapparent, 1886—1887, 1898) и многие другие исследователи, хотя в конце XIX в. ее отверг Э. Зюсс (Suess, 1880). Взглядам Эли де Бомона Э. Зюсс противопоставил представление об обрушении отдельных участков земной коры, не связанном с какими-либо поднятиями; он соответственно считал, что уступы, ограничивающие Рейнский грабен, ныне располагаются на том же уровне, на котором они находились первоначально.

Несмотря на резко выраженное отрицательное отношение к проблеме сводовых поднятий в понимании Эли де Бомона, Э. Зюсс сыграл положительную роль в ее разработке, так как ему принадлежит несомненная заслуга первого обоснованного сравнения Рейнского грабена и системы африканских рифтовых долин (Suess, 1891). Зюсс указал на некоторые черты отличий между этими геологическими структурами, но подчеркнул их общность как типичных, по его мнению, структур растяжения.

К началу текущего столетия стало известно, что африканские рифтовые долины, так же как и Рейнский грабен, приурочены к оси пологого свода. На это указал, в частности, И. В. Грегори (Gregory, 1894), который выявил расположение большой рифтовой долины Восточной Африки на том месте, где прежде вместо нее был широкий пологий свод; он высказал предположение о возникновении рифтовой долины в результате оседания узкой полосы земной коры между параллельными сбросами. Для объяснения механизма образования рифта И. В. Грегори привлек идею

Эли де Бомона об обрушении замка свода. Тогда же Ф. Мартонн (Martonne, 1897) отметил приуроченность рифтовых долин к главным осям поднятий. Позднее А. Лаппаран (Lapparent, 1898) стал рассматривать Восточную Африку в целом как обширную, сильно приподнятую, длительно вытянутую арку, в которой вдоль оси возникла зона обрушения в тех местах, где предшествующее поднятие было особенно значительным.

Представления И. В. Грегори, Ф. Мартонна и А. Лаппарана поддержал затем Э. К. Абенданон (Abendanon, 1914). Он выдвинул общую идею формирования огромных складок, вовлекающих в изгибы крупные сегменты земной коры, и предположил, что африканские рифтовые долины возникли в результате растяжения в антиклинальной зоне именно такой меридионально вытянутой гигантской складки, глубинные зоны которой подверглись деформации под влиянием сжатия. Широкое значение таких глубинных складок установил впоследствии Э. Арган (1935).

В известной мере в разрез с идеями, предполагающими образование грабенов на своде в результате растяжения, шли факты, указывающие на существование надвигов в обрамлении Рейнской долины (Salomon, 1903, 1927) и африканских рифтовых впадин (Uhlig, 1907, 1912). Поэтому при изучении рифтовой системы Африки сперва Э. Вейланд (Weyland, 1921), а затем Б. Виллис (Willis, 1928; русский перевод 1934<sub>2</sub>) вновь подчеркнули важную роль горизонтального сжатия в процессе образования впадин. Виллис даже противопоставил представлению о рифте, как о структуре, возникающей в результате растяжения идею рампа, образующегося под влиянием горизонтального сжатия. Б. Виллис также существенно уточнил представления о механизме образования свода, сопровождаемого типичными для рампа впадинами, обрамленными системой надвигов. По его мнению, свод возникает под действием глубокого сжатия кристаллического основания, обуславливающего укорочение в направлении сжатия и удлинение масс в направлении наименьшего сопротивления, то-есть вертикально вверх. Свод, таким образом, по Б. Виллису, представляет собой широкую арку, которая была образована вертикальным поднятием твердых пород основания. Это движение создало условия растяжения и образование нормальных сбросов в поверхностной части земной коры. Б. Виллис предполагал, что вследствие сжатия на глубине возникает пологая плоскость скольжения, единый надвиг, расположенный в той зоне, где внутренняя температура земной коры настолько высока, что только чрезвычайное статическое давление затрудняет расплавление пород. При этих условиях неуравновешенное напряжение, по его представлению, способствует плавлению.

Исследованию рифтовых долин Африки. Б. Виллис позднее посвятил капитальный труд (Willis, 1936), в котором изложил и детально обосновал свои взгляды на происхождение связанных с этими долинами сводовых поднятий. Его гипотеза астенолита дает наиболее полное объяснение природы этих замечательных структур и механизма их образования. Первоначальные представления Б. Виллиса (Willis, 1928) о расплавлении подкорковых масс вследствие возникновения на глубине плоскости скольжения в этой и в более поздних работах (Willis B., Willis R., 1941) существенно меняются. Подкорковый очаг плавления, астенолит, возникает, по его мнению, под влиянием радиоактивного тепла. Увеличение температуры приводит к расширению вещества в твердом состоянии и обуславливает появление слабого поднятия над астенолитом. Дальнейший нагрев вызывает расплавление вещества коры и увеличение его объема на 5%. В итоге над астенолитом образуется сравнительно крупное поднятие, достигающее высоты нескольких тысяч метров. С этой концепцией Б. Виллис связывает не только свои взгляды на возникновение рифтовых долин, но также и общие представления о боковом напоре и вертикальном раздавливании. Впрочем, ограниченные возможности таких представлений в приложении к проблеме магматизма и горообра-

зования были показаны ранее Ю. А. Косыгиным (1948). Следует отметить, что в капитальном труде Б. Виллиса (Willis, 1936) важным явилось признание широкого распространения сбросов, расположенных в обрамлении рифтовых долин и вызванных растяжением.

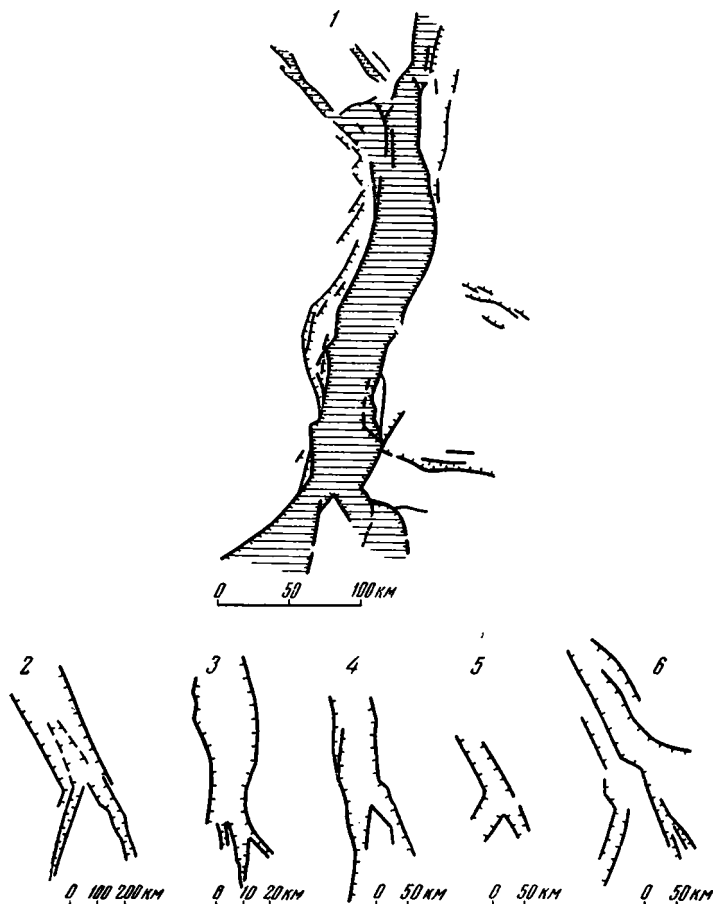


Рис. 2. Рейнский грабен и другие примеры крупных грабенов с разветвляющимися окончаниями (по Г. Клоосу). Красное море перевернуто

1 — Рейнский грабен; 2 — Красное море, северное окончание; 3 — Веттерн, южное окончание; 4 — Ньясса, южное окончание; 5 — Танганьика, южное окончание; 6 — Большой грабен, южное окончание.

Вскоре после выхода в свет большой работы Б. Виллиса обобщающий труд по сводовым поднятиям и сопровождающим их грабенам был представлен Г. Клоосом (Cloos, 1939). В этом труде было рассмотрено образование грабенов на сводах и дано их сравнение по материалам, характеризующим Рейнские и Африканские структуры (рис. 2). Г. Клоос очень внимательно проанализировал палеогеографию Рейнского свода, сопоставил его с Восточно-Африканским и Нубийско-Аравийским сводами и пришел к выводу о геометрически закономерном размещении на них грабенов. Он обратил внимание на весьма типичную виргацию сбросов в области погружения свода (рис. 3, А) и дал механическое объяснение этому явлению (рис. 3, Б).

Впрочем, вопросы механизма образования сводовых поднятий в целом Г. Клоос, в сущности, не рассмотрел; изложенная им общая теория ограничена определением происхождения грабенов в результате анти-

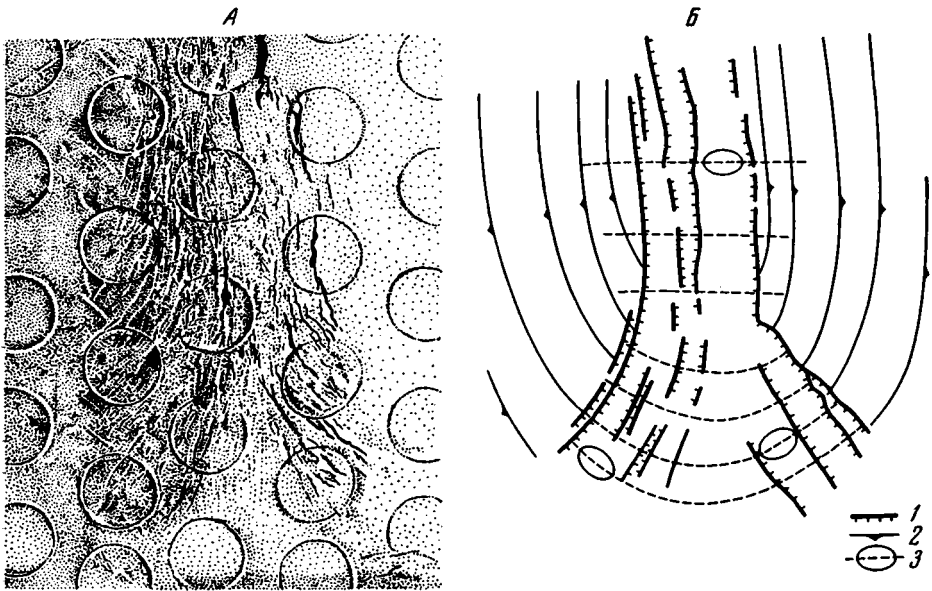


Рис. 3. Эксперименты Г. Клооса, поясняющие виргацию грабенов в области их затухания

А — рисунок результатов опыта по деформации глин, Б — поясняющий эскиз Г. Клооса; 1 — сбросы; 2 — изогипсы; 3 — оси удлинения эллипсоида деформации.

тетического вращения (рис. 4). Тем не менее его работа привлекает особое внимание потому, что в ней изложены результаты выполненных им экспериментов, показывающих возможность образования грабенов вследствие растяжения, возникающего в изогнутом пласте глины, лишенном поддержки в его наиболее приподнятой части (рис. 5). Хотя опыты

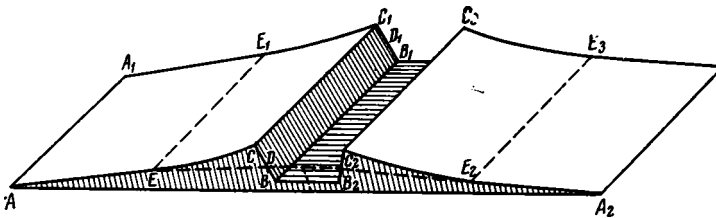


Рис. 4. Блок — схема, изображающая антитетическое вращение (по Г. Клоосу)

АЕД<sub>2</sub>Е<sub>2</sub>А<sub>2</sub> — поднятие; ЕСД и т. д. — антитетические оси вращения на краях грабена; ДВВ<sub>2</sub> и т. д. — погружение грабена; ДВ — истинная амплитуда перемещения; СВ — видимая амплитуда перемещения в результате суммирования опускания (ДВ) и вращения (СД)

Г. Клооса подверглись сравнительно недавно критике со стороны Ф. Кюенена (Kuenen, 1965), они представляют несомненный интерес, так как выявляют некоторые весьма типичные черты механизма образования грабен, сопровождающих сводовые поднятия.

После исследований Б. Виллиса и Г. Клооса стало совершенно очевидным, что расположение крупных грабен на сводах вполне закономерно, как правильно предполагали Эли де Бомон, Ф. Мартонн и другие исследователи. Этот вывод был подтвержден, в частности, исследованиями Ф. Дикси (1959), вновь подчеркнувшего тесную связь рифтовых долин Восточной Африки и сводовых поднятий. В работе Ф. Дикси развиваются весьма важные представления о формировании рифтов вдоль



древних ослабленных зон по линиям глобального контракционного погружения и о глубинном их заложении.

В связи с результатами исследований Ф. Дикси возникла дискуссия, с которой можно ознакомиться по тексту, помещенному в конце названной выше работы (Дикси, 1959). В ходе дискуссии были высказаны различные соображения о природе рифтовых долин. В частности, И. Вейланд вновь обратил внимание на вероятное происхождение рифтовых

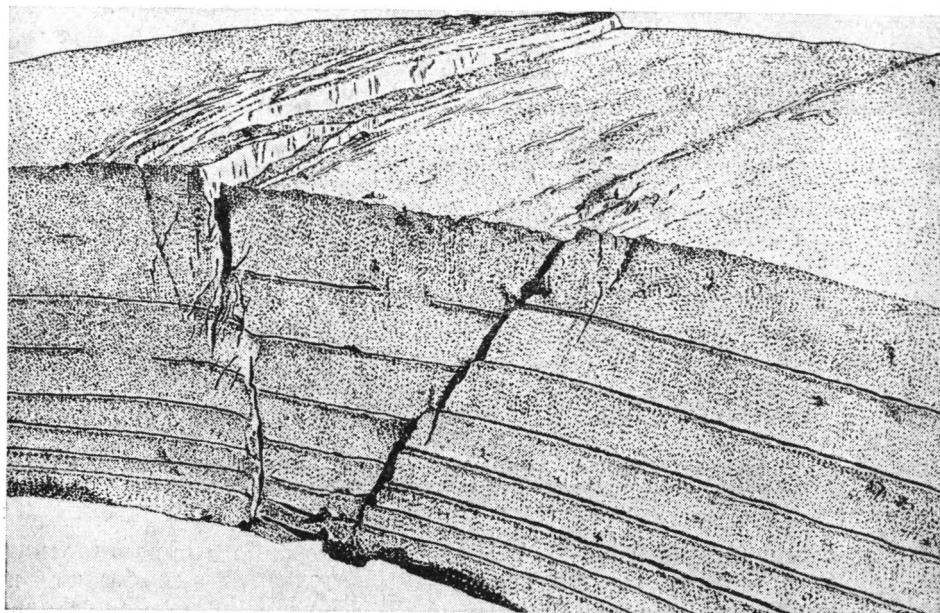


Рис. 5. Грабен на поднятии, экспериментально полученный Г. Клоосом в слоях глины

долин в связи с движениями, существенно обусловленными сжатием в период ранней стадии континентального поднятия, и высказал предположение о том, что в некоторых районах гравитационные сбросы на поверхности следуют за рифтообразующими движениями, вызванными сжатием на глубине, и что имело место позднее крупномасштабное региональное изгибание, грубо перпендикулярное основному простиранию рифтовых долин. Многие из основных сбросов на поверхности, как полагает И. Вейланд, являются отражением движений на глубине и в малой степени контролируются поверхностными явлениями.

Нам остается возвратиться вновь к байкальской системе впадин, которую Е. В. Павловский (1937, 1948 и др.) сравнил с африканскими рифтовыми долинами. Предложенные им идеи охватывают круг вопросов, связанных с анализом процессов, заслуживающих, по его мнению, особого названия аркогенеза (геоморфологически выраженное длительное складкообразование в условиях окраины платформ) и тафрогенеза (образование впадин байкальского типа и рифтовых долин). Такой широкий взгляд позволил Е. В. Павловскому выйти за рамки представлений о несовместимости рифта и рампа и в этом отношении развить в принципиально новом плане те сравнительно более поздние построения Б. Виллиса (Willis, 1936), в которых проблема «рифт против рампа» не выдвигалась с такой полемической остротой, как в его первоначальных изложениях (Willis, 1928).

В работах Е. В. Павловского, и других исследователей (Данилович, 1963; Флоренсов, 1965), аркогенный механизм образования сводовых поднятий рассматривался лишь в общем виде, как процесс коробления, сопровождаемый разрывами.

Моделирование геологических структур возможно лишь в том случае, когда известен предполагаемый механизм их образования. Только при этом условии экспериментальное исследование приобретает определенную целенаправленность и позволяет использовать те или иные методические приемы для проверки выдвигаемой гипотезы и получения новых сведений об особенностях процесса возникновения моделируемых объектов.

Для сводовых поднятий, сопровождаемых впадинами, наиболее общее объяснение механизма их образования дано Б. Виллисом (Willis, 1936). Его концепция атенолита, возникающего вследствие радиоактивного разогрева в подкоровой зоне, расширяющего и поднимающего свод, удачно охватывает все разнообразие существующих взглядов по этому вопросу и объединяет в едином плане различные точки зрения. С позиций, предлагаемых гипотезой астенолита, для понимания механизма образования свода не имеет значения, происходит ли на больших глубинах сжатие в горизонтальном направлении или нет. Важно, что независимо от этого конечным результатом процесса является воздымание крупного участка земной коры над астенолитом и его растяжение. Представление о растяжении наиболее приподнятой части свода и его обрушении никем, в сущности, сейчас не оспаривается. Более того, Г. Клоос (Cloos, 1939) описал даже некоторые проведенные им опыты, позволяющие утверждать возможность образования грабенов при антитетическом вращении и растяжении, что значительно облегчает дальнейшее развитие экспериментальных исследований в области изучения сводовых поднятий. Сейчас можно, по-видимому, выдвинуть более широкую задачу перед такими исследованиями и предпринять попытку воспроизвести путем моделирования общий процесс образования свода с тем, чтобы получить типичный рисунок впадин, который весьма наглядно изобразил в своих работах Г. Клоос (Cloos, 1939, см. рис. 2 в настоящей статье).

Предлагая такую задачу, необходимо ясно себе представлять, что в итоге экспериментов должны быть, конечно, получены отмеченные Г. Клоосом характерные черты морфологии впадин в плане, такие, в частности, как их прямолинейность и весьма типичное ветвление в области погружения удлиненного свода. Вместе с тем должны быть достигнуты такие результаты, которые позволили бы объяснить, почему на байкальском своде система впадин сильно изогнута, и в то время, как на северном почти долготном окончании озера Байкала впадины резко поворачивают к востоку, следуя в широтном направлении, на южном, почти широтном его конце, они также внезапно поворачивают на юг, приближаясь к оз. Хубсугул.

Для решения поставленной задачи и моделирования процесса образования свода над астенолитом необходимо было использовать такой материал, который при нагревании эффективно расширялся бы. До недавнего времени эквивалентные материалы, расширяющиеся в процессе нагревания модели, никем, по-видимому, не применялись. Впрочем, И. В. Кириллова (1962) произвела опыт с обыкновенным тестом, но в нем расширение существенно зависело от бактериального процесса брожения, а не являлось прямой функцией нагрева. Поэтому были предприняты поиски иного, более подходящего материала и в конечном итоге был выбран вермикулит. Известно, что листочки вермикулита при нагревании расщепляются вследствие выделения гигроскопической воды и существенно увеличиваются в объеме. Именно это свойство вермикулита позволило использовать изготовленную из него измельченную массу в качестве материала, подвергавшегося путем нагрева расширению

в участке модели, отвечающем зоне гипотетического астенолита. Подъем слоев, расположенных над таким астенолитом, имитировал в принятой модели образование свода.

Сводовые поднятия в эксперименте моделировались уменьшенными до размеров  $1 \cdot 10^{-6}$  натуральной величины, поэтому для модели слоистой оболочки земной коры применялись такие эквивалентные материалы, как влажная более или менее песчаная глина, пригодность которой для этой цели с точки зрения теории подобия подтверждена расчетами М. Хабберта (Hubbert, 1937), Г. Клооса (Cloos, 1939), Е. Н. Люстиха (1949) и М. В. Гзовского (1963). Строение земной коры принималось двухслойным, с отношением мощностей верхнего слоя к нижнему 1 : 1; плотность нижнего слоя увеличивалась пропорционально отношению плотностей гранитного и базальтового слоя в земной коре за счет примесей алебаstra или абразивного порошка. Влажность глины составляла 25—30%; верхний слой во время экспериментов дополнительно увлажнялся, чтобы уменьшить внутреннее сцепление глинистых частиц и облегчить обрушение. Маркирующие слои модели (толщиной не более 2 мм) готовились из алебаstra, мела или цветной глины.

Опыты производились на металлическом стенде, ограниченном тремя непрозрачными и одной прозрачной (плексигласовой) стенками. В основание стенда был вмонтирован электрический нагреватель, покрытый асбестовым листом, на котором размещался измельченный вермикулит, окруженный балластным слоем влажной песчаной глины, равным по мощности вермикулитовому слою. На выровненной таким образом поверхности пласта, включающего потенциальную модель астенолита, располагалась двухслойная модель земной коры, составленная из влажной глины с примесями тонкозернистого песка, алебаstra или абразивного порошка.

Нагревание основания стенда вызывало расширение модели астенолита и подъем его кровли, сопровождаемый растяжением на своде слоя, моделирующего земную кору. Стенд, на котором производились опыты, позволял моделировать процесс аркогенеза в условиях действия пары сил, приводящих к появлению деформаций сдвига и к вращению модели в горизонтальной плоскости, несколько напоминающему движение, вызывающие образования вихревых структур по Ли Сы-гуану (1959).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Опыты показали, что расширение материала, моделирующего астенолит, расположенный в подкоровой области, вызывает образование над ним свода, на котором появляется система трещин растяжения. Во время экспериментального изучения этого процесса выявилась существенная зависимость рисунка возникшей системы трещин главным образом от формы астенолита и от его последующей деформации.

Над более или менее правильным, в общем изометричным астенолитом постоянно образуются радиальные трещины растяжения; они ветвятся и довольно сложно переплетаются между собой. Типичная картина такой системы трещин видна на рис. 6, где изображены результаты одного из опытов, моделирующих арочный изгиб над изометричным астенолитом. В этом эксперименте двухслойная модель имела следующие размеры: верхний слой 20 мм, нижний слой 20 мм. Размер астенолита 110 мм в поперечнике, возникшего поднятия — 150 мм.

Радиальная система трещин появлялась на самых ранних стадиях деформации модели и последовательно развивалась по мере роста свода. Опыт, результаты которого показаны на рис. 6, продолжался 1 час 15 мин.; максимальная высота свода была доведена до 12 мм. Тем не

менее ни в этом опыте, ни при повторных экспериментах с изометричным астенолитом не удалось добиться таких прямолинейных разрывов, которые могли бы рассматриваться как модели рифтовых долин.

В процессе роста поднятий происходило обрушение отдельных участков в центре свода, облегчавшееся увеличением песчаной примеси в глине и ее дополнительным увлажнением, уменьшавшим сцепление между частицами деформируемого материала. В целом же силы сцепле-

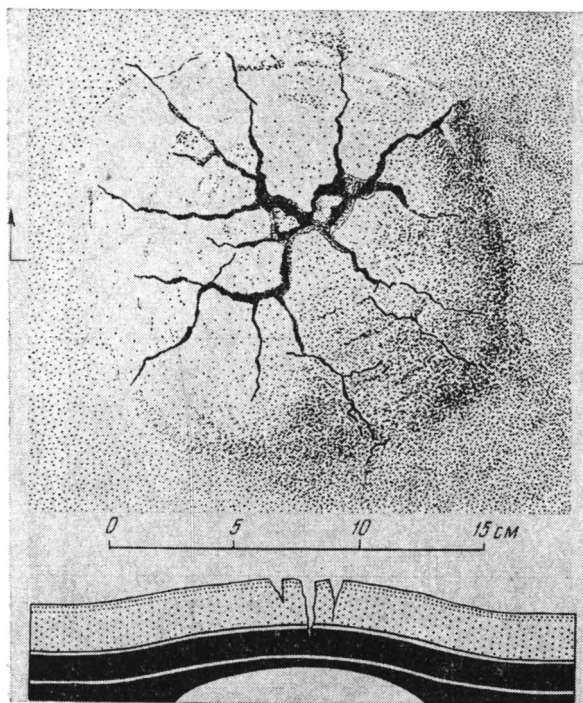


Рис. 6. Радиальная система разломов над изометричным астенолитом

ния внутри влажной глины, даже при значительном содержании в ней песка, обычно превышали гравитационные силы, воздействующие на отдельные блоки, обособлявшиеся при образовании трещин. Это существенно препятствовало обрушению блоков, тем более что в основании свода непрерывно сохранялась поддержка. Как показал Г. Клоос (Cloos, 1939) своими экспериментами, обрушение в весьма наглядной форме проявляется только в том случае, когда такая поддержка исчезает. Предполагается, что в природной обстановке это явление происходит вследствие перехода астенолита в расплавленное состояние и последующего удаления из него магмы, следующей вдоль трещин вверх и изливающейся затем на дневную поверхность. Связь вулканических извержений с процессом образования сводов давно установлена и подтверждает гипотезу, предполагающую существование астенолитов.

Линейные трещины, параллельные оси свода, возникали лишь тогда, когда астенолит имел резко выраженное удлинение в каком-либо одном направлении. В этих случаях на ранних стадиях формирования свода обычно появлялась группа тонких трещин, следующих в общем вдоль оси его удлинения. Затем одна из трещин приобретала господствующее значение, существенно разрасталась по простиранию и понемногу рас-

ширяться. Остальные трещины при этом не претерпевали значительных изменений; они лишь обособляли продольные блоки, сопровождающие главную трещину, и способствовали их обрушению, в целом затрудненному по отмеченным выше причинам.

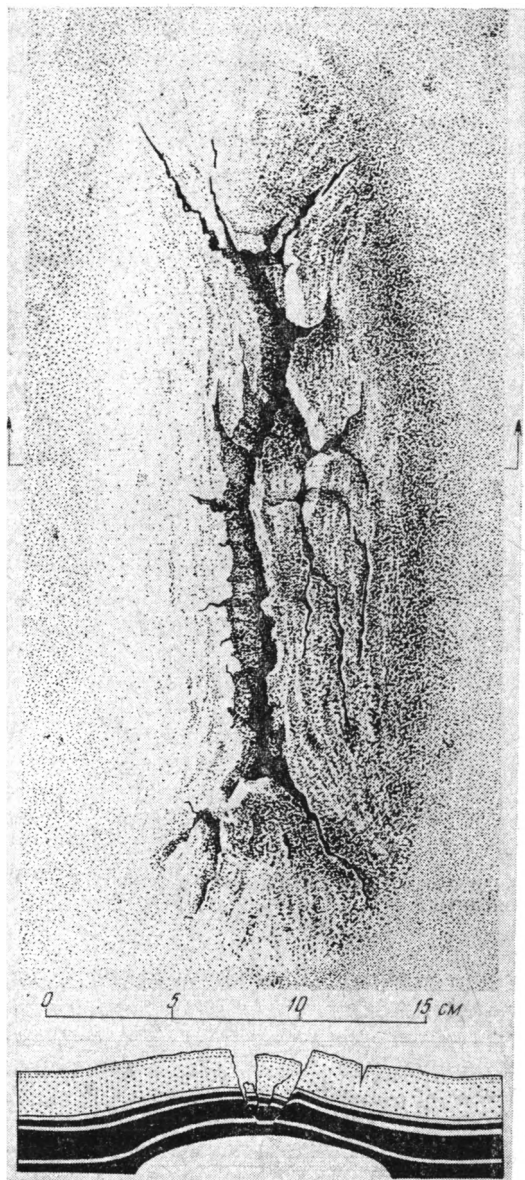


Рис. 7. Система линейных разломов, ветвящихся в области затухания свода, развивающегося над удлиненным астенолитом

нических коротких поперечных трещин, сравнительно быстро затухающих по простиранию и тяготеющих к средней его части; такие трещины обычно располагались только с одной стороны свода.

Неоднократное повторение опытов с удлиненным астенолитом неизменно приводило к появлению типичного рисунка рифтовых впадин, изображенного Г. Клоосом в его работе (Cloos, 1939) и приведенного нами выше.

Иногда формирование главной трещины протекало в два этапа: сначала возникала пара наиболее крупных трещин, расположенных кулисообразно, затем одна из них несколько удлинялась и соединялась с другой, после чего процесс шел обычным путем.

Разрастанию главной продольной трещины сопутствовало ее расщепление в области погружения свода, где она разветвлялась, постепенно затухая. Таким образом, создавался типичный рисунок линейного грабена, вытянутого вдоль оси свода и обладающего всеми характерными особенностями строения, вплоть до ветвления окончаний, что видно из рис. 7, где изображена двухслойная модель свода, образовавшегося над удлиненным астенолитом, в котором отношение ширины к длине составляло 1 : 3.

Размеры модели определяются следующим образом: ширина астенолита — 105 мм, длина — 320 мм; ширина свода на поверхности — 155 мм, длина — 370 мм. Мощность двухслойной модели коры составляет 40 мм.

Сравнительно простой процесс образования свода сопровождался частичным обрушением стенок главной трещины, что еще в большей степени сближало полученные в эксперименте структуры с рифтовыми впадинами.

Рост свода в ряде случаев осложнялся появлением еди-

Сравнение полученных данных с результатами изучения изометричной модели не оставляет сомнений в том, что общее удлинение астенолита принадлежит к таким существенным чертам его строения, которые

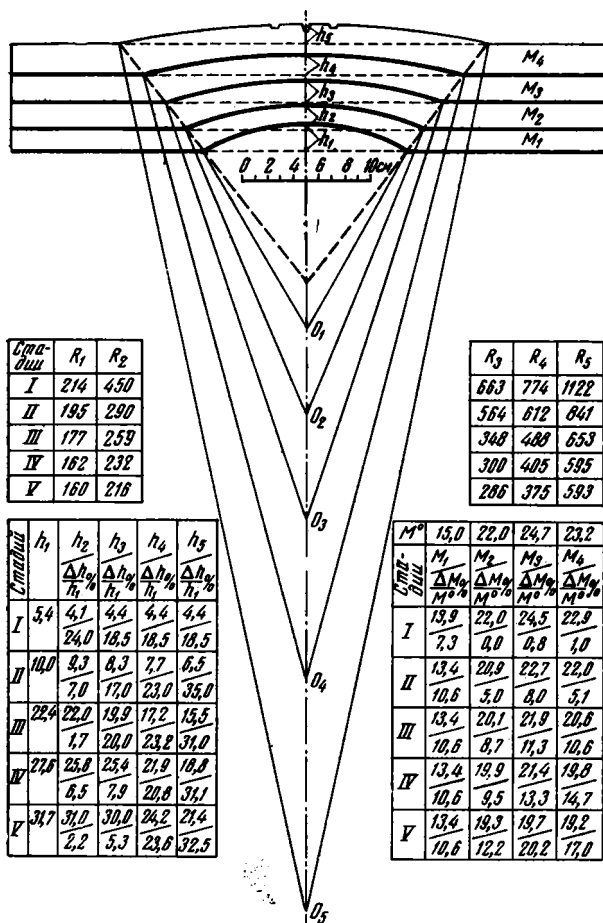


Рис. 8. Изменение высоты и радиуса кривизны свода в процессе роста модели удлиненного астенолита

$O_1, O_2$  и т. д. — центры кривизны изогнутых над сводами слоев;  $h_1, h_2$  и т. д. — высоты поднятия слоев;  $M_1, M_2$  и т. д. — мощности слоев;  $R_1, R_2$  и т. д. — радиусы кривизны изогнутых слоев

собственно и обуславливают появление линейных зон разрыва, сопровождающих рифты. Отсюда можно сделать вывод о том, что рисунок рифтовых долин определяется способом заложения и условиями образования астенолита в глубоких недрах Земли и, таким образом, зависит от глубинного строения подкоровых зон. В таком направлении проведенные опыты вполне согласуются с результатами исследований Ф. Дикси (1959), которые позволили ему выдвинуть представление о глубинном заложении рифтовых долин.

Исследование поперечного разреза модели удлиненных сводовых поднятий устанавливает некоторые особенности процесса их образования. Как выяснилось, изгибание модели земной коры при расширении астенолита происходит таким образом, что радиус кривизны увеличивается по мере перехода от более глубоких зон к поверхности модели. Вследствие этого вверх по разрезу арочный изгиб постепенно затухает (рис. 8). Его затухание вызвано тем, что в слоях, моделирующих земную кору,

так же как и в природной обстановке, развиваются остаточные деформации. В таких условиях направленные снизу вверх действующие усилия со стороны расширяющегося астенолита частично угасают в удалении от его поверхности. В связи с этим происходит некоторое уплотнение материала над кровлей астенолита и соответствующее сокращение мощности ближайших к астенолиту слоев модели. Впрочем, максимальное уплотнение материала происходит не всегда в самой кровле астенолита, а в ряде случаев несколько выше нее, на что указывает появление трещин растяжения не только на поверхности модели, но также и непосредственно над кровлей астенолита. Таким образом, ближайший к кровле слой в отдельных случаях деформируется сравнительно упруго, а остаточные деформации развиваются за его пределами выше по разрезу. В таких случаях по мере перехода к пологим изгибам, вовлекающим более крупные участки модели земной коры, деформация вновь приближается скорее к упругой. Изменчивость мощностей отдельных слоев, вызванная такими особенностями процесса деформации, приведена в таблице (см. рис. 8).

Проведенные опыты показывают, кроме того, что расширение модели астенолита в заданных условиях приводит к возникновению касательных напряжений вдоль края арочного изгиба и появлению зон скальвания, следующих вдоль поверхностей, наклоненных под углом около  $60^\circ$  к горизонту и выполаживающихся в верхней части модели. Вдоль таких зон скальвания в отдельных случаях происходит деформация слоев, сопровождаемая небольшими смещениями или разрывами. Особое значение этих явлений выявилось при моделировании структуры байкальского свода.

Рассмотренные выше данные позволяют утверждать, что принятые условия осуществления опытов недостаточны для получения типичного рисунка сложно изогнутой цепи разрывов и рифтовых впадин байкальской системы (рис. 9). Над линейно удлиненным астенолитом ни разу не возникали какие-либо характерные черты строения, которые могли бы указывать на общее закономерное изгибание трещин. Предполагаемый механизм образования сводовых поднятий и рифтовых долин, следовательно, недостаточен для объяснения оригинальной структуры байкальских впадин и требует участия движений, вызываемых действием пары сил.

Значение таких движений, сопровождаемых вращением, и их влияние на процесс образования геологических структур отмечались многими исследователями, в частности, для Сибири Н. П. Херасковым, обратившим внимание на кулисообразное расположение верховских складок вдоль края Сибирской платформы, примыкающего к почти широтному участку течения р. Алдан. Сигмоидальные изгибы в складчатых структурах, развивающихся в течение длительных геологических эпох и возникающих вследствие аналогичных движений, вызываемых действием пары сил, давно установлены в Восточном Забайкалье (Луцицкий, 1950). Хорошо известны также исследования Ли Сы-гуана (1959) по вихревым структурам Азии, подкрепленные его опытами на моделях, подвергаемых деформации сдвига и вращению. Значение сдвигов для образования геологических структур особенно отчетливо показано в работах А. В. Пейве (1965), а также Д. Муди и Д. Хилла (1960). Таким образом, применение к объяснению происхождения байкальской системы впадин представления о механизме, вызывающем деформацию сдвига и вращение, вполне допустимо. Оно тем более оправдано, что сравнительно недавние палеомагнитные исследования А. Н. Храмова, В. П. Родионова и Р. А. Комиссарова (1965) установили общий поворот Сибирской платформы на  $40^\circ$  по часовой стрелке относительно Русской плиты. В целом же гипотеза астенолита в приложении к байкальскому своду подтверждается не только его сходством с аналогичными структурами Рейнской

области и Африканского материка, и, в частности, распространением молодых базальтов на Витимском нагорье, а также в Тункинской долине и других районах Восточного Саяна, но и данными электромагнитного

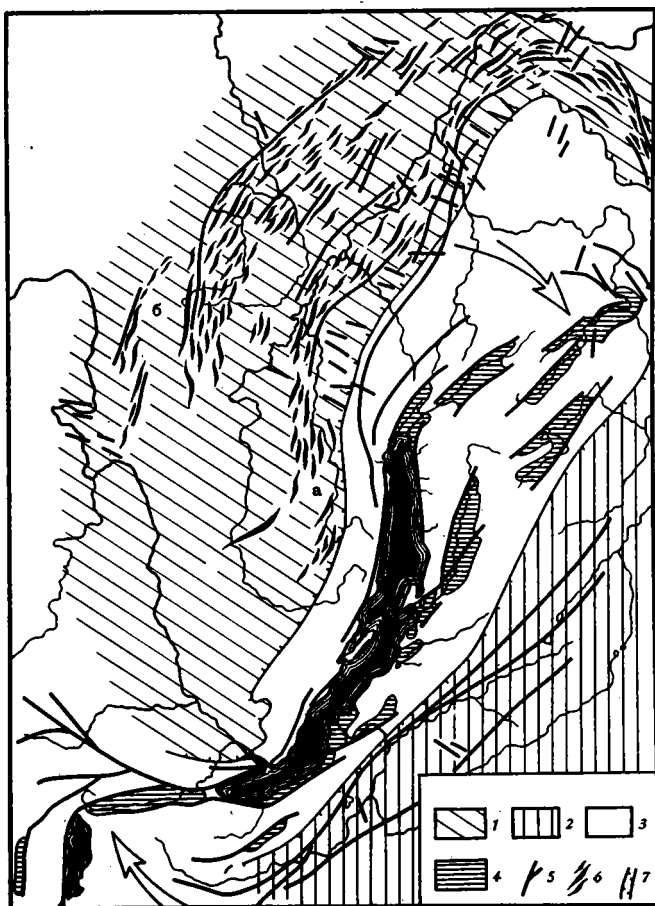


Рис. 9. Байкальский свод и сопровождающие его разломы и впадины (по Е. В. Павловскому, с дополнениями)

1 — Осадочный чехол Сибирской платформы; 2 — Сленгяно-Витимский синклиниорий; 3 — Байкальский свод; 4 — впадины; 5 — разломы; 6 — складки в осадочном чехле Сибирской платформы; а — Ленская группа, б — Непская группа; 7 — границы свода. Стрелками показано общее направление предполагаемого вращения деформированных масс. Черная заливка соответствует зеркалу вод

зондирования, указывающими на разогрев и разуплотнение вещества земной коры в области Прибайкалья (Косыгин, Ваньян и др., 1963). В соответствии с такими общими представлениями о механизме образования геологических структур опыты по моделированию сводового поднятия и впадин байкальского типа были проведены на стенде, позволяющим подвергать модель расширяющегося астенолита и возникающего над ним свода деформации сдвига, сопровождаемой вращательными движениями.

Растущий свод на стенде деформировался под влиянием пары сил, вследствие чего он прежде всего приобретал дугообразную форму; разрывы на своде изгибались параллельно его оси. Типичный для байкальского свода сигмоидальный изгиб, обращенный выпуклостью на юго-восток, возникал при широтном размещении действующих усилий, направленных на северном конце свода на восток, а на южном на запад.



Эксперименты показали, что такое расположение усилий обеспечивает возможность получения главных черт общего рисунка системы Байкальских впадин (рис. 10), но только в том случае, когда деформация сдвига

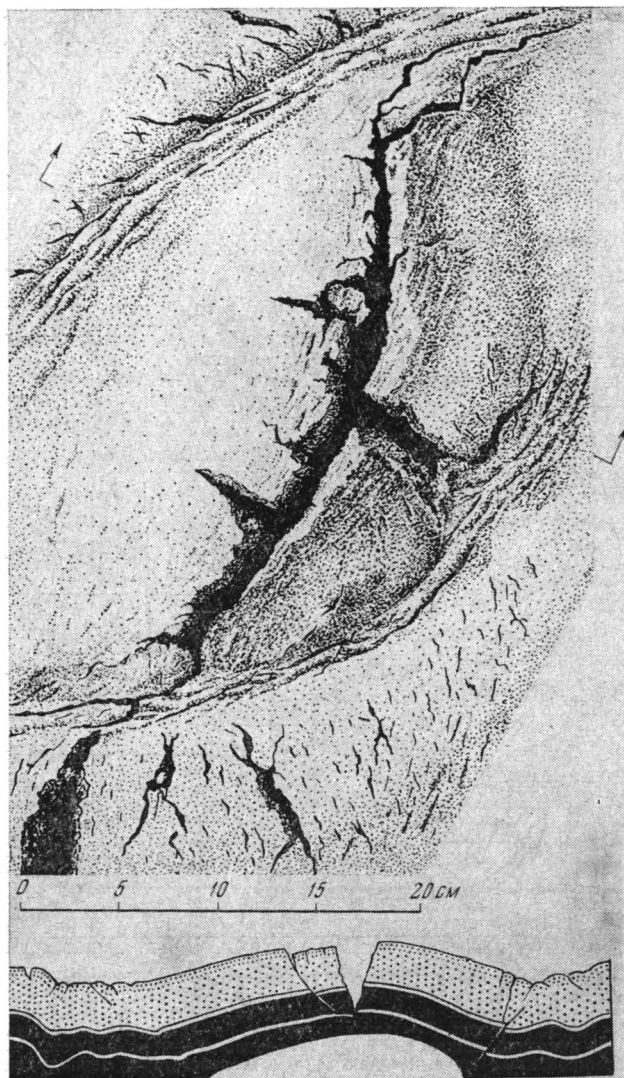


Рис. 10. Система разломов на своде, расположенном над удлинненным астенолитом, испытавшим деформацию сдвига и вращения

сопровождается вращением. Миграция оси вращения определяет более или менее интенсивное изгибание различных элементов этой системы и зависит от неравномерного перемещения отдельных ее участков в процессе деформации, что в природной обстановке вызывается неоднородным строением деформируемых масс. Направление вращения свода в целом соответствовало установленному по палеомагнитным данным для Сибирской платформы.

Размеры модели, изображенной на рис. 10, такие: длина астенолита — 275 мм, ширина — 115 мм; длина свода — 400 мм, ширина — 175 мм; мощность двухслойной коры — 50 мм.

В процессе деформации выяснилось, что в результате сдвига и вращения в возникающем своде образуются полосы смятия, расположенные вдоль зон скальвания, выявленных предыдущими экспериментами с недеформированным линейно вытянутым сводом. В этих зонах появляется система узких линейных складок, сопровождающих разломы, имеющие вид надвигов, опрокинутых в сторону, противоположную оси свода. Общее сходство такой системы складок с известными в осадочном чехле Сибирской платформы Непскими и другими складками, естественно, привлекает внимание. Хотя складчатые структуры Сибирской платформы в целом имеют, вероятно, древнее заложение, тем не менее природа их может быть, по крайней мере частично, объяснена предлагаемым в эксперименте механизмом деформации сдвига и вращения. Так как время заложения байкальского свода и начало истории его формирования, как и других глубинных структур, относятся, по-видимому, к давно минувшим геологическим эпохам, то такое заключение представляется, в общем правдоподобным. Вместе с тем эксперименты устанавливают полную вероятность продолжающегося развития некоторых складок, наблюдаемых в осадочном чехле Сибирской платформы, тяготеющих к зонам скальвания, в связи с образованием современной структуры байкальского свода.

Как показали опыты, сопротивление масс, окружающих модель свода, деформации сдвига способствуют образованию за пределами свода валообразных вздутий, расположенных вдоль зон скальвания. На таких вздутиях или валах, огибающих свод, возникает общее растяжение и появляется система трещин, ориентировка которых следует поперек вала или пересекает его наискосок. Образование валообразных вздутий протекает с разной интенсивностью в различных участках модели вследствие неоднородного развития процесса деформации. Так как неравномерно развивается и система поперечных трещин; наибольших размеров они достигают в участках максимального вздымания валов.

У таких именно условиях образовались крупные поперечные трещины в участке модели, отвечающем южному окончанию байкальской системы впадин, районам озер Хубсугул и Доднур, расположенным в депрессиях долготного направления. Общее вздымание рельефа в пределах байкальского свода наиболее значительно как раз в той местности, которая прилегает непосредственно к этим озерам.

В целом по результатам опытов можно видеть, что общий рисунок байкальского свода и системы его впадин может быть получен путем моделирования расширяющегося астенолита, подвергающегося деформации сдвига и одновременного вращения. Такой механизм образования может не только объяснить важнейшие особенности общей морфологии свода и сопровождающих его впадин, но и указать вполне вероятную связь с аркогенезом некоторых явлений деформации, которые прежде рассматривались как совершенно независимые от этого процесса.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Попытка моделирования сводовых поднятий предпринята в целях получения типичных очертаний байкальского свода и системы его впадин. Своеобразие общего рисунка этого свода и его отличия от аналогичных поднятий Африкано-Аравийского и Рейнского примечательны. Байкальский свод в плане сильно изогнут; при общем северо-восточном простирании, на севере и на юге он следует в широтном направлении, а в области крайнего южного окончания расположенные на своде впадины внезапно круто поворачивают в меридиональном направлении.

Чем определяются такие отличия байкальского свода и его впадин от других подобных систем, на которых впадины линейно удлинены, но не обнаруживают таких изгибов? Ответить на поставленный вопрос пред-

ставилось возможным путем исследования модели, представлявшей уменьшенный в  $10^{-6}$  раз участок земной коры с расположенным под ним расширяющимся при нагреве материалом — измельченным вермикулитом. В этих условиях обрушение вдоль трещин растяжения было затруднено не только силами сцепления модельного материала, превышающими ничтожно малые силы гравитации, воздействующие на сильно уменьшенные блоки модели, но также сохранением поддержки снизу.

Тем не менее эксперименты Г. Клооса (Cloos, 1939) ясно показали, что обрушение может быть достигнуто в аналогичных моделях устранением этой поддержки. Поэтому задача предпринятых нами опытов сводилась к получению на модели общего рисунка системы байкальского свода и его впадин.

Экспериментальным путем удалось показать, что линейно вытянутая система впадин получается только над удлиненным астенолитом и, таким образом, определяется строением подкорковых зон. Общий рисунок байкальского свода и его впадин может быть получен лишь при допущении участия в его образовании деформаций сдвига, сопровождаемых вращением. Следовательно, предлагаемый Б. Виллисом (Willis, 1936) механизм формирования сводовых поднятий для байкальской системы должен быть соответственно усложнен. Полученная модель позволяет утверждать, что с процессом аркогенеза, вызвавшим появление байкальского свода, связан ряд деформаций в пределах прилегающей к своду области. К таким деформациям относится образование линейных складок вдоль зон скальвания и валообразных поднятий, рассеченных поперечными или косыми трещинами растяжения.

#### Литература

- Арган Э. Тектоника Азии. ГОНТИ, 1935.
- Боголепов К. В. Опыт тектонического районирования и классификация основных послетриасовых структур Сибири и Дальнего Востока. Геология и геофизика, № 4, 1963.
- Виллис Б. Механика Аппалачских структур. Нефтеиздат, 1934 г.
- Виллис Б. Проблема Мертвого моря. ГОНТИ, 1934 г.
- Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджанского антиклинория. Часть 3. Изд-во АН СССР, 1963.
- Данилович В. Н. Аркогенный тип надвигов. Геология и геофизика, № 2, 1963.
- Дикси Ф. Великие африканские разломы. Изд-во иностр. лит., 1959.
- Кириллова И. В. Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости. Сб. «Складчат. деформации земной коры, их типы и механизм образования». Изд-во АН СССР, 1962.
- Корешков И. В. Сводовые поднятия и особенности их развития. Госгеолтехиздат, 1960.
- Косыгин Ю. А., Ваньян А. Л., Соловьев В. А., Харин Е. В. Новые данные о глубинном строении Прибайкалья. Докл. АН СССР, т. 151, № 5, 1963.
- Косыгин Ю. А. О вертикальном раздавливании в связи с развитием астенолитов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1948.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Госгеолтехиздат, 1965.
- Лебедева Н. Б. Моделирование процесса образования диапировых куполов. Сов. геология, № 54, 1956.
- Лебедева Н. Б. Условия и некоторые вопросы механизма образования глиняных диапиров Керченско-Таманской области. Сб. «Складчат. деформации земной коры, их типы и механизм образования». Изд-во АН СССР, 1962.
- Ли Сы-гуан. Вихревые структуры и другие вопросы, связанные с комплексом геотектонических систем северо-западного Китая. Госгеолтехиздат, 1959.
- Луцицкий И. В. Основные черты вулканизма Восточного Забайкалья. Петрография СССР. Сер. региональная петрография, вып. 12, Изд-во АН СССР, 1950.
- Луцицкий И. В., Громин В. И., Ушаков Г. Д. Сравнительные данные по деформации кварцита, обсидиана, оливинита и мрамора, Геология и геофизика, № 12, 1963.
- Луцицкий И. В., Громин В. И., Ушаков Г. Д. Совместная деформация глинистых и карбонатных пород в экспериментальной обстановке и в природе. Геология и геофизика, № 7, 1964.
- Люстих Е. Н. Условия подобия при моделировании тектонических процессов. Докл. АН СССР, т. 64, № 5, 1949.

- Му ди Д. Д., Хил л М. Д. Сдвиговая тектоника. Сб. «Вопросы современной зарубежной тектоники». Изд-во иностр. лит., 1960.
- Павловский Е. В. Впадина оз. Байкал. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 2, 1937.
- Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1948.
- Пей ве А. В. Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности. Геотектоника, № 1, 1965.
- Сычева-Михайлова А. М. Некоторые результаты моделирования глыбовых платформенных складок. Сов. геология, № 9, 1953.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Тр. Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР, вып. 19, 1960.
- Флоренсов Н. А. К проблеме механизма горообразования во внутренней Азии. Геотектоника, № 4, 1965.
- Храмов А. Н., Родионов В. П., Комиссаров Р. А. Новые данные о палеозойской истории земного магнитного поля на территории СССР. Сб. «Настоящее и прошлое магнитного поля Земли», Изд-во «Наука», 1965.
- Шатский Н. С. Проблема нефтегазоносности Сибири. Нефт. хоз-во, № 9, 1932.
- Abendanon E. C. Die Grossfalten der Erdrinde. Leiden, 1914.
- Beaumont E. Observations géologiques. Annales des Mines, 2d Series, 1827.
- Beaumont E. Sur les système de montangnes les plus ancien de l'Europe. Bull. Soc. Géol. de France, v. IV, 1846—1847.
- Cloos H. Ueber antithetische Bewegungen Geol. Rundschau, 19, Berlin, 1928.
- Cloos H. Kunstliche Gebirge. Natur und Museum. H. 5, 1929.
- Cloos H. Zur Grosstektonik Hochafriacas und seiner Umgebung. Geol. Rundschau, 28, H. 3/4, 1937.
- Cloos H. Hebung — Spaltung — Vulkanismus. Geol. Rundschau, 30, Z. 4A, 1939.
- Gregory I. W. Contributions to the Physical Geography of British East Africa. Geogr. J., v. 4, 1894.
- Hubbert M. K. Theory of scale models as applied to the study of geological structures, Bull. Soc. Amer., v. 48, 1937.
- Kuening Ph. H. Value of experiments in geology. Geol. en Mijnbouw, 1965.
- Lapparent A. Conference sur le sens des mouvements de l'écorce terrestre. Bull. Soc. Géol. de France, v. 15, 1886—87.
- Lapparent A. Revue des Questions Scientifiques, v. 14, 1898.
- Martonne F. Die Hydrographie des oberen Nilbeckens. Leitsch. d. Gesellsch. für Erkunde, v. 32, 1897.
- Paulcke W. Das Experiment in der Geologie, Berlin, 1912.
- Salomon W. Ueber die Stellung der Randspalten des Eberacher und Rheintalgrabens. Leitschl. d. deutsch. Geol. Gesellsch., v. 55, 1903.
- Salomon W. Die Erborung der Heidelberges Radium Sol — Therme und ihr geologischen Verhältnisse. Abhandl. der Heidelberge Akademie des Wissen., v. 14, 1927.
- Suess E. Ueber die vermeintlichen säcularen Schwankungen einzelner Theile der Erdoberfläche. Verh. K. K. Geol. Reichsanstalt zu Wien., 1880.
- Suess E. Die Brüche des östlichen Afrikas. Denkseh. d. Kais. Akadem. der Wiss. zu Wien, v. 58, 1891.
- Suess E. Das Anlitz der Erde. V. 3, p. 2, 1909.
- Uhlig C. Der sogenannte grosse ostafrikanische Graben. Geogr. Zeitschr., v. 13, 1907.
- Uhlig C. Beitrage zur Kenntniss der Geologie und Petrographie Ostafrikas. Centralblatt für Miner., Petr. u. Geol., 1912.
- Wayland E. I. Some account of the geology of the Lake Albert Rift Valley. Geogr. J., v. 58, 1921.
- Willis B. The Dead Sea problem; rift valley or ramp valley. Bull. geol. soc. Amer., v. 39, 1928.
- Willis B. East African Plateaus and Rift Valleys. Carn. Inst. Washington, 1936.
- Willis B., Willis R. Eruptivity and Mountain Building. Bull. geol. Soc. Amer. № 10, 1941.

Институт геологин  
и геофизики СО АН СССР

Статья поступила  
29 марта 1966 г.

I. V. LUCHITSKY & P. M. BONDAPENKO

### EXPERIMENTS FOR MODELLING BALKAL-TYPE ARCHED UPLIFTS

An attempt to imitate arched uplifts has been made to render characteristic outlines of the Baikal arch and the system of its depressions. The general picture of this arch and its differences from analogous African-Arabic and Rhine uplifts are strikingly pecu-

liar. The Baikal arch is severely buckled. Being generally of a north-eastern trend, it extends in a west-east direction in the north and south, while at the southern edge the depressions located on the arch sharply turn to a north-south direction.

The explanation of the above differences has been found from a study of the model which represented an area of the Earth's crust reduced by  $10^6$  times, with an expanding (when heated) material — pounded vermiculite — located beneath it. Under these conditions the collapse along tension cracks was impeded by both the adhesion forces of the model material which are greater than the gravity affecting the greatly reduced blocks and the support which kept acting from below.

Nevertheless, H. Cloos' experiments have decidedly shown that the collapse may be reached in similar models in case this support is removed. Our experiments were aimed, therefore, at developing a general picture of the system of the Baikal arch and its depressions.

A linear system of depressions was experimentally shown to be originated only above an elongated asthenolith, thus being determined by deep subcrustal zones. The general picture of the Baikal arch and its depressions may be produced on the assumption that shearing deformations followed by a rotation had taken part in its formation. Consequently, Willis' mechanisms of arch uplifting must be correspondingly complicated in the case of the Baikal system. The model has permitted to state that a number of deformations in the area adjacent to the Baikal arch is associated with the arcogenesis resulted in the development of this arch. Such deformations include linear folding along shear-zones and the formation of swell-like uplifts cut by transverse or oblique tension cracks.

Geological and Geophysical Institute  
Academy of Sciences of the USSR  
Siberian Division

---

УДК 551.240

М. М. РУБИНШТЕЙН

**ОРОГЕНИЧЕСКИЕ ФАЗЫ И ПЕРИОДИЧНОСТЬ  
СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ В СВЕТЕ ДАННЫХ АБСОЛЮТНОЙ  
ГЕОХРОНОЛОГИИ<sup>1</sup>**

В современной геологической литературе по-прежнему приходится сталкиваться с двумя различными представлениями о ходе развития складкообразования во времени — концепциями орогенических фаз (Г. Штилле и др.) и непрерывности складкообразования (Н. С. Шатский, Дж. Гиллюли и др.). Острота споров между приверженцами этих крайних взглядов, столь характерная для недавнего прошлого, в настоящее время значительно ослабла в связи с внесением существенных коррективов в обе точки зрения: с одной стороны, благодаря допущению «неокатастрофистами» довольно значительной длительности орофаз (0,5 млн. лет и даже более), а с другой стороны, — в силу согласия большинства «антикатастрофистов» с тем, что темп складкообразования является все же неравномерным.

Остается, однако, по-прежнему неясным основной вопрос: являются ли главные орогенические фазы (или периоды ускорения темпа перманентного складкообразования) общепланетарными, проявляясь примерно в одно и то же время по всему лику Земли, или же скольжение этих орофаз во времени столь значительно, что дальнейшее использование номенклатуры, предложенной более 40 лет назад Г. Штилле и впоследствии существенно пополненной, лишено реального смысла.

Дать удовлетворительный ответ на этот вопрос весьма затруднительно, в первую очередь из-за трудностей датировки той или иной орофазы в различных районах ее проявления. Ведь сплошь и рядом надежная привязка орофазы осложняется большой стратиграфической «вилкой», а если эта вилка и оказывается сравнительно узкой, то почти всегда может быть высказано сомнение в точности стратиграфических корреляций, основанных на палеонтологических данных. В связи с этим следует напомнить, что одним из основных аргументов известной критической статьи Дж. Гиллюли, направленной против теории орофаз, является утверждение, что максимально достижимая точность межконтинентальной биостратиграфической корреляции не превышает 2—4 млн. лет (Gilluly, 1949).

Однако, как было показано недавно Л. К. Габуня и нами, это утверждение является ошибочным, и в частности на почти всесветный прохорез гиппариона, а также анхитерия, потребовалось не более 1 миллиона лет (Габуня, Рубинштейн, 1964, 1965).

В итоге длительной работы по сбору данных, необходимых для составления абсолютной геохронологической шкалы, в нашем распоряжении оказались многочисленные материалы абсолютного возраста интрузивных и метаморфических образований многих районов земного шара. Естественной была поэтому попытка анализа этих материалов в аспекте очевидной связи гранитообразования и эпох метаморфизма с орогени-

<sup>1</sup> Доклад, прочитанный на Международном коллоквиуме по тектонике Альпийской зоны в г. Тбилиси в сентябре-октябре 1965 г.

ческими процессами, т. е. исходя из предпосылки, удачно сформулированной Клоосом путем перифраза известного афоризма Клаузевица — «Магматизм — это тектоника иными средствами».

Иными словами, мы считаем, что принципиальная возможность проверки допущения одновременности проявления орофаз заключается в проведении сравнения абсолютного возраста соответствующих им продуктов гранитообразования и метаморфизма (как в пределах одной и той же складчатой системы, так и в различных системах). Естественно, что наибольший интерес в этом отношении представляют геохронометрические данные для образований альпийского и тихоокеанского циклов, поскольку в таких случаях разница между сравнительно близкими абсолютными возрастами может быть установлена значительно надежнее, чем для герцинских, а тем более — каледонских образований.

Еще сравнительно недавно постановка подобной задачи являлась нереальной<sup>1</sup>, но за последние несколько лет было опубликовано значительное количество вполне надежных в радиологическом отношении данных для многих складчатых систем. Этот обширный и разнородный фактический материал был нами систематизирован, причем ограничивались мы постдокембрийскими значениями возраста. Представление об объеме имеющегося в настоящее время материала можно получить, если учесть, что число опубликованных отечественных и зарубежных работ, рассмотренных нами, немногим меньше трехсот, а количество приведенных в них результатов геохронометрических измерений составляет несколько тысяч. В настоящем сообщении, носящем предварительный характер, мы, естественно, лишены возможности дать сколько-нибудь подробную характеристику этих материалов.

В то же время мы, конечно, далеки от претензии считать проведенную работу исчерпывающей: совершенно очевидно, что по тем или иным причинам значительная часть материалов выпала из поля зрения, но думается, что учет их в дальнейшем не должен внести особенно существенных принципиальных изменений в уже наметившиеся выводы.

Обращаясь к фактическим данным, приведенным в обобщенном виде на рис. 1 и 2, мы видим, что среди меньших, чем 250 млн. лет, значений абсолютного возраста для гранитоидов и метаморфических образований разных регионов выделяются отдельные группы, во многих случаях весьма четко индивидуализированные (рис. 1). Таковы, например, многочисленные цифры в интервале 16—20 млн. лет, полученные стронциевым и аргоновым методами для метаморфических комплексов Альп (Jäger, Faul, 1960; Jäger et al., 1963; Ferrara et al., 1962; Grünenfelder, 1962 и др.). 34—37 млн. лет для щелочных пород Закавказья (Рубинштейн и др., 1961; Багдасарян, Гукасян, 1964 и др.), 95—105 млн. лет для целого ряда гранитоидных массивов Кордильер (Baadsgaard et al., 1961; Banks, Silver, 1962; Reynolds, 1957; Hsu et al., 1963 и др.) и т. д.<sup>2</sup>

Внимательный анализ показывает, что группы идентичных цифр возраста устанавливаются во многих складчатых системах, выявляя, таким образом, планетарный характер основных этапов интрузивной деятельности и метаморфизма. В частности, среднемиоценовые значения возраста, близкие к группе 16—20 млн. лет, выделяющейся в Альпах, получены также для ряда метаморфических интрузивных образований Памира (Хамидов и др., 1962), Гималаев (Афанасьев и др., 1964<sub>1</sub>; Krumm-pacher, 1961), Восточно-Азиатской геосинклинали (Miller et al., 1962) и Кордильер (Baadsgaard et al., 1961; Hsu et al., 1963); позднеэоценовые значения — не только для щелочных пород Грузии и Армении, но

<sup>1</sup> Именно по этой причине исследование Г. Гестила (Gastil, 1960) не привело к особенно существенным результатам.

<sup>2</sup> С целью унификации все аргоновые цифры возраста рассчитаны по константам  $\lambda_K = 0.584 \cdot 10^{-10}$  год<sup>-1</sup> и  $\lambda_B = 4.72 \cdot 10^{-10}$  год<sup>-1</sup>, а стронциевые — по константе  $\lambda_{Rb} = 1.47 \cdot 10^{-11}$  год<sup>-1</sup>.

34 Общные пределы вариаций  
30 Возраста

- Единичные определения
- Многократные определения  
немногих объектов
- Многократные определения  
многих объектов

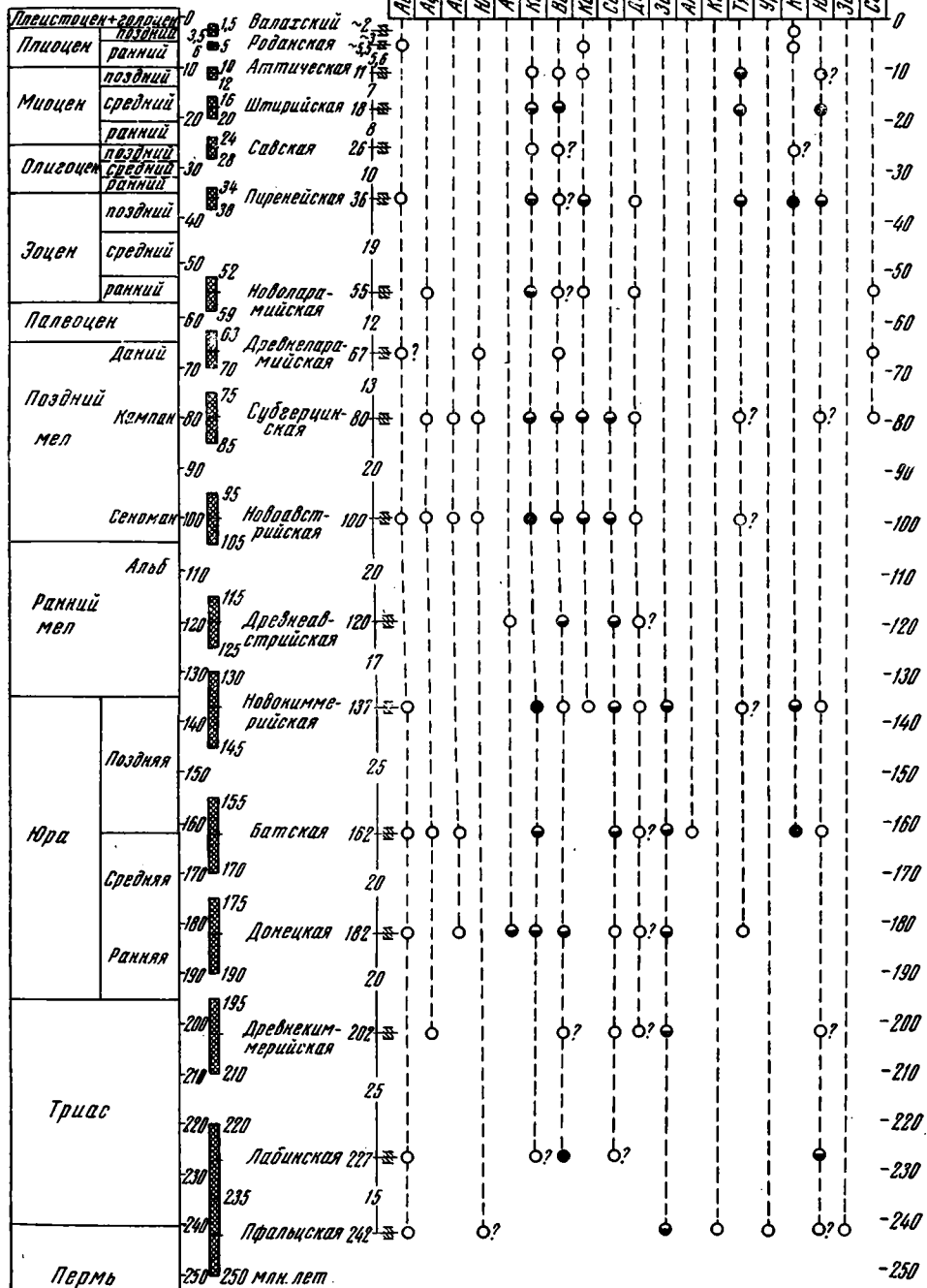


Рис. 1. Абсолютный возраст основных мезо-кайнозойских фаз гранитообразования, метаморфизма и складкообразования



и для некоторых гранитоидов юга Европы (Cervenjak et al., 1963), Памира (Аврашов и др., 1963), Восточно-Азиатской геосинклинали (Полевая и др., 1964), Кордильер (Baadsgaard et al., 1961), Океанин (McDougall, 1963). Наконец, среднемолодые (сеноманские) цифры возраста характерны не только для крупных гранитоидных батолитов системы Кордильер на всем протяжении от Юкона через Британскую Колумбию до Южной Калифорнии, но и для некоторых гранитов Южной Америки (Geochronology., 1961), Земли Грейама (Halpern, 1962), Восточной Австралии и Тасмании (Evernden, Richards, 1962), Западного Саравака (Kirk, 1963), Центральной Японии (Shibata et Miller, 1962; Sato Kazuo, Saito Nobufusa, 1964), Колымы, Камчатки и Южного Приморья (Фирсов, 1961<sub>1</sub>, 1962<sub>2</sub>, 1963 и др.); сравнительно недавно наличие гранитообразования этого возраста констатировано в Африке (Ledent et al., 1962).

Сопоставив значения абсолютного возраста наметившихся возрастных групп с абсолютной геохронологической шкалой и временем проявления главнейших орофаз, установленным обычными методами сравнительно тектонического анализа, мы убеждаемся, что в пределах рассмотренного нами отрезка времени от позднего миоцена до поздней перми (т. е. примерно от 15 до 250 млн. лет) выделяются 14 групп возрастных значений, отчетливо увязывающихся во времени с хорошо известными орофазами — от штирийской до пфальцской (см. рис. 1).

подавляющее большинство этих групп, за исключением, пожалуй, савской, для которой имеется пока что очень мало данных, включает значения возраста, полученные для многих гранитоидов и метаморфитов, входящих в состав различных складчатых систем, подтверждая, таким образом, примерную одновременность в планетарном масштабе основных этапов гранитообразования и метаморфизма, а следовательно, и соответствующих орогенических фаз. Поскольку геохронометрические данные для рассматриваемого нами отрезка времени свидетельствуют в пользу теории орофаз, необходимо сделать следующий шаг, попытавшись оценить примерную длительность интервалов, разделяющих смежные фазы.

В связи с этим следует напомнить, что сравнительно недавно, основываясь на новейших геохронологических шкалах, А. И. Джанелидзе (1963) высказал мысль о наличии правильной периодичности в развитии орогена. Последняя заключается в том, что продолжительность орогенических циклов (или, точнее, циклов складкообразования), слагающихся из двух фаз — 1) погружения и седиментации и 2) складкообразования и поднятия (с сопутствующей седиментацией) — составляет на протяжении почти всего неогейкума 20—25 млн. лет. Обращаясь к нашим данным и условно относя время проявления каждой фазы к среднему значению абсолютного возраста соответствующих ей гранитоидов и метаморфических образований, мы видим, что промежутки времени между смежными фазами варьируют от 8 до 25 млн. лет.<sup>1</sup> Если же, следуя А. И. Джанелидзе, исключить из числа фаз савскую, а также древнеларамийскую, что, кстати сказать, находит известное оправдание в малом количестве связанных с этими фазами гранитоидов, особенно с первой, то пределы колебаний межфазовых интервалов сузятся до 15—25 млн. лет. Иными словами, основные этапы гранитообразования и метаморфизма, увязывающиеся, по-видимому, с наиболее значительными орогеническими фазами общепланетарного значения, отделены друг от друга промежутками времени в 15—25 млн. лет, в полном согласии с представлениями А. И. Джанелидзе.

И лишь в некоторых случаях эта правильная периодичность нарушается проявлением гранитообразования меньших масштабов, связанного с орофазами (савская, древнеларамийская), проявившимися примерно посередине обычных периодов.

<sup>1</sup> Естественно, что эти подсчеты еще очень ориентировочны.

Обратимся теперь к постсреднемиоценовым данным. Наибольшим распространением пользуются среди них цифры порядка 10—12 млн. лет, представляющие собой минимальные значения аргонного возраста слюд метаморфического комплекса Валгалла в Британской Колумбии (11—12 млн. лет) (Reesor, 1961), гнейсов и гранитов Аличурского хребта Южного Памира (10—11 млн. лет) (Крылов, Силин, 1963), кристаллических сланцев Непала (10—12 млн. лет) (Krummenschlag, 1961) и максимальные значения, полученные для гранитоидов о. Кунашир Курильской дуги (11 млн. лет) (Фирсов, 1964). Эти цифры, соответствующие началу плиоцена — концу миоцена, позволяют довольно уверенно датировать в абсолютном летоисчислении аттическую фазу.

Что же касается аргонных значений возраста гранитоидов меньше 10 млн. лет, то их получено пока что очень мало — это цифры порядка 7—8 млн. лет для постверхнеэоценового гранодиорита о. Эльбы (Eberhardt, Ferrara, 1962), 6—7 млн. лет для гранитоидов о-вов Кунашир и Уруп<sup>1</sup> Курильской гряды (Фирсов, 1964), около 5 млн. лет для монзонита о-ва Вити-Леву (архипелаг Фиджи) (McDougall, 1963) и гранитоидов г. Сурунгал (южный склон Большого Кавказа) (Рубинштейн, Хуцаидзе, 1965) и, наконец, 1,5—3,5 млн. лет для эльджуртинских гранитов Северного Кавказа (Афанасьев и др., 1964<sub>2</sub>).

К сожалению, приведенные цифры характеризуются высокими погрешностями определения; к тому же следует учитывать, что для таких молодых интрузивных пород приобретает большое значение различие между истинным временем их кристаллизации и аргонным возрастом, соответствующим времени охлаждения породы до такой температуры, когда диффузия аргона из калийсодержащих минералов становится несущественной. Наконец, необходимо иметь в виду и длительность самой фазы гранитообразования. Все это вместе взятое чрезвычайно усложняет задачу уточнения абсолютного возраста плиоценовых гранитоидов и увязку их с соответствующими орофазами; однако при всех обстоятельствах нам кажется допустимой предположительная увязка гранитоидов возрастом около 5—6 млн. лет со среднеплиоценовой роданской фазой, а самых молодых из известных нам гранитоидов — эльджуртинских гранитов (1,5—3,5 млн. лет) — с валахской фазой.

Прежде чем перейти к общим выводам, остановимся вкратце на докембрийских гранитоидах и метаморфических комплексах. В этом случае констатация наличия четко выделяющихся в возрастном отношении групп осложняется большим разбросом цифр, обусловленным, с одной стороны, ростом абсолютных ошибок измерений, а с другой стороны, — все более интенсивно проявляющимися процессами «омоложения», связанными с геологическими событиями, имевшими место много позже образования соответствующих пород. Поэтому нам зачастую приходится иметь дело с непрерывным рядом цифр, затрудняющим выделение характерных максимумов; тем не менее некоторые группы гранитоидов намечаются довольно отчетливо, и связь их с конкретными фазами складкообразования устанавливается более или менее определенно.

Как явствует из рис. 2, в интервале геологического времени от 250 до ~600 млн. лет, соответствующем палеозою, могут быть выделены с большим или меньшим основанием 13 максимумов возрастных значений, с той или иной степенью надежности сопоставимых с главными орогеническими фазами — от заальской до байкальской.

Естественно, что абсолютная датировка этих фаз в значительной степени условна и, как правило, чем древнее фаза, тем меньше у нас уверенности в правильности ее датировки<sup>2</sup>. Но при всех обстоятельствах

<sup>1</sup> По полевым геологическим данным их считают средне-верхнемиоценовыми.

<sup>2</sup> Исключением является, по-видимому, заальская фаза, для которой разброс цифр больше, чем для более древних — карбоновых и девонских фаз.

Обычные пределы вариаций  
возраста

- Единичные определения
- Неоднократные определения  
немногих объектов
- Многочисленные определения  
многих объектов

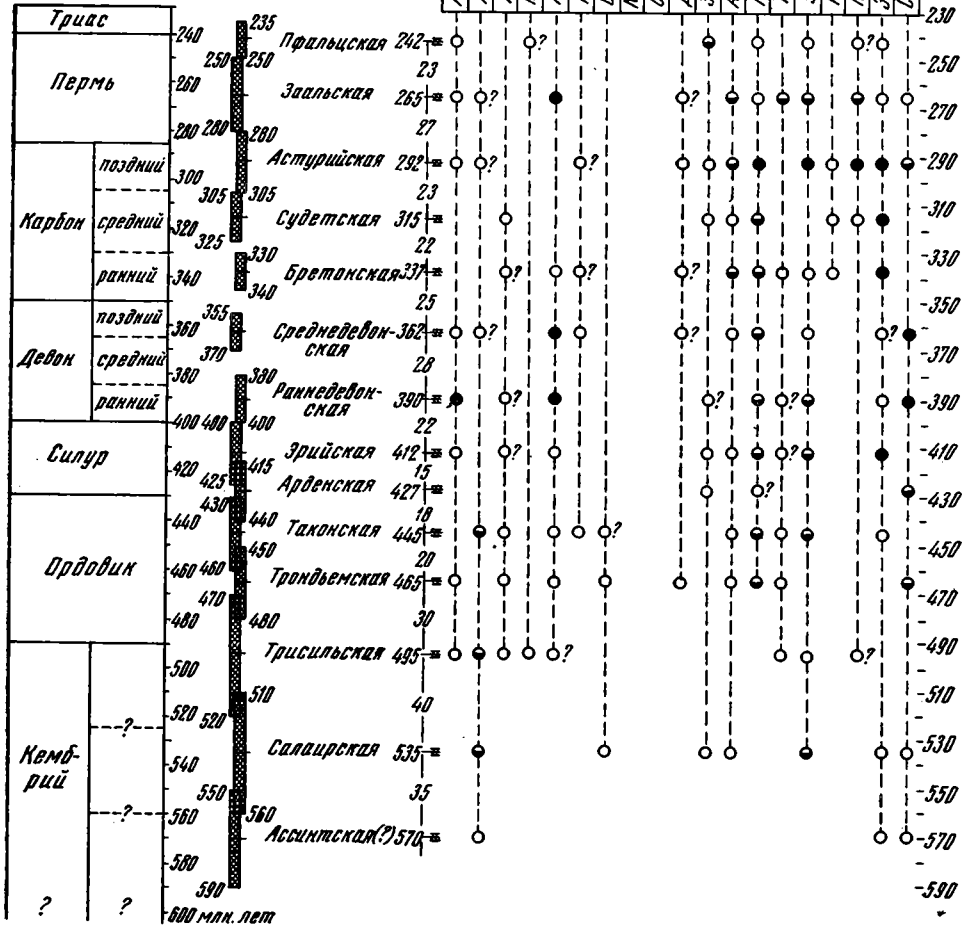


Рис. 2. Абсолютный возраст основных палеозойских фаз гранитообразования, метаморфизма и складкообразования

фактические данные свидетельствуют о том, что и в палеозое главные орогенические фазы проявлялись в планетарном масштабе примерно одновременно.

Эти данные позволяют заключить, что почти для всего палеозоя интервалы времени между смежными орофазами варьируют, опять-таки, как правило, в пределах 15—20 млн. лет. Лишь для наиболее древних фаз палеозоя, начиная с трондьемской, мы сталкиваемся, возможно, с большими значениями. Но делать из этого какие-либо выводы представляется явно преждевременным, учитывая малую надежность самих цифр.

С другой стороны, нельзя не обратить внимание на «учащение» пульса гранитообразования и складкообразования в кайнозое, учитывая бесспорное уменьшение временных интервалов между фазами, обусловлен-

ное появлением, если так можно выразиться, «внеочередных» фаз: древнеларамийской, савской и, по меньшей мере, трех позднеогеновых — аттической, роданской и валахской. Впрочем, по интенсивности своего проявления (во всяком случае, по масштабу связанных с ними гранитообразования и метаморфизма) эти пять фаз значительно слабее, чем остальные двадцать пять, и кажется вполне возможным, что подобные второстепенные фазы будут обнаружены в дальнейшем и в других местах геохронологической шкалы.

Поэтому, несмотря на заманчивость интерпретаций появления этих фаз как доказательства правильности мнения Штилле о закономерном сокращении временных интервалов между фазами в верхней части геохронологической шкалы (при общем ослаблении интенсивности самих фаз), мы все-таки предпочитаем воздержаться от окончательного вывода. Действительно, так как в течение значительной части альпийской, всей тихоокеанской и герцинской и, по крайней мере, большей части каледонской эпох складчатости основные фазы разделяются интервалами времени одного и того же порядка — 15—20 млн. лет (т. е. в среднем около 20 млн. лет), то кажется странным, что эта закономерность нарушается проявлением своеобразной «тахикардии» именно на наиболее позднем отрезке геологического времени.

Наличие правильной периодичности в складкообразовании, гранитообразовании и метаморфизме следует расценивать, следуя А. И. Джанелидзе, как подтверждение большей близости к истине тех геотектонических гипотез, которые исходят из допущения периодичности проявления факторов, обуславливающих складкообразование и сопутствующие ему процессы. Иными словами, кажется, что будущее решение этой фундаментальной геологической проблемы (хотя пока что далекое от своей реализации) должно основываться на представлениях, близких к той группе гипотез, куда входит гипотеза Джоли. И при проведении соответствующих энергетических расчетов следует использовать в качестве одного из основных параметров время, разделяющее основные орофазы — 15—25 млн. лет<sup>1</sup>.

Поскольку штирийская орофаза отделена от современной эпохи промежутком времени около 18 млн. лет, естественно встает вопрос — не являемся ли мы очевидцами фазы складкообразования новейшего орогенического цикла, а следовательно, и сопутствующего ей гранитообразования? Ответить на этот вопрос, конечно, очень трудно. Как известно, Г. Штилле, отказавшись после ознакомления с новейшей тектоникой Калифорнии от развивавшихся им ранее взглядов, признал современную эпоху орогенной, и, быть может, длительность интервала от штирийской фазы до сегодняшнего времени наряду с установленным недавно исключительно молодым возрастом эльджуртинских гранитов Северного Кавказа следует считать существенными аргументами, подтверждающими это предположение.

Геохронометрические данные отчетливо свидетельствуют о том, что неодинаковая интенсивность проявления одних и тех же фаз складкообразования в различных складчатых системах находит отражение и в характере гранитообразования и метаморфизма, синхроничных этим фазам. Так, например, герцинские цифры возраста в интервале 280—325 млн. лет, соответствующие астурийской и судетской фазам и типичные для гранитоидов Европы и значительной части Западной Азии, не характерны для Кордильер и Аппалачей и тихоокеанских областей Азии; или, наоборот, для тихоокеанских областей Азии и Северной Америки характерны этапы гранитообразования, датирующиеся цифрами поряд-

---

<sup>1</sup> В связи с этим небезынтересно отметить, что, по расчетам Г. Д. Афанасьева и С. Г. Цейтлин [1958], для накопления радиоактивного тепла, необходимого для расплавления пород, требуется 20 млн. лет.

ка 75—85 и 95—105 млн. лет, отвечающими субгерцинской и новоавстрийской фазам, тогда как в Европе и Западной Азии такие значения возраста гранитоидов и метаморфических пород встречаются редко.

Таким образом, геохронометрические данные свидетельствуют о том, что хотя главные фазы складкообразования, гранитообразования и метаморфизма являются для Земли в целом примерно одновременными, вне зависимости от тектонического положения областей их проявления, по своей интенсивности они варьируют в широких пределах, что определяется, по-видимому, конкретными особенностями истории геологического развития того или иного региона.

В заключение несколько слов о продолжительности орофаз. Это вопрос еще более сложный, чем оценка длительности интервалов, разделяющих смежные фазы, или, что то же самое, определение продолжительности цикла складкообразования в целом. Прежде всего необходимо подчеркнуть неясность самого понятия «продолжительность орофазы» — длительность ли это данного этапа складчатости в каком-либо определенном районе, той или иной складчатой системе, или, наконец, на Земле в целом? Ведь вряд ли следует сомневаться в том, что длительность фаз в планетарном масштабе будет наибольшей. Но как оценить саму эту длительность? Ведь непосредственное использование данных радиологических измерений не может пока что привести к успеху, ибо разброс цифр, получающихся для той или иной орофазы (даже наиболее молодых из них), в несравненно большей мере определяется погрешностями измерений и влиянием наложенных процессов на отношение материнских и дочерних радиоэлементов в изучаемых объектах, чем реальной разницей в их возрасте.

Поэтому приходится обращаться к косвенным данным. Если считать, следуя А. И. Джанелидзе (1940), что длительность орофазы соответствует продолжительности накопления сопутствующих ей регрессивных отложений, то необходимо учитывать, что в пределах какого-нибудь определенного региона такая регрессия длится не более одного века; таковы, например, предкелловейская и древнеларамийская фазы в Грузии, где синорогенные осадки позднего байоса — бата и дания являются регрессивными, а келловей и палеоцен — трансгрессивными. Вопрос сводится, следовательно, в этом случае к выяснению продолжительности бата и дания. Приняв, сугубо ориентировочно, что продолжительность веков ранней и средней юры является одинаковой, и учитывая, что границе юра — триас соответствует значение возраста 195 млн. лет, а границе средняя юра — поздняя юра — 162 млн. лет, получим, что 9 веков длятся 33 млн. лет или один век — около 3,5 млн. лет. Путем аналогичных допущений можно оценить среднюю длительность века в поздней юре — 5 млн. лет (длительность поздней юры составляет 27 млн. лет, веков — 5).

Таким образом, средняя продолжительность века юры в целом должна составлять 3—5 млн. лет, и вполне вероятно, что такова именно и длительность бата. С другой стороны, из сопоставления поздне меловых и кайнозойских отложений Евразии и Северной Америки, по геохронологическим и маммологическим данным (Габуня, Рубинштейн, 1965), следует, что продолжительность дания должна оцениваться как минимум в 3 млн. лет.

Следовательно, допущение, что орофаза длится 3—5 млн. лет, по-видимому, не является заниженным, а поскольку среднюю продолжительность цикла складкообразования мы оценили в 20 млн. лет, то отсюда следует, что в пределах определенного региона фаза прогибания оказывается значительно более длительной, нежели фаза складкообразования.

## Литература

- Аврашов А. С., Крылов А. Я., Силин Ю. И. Новые данные о возрасте гранитондных интрузивов Центрального Памира. Докл. АН СССР, т. 153, № 5, 1963.
- Афанасьев Г. Д., Борисевич И. В., Шанин Л. Л. О возрасте некоторых горных пород Индийского полуострова и острова Цейлон по данным калий-аргонового метода. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр., пробл. 3, Абсол. возраст геол. формаций. Изд-во «Наука», 1964<sup>1</sup>.
- Афанасьев Г. Д., Иванов И. Б., Шанин Л. Л. Возраст верхнетретичных изверженных пород, определенный калий-аргоновым методом. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр., пробл. 3, Изд-во «Наука», 1964<sup>2</sup>.
- Афанасьев Г. Д., Цейтлин С. Г. Предварительные итоги изучения радиоактивности горных пород Северного Кавказа и их значение для некоторых проблем петрологии. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 3, 1958.
- Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. Исследования по разработке геохронологических реперов к шкале абсолютного геологического времени (по материалам Армянской ССР). Докл. сов. геол. на XII сессии Междунар. геол. конгр., пробл. 3, Абсолютный возраст геол. формаций, Изд-во «Наука», 1964.
- Габуния Л. К., Рубинштейн М. М. К вопросу о параллелизации неогеновых и позднепалеогеновых отложений Старого и Нового Света (по данным ископаемых млекопитающих и абсолютного возраста). Сб. «Вопросы геологии Грузии», Тбилиси, 1964.
- Габуния Л. К., Рубинштейн М. М. Биостратиграфическая параллелизация кайнозойских отложений Евразии и Северной Америки в свете данных абсолютной геохронологии. Бюл. Геол. о-ва Грузии, т. IV, вып. 1, 1965.
- Джанелидзе А. И. К вопросу об орогенетических фазах. Сов. геология, № 1, 2, 1940.
- Джанелидзе А. И. Об орогенетических циклах. Сообщения АН ГрузССР, т. XXX, № 5, 1963.
- Полевая Н. И., Спрингсон В. Д., Изох Э. П., Ле Динь Хыу и Нгуйен Ван Тьен. Первые данные об абсолютном возрасте магматических пород Северного Вьетнама. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр., пробл. 3, Абсолютный возраст геол. формаций, Изд-во «Наука», 1964.
- Крылов А. Я., Силин Ю. И. Абсолютный возраст пород Средней Азии. Тр. XI сессии Комиссии определения абсолютного возраста геологических формаций, Изд-во АН СССР, 1963.
- Рубинштейн М. М., Григорьев И. Г., Гельман О. Я., Лашхи Б. А., Узнадзе Э. Д., Хуцаидзе А. Л., Чикваидзе Б. Г. Материалы к составлению абсолютной геохронологической шкалы. Труды IX сессии Комиссии определения абсолютного возраста геологических формаций. Изд-во АН СССР, 1961.
- Рубинштейн М. М., Хуцаидзе А. Л. О некоторых молодых гранитоидах Большого Кавказа (в печати).
- Фирсов Л. В. Об абсолютном возрасте некоторых оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. Труды X сессии Комиссии определения абсолютного возраста геологических формаций. Изд-во АН СССР, 1962<sup>1</sup>.
- Фирсов Л. В. О абсолютном возрасте метаморфических пород Северо-Востока СССР и проявлениях повторного метаморфизма. Докл. АН СССР, т. 143, № 1, 1962<sup>2</sup>.
- Фирсов Л. В. Абсолютный возраст и состав пород Шурыканского интрузива на Чукотке. Колыма, № 6, 1963.
- Фирсов Л. В. Абсолютный возраст интрузивных пород островов Кунашир и Уруп (Курильские острова). Докл. АН СССР, т. 156, № 4, 1964.
- Хамидов М. Х., Гольцман Ю. В., Иванов А. И., Акрамов М. Б. Абсолютный возраст мезокайнозойских магматических комплексов Западного Памира. Тр. X сессии Комиссии определения абсолютного возраста геологических формаций, Изд-во АН СССР, 1962.
- Baadsgaard H., Folinsbee R. E., and Lipson J. Potassium—argon dates of biotites from Cordilleran granites. Geol. Soc. Am. Bull., v. 72, No 5, 1961.
- Banks P. O., Silver L. T. Petrological and geochronological observations on the Rubidoux Mountain leucogranites, Riverside County, California. Geol. Soc. Am. Spec. Papers, No 68, 1962.
- Cervenjak Z., Ferrara G., Tongiorgi. Age determinations of some Yugoslav granites and granodiorites by the rubidium=stontium method. Nature, v. 197, No 4870, 1963.
- Eberhardt P., Ferrara G. Confirmation of the absolute age of the granodiorite outcrop in Elba island with potassium/argon measurements. Nature, v. 196, No 4855, 1962.
- Evernden J. F. and Richards J. R. Potassium—argon ages in Eastern Australia. J. Geol. Soc. Australia, v. 9, pt. 1, 1962.
- Ferrara G., Hirt B., Jäger E., and Niggli E. Rb—Sr and U—Pb age determinations of the Pegmatite of I Mondei (Penninic Camughera—Moncucco—Complex, Italian Apls) and some gneisses from the neighborhood. Eclog. Geol. Helv., v. 55, No. 2. 1962.
- Gastil G. The distribution of mineral dates in time and spase. Amer. J. Sci., v. 258, No 1. 1960.

- Geochronology of Rock Systems. Symposium. Ann. New York Ac. Sci., v. 91, art 2, 1961
- Gilluly J. Distribution of mountain building in geologic time. Bull. Geol. Soc. Am., v. 60, 1949.
- Grünenfelder M. Mineralalter von Gesteinen aus dem Gotthardmassiv. Schweiz Miner. u. Petr. Mitt., Bd. 42, H. 1, 1962.
- Halpern M. Potassium—argon dating of plutonic bodies in Palmer Peninsula and Southern Chile. Science, v. 138, No. 3546, 1962.
- Hsu K. J., Edwards G., McLaughlin W. A. Age of the intrusive rocks of the Southeastern San Gabriel Mountains, California, Geol. Soc. Am. Bull., v. 74, No. 4, 1963.
- Jäger E., Niggli E. and Baethge H. Two standard minerals, biotite and muscovite, for Rb—Sr and K—Ar determinations, Sample Bern 4B and Bern 4M from a gneiss from Brione, Valle Verzasca (Switzerland). Schweizer. Miner. u. Petr. Mitt., B. 43, H. 2, 1963.
- Jäger E. u. Faul H. Altersbestimmungen an einigen schweizer Gesteinen und dem Granit von Baveno. Schweizer. Miner. u. Petr. Mitt., B. 40, H. 1, 1960.
- Kirk H. I. C. Igneous rocks of North Borneo and Sarawak. Radioactive age determinations. British Borneo Geol. Survey Dept. Ann. Rept. for 1962. (Abstract). 1963.
- Krummenacher D. Déterminations d'âge isotopique faites sur quelques roches de l'Himalaya du Népal par la méthode potassium—argon. Schweizer. Miner. u. Petr. Mitt., B. 41, H. 2, 1961.
- Ledent D., Lay C., Delhal J. Premières données sur l'âge absolu des formations anciennes du «socle» du Casai (Congo méridional). Bull. Soc. Belge géol., paléontol. et hydrol., 71, No. 2, 1962.
- McDougall I. Potassium—argon ages of some rocks from Viti Levu, Fiji. Nature, v. 198, No 4881, 1963.
- Miller J. A., Shibata Ken, Kawachi Yosuke. Potassium—argon ages of granitic rocks from the outer zone of Kyushu, Japan. Bull. Geol. Surv. Japan, 13, No 8, 1962.
- Reynolds J. H. Comparative study of argon content and argon diffusion in mica and feldspar. Geoch. et Cosmoch. Acta, 12, No. 3, 1957.
- Reesor J. E. Valhalla Complex. Age determinations by the Geological Survey of Canada. Report 2. Isotopic ages, paper 61—17, 1961.
- Sato Kazuo, Saito Nobufusa. Isotopic ages of uraninites from Japan. Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo, v. 42, No. 1, 1964.
- Shibata K., Miller J. A., Yamada N., Kawata K., Murayama M., Katada M. Potassium—argon ages of the Inagawa granite and Naegi granite. Japan Geol. Surv. Bull., v. 13, No. 4, 1962.

Геологический институт  
АН Грузинской ССР  
г. Тбилиси

Статья поступила  
5 января 1966 г.

M. M. RUBINSTEIN

## OROGENIC PHASES AND FOLDING INTERVALS IN THE LIGHT OF ABSOLUTE AGE MEASUREMENTS

Folding, acid intrusive activity, and metamorphism are proved to be closely interconnected, and it permits absolute age evidence on granitoid rocks and metamorphic formations to be used for dating contemporaneous folding phases. An analysis of numerous geochronometric data from many areas of the world has been performed, according to the above purpose, and it resulted in a conclusion that the main orogenic phases were approximately simultaneous the world over.

The folding phases are found to have been confined to rather distinct time intervals, i. e. to the large part of the Alpine folding epoch, the entire Pacific and Hercynian epochs, and most of the Caledonian epoch; the major orogenic phases had been separated by periods of 15—25 million years.

These regular time intervals were disturbed by minor «extraordinary» phases, mainly in Cenozoic. A number of similar breaches might have also taken place in Pre-Cenozoic. The Recent time is quite reasonably regarded orogenic.

The fact that the duration of certain orogenic phases is estimated to be about 3-5 million years suggests that in some regions the buckling phase of the orogenic cycle is more prolonged than the folding phase.

Geological Institute  
Academy of Sciences of the Georgian SSR  
Tbilisi

УДК 551.24 (560/566)

К. ЭРЕНТОЗ

**КРАТКИЙ ОБЗОР ГЕОЛОГИИ АНАТОЛИИ<sup>1</sup>  
(МАЛАЯ АЗИЯ)****I. ВВЕДЕНИЕ**

Настоящая статья, основанная на опубликованных в Турции результатах геологических исследований, имеет целью познакомить читателя с геологией и главным образом со стратиграфией Анатолии.

Геологические карты Турции масштаба 1 : 100 000 и 1 : 25 000, составленные при поисках угля и нефти, послужили основой для создания в 1960—1964 гг. геологической карты Турции масштаба 1 : 500 000. С появлением этой карты, геологическая карта Турции масштаба 1 : 800 000, опубликованная в 1941—1946 гг. на восьми листах, потеряла свою актуальность. Эта старая карта была подготовлена на основе результатов полевых исследований, выполненных на ограниченных площадях малочисленных геологических публикаций и других весьма скудных материалов, имевшихся в то время. Новая геологическая карта Турции масштаба 1 : 500 000, составленная на 18 листах, вполне современна и хорошо отражает геологическое строение Анатолии<sup>2</sup>.

При ее создании были использованы 444 листа топографической карты масштаба 1 : 100 000, геологические карты масштаба 1 : 25 000 на 6000 листах, из которых 1000 листов уже готовы, материалы полевых исследований, а также результаты специальных маршрутов.

Таким образом, в основе этой карты лежат данные систематических геологических исследований, ведущихся в Турции на протяжении последних 30 лет.

**II. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ**

Для рельефа Анатолии характерно широтное расположение хребтов: на севере располагается система Понта, на юге — Тавра. Анатолия представляет собой восточное продолжение зоны Альпийского орогенеза, на строение которой, как и на ее обрамление, оказали влияние на севере Русская платформа, впадина Черного моря и Кавказские массивы, а на юге Аравийская платформа.

В Анатолии обнаруживается проявление альпийских, герцинских, каледонских и докаледонских горообразовательных движений.

**III. СТРАТИГРАФИЯ**

В строении Анатолии принимают участие осадочные кислые и основные магматические породы, а также ультраосновные и метаморфические образования.

<sup>1</sup> Расширенный текст доклада, прочитанного доктором К. Эрентозом на заседании Международного коллоквиума по тектонике Альпийской складчатой области (Тбилиси, октябрь, 1965).

<sup>2</sup> В легендах карты и поперечных разрезов индексы приведены не в общепринятом виде, а так, как они даны в авторских рисунках К. Эрентозом (Примеч. ред.).



Палеонтологически охарактеризованные отложения кембрия и докембрия недавно были обнаружены во время полевых исследований на окраине Аравийской платформы в Мардине, на восточном склоне горной цепи Большой Аманос, на Средиземноморском побережье в области Анамур и при бурении на нефть в Адиамане.

В ограниченном объеме нами продолжается изучение палеонтологически охарактеризованного ордовика и силура. В течение последнего времени ордовикско-силурийские отложения с граптолитами и трилобитами были обнаружены на Средиземноморском побережье. Мы надеемся, что детальные работы, ведущиеся в настоящее время в этой области, позволят получить интересные результаты.

Девон, карбон и пермь, установленные фаунистически, распространены на широком пространстве, причем пермские отложения часто трансгрессивно ложатся на древнее основание.

Триас и юра обычно представлены карбонатными отложениями, содержащими фауну, по которой и определен их возраст и проведено стратиграфическое расчленение. Однако в зоне Тавра такое расчленение затруднено из-за однообразия толщ и отсутствия перерывов.

Меловые отложения занимают большую территорию, так же как и третичные. Богатый ископаемыми мел представлен обычно в виде фаций флиша, глинистых сланцев и известняков.

Третичные отложения, в особенности палеоген, распространены очень широко. Отложения нижнего миоцена — морские, но вообще среди неогеновых отложений, особенно плиоцена, распространены лагунные и пресноводные фации. В пределах Анатолийского плато довольно трудно определить границу между горизонтальным плиоценом и нижнечетвертичными отложениями. На побережье четвертичные образования представлены морскими фациями, а во внутренних областях — озерными, речными, лёссовыми и ледниковыми.

### МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Главнейшие горные хребты Анатолии сложены метаморфическими породами, которые в виде окон выступают из-под покрывающих отложений. Определение их возраста остается почти всегда проблематичным, поскольку ископаемые остатки, как правило, совершенно отсутствуют. Это составляет трудность корреляции этих пород с породами фаунистически охарактеризованными. Метаморфические породы, слагающие складчатое основание, отнесены к палеозою. Считалось, что среди них можно выделить нижний и верхний палеозой. Некоторые авторы полагали, что возраст массива Мендерес — Милас, сложенного этими образованиями, относится к палеозою — нижнему мезозою.

Метаморфическая серия, слагающая этот массив, обладает значительной мощностью и смята в складки. Начинаясь в Болгарии в Родопском массиве, метаморфический комплекс пересекает турецкую границу в западной Фракии, слагает промежуточный массив Истранджа и погружается под каменноугольные и девонские породы к западу от Стамбула. Нижняя часть его разреза состоит в основном из гнейсов. В верхней части гнейсы и слюдяные сланцы чередуются с кварцитами, филлитами, карбонатными сланцами, прорванными основными и кислыми интрузиями. Местами можно наблюдать шелковистые сланцы, серицитовые, кварцитовые и хлоритовые сланцы. Метаморфические породы массива Истранджа, лишённые фаунистических остатков, как показало их сопоставление с сланцами окрестностей Стамбула, являются досилурийскими.

Согласно работам прежних авторов, массив Мендерес — Милас представляет собой наиболее древнее образование Анатолии. Нижнюю часть его разреза составляют очковые гнейсы, образующие обособленный ком-

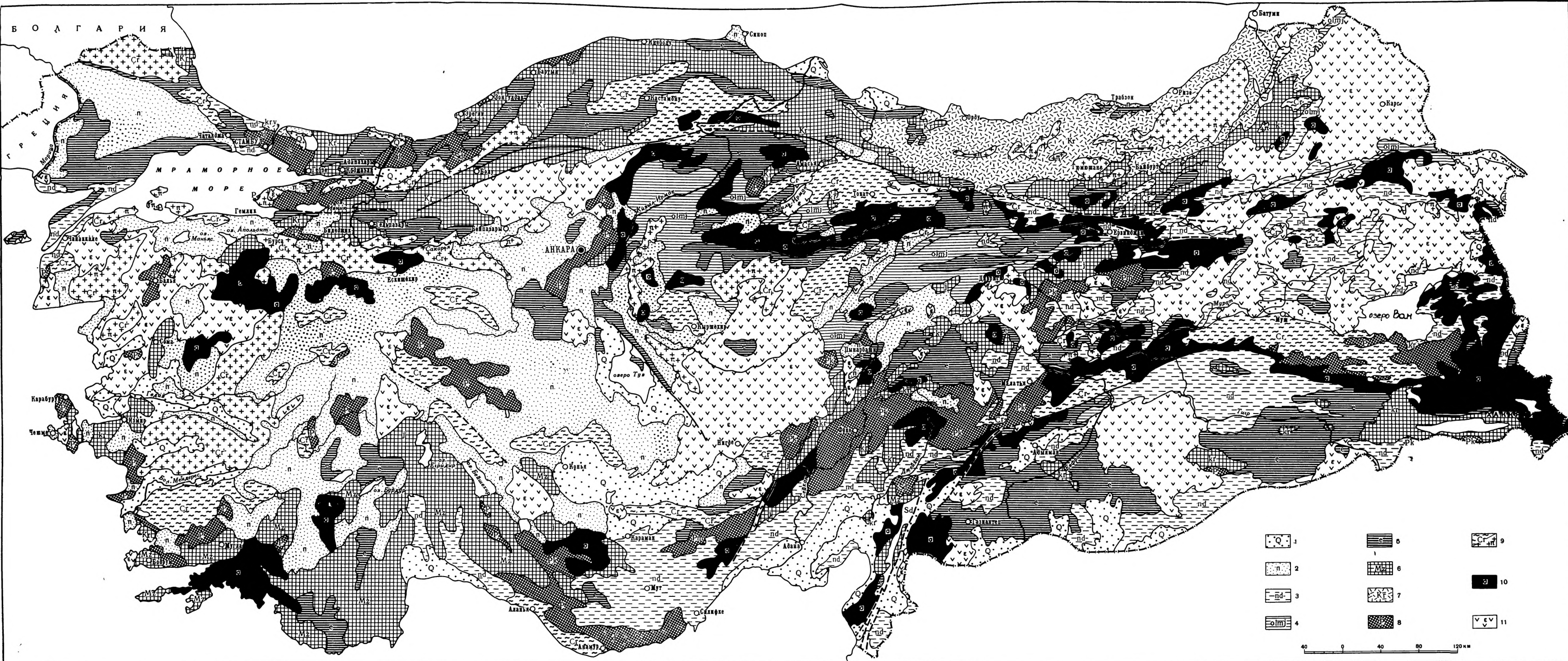


Рис. 1. Геологическая карта Турции

1 — четвертичные отложения (Q); 2 — неоген континентальный (п); 3 — неоген морской (nd); 4 — олигоцен — миоцен — гипсоносная серия (olmj); 5 — палеоген (e); 6 — мезозой (Mz): триас (t), юра (j), мел (Kt); 7 — вулканическая серия — верхний мел (Ktv); 8 — палеозой (p); 9 — метаморфическая серия (Cr), интрузивные породы кислого состава (л); 10 — ультраосновные и основные интрузии (σ); 11 — вулканические породы (ε)

плекс, на нем располагаются тонкослоистые гнейсы, чередующиеся со слюдястыми сланцами, кварцитами, карбонатными сланцами, филлитами и мраморами, образующими другой комплекс. На этих породах залегают мраморы, соответствующие известнякам с фузлинами, располагающимся непосредственно к востоку от них. На этих трех метаморфических сериях располагаются красные конгломератовые песчаники, сланцы и брекчиевидные известняки карбона. Выше залегают доломитовые известняки, содержащие гастропод, брахиопод, пелиципод и водоросли, а также мелкозернистые мраморы, которые наиболее вероятно представляют мезозой. Далее следуют неогеновые конгломераты и толщи глиен.

Такие же метаморфические породы образуют на юге ядро нижней части Тавра (Алания-Анамур), ядро массива Потюрге-Малатия восточнее и, наконец, массив Битлис. Эти комплексы слагают массивы, расположенные к югу от Чанаккале (и массивы Казада — Эгригёз), затем выходят вдоль южного берега Мраморного моря и п-ва Капыдаг и о. Мармара, и слагают массивы Эскишехир-Болу, горы Акадагадани и Илгаз, а также массив Киршехир-Нигде. Те же комплексы выступают местами в самых высоких вершинах складчатых цепей северной Анатолии.

Метаморфические образования, указанные выше, обладают одними и теми же характерными чертами и встречаются в виде гнейсов, слюдястых сланцев, кварцитов, филлитов и мраморов.

Метаморфические толщи, прорванные интрузивными породами кислого и основного состава, включают широкие зоны минерализации и сканнов особенно в местах контакта герцинских мраморов с изверженными породами кислого состава.

## ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

### КЕМБРИИ

Палеонтологически охарактеризованные кембрийские породы несогласно залегают на докембрийских в районе Мардена. Кембрийские и докембрийские образования выступают здесь только из-под известняков верхнего мела. Они метаморфизованы, и в горизонтах рыхлых песчаников найдены *Paradoxides*.

Породы докембрия представлены (снизу вверх):

— красно-черными фельзитовыми порфирами, риолитами и андезитами;

— темно-красными кварцитовыми песчаниками, содержащими потоки лав;

— выше залегают песчаники и конгломераты, зелено-красные, с вулканическим материалом;

— темно-серые кристаллические тонкослоистые известняки, содержащие обломки красных кремней.

На них несогласно залегают базальные конгломераты с органическими остатками и другие отложения нижнего и среднего кембрия:

— конгломераты с обломками вулканических пород; тонкие слои песчаника, зеленые сланцы;

— мелкозернистые красные кварцевые песчаники (аналоги нубийских песчаников);

— известняки;

— мелкозернистые рыхлые песчаники; зеленовато-серые глинистые сланцы; песчанистые мергеля, богатые трилобитами, особенно *Paradoxides*.

Горы Анамур расположены на Средиземноморском побережье между Анталией и Силифке. В результате детальных исследований здесь в последнее время были обнаружены кембрийские породы, содержащие трилобиты. Это желтые блестящие сланцы, занимающие довольно зна-

чительные площади, граничащие с ордовикскими породами и несогласно залегающие на толщах, которые относятся, вероятно, к докембрию.

Докембрий восточного склона горной цепи Анамос состоит в основном из немых граувакк, филлитов и серицитовых глинистых сланцев. Базальные конгломераты и серые кварциты кембрия с угловым несогласием залегают здесь на докембрийских породах. В верхней части кварциты переходят в глинистые сланцы. Доломитовые известняки темно-серого цвета, лишенные органических остатков, согласно залегают на кварцитах. Выше следуют граувакки и глинистые сланцы с незначительным количеством трилобитов.

На основании детальных исследований возраст этих отложений определен как среднекембрийский. На них залегают двухметровый слой базальных конгломератов, кварциты и доломитовые известняки, лишенные фаунистических остатков. Последние раньше были отнесены к силуре или девону, но детальные работы в этом районе показали, что они принадлежат к триасу.

В районе Хаккари в юго-восточной Турции темно-серые кварциты и залегающие на них известняки, по-видимому, имеют кембрийский возраст.

Кварциты выступают в виде окна в ядре большой антиклинали, находящейся на восточном окончании гор Джири вблизи границы с Ираком.

#### ОРДОВИК И СИЛУР

Отложения ордовика-силура в большинстве случаев палеонтологически охарактеризованы и изучены лучше, чем подстилающие более древние образования. Тщательные исследования, проведенные нами, позволили обнаружить граптолитовые горизонты среди филлитов и глинистых сланцев, лежащих на метаморфических породах. Иногда эти слои несогласно перекрывают метаморфический субстрат. Выходы пород ордовика-силура располагаются в следующих местах: от западной части Стамбула до п-ова Коджаэли и в районе Адапазари — Зонгулдака, близ Аданы — Козана — Феке — Пынарбаши, и, наконец, в районах Силифке — Анамур и Хаккари.

В районе Стамбула — Коджаэли располагаются хорошо изученные разрезы, относящиеся большей частью к ордовику и силуру.

К первому относятся аркозы, песчаники и конгломераты, занимающие значительные пространства, а ко второму — конгломераты, песчаники, кварциты, граувакки. Рифовые известняки с большим количеством *Nalysites* залегают на силуре и относятся уже к девону. Восточнее на Черноморском побережье в районе Шиле — Адапазари — Эрегли — Зонгулдака преобладают кварциты. Песчаники и черные филлиты богаты граптолитами.

В районе Адана — Феке породы ордовика — силура на больших пространствах выступают в эрозионных окнах и в ядрах складчатой зоны Тавра. В темно-серых и черных сланцах встречаются *Monograptus*.

В районе Силифке — Анамура недавно были обнаружены в большом количестве граптолиты. На желтых блестящих сланцах, принадлежащих к кембро-ордовику, залегают песчаники и сланцы, относящиеся уже к ордовику. Черные кремнистые известняки, богатые граптолитами и кораллами сланцы и черные битуминозные сланцы относятся к силуре.

В районе Хаккари в 25 км к югу от гор Джири выступают слюдяные кварциты, кремнистые породы, чередующиеся с красными, серыми и желтыми песчаниками, которые относятся, вероятно, к силуре. Выше залегают тонкослоистые белые известняки. Все эти слои расположены ниже девона.

Девонские образования занимают довольно обширные пространства. Морские отложения девона залегают на древних породах и разделяют отдельные их выходы. Девонское море в северной части Анатолии простиралось от Стамбула до Синопа. В ее южной части, начиная от Тавра, оно доходило до Агри и проникало в Юго-Восточную Анатолию. На значительных площадях, в особенности к востоку от Стамбула, вплоть до Амасры, девонские отложения представлены прибрежными фациями. Нижнедевонские отложения в районе Стамбула состоят из полукристаллических черных известняков, частично из граувакк, известняков и глинистых сланцев. Среднедевонские отложения представлены известняками и кремнистыми сланцами, верхнедевонские — глинистыми сланцами, граувакками, песчаниками и конгломератами. Все девонские породы богаты органическими остатками.

Классический разрез девона с постепенными изменениями фации можно наблюдать в области, простирающейся от Коджаэли — Зонгулдака на западе до Бартина на востоке. Нижний девон начинается темно-коричневыми и красными песчанистыми сланцами, далее идут кварциты, в которых встречаются прослои темно-серых известняков, богатых фауной. Средний девон, в особенности в Амасре, представлен кристаллическими доломитовыми известняками с постепенно меняющейся интенсивностью окраски, верхний девон — мощными толщами известняков с прослоями глинистых сланцев.

В Западной Анатолии, в Измире, Карабуруне и Соме образования, представленные чередованием аркозов, граувакк, сланцев и известняков, древнее среднего девона.

В Тавре в массиве Алания, начиная от Муглы, к востоку выходят прибрежные коралловые и брахиоподовые известняки. Большей частью они относятся к верхнему девону, в меньшей — к среднему. Это чередование синевато-серых и светлых известняков, черных известковистых и мергелистых сланцев и песчаников. Они протягиваются от Козана и Саимбейли до Тавра близ Малатии и даже до Хекимзана. Далее на восток в Хазре в горах Хаджертун прослеживаются девонские сланцы, мергели, песчанистые известняки и битуминозные песчаники.

В районах, расположенных между Хаккари и Ираком и к югу от гор Бийук Агри, девон представлен мощными толщами сланцев, чередующихся с кварцитами и органогенными известняками, богатыми ископаемыми. Ядро Восточного Тавра образовано бурыми мергелистыми известняками. Выше кварцитов, расположенных в нижней части разреза, следуют песчаники, известняки и аспидные сланцы. Они содержат криноидей, брахиопод, мшанок и водоросли.

#### КАРБОН И ПЕРМЬ

Каменноугольные отложения распространены так же широко, как и девонские. На севере, в окрестностях Зонгулдака и Стамбула, в районе Анкары, Биледжика и Бурсы, каменноугольные отложения встречаются отдельными полосами. На юге, начинаясь от Муглы, они охватывают всю систему Тавра и простираются в глубь до Хаккари. Незначительные обнажения обнаружены также в Агри. Это в основном морские отложения с подчиненными пачками континентальных или лагунных пород. На севере, в районе Зонгулдака, в обширных лагунных бассейнах с ними связаны залежи рабочих пластов угля.

Пермские отложения занимают всю область между Западной и Восточной Анатолией. Окрестности Стамбула, район Коджаэли, Чанаккале, срединный массив Эскишехир — Мендерес (массив Центральной Анатолии), окрестности Мардина, прибрежные цепи Черного моря на севере и массивы Качкар — Чорох и Кастамону были обширными островами в пермском бассейне.

Недавно в районе Стамбула и к западу от него были обнаружены незначительные выходы каменноугольных отложений, до настоящего времени рассматривавшихся как верхнедевонские (фракийская серия). Они представлены серицитовыми и радиоляритовыми сланцами, глинистыми граувакками с растительными остатками, конгломератами, песчаниками, граувакками, глинистыми сланцами и, наконец, известняками. Все эти породы относятся к турнейскому и визейскому ярусам и залегают на девонских известняках. В них обнаружены Syringopora, Lithostrotion и большое количество брахиопод и гастропод.

Далее на восток детальные исследования карбона и перми были проведены Институтом горных исследований (МТА) в угленосном бассейне Эргели — Зонгулдак, занимающем значительное место в экономике Турции. Здесь присутствуют крупные месторождения ископаемого угля. Обычно, в этом бассейне нижний карбон представлен морскими отложениями, а верхний — угленосными континентальными. Нижние доломитовые известняки, содержащие Lithostrotion, Productus и Syringopora, относятся к визе. Они протягиваются на восток вплоть до Инеболу. Турнейский ярус вскрыт только в скважинах под мезозойским чехлом.

Продуктивная свита состоит внизу из песчаников, а выше из глинистых сланцев (серия Аладжаагиз) и соответствует намюру. Толща кварцитов и порфиритов, чередующихся с песчаниками (Козлу и Карадон), относится к вестфалу. Наиболее важные продуктивные пласты угля залегают в районе между Чамли, Кандилли, Зонгулдаком и Калимили, продолжаясь вплоть до Амасры. На каменноугольных породах залегают пермские слои незначительной мощности.

К югу от района Анкары перьм представлена бурыми и светлыми известняками с фузулинидами. Здесь же среди песчаников, конгломератов и тонких слоев черных известняков встречаются прослои известняков, содержащих Productus визейского возраста.

В кристаллическом массиве Илгаз бурые известняки, содержащие фузулиниды и кораллы, имеют каменноугольный и пермский возраст. Эти образования местами выходят на поверхность восточнее, вплоть до Токата. В районе Байбурта кварцитовые песчаники, богатые фузулинами, корралами, спириферами и брахиоподами, аркозы и красные песчаники достигают мощности почти 1500 м. На южном побережье Мраморного моря, в районе Балиа и между Бурсой и Гемликом, выходят известняки, мраморы и черноватые или синие песчаники с богатой фауной. Недалеко от Сомы встречаются известняки с фузулинами.

В Измире, в Карабуруне и в окрестностях Сомы есть выходы черных и коричневых известняков с фузулинами, местами тянущиеся к северу от Измира вплоть до бухты Чандарли. В Карабуруне обнаружены, вероятно, каменноугольные песчаники, сланцы, известняки и конгломераты, содержащие фузулины.

В районе Гектепе — Мугла пермские морские отложения известны в виде редких выходов.

В Тавре отложения перми и карбона занимают значительные пространства, протягиваясь в юго-восточном направлении через Мут-Силифке, Караман, Конюю, Аладаг и Болкардаг. Эти образования, представленные песчанистыми известняками и глинистыми сланцами, слагают горные вершины. В Малатии, среди битуминозных известняков темно-синего и часто черного цвета отмечаются мелкозернистые песчаники, мергелистые сланцы и рифовые известняки, богатые ископаемыми остатками и слагающие толщу каменноугольных и пермских отложений.

В юго-восточной Анатолии, в массиве Битлис и особенно в Хаккари, в относительно тонких слоях мергелей и в массивах светло- и темно-желтого известняка встречаются Productus и в большом количестве Lithostrotion.

Мезозой начинается трансгрессией, охватывающей значительные площади.

В результате герцинских движений образовались обширные области, подвергавшиеся эрозии. Мезозойская трансгрессия проявилась по краям древних массивов и в областях их погружения. Поэтому мезозойские отложения занимают большие пространства.

Зеленокаменные породы, широко распространенные в областях глубокого погружения, рассматриваются как очень важный комплекс. В них наблюдается иногда присутствие интрузивных пород кислого, основного и ультраосновного состава, спилитов, глинистых сланцев и песчаников. Известняки представлены в виде линз или включений в серпентинитах. Вместе с тем истинный возраст этого комплекса пород, принадлежащих в основном к мезозою, остается все еще неизвестным. Они залегают в интервале между верхней пермью и низами палеогена. Среди упомянутых пород в Тавре встречаются массивные, плитчатые кремнистые радиоляритовые и доломитовые известняки. Они содержат фауну, хорошо выделяются и могут служить маркирующими горизонтами.

Отложения триаса, распространенные к востоку от Стамбула, залегают с угловым несогласием на палеозойских образованиях Каджаэли. Далее на восток в Баля отложения триаса представлены в типичных альпийских фациях и перекрываются черными сланцами с *Diploroga*. Еще восточнее, в Эргели, Зонгулдаке и Бартине, мезозойские отложения перекрывают угленосные каменноугольные и частично пермские породы. До настоящего времени здесь не удалось установить триасовые и юрские отложения. Мезозойская толща пород начинается прямо базальными конгломератами нижнего мела, залегающими на каменноугольных и пермских отложениях. Юрские отложения распространены восточнее, в окрестностях Анкары, на севере массива Эскишехир и к юго-востоку от озера Изник. Доломитовые бурые известняки, которые образуют высокие скалы на берегах р. Бодрум и в заливе Керме, относятся к триасу и содержат *Diploroga*.

В Байбурте геологические исследования ведутся уже долгое время. В этой области триас отсутствует, юра представлена в виде известняков, переходящих на востоке во флишевые фации. В районе Испира нижние горизонты лейаса подстилаются, возможно, триасом. В песчаниках и глинистых прослоях встречается иногда микрофауна. На южных склонах горных цепей, тянувшихся вдоль побережья Черного моря, наблюдаются обширные области распространения темно-серых, белых и розовых известняков, возраст которых юра-мел. Речь идет, возможно, о переходных горизонтах между верхней юрой и нижним мелом. В нижних частях мезозойских толщ местами отчетливо выделяется свита, которая могла бы быть отнесена к перми-триасу.

#### ТРИАС

Морские триасовые отложения, довольно ограниченные в Северной Анатолии, занимают обширные пространства в Тавре и выходят на поверхность в юго-восточной Анатолии.

Наиболее доступные наблюдению обнажения встречаются в районе Коджана — Шиле — Измир — Гебзе, в Баля, в районе Гемлик — Бурса в Южной, Восточной и юго-восточной Анатолии, в частности в Тавре.

К востоку от Стамбула, в районе Коджаэли — Шиле — Гебзе, триасовые отложения с богатой фауной трансгрессивно залегают на отложениях девона или на силуре и представлены отложениями среднего и нижнего триаса.

Желтые известняки и красные песчаники, залегающие на базальных конгломератах, отвечают нижнему триасу.

Среднему триасу соответствуют серые и черные брекчиевидные доломитовые известняки, а также конкреционные известняки, богатые фауной, которые располагаются над ними. Верхний триас представлен сланцами, содержащими *Halobia*.

На южном берегу Мраморного моря небольшие выходы мергелей, содержащих *Halobia*, располагаются на базальном конгломерате и перекрыты известняками.

Южнее, в Эдремите, Иенидже и особенно в Балия, слои триаса, богатые органическими остатками, несогласно залегают на пермокарбоне. На базальном конгломерате залегают верхнетриасовые песчаники, за которыми следуют черные сланцы, содержащие *Halobia*.

К востоку от метаморфического массива Мендерес — Милас, к юго-западу от Муглы, к северу от залива Керме и к востоку от Бодрума, находится обширное пространство, занятое триасовыми осадочными толщами. Серые доломитовые известняки с глинистыми прослойками, содержащими *Pseudomonotis*, *Myophoria* и *Diplogora*, относятся к триасу. В известняках местами встречаются роговики.

В Тавре в нижних горизонтах известняков в глубоководных, но чаще прибрежных фациях и в толщах коричневых доломитовых известняков встречаются *Diplogora*, что указывает на сходство этих формаций с описанными выше известняками Бодрума. Это, вероятно, средне-триасовые отложения, распространенные в районе Аданы вплоть до Аладага. В горах Аманос были встречены доломитовые известняки, но фаунистически обоснованного триаса здесь не установлено.

В юго-восточной Анатолии триасовые породы имеют широкое распространение. В Хазре песчаники залегают под пестрыми сланцами и под глинами. Ниже расположены красноватые песчаные известняки, пестрые мергели и сланцы. Эти породы, содержащие *Myophoria* и *Pseudomonotis*, обнаружены в нефтяных скважинах.

Довольно мощные триасовые толщи распространены в районе между Хаккари и иракской границей, в Джизири и в горах Суди. В основании, на серых песчаниках и известняках, здесь располагаются песчаные известняки. В верхней части появляются слоистые известняки кремового цвета, в которых обнаружены *Pseudomonotis*, *Myophoria*, *Ostrea*, остатки гастропод, кораллов и водорослей. Мощность достигает 400 м.

#### ЮРА

Небольшая по мощности толща трансгрессивно залегающих юрских отложений протягивается южнее Мраморного моря к району Анкары в восточном направлении и целиком покрывает южные склоны гор, расположенных по берегу Черного моря. Они выходят также на поверхность на юго-западе в Тавре, тянутся в восточном направлении и на юго-востоке перекрываются более молодыми отложениями. Таким образом, юрские отложения занимают значительные пространства, слагая нижние части известняковых толщ, которые принято считать нефтеносными, что подтверждается бурением.

Юрские образования представлены также в виде флиша, а также в фации терригенных отложений шельфа. Иногда встречаются континентальные юрские образования, содержащие угольные пласты. Мы ограничимся описанием наиболее значительных выходов юры.

Юрские породы в районе Анкары уже с давних пор хорошо изучены. На юге этого района юра начинается лейасовыми отложениями, в основании которых обнаружены красные конгломераты, несогласно залегающие на палеозойских граувакках и сланцах. Затем идут красные мергелистые известняки, сланцы, песчаники и флишевые отложения, содержа-



щие *Pentacrinus*, *Arietites* и *Phylloceres* и сопровождающиеся сланцами и песчаниками. Известняки, в том числе мергелистые и плитчатые с аммонитами, вероятно, относятся к средней юре.

В районе южного берега Мраморного моря, в окрестностях озер Манья и Аполионт, особенно последнего, юрские отложения обычно трансгрессивно залегают на более древних палеозойских. Кристаллические известняки, серые мергели и красные туфы располагаются на песчаниках, конгломератах и сероватых песчаных известняках, содержащих белемниты. Литографские известняки с *Calpionella* псевдоолитовые, рифовые и коралловые известняки относятся, как это видно по органическим остаткам, к верхней юре.

Юрские отложения также широко развиты в районе Биледжик. Лейас представлен коричневыми песчаниками с аммонитами, а средняя и верхняя юра — бело-розовыми известняками.

В хребтах побережья Черного моря, где юрские породы широко распространены, они начинаются обычно лейасовыми отложениями, трансгрессивно залегающими на пермских, а иногда на метаморфических породах. Здесь встречаются мергелисто-песчаные известняки с *Phylloceras* и глинистые сланцы. Доггер начинается базальным конгломератом, располагающимся на лейасе. Выше идут доломитовые и песчаные известняки, на которых залегают отложения мальма, содержащие *Calpionella*. Юрские породы, представленные в формах известняков и конгломератов, тянутся, несколько меняя свой состав, вплоть до района южнее Инеболу. Восточнее Бартина юрские и нижнемеловые известняковые толщи слагают непрерывную серию.

Юрские красные, глинистые и конкреционные известняки трансгрессивно залегают на метаморфических породах в Гююшане и на пермских образованиях в районе Амасии. В песчаниках в большом количестве встречаются аммониты. Эти слои идут с востока от Байбурта до Чороха. В районе Байбурта и Испира лейас начинается конгломератами, за которыми следуют песчаники. Затем залегают серые песчаные известняки, содержащие *Arietites*. В верхней части наблюдается чередование лав, туфов, красных известняков и мергелей. Все эти породы, включая мергели и красные известняки с *Phylloceras*, принадлежат к лейасу. Отложения мальма можно обнаружить под толщами красных известняков, содержащих *Artuchus*.

Коралловые известняки, встречающиеся в Чашме и в Измире, относятся к верхней юре. Толщи серых известняков в Балия содержат *Calpionella alpina*.

Широко развиты юрские породы и в Тавре, в Бейшехире — Сейдишехире и в Аксеки. Недавно были обнаружены юрские органические остатки в нижних горизонтах известняков, слагающих главную часть Тавра. Черные битуминозные известняки лейаса переходят во флишевые зоны. Среднеюрские битуминозные сланцы чередуются с мергелистыми известняками. Выше следуют верхнеюрские мергелисто-битуминозные сланцы. Отложения верхнеюрского возраста встречаются также в известняковых фациях в хребте Мунзур, являющемся продолжением Тавра.

В юго-восточной Анатолии, в особенности в районе Хазры, наблюдаются два типа юрских фаций. Лейасовые отложения начинаются конгломератами, выше известняками желтоватого цвета, красными и розовыми известняками, которые в свою очередь перекрываются верхнеюрскими известняками. Доломитовые известняки, доломиты и слои коралловых известняков антиклинали Хаджертумдаг относятся к юре. Верхние горизонты непрерывной известняковой толщи, расположенной в Джубадаге и южнее Хаккари, вероятно, также относятся к юре.

Отложения нижнего мела в виде полос разной ширины имеют довольно ограниченное распространение. Они известны на южном побережье Мраморного моря, к западу от гор Муданьо, на северо-западе Анатолии, на севере района Бейпазари — Наллихан, к югу от Болу, к северу от Гоинук и озера Абант; в районе Зонгулдака, к северу от Илгаза — Куршунлу; к юго-востоку от Шебинкарахисара; в районе Байбурта, на север от Тортума, где они выделены среди флишевых образований; на западной окраине Анатолии, в районе Измира и Карабуруна; на юге, в предгорьях Тавра, среди непрерывных известняковых толщ; в горах, расположенных к северу от Алания — Газипаша; на высоких вершинах Тавра; в долине реки Гоксу.

На побережье Черного моря и к югу от него отложения нижнего мела трансгрессивно залегают на породах девона и карбона. Они начинаются базальным конгломератом мощностью 3—4 м, за которым следуют известняки, относящиеся по возрасту к интервалу от валанжина до нижнего апта, тонкие слои песчаников, содержащих *Neqipea* и *Requienia*, верхнеаптские песчаники Велебеи, затем выше альбские песчаники и мергели, альб-сеноманские синие мергели и дикий флиш. Песчаники содержат аммониты. Нижнемеловые отложения достигают приблизительно 1500—2000 м.

Среди юрских и меловых пород, слагающих гряды, расположенные между побережьем Черного моря и районом Илгаз — Куршунлу, нижнемеловые отложения представлены белыми известняковыми массивами с аммонитами.

Нижнемеловые отложения в глубоководных фациях, распространенные между Анатолийскими нагорьями и северными горными хребтами, а также нижнемеловые образования в мелководных фациях, расположенные южнее, имеют различный литологический состав. В районе Байбурта развиты песчанистые и кремнистые сланцы, богатые фауной и чередующиеся с тонкими слоями мергелей и мергелистых известняков, мощностью от 2000 до 2800 м. В направлении к Тортуму преобладают серые известняки, чередующиеся со сланцами, а также флишоидные толщи.

В районе Бейпазари — Наллихан и Болу наблюдается чередование тонких слоев нижнемеловых мергелей и белых известняков, богатых органическими остатками.

Нижнемеловые отложения Тавра трудно выделить среди других образований, так как они включены в мощную толщу известняков, которая содержит мало органических остатков. Эти отложения распространены вдоль всего Тавра, в Малатии, в Диврике и далее на востоке.

В скважинах на юго-востоке Анатолии, а также в горах Куди и Джирри обнаружены нижнемеловые доломитовые известняки с *Orbitolina*, залегающие на верхнеюрских породах.

#### ВЕРХНИЙ МЕЛ

Верхнемеловые отложения, связанные своим образованием с крупной трансгрессией, широко распространены как на севере, так и на юге Анатолии. Отдельные массивы палеозойских пород сохранились среди них в виде островов. В центральной Анатолии после длительного воздымания и последовавшей затем верхнемеловой трансгрессии накопились известняковые и флишоидные осадки, относящиеся к сеноману, турону, сенону и маастрихту. На юго-восток от массива Истранджа и к северу от Стамбула верхнемеловые отложения начинаются сеноманскими известняками, содержащими рудисты.

Недалеко от Зонгулдака на сеноманском флише мощностью 2500 м трансгрессивно залегают туронские слои, представляющие собой чере-

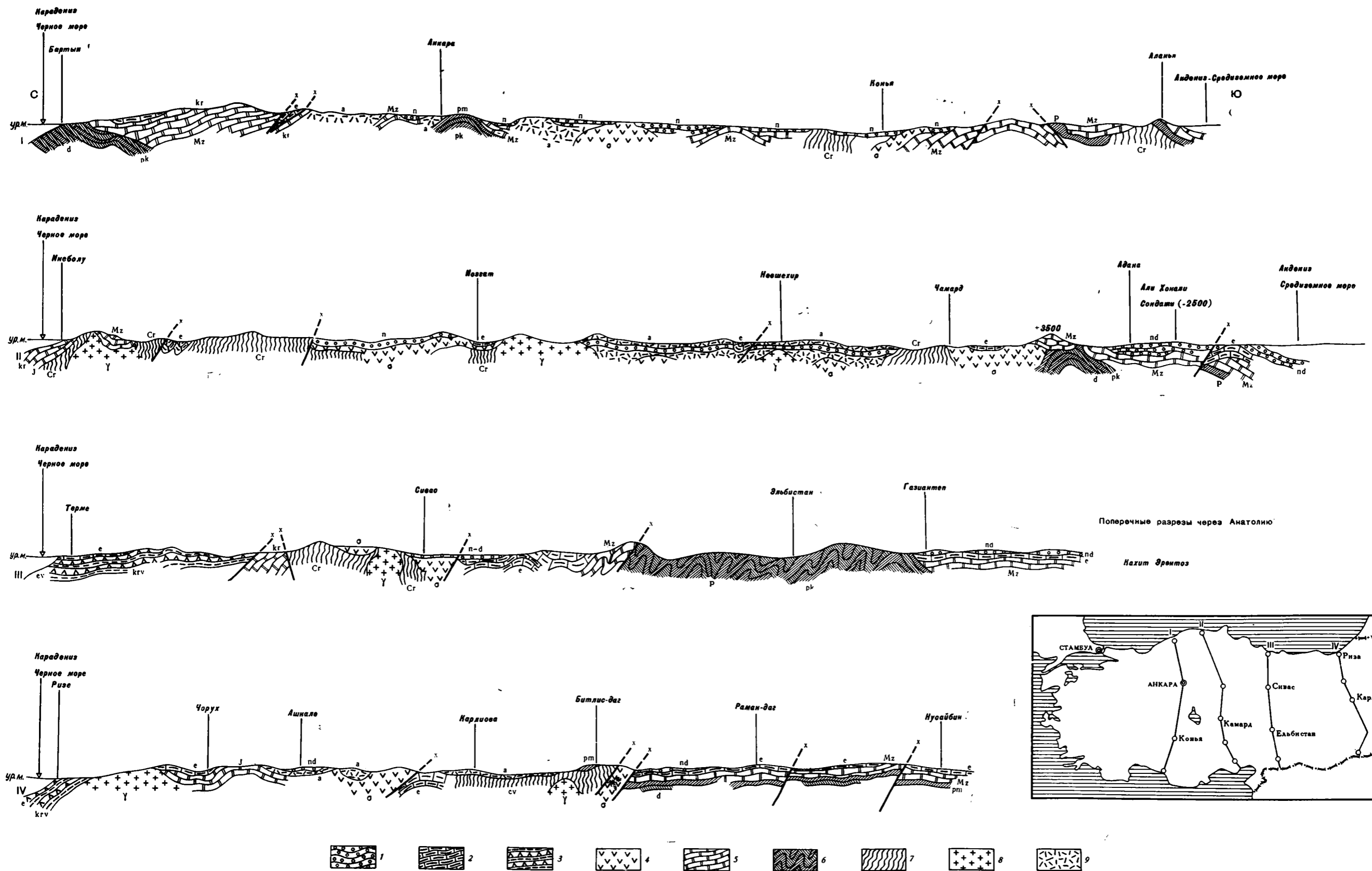


Рис. 2. Поперечные разрезы через Анатолию

1 — неоген: континентальный (n), морской (nd); олигоцен (ol); 2 — эоцен (ev), палеоцен; 3 — вулканическая серия: эоцен (ev), мел (krv); 4 — офиолиты (o), офиолиты и осадочные породы (o); 5 — мезозой (Mz): мел (Kr), юра (J); 6 — палеозой (p); пермь-карбон (pk), пермь (pm); девон (d); 7 — метаморфическая серия (Cr); 8 — интрузии кислого состава (γ); 9 — вулканические породы (a)

дование основных вулканических излияний с мергелями, радиоляритами и белыми мергелистыми известняками. Коньякские и сантонские образования сложены серыми песчанистыми известняками, в то время как агломераты и туфы сопровождаются мергелистыми известняками. Кампанский маастрихтский и датский ярусы представлены туффитами слоистыми мергелистыми известняками и флишем. Сенонские отложения достигают здесь мощности почти 2000 м.

Верхнемеловые отложения, содержащие *Orbitoides* и *Globotruncana*, слагают горные цепи Понта и сложены вулканическими породами и осадочными отличающимися значительными изменениями фаций. На протяжении всего хребта верхнемеловые породы, местами сокращенной мощности, начинаются сеноманскими, а иногда туронскими отложениями. Сенонские отложения обычно представлены флишем. Однако к востоку от Самсуна, на восточном берегу реки Ешилирмак, сенонские породы сопровождаются агломератами, андезитовыми туфами, базальтовыми лавами. Точнее говоря, здесь развита осадочная серия с прослоями туфов и покровами лав.

К югу от Понта верхнемеловые отложения представлены различными фациями. Сеноман состоит из чередования песчаников мергелей и сланцев, образующих флишевую толщу. Турон обладает тем же составом и содержит *Trigonia* и *Ipoceras*. Сенонско-маастрихтские отложения представлены флишем и содержат *Ananchytes*, *Ipoceras* и особенно богаты микрофауной. При приближении к древним массивам эти слои переходят в фации мергелистого и глинистого состава. В туронских и сенонских отложениях встречаются горизонты рифовых известняков, содержащих гиппуриты и кораллы. К югу от Понта и в его восточной части глинистые, мергелистые и флишевые толщи чередуются с известняками, песчаниками, мергелями и радиоляритами.

Комплекс зеленокаменных пород занимает большие площади и состоит из кислых, основных интрузивных пород, подушечных лав, спилитов, диабазов, а также гипербазитов, серпентинов, перидотитов, сопровождающихся радиоляритами, глинами, песчаниками или известняками, которые в большинстве случаев содержат *Globotruncana*. Зеленокаменные породы встречаются в виде чешуй среди палеоценовых или эоценовых толщ.

Было выдвинуто несколько гипотез относительно возраста зеленокаменного комплекса, которые обсуждаются в настоящее время. Некоторые авторы считают, что зеленокаменные породы на юго-западе Анатолии имеют палеозойский возраст. В Тавре эти породы, начиная с триаса и юры, встречаются в разных горизонтах. По нашим наблюдениям, этот комплекс в районе Малатии располагается под туроном, содержащим органические остатки, а в Центральной Анатолии — под базальным конгломератом маастрихского яруса.

Что касается осадконакопления в верхнем мелу, то между севером и югом Анатолии существуют большие различия.

В северной Анатолии преобладают мергелистые и глинистые флишевые отложения, в то время как в южной Анатолии, где флиш встречается изредка, в основном распространены известняки и доломитовые известняки. Большинство верхнемеловых комплексов включает рифовые известняки с рудистами, постепенно сменяется чередованием красных радиоляритов, известняков, мергелей, мергелистых известняков и сланцев. Верхние горизонты мощностью свыше 1500 м включают в основании ультраосновные интрузии, выше которых следует флиш, перекрывающийся третичными отложениями.

В районе Малатии — Хекимхана комплекс зеленокаменных пород перекрыт базальным конгломератом турона. Туронские и сенонские отложения представлены 150-метровой толщей гиппуритовых известняков и выше флишевой толщи, достигающей 400—600 м мощности и содержа-

щей известняковые биогермы и отдельные линзы песчаников. В маастрихтских известняках мощностью до 200 м образовались долины с крутыми скалистыми обрывами.

Переходим к описанию верхнемеловых отложений юго-восточной Анатолии, исследованных при бурении и в местах их выходов на поверхность.

Туронские и сенонские известняки здесь являются нефтесодержащими породами, их кровлю образуют мергели и сланцы, достигающие 100 м мощности, и самые верхние слои мела, неотделимые от палеоценовых, характеризуются сильными изменениями своего состава по площади.

В то же время более низкие горизонты отложений четко разделяются на три комплекса: сеноманский, туронский и сенонско-верхне-маастрихтский. Сеноманские и туронские образования представлены большей частью известняками и доломитовыми известняками, которые вверху переходят в рифовые. Мощность этих карбонатных пород равна почти 500 м. Нижнемаастрихтские известняково-рифовые горизонты переходят в детритовые в результате резкого изменения условий осадконакопления на дне моря.

Серые мергели, сланцы, мергелистые известняки и песчаники нижнего и среднего маастрихта содержат Globotruncana и достигают 300 м мощности. В северной части района верхнемеловые отложения представлены чередованием известняков, сланцев, мергелей и песчаников, образуя толщу флиша. К этому комплексу осадков прибавляются также радиоляриты и ультраосновные породы, образуя типичный геосинклинальный фациальный комплекс.

### ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения третичного возраста, включая вулканические породы, занимают очень большое пространство. В продолжение эоцена произошло три значительные трансгрессии моря, а к концу эоцена море начало отступать. В течение олигоцена море продолжало регрессию, оставив непокрытыми современные побережья северной и южной Анатолии. Однако через некоторые узкие проливы оно распространялось в пределы районов, не покрытых целиком морскими водами. В течение неогена вдоль грабенов и по узким зонам разломов трансгрессия моря вновь захватила всю Анатолию.

### ПАЛЕОЦЕН

В некоторых областях отложения палеоцена выделяются в самостоятельную толщу, а в других представлены породами, сходными с отложениями мела. В этом случае литологические изменения не заметны и границы могут быть определены только по фауне.

На юго-запад от Зонгулдака и далее к югу, особенно в районе Наллихан-Гёлпазари, встречаются типичные морские и континентальные палеоценовые отложения. В Эрегли палеоцен залегает на датских отложениях, что очень редко наблюдается в Турции. Мергели и песчаники с Globorotalia здесь достигают 700 м. Известняки кремового и белого цвета, мергелистые известняки и мергели отвечают мелководным условиям накопления осадков и перекрываются красными мергелями, а затем песчаниками и конгломератами континентального, а иногда речного происхождения.

К западу от Анкары, в районе Сиврихизар—Хаймана—Полатли, палеоценовые отложения состоят из мергелей, сланцев, песчаников, а иногда и известняков, образовавшихся в мелководных условиях. Эти слои залегают на верхнемеловых отложениях, достигают мощности 100 м и содержат мшанок и остатки водорослей.

В Тавре палеоценовый флиш составляет верхнюю часть непрерывной серии, состоящей из чередования конгломерата сланцев и песчаников. Так как эти слои не содержат органических остатков, одни авторы относят их к верхнему мелу, а другие к эоцену.

На юго-востоке Анатолии, в районе предгорного бассейна, выделяется формация Кермав, образующая часть массивных известняков мел-палеоценового возраста, известных как нефтесодержащие породы. Верхняя часть этой толщи имеет обломочный состав, нижняя — мергелистый. Верхняя часть, достигающая мощности 500—600 м, относится к палеоцену. На востоке и западе от бассейна сильно меняется состав палеоценовых отложений и они представлены мелоподобными известняками, глинистым мелом и мергелями. Обломочные породы в различных районах распространены по-разному. Известняковая толща, известная под названием «известняки Беджира», мощностью 110 м относится к датскому ярусу и нижнему палеоцену. Она перекрыта регрессивными красными породами, вероятно, верхнепалеоценового или нижнеэоценового возраста (формация Герджаш), мощностью 250—350 м. Они представляют собой чередование красных глинистых известняков, песчаников, конгломератов с мергелистыми известняками и сланцами, содержащими прослойки гипса.

#### ЭОЦЕН

После вторжения моря в перми и меловой трансгрессии третья значительная трансгрессия была в эоцене, когда морем были покрыты большие пространства. Отложения среднего эоцена, богатые нуммулитами, образуют обособленный комплекс.

Нижний эоцен (ипрский ярус) залегает повсюду с весьма заметным несогласием. Затем поверхности пенепленизации древних массивов были затоплены большой трансгрессией среднего эоцена.

Эоцен в основном представлен фациями флиша и известняками, в шельфовой зоне встречаются мелководные фации. Известняковая толща, в которой можно встретить конгломераты и мергелистые известняки, образована песчаниками и коралловыми известняками. В Тавре эоцен представлен глубоководной морской фацией флиша. Встречающаяся здесь ископаемая фауна одинакова с фауной Альп и Средиземноморского побережья.

В горах северо-восточной Анатолии эоценовые отложения представлены осадочными толщами, чередующимися с андезитовыми и базальтовыми туфами, лавами и агломератами, причем наиболее вулканогенный характер разрез эоцена приобретает в горах, расположенных к югу от Кerasунда — Орду. Далее к югу вулканогенные фации сменяются известняковыми, сланцевыми, мергелистыми, песчанистыми и флишевыми.

Во Фракии эоценовые отложения образуют узкую полосу выходов на поверхность вдоль южного края метаморфического массива Истранджы. В направлении к бассейну Эргене зона их распространения постепенно расширяется, причем они залегают под миоценом или олигоценем. Песчаники, мергели и детритовые известняки залегают на базальном конгломерате в районе Чаталджи. В окрестностях озера Теркос распространены горизонт песчаников, достигающих мощности 50—100 м, которые подстилаются мергелистыми слоями, относящимися, вероятно, к нижнему эоцену. Верхний эоцен представлен песчаниками, мергелями и конгломератовыми известняками, которые начинаются конгломератами, залегающими на лютетских коралловых известняках. Эоцен достигает мощности 1000—1500 м.

Эоценовые отложения покрывают очень большие пространства на высоких плато Центральной Анатолии и особенно в метаморфическом массиве, в горах Аманос, к югу от массива Битлис и в юго-восточной Анатолии. Эоценовые детритовые известняки очень богаты микрофауной

(Alveolina, Discocyclus, Assilina, Nummulites, а также Cerithium, Cardium, Pecten, Chama, Ostrea и некоторые морские ежи).

На больших пространствах центральной Анатолии преобладают мелководные отложения (песчаники, конгломераты и сланцы). В районе Байбурта они представлены флишевыми фациями. Их нижняя часть, образованная песчаниками и конгломератами, имеет мощность 1500 м, а средняя и верхняя части, состоящие из чередования известняков, мергелей и песчаников, достигают 400 м.

В Тавре эоценовые отложения начинаются конгломератами, брекчиями и мергелистыми песчаниками. Выше идет флиш и массивные или обломочные отложения, которые местами переходят в известняки, мергели, сланцы, чередующиеся с песчаниками.

На юго-востоке Анатолии, в нефтеносном бассейне, среди верхнепалеоценовых или нижнеэоценовых песчаников и красных конгломератов мощностью 300 м, носящих название «формация Герджаш», встречаются гипсовые и известняковые прослои с *Rotalia* и *Nummulites*. В северном направлении эти слои переходят в глины, мергели, песчаные отложения и сланцы, а в центральной части бассейна они сменяются известняками, мергелями и известняками с прослоями сланцев.

Широко развитые в нефтеносном бассейне эоценовые известняки лютетского возраста носят название «формации Мидиат». Выше известняков с включениями желтого кремня и с большим количеством *Nummulites*, *Assilina*, *Discocyclus* следует серия известняков светло-кремового цвета. В этих обоих толщах встречаются горизонты мергелей, которые в районе нефтяных скважин Рамандага переходят в мелоподобные известняки мощностью 400—500 м.

В районе Хаккари эоценовые толщи достигают 2000—2500 м. Это в основном флиш, который в верхней своей части состоит из чередования песчаников и черных слюдистых сланцев, а в нижней — из чередования песчаников и черных слоистых известняков, имеющих иногда обломочное строение, богатых ископаемыми остатками.

#### ОЛИГОЦЕН

В конце эоцена и в начале олигоцена море начинает отступать из северной и южной Анатолии. В центральной Анатолии начинается озерный и континентальный режим.

Морские, континентальные, лагунные и озерные отложения распространены в центральной Анатолии, в районах Аравийской платформы, в бассейне Муша, на Средиземноморском побережье, в районе озер Аджигель и во Фракии, где олигоцен развит очень широко. Его обнажения располагаются между заливом Сароз, Кешаном и Текирдагом, где преобладает флиш. Конгломераты, песчаники, мергели, глинистые сланцы и туфы, которые покрывают эоцен, образуют переслаивание. Преобладает чередование мергелей с Сугепа и песчаников. Присутствует и соленосные отложения мощностью в 800—1000 м. Эти отложения принадлежат к верхнему олигоцену и достигают мощности более 1500 м. Во Фракии нижнеолигоценый флиш, бедный ископаемыми остатками, несогласно залегает на эоцене. Верхний олигоцен в соленосных и пресноводных фациях представлен песчаниками и мергелями, горизонтами песчаников. Последние содержат *Sugena semistriata*, мергелистые слои — *Cerithium* и *Cardium*. Кроме того, повсюду в верхнем олигоцене встречаются *Dreisensia* и *Melanopsis*. В пресноводных фациях встречаются остатки растений. Нижние и верхние горизонты озерных известняков верхнего олигоцена содержат *Helix*.

В результате исследований, приведенных за последнее время в районе Стамбула, были обнаружены остракоды, указывающие на олигоцен-

вый возраст слоев, содержащих остатки рыб и располагающихся среди сланцев и бумажных сланцев в районе Биюк-Чекмедже, которые до сих пор относили к верхнему миоцену. Здесь преобладают пески, известняки, мергели, конгломераты, песчаники с *Congeria*.

В центральной и восточной Анатолии флиш относится еще к олигоцену, а аквитанские слои, незначительной мощности и обломочного характера, в большинстве случаев залегают согласно с бурдигальским ярусом и рассматриваются как принадлежащие к миоцену.

Конгломератовые регрессивные слои в районе озера Аджигол, Чиврил, Бурдур и Динар относятся к морским олигоценовым отложениям и залегают на сером флише эоцена, который постепенно сменяется глинистыми породами олигоцена.

Выходы на поверхность олигоценовых пород отчетливо видны в районе между Кастамону и Синопом в Адане и особенно в районе Газиянтепа. К югу от Синопа олигоценовые отложения непрерывно сменяют эоценовые, от которых их можно отличить только по фауне. Они представлены конгломератами и песчаниками. В районе Газиянтепа олигоценовые рыхлые конкреционные известняки имеют светло-серый цвет. Поскольку существует известная литологическая непрерывность между олигоценом и миоценом, граница между ними может быть проведена здесь только на основании изучения их фауны.

В районе Муша распространены морские олигоценовые отложения, представленные песчаниками, чередующимися с серыми мергелями, и включениями тонких слоев известняка, с богатой микрофауной верхнего олигоцена.

В песчаных известняках, расположенных к северу от Малатии, находят *Pecten* и *Rusnodonta*. Олигоцен был выделен по нуммулитам. Эти слои иногда перекрываются бурдигальскими известняками.

#### ГИПСОНОСНЫЕ ТОЛЩИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АНАТОЛИИ

Нижние части гипсоносной серии относятся к олигоцену, а верхние — к миоцену. В основании их наблюдаются горизонты галечников и конгломератов; выше залегают пестрые песчаники и мергелистые породы, между которыми присутствует чередование красноватых конгломератовых известняков и песчаников, мергелистых пород и прослоев загипсованной соли. Выше залегают чередующиеся глины и песчаные красные мергели с линзами гипса. Наконец, наверху развиты озерные известняки. В этих отложениях можно видеть несколько битуминозных горизонтов. Все отложения характеризуются сильным изменением фации. Они занимают большое пространство в центральной Анатолии и протягиваются узкими полосами к Эрзеруму и Тузлудже. Здесь присутствуют две гипсоносные серии, залегающих одна ниже бурдигальских слоев с фауной, а другая выше этих слоев.

#### МИОЦЕН И ПЛИОЦЕН

Море, которое отступило в олигоцене, в нижнем миоцене через узкие проливы вдоль проникло в центральную Анатолию. Морская регрессия снова началась только в конце гельвета или тортона. Верхний морской миоцен отсутствует. Верхний миоцен, так же как континентальные отложения плиоцена, в центральной части Анатолии занимает почти все плато. Морской плиоцен встречается только на южном побережье в районах Антакии и Решадийе.

Во Фракции, в районе Стамбула и Чамрулихана, известны морские миоценовые отложения, представленные мергелистыми слоями. Они относятся, вероятно, к верхнему тортону или выше тортона. В другом районе Фракии, в Сарозском заливе, имеются выходы тортонских песчани-



ков, конгломератов и известняков, содержащих большое количество ископаемых остатков. Лежащие выше конгломераты, песчаники, мергели и мергелистые известняки с Мастга относятся к сармату. В их верхней части располагаются глинисто-мергелистые песчаники с красной и желтой галькой, имеющие континентальное происхождение.

В районе Денизли и Таваша распространены бурдигальские морские слои, содержащие ископаемые органические остатки. Здесь выше слоев песка залегают серо-белые мергели, чередующиеся с песчанистыми известняками. В верхней части они сменяются континентальными отложениями неогенового возраста.

Неогеновые отложения есть также вдоль побережья залива Керме. Их фаунистический состав аналогичен составу олиго-миоценовых пород Пьемонта. В этом же районе обнаружены породы аквитанского возраста.

В районе Анталии развиты бурдигальские известняки, мергели, чередующиеся с песчаниками, молассовые отложения и конгломераты тортена. Эти слои перекрыты слоями континентальных отложений.

В районах Антакии, Аданы, Силифке и Карамана распространены бурдигальские известняки. Конгломераты, песчаники, песчанистые и мергелистые известняки содержат большое количество ископаемых органических остатков. В районе Аданы отсутствуют аквитанские отложения, а близ Антакии — бурдигальские.

В районе Газиантепа миоцен начинается аквитанскими отложениями. Есть также бурдигальские белые мергелистые известняки и гальветские конгломератовые известняки.

В районе Муша и озера Ван известны аквитанские, бурдигальские и виндобонские породы. В районе Решадийе обнаружены конгломераты, песчаники, мергели и вулканические туфы, образовавшиеся в морских условиях в нижнем плиоцене.

Сарматский бассейн, в котором отлагались сарматские слои в Восточной Фракии и в районе Стамбула, был связан в позднем сармате с Дакийским и Эвксинийским морями<sup>1</sup> и в раннем плиоцене — с бассейнами Центральной Европы.

В районе Денизли нижний плиоцен представлен мергелями, глинами, песками, песчаниками и конгломератами, на которых залегают верхнеплиоценовые породы (дакийский ярус), а выше — речные левантинские отложения. Континентальные отложения плиоцена представлены глинами и песками.

#### ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Четвертичные отложения слагают речные террасы и вулканические формы. В некоторых горных районах, таких как Агридаг и Качкардаг, известны ледниковые образования.

В районе Чанаккале, близ Измира, на побережье Средиземного моря и в районе Синопа на побережье Черного моря в четвертичное время образовались береговые отложения значительной мощности с ископаемыми остатками раковин<sup>2</sup>.

Институт горно-геологических исследований  
МТА, Анкара, Турция

Статья поступила  
5 октября 1966 г.

<sup>1</sup> Т. е. с Гетским бассейном в Румынии и Черноморско-Каспийским бассейном.

<sup>2</sup> В районе Синопа это отложение Карангатской террасы Черного моря ( $Q_3'$ ), описанные в свое время Н. И. Андрусовым. (Примеч. ред.).

## RESUMÉ DE LA GÉOLOGIE DE L'ANATOLIE (ASIE MINEUR)

Le relief de l'Anatolie se dispose en bandes de direction approximative W—E et constitue le prolongement oriental de l'orogénèse alpine: au Nord les Pontides, au Sud les Taurides.

Les bordures des montagnes septentrionales de l'Anatolie et les directions des chaînes montagneuses ont subi l'influence de la plateforme russe, de la Mer Noire et de la plateforme arabe.

Dans la chaîne des Amanos, sur le littoral méditerranéen de la région d'Anamur et dans les sondages pétroliers d'Adiyaman ont vient de constater du Cambrien fossilifère et du Précambrien.

On a observé de l'Ordovicien — Silurien à Graptolithes et à Trilobites dans le littoral méditerranéen.

Le Dévonien et le Permocarbonifère occupent de grandes étendues tandis que le Permien couvre souvent en transgression les couches anciennes.

Le Triasique que l'on observe à l'E d'Istanbul repose en discordance angulaire sur les formations paléozoïques de Kocaeli. A Balya il présente les caractères du faciès alpin et il est surmonté de schistes noirs à Halobia.

A Bayburt, le Jurassique dans son ensemble se présente sous forme de calcaires, pour prendre le faciès flysch vers l'Est.

Dans la partie méridionale des chaînes montagneuses longeant la Mer Noire, on observe de larges unités calcaires gris foncé, blanches et roses, datées du Jurassique — Grétacé. Il s'agit probablement des horizons de transitions entre les niveaux supérieurs du Malm et Crétacé inf.

Les roches vertes, qui constituent de larges étendues, sont considérées comme une unité différente. Dans ces complexes on observe quelquefois de roches intrusives acides, basiques et ultrabasiques, des spilites, des schistes argileux et de grès. Les calcaires se présentent comme des enclaves ou des lentilles dans les serpentines. Cependant l'âge véritable de l'unité des séries compréhensives, appartenant pour la plupart au Mésozoïque reste toujours inconnu.

Le Crétacé sup., qui commence par une grande transgression, présente des dépôts importants dans le S et dans le N. Faisant suite à une longue émerision et consécutifs à l'invasion marine provoquée par la transgression du Crétacé sup., des sédiments calcaires et flyschoides du Cénomanién, Turonien, Sénonien et Maistrichien se sont déposés dans l'Anatolie centrale.

Le Tertiaire, les roches extrusives y compris, occupe de très grandes étendues. Au cours de l'Eocène trois transgressions essentielles ont eu lieu et vers la fin de l'Eocène la mer a commencé à se retirer. Durant l'Oligocène la mer a poursuivi sa regression en laissant émergés les rivages actuels de l'Anatolie septentrionale et méridionale, mais à travers quelques voies étroites, elle s'est répandue sur d'autres régions. Dans l'Anatolie centrale débute un régime lacustre et continental. Au cours du Néogène la mer, suivant les grabens et les zones étroites des failles, a envahi encore une fois la totalité de l'Anatolie.

Depuis la fin du Pliocène sup. jusqu'à nos jours, le Quaternaire se manifeste par des terrasses et des volcans. Dans quelques montagnes, telles que Ağrı Dağ et Kaşkar Dağları, on rencontre des formations glaciaires.

A Çanakkale, à Izmir, sur le littoral de la Méditerranée et sur celui de la Mer Noire, à Sinop, le Quaternaire marin forme des falaises constituées d'épaisses séries sédimentaires fossilifères.

Institut des recherches minières et géologiques  
MTA, Ankara, Turquie

УДК 551.24(235.216)

В. М. ЦЕЙСЛЕР

**О СООТНОШЕНИИ ГОРСТ-МЕГАНТИКЛИНАЛИ ЮГО-ЗАПАДНОГО ГИССАРА С СОСЕДНИМИ ОБЛАСТЯМИ**

Вопрос о положении юго-западных отрогов Гиссарского хребта в схеме тектонического районирования южных районов Средней Азии в той или иной степени затрагивается в большом числе работ, посвященных тектонике Туранской плиты, Таджикской депрессии и Тянь-Шаня. Это связано со своеобразным «пограничным» положением юго-западных отрогов Гиссарского хребта между равнинными районами Туранской плиты, где чехол мезозойских и кайнозойских пород залегает почти горизонтально, и более восточными высокогорными районами Таджикистана и Южного Узбекистана, где разновозрастные отложения образуют разнообразные по форме складчато-глыбовые структуры, нарушенные разломами, а в межгорных депрессиях развита мощная толща континентальных неогеновых молассовых накоплений. Существует много точек зрения на природу юго-западных отрогов Гиссарского хребта и Таджикской депрессии. Согласно одной из них, мегантиклиналь юго-западного Гиссара и Таджикская депрессия включаются в Альпийскую складчатую область, захватывающую на территории Советской Средней Азии Памир и Копет-Даг. В соответствии с другой точкой зрения, мегантиклиналь юго-западного Гиссара и западная часть Таджикской депрессии относятся к эпигерцинской платформе. Различные мнения развиваются в специальных монографиях и статьях (Захаров, 1958, 1962; Пейве, 1947; Таль-Вирский, 1961; Цейслер, 1965) и находят свое отражение на тектонических картах СССР разных лет издания (Богданов, 1961; Тектоническая карта СССР, 1953, 1956).

В последние годы все более широко распространяется мнение, что структуры юго-западных отрогов Гиссарского хребта и Таджикской депрессии являются не платформенными, не геосинклинальными, но обязаны своим возникновением своеобразному эпиплатформенному орогенному этапу развития территории Тянь-Шаня. Последний совпадает по времени с заключительным этапом развития структур Альпийской складчатой области. Указанную точку зрения развивает ряд исследователей (Таль-Вирский, 1961; Рыжков, 1962; Цейслер, 1962, 1965; Шульц, 1950); она получила свое отражение на тектонической карте Средней Азии, составленной большим коллективом авторов под редакцией Г. Х. Дикенштейна (1963).

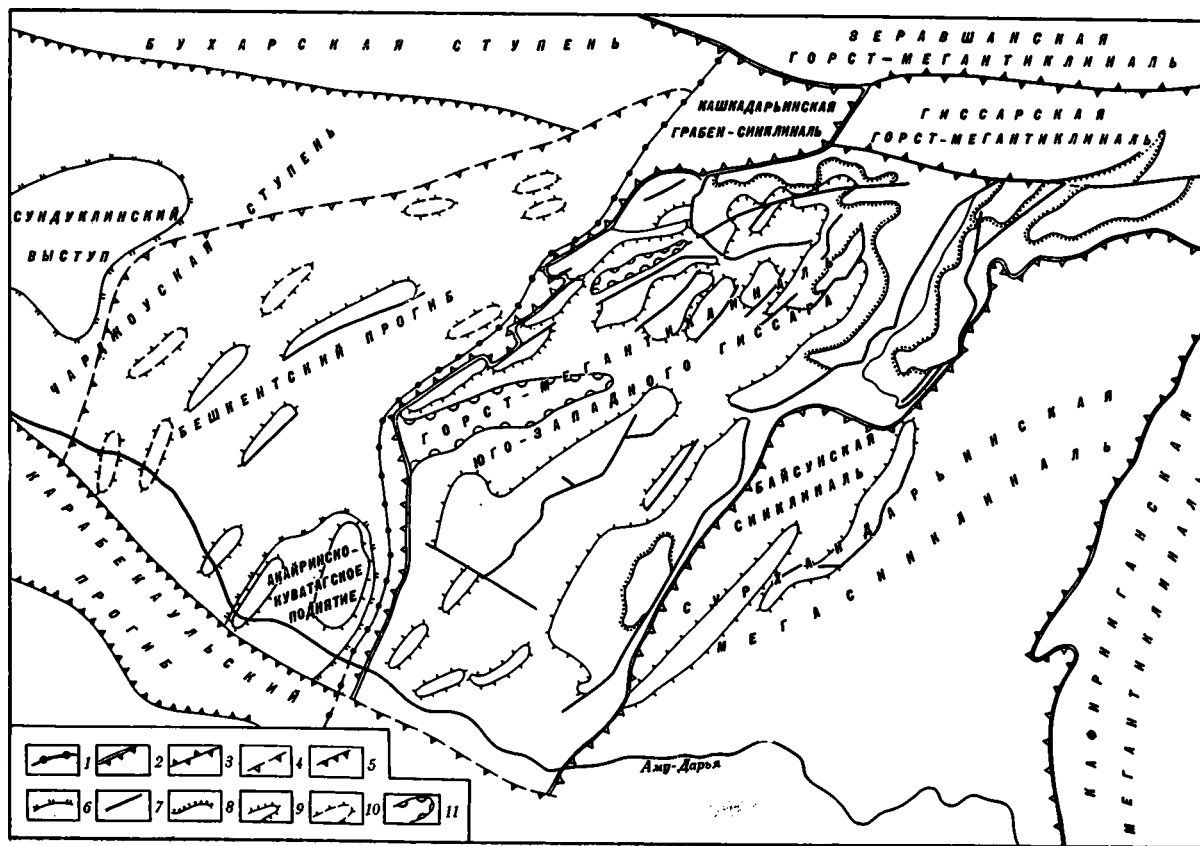
В ряде работ, опубликованных с 1932 года, подчеркивается определенное единство территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта, Таджикской депрессии и юга Туранской плиты для мезозойского и палеогенового этапов развития. Об этом свидетельствуют выдержанные состав, строение и мощности мезозойских и палеогеновых формаций, имеющих платформенный характер и общие закономерности изменения. Только с олигоцена территория юго-западных отрогов Гиссарского хребта вошла в зону контрастных новейших движений, которая включила в себя как область Альпийской геосинклинали (Памир), так

и область эпигерцинской и эпикаледонской платформ (Южный и Северный Тянь-Шань, Таджикская депрессия, Алтай). В настоящее время эта область характеризуется расчлененным высокогорным рельефом с относительными вертикальными перемещениями подошвы кайнозойских отложений до 6—7 км.

При проведении западной и восточной границ горст-мегантиклинали юго-западного Гиссара обычно руководствуются структурно-морфологическими критериями, в результате чего в область горст-мегантиклинали на востоке нередко включают Байсунскую синклинали, а на западе от горст-мегантиклинали юго-западных отрогов Гиссарского хребта часть структур отторгают» (Айзберг, 1961; Туаев, 1961). Несомненно, что при проведении границ горст-мегантиклинали решающим должен быть геолого-исторический подход и, в первую очередь, установление различий в ходе неоген-четвертичного этапа развития области, когда сформировалась указанная антиклинальная структура. По своему значению ее западная и восточная границы не однозначны, так как западная граница одновременно является границей Туранской плиты и эпиплатформенной орогенной области, а восточная разделяет частые структуры внутри эпиплатформенной области, отделяя мегантиклиналь юго-западного Гиссара от смежной Сурхандарьинской мегасинклинали Таджикской депрессии. Поэтому критерии, играющие главную роль при оценке западной и восточной границ горст-мегантиклинали, могут быть несколько разными. Так, если западная граница двух соседних областей проводится по резкому изменению степени контрастности тектонических движений в неогеновое время, по характеру изменения гравитационного поля, то для характеристики восточной границы территорий основное значение имеет направленность тектонических движений в неогеновое время в пределах орогенной области. Этой границей на востоке является граница распространения неогеновых моласс, которая подчинена положению разрывных зон в фундаменте и разделяет области активного воздымания и погружения в неогеновое время.

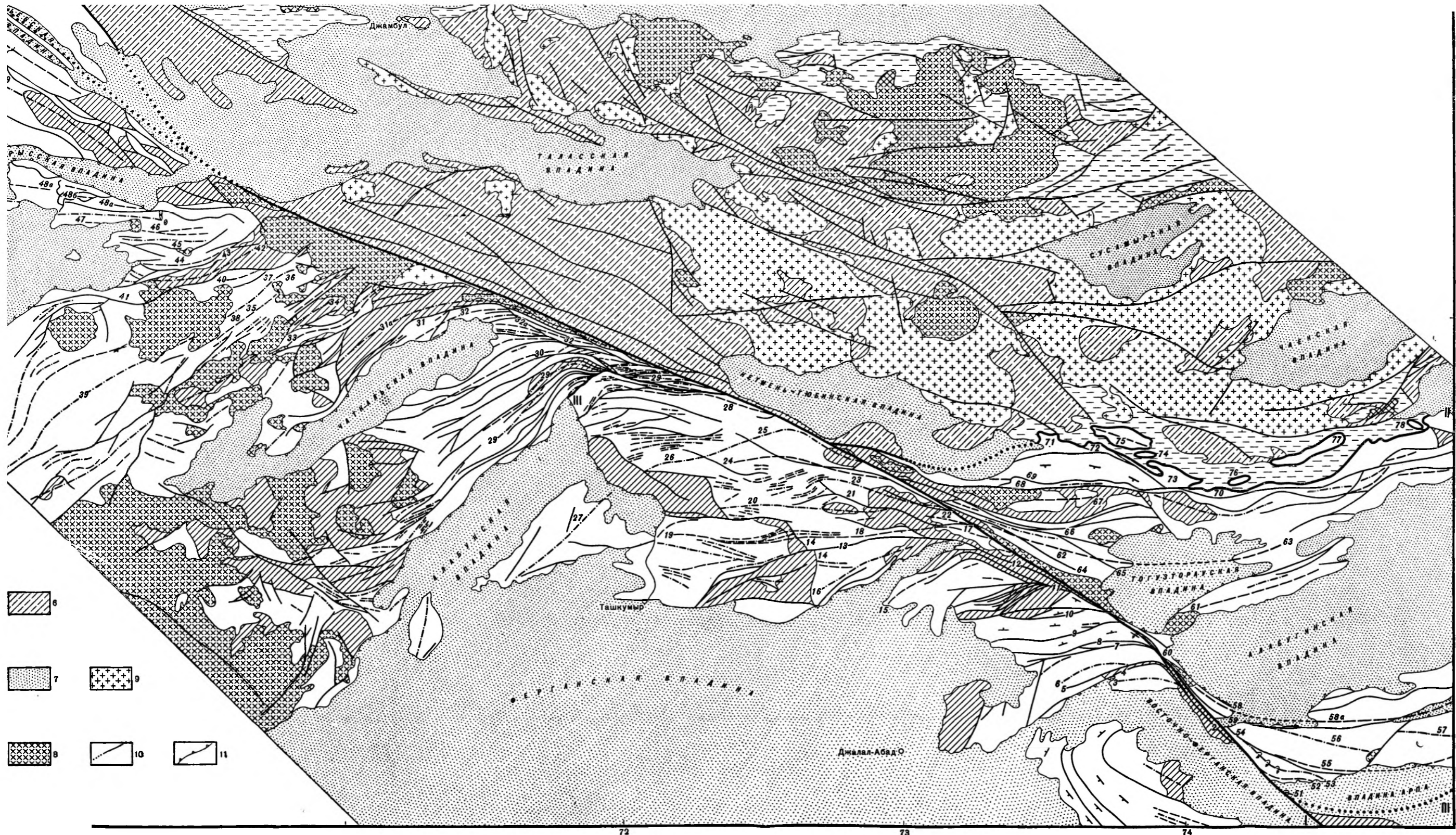
#### СООТНОШЕНИЕ ГОРСТ-МЕГАНТИКЛИНАЛИ ЮГО-ЗАПАДНОГО ГИССАРА С ТУРАНСКОЙ ПЛИТОЙ

В пределах Туранской плиты непосредственно западнее области с высокой степенью контрастности тектонических движений в неоген-четвертичное время (горст-мегантиклиналь юго-западного Гиссара, Кашкардарьинская грабен-синклинали и др.) располагается крупная отрицательная структура, выделенная под названием Амударьинской впадины (Дикенштейн, 1963). На севере она ограничена зонами поднятий хребтов Нура-Тау, Куланды, Султануиздаг и др., на юге — Центрально-Каракумским сводом. Северное крыло Амударьинской впадины характеризуется ступенчатым погружением фундамента в южном направлении. В строении этого крыла выделяются Бухарская, Чарджууская, Багаджинская ступени (Дикенштейн, 1963), разделенные разрывными зонами в фундаменте и флексурами в чехле. Ступенчатое погружение фундамента, наблюдаемое на северном крыле Амударьинской впадины, характерно и для смежной с востока территории юго-западного Гиссара. В пределах Амударьинской впадины выделяется ряд частных выступов, валов и прогибов. Следует остановиться на характеристике Бешкентского прогиба — структуры, занимающей восточную часть Амударьинской впадины в зоне ее сочленения с горст-мегантиклиналью юго-западного Гиссара (рис. 1). Указанный прогиб вдоль западной границы горст-мегантиклинали был выделен впервые в ранге краевого прогиба под названием Предгиссарского (Теплицкий, 1962; Таль-Вирский, 1961) и продолжает фигурировать под тем же названием или под названием



Структурно-тектоническая схема. Составил В. М. Цейслер с использованием материалов И. М. Алиева, Г. А. Аржевского и других исследователей

1 — граница областей с разной степенью контрастности новейших тектонических движений; 2 — границы мегантиклиналей и мегасинклиналей по выходам олигоцен-неогеновых отложений; 3 — границы смежных горст-мегантиклиналей; 4 — западная граница Бешкентского прогиба; 5 — зоны разломов и флексур по границам ступеней; 6 — условные контуры антиклинальных поднятий; 7 — разломы; 8 — граница выходов фундамента и мезозойско-кайнозойского чехла в юго-западном Гиссаре; 9 — контуры антиклиналей по опорным стратиграфическим горизонтam; 10 — условные контуры антиклиналей



Фиг. 28. Структурная схема территории Тянь-Шаня, прилегающей к Таласо-Ферганскому разлому (составил В. С. Буртман в 1962 г.)

*Срединный и Южный Тянь-Шань;* 1—2 — варисские структурные формы: 1 — оси антиклиналей, 2 — оси синклиналей; 3 — пермские, каменноугольные и девонские отложения; 4 — силурийские, нижнепалеозойские и докембрийские отложения.

*Северный Тянь-Шань;* 5 — каменноугольные и девонские отложения; 6 — нижнепалеозойские и докембрийские отложения; 7 — мезо-кайнозойские отложения; 8 — варисские интрузии; 9 — каледонские интрузии; 10 — разломы; 11 — тектонические границы мезо-кайнозойских впадин.

I — I — Таласо-Ферганский разлом; II — II — Главная структурная линия Тянь-Шаня; III — III — граница Среднего и Южного Тянь-Шаня. (Ссылки на цифры см. в тексте)

## ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
42	16 св.	Кокуйбель на	Кокуйбель (17) на
43	16 сн.	Blain	Blain . . . 212
60	20 сн.	Тактурмас (5)	Тектурмас (4)
78	6—7 сн.	западная ось	западная, ось
79	8 сн.	} восток	} запад
82	16, 18 и 24 сн.		
83	14 и 17 сн.		
83	19 сн.	западной	восточной
86	4—5 св.	юго-восточное	юго-западное
101	7 сн.	прерывают	прорывают
111	11 св.	К северо-западу	К северо-востоку
134	9 св.	в районе	в район
138	32 св.	Грум-Гржимайло С. С.	Грум-Гржимайло О. С.
74	14 сн.	пересечения этой	пересечения и пунктам действительного пересечения этой

Буртман В. С.

Предъюжногиссарского прогиба в более поздних работах (Амурский, Мильштейн, Смирнов, 1961; Брод, Высоцкий, 1965).

Выделение Предгиссарского прогиба, переименованного впоследствии в Бешкентский, основывалось на данных об увеличенных значениях мощностей мезозойских и кайнозойских отложений относительно более западных районов Туранской плиты. Мощность меловых отложений в районе сел. Керки — Самсоново достигает 2300 м, что на 500—600 м превышает мощность одновозрастных отложений в более северо-западных районах (Наразым, Фараб). Мощность неогеновых отложений, по данным сейсмического профилирования по линии Дарганата — Гаурдак (Дикенштейн, 1963), составляет 600—700 м в наиболее глубокой, южной части Бешкентского прогиба.

Сравнение мощностей меловых и палеогеновых отложений Бешкентского прогиба с мощностями одновозрастных отложений смежных районов показывает общее увеличение в сторону юго-западного Гиссара. Мощность меловых отложений в Фарабском районе составляет 1700 м, увеличивается в сторону Бешкентского прогиба до 2300 м (Керки) и далее на восток в Гаурдакском районе до 2450—2500 м.

С другой стороны, мощность континентальных неогеновых отложений в Бешкентском прогибе не превышает значений мощностей неогеновых отложений в остальных прогибах Амударьинской впадины, а местами характеризуется меньшей величиной. Таким образом, Бешкентский прогиб в меловое время не выделяется, а по амплитудам прогибания в неогеновое время его можно сопоставить с остальными платформенными структурами Амударьинской впадины.

Интересно, что на сейсмогеологическом разрезе, составленном Р. И. Абрамсон, М. И. Астафьевой и А. В. Егоркиным по линии Фарабское поднятие — хребет Бабатаг, в районе Гузара, судя по мощностям кайнозойских отложений, прогиб к западу от горст-мегаантиклинали юго-западного Гиссара не выделяется.

Область, прилегающую к запада к современной горст-мегаантиклинали, следует рассматривать как крыло более крупного прогиба, захватывающего в мезозойское и палеогеновое время территорию современного юго-западного Гиссара. В этой области в настоящее время наблюдается пологое погружение поверхности фундамента в сторону юго-западного Гиссара, фундамент которого был поднят по разломам в более позднее время — в неогене. Территория, примыкающая на западе к горст-мегаантиклинали юго-западного Гиссара, примечательна не как область прогибания, а как участок, переходный от Тянь-Шаньской эпиплатформенной орогенной области к Туранской плите. А поэтому эта область имеет специфические черты, характерные для промежуточной зоны на границе эпиплатформенной орогенной области и эпигерцинской платформы.

Область Бешкентского прогиба характеризуется тем, что в породах чехла здесь широко развиты складчатые и разрывные дислокации юго-западного простирания такого же направления, как и в юго-западном Гиссаре. Морфологические особенности этих складок (Аляудынтау, Керкитаг и др.) сближают область Бешкентского прогиба с территорией развития шовных антиклиналей в юго-западном Гиссаре. Структурные отличия заключаются в меньшей высоте и в большей прерывистости антиклиналей в области Бешкентского прогиба. Сетка разрывных флексурных зон, обуславливающая расположение локальных складок, весьма густая в юго-западном Гиссаре, в Бешкентском прогибе становится разреженной, вертикальные амплитуды по разрывам уменьшаются.

Западнее, за пределами Бешкентского прогиба, юго-западные простирания разрывных зон уже не характерны. На смену им здесь значительно более четко выступают северо-западные простирания, соответ-



ствующие простираниям крупных структурных элементов в фундаменте (Теплицкий, 1962).

Горст-мегаантиклиналь юго-западного Гиссара мы рассматриваем как приподнятый в неогене участок эпигерцинской плиты, в отличие от Кашкадарьинской впадины, испытавшей в неогене активное прогибание. В таком случае соседнюю на западе область (Бешкентский прогиб) следует рассматривать как участок Туранской плиты, затронутый новейшими контрастными движениями в небольшой степени,—зону, по степени контрастности тектонических движений переходную от типичной платформы к эпиплатформенной орогенной области.

Таким образом, постепенное ослабевание контрастных движений к западу привело к тому, что на границе Туранской плиты и эпиплатформенной орогенной области образовалась своеобразная промежуточная зона, частично затронутая контрастными движениями, но в связи с их ослабленностью сохранившая ряд особенностей, позволяющих ныне рассматривать ее в составе Туранской плиты<sup>1</sup> (небольшая мощность неогеновых отложений, «прерывистость» в расположении шовных антиклиналей, пологие углы наклона слоев). Одна из наиболее характерных черт этой области — наличие складчатых и разрывных дислокаций в чехле с юго-западными простираниями.

Кашкадарьинская впадина, открытая в сторону Бешкентского прогиба, отделена крупным широтным разломом от поднятия юго-западного Гиссара и представляет собой крупную грабен-синклиналь — межгорный прогиб между Зеравшанским хребтом на севере и юго-западными отрогами Гиссарского хребта на юге. Флексурно-разрывные зоны Кашкадарьинской впадины тесно связаны с разрывными зонами юго-западного Гиссара и Бешкентского прогиба. Мощные (более 2,5 км) молассы неоген-четвертичного возраста и структурные соотношения прогиба с окружающими поднятиями Зеравшанского и Гиссарского хребтов не вызывают сомнений относительно включения указанного прогиба в эпиплатформенную орогенную область. Мощности и состав мезозойских отложений сближают территорию Кашкадарьинской впадины с областью Бешкентского прогиба. В олигоцен-неогеновое и раннечетвертичное время Кашкадарьинская впадина развивалась как межгорная депрессия. Характерно, что кровля неогеновых и древнечетвертичных отложений в Кашкадарьинской впадине располагается на значительно более высоких гипсометрических отметках (до 1400 м), чем в области Бешкентского прогиба (450—500 м). Рельеф в области Кашкадарьинской впадины денудационный; речные долины глубоко врезаны, глубокие овраги характерны. V-образным профилем. По-видимому, в средне- и позднечетвертичное время область Кашкадарьинской впадины вместе со смежными хребтами была вовлечена в общий подъем. На территории Бешкентского прогиба таких поднятий не ощущалось; наоборот, местами на значительных пространствах здесь происходила аккумуляция четвертичных образований.

Почти на всем протяжении западная граница горст-мегаантиклинали юго-западного Гиссара проводится по разрывной зоне. Там, где разрывы не выходят на поверхность, в породах чехла наблюдаются крутые флексурные перегибы (Тагамская антиклиналь). Вертикальные амплитуды разрывов по кровле фундамента составляют 3—5 км на севере и около 2 км на юге. В плане разрывная зона, ограничивающая на западе горст-мегаантиклиналь, имеет характерное кулисообразное строение.

На севере, где горст-мегаантиклиналь с поверхности отделена разрывами от смежной отрицательной структуры, положение западной грани-

<sup>1</sup> В дальнейшем при накоплении материалов по характеру соотношения эпиплатформенных орогенных областей с соседними структурными элементами, вероятно, возникнет необходимость выделения подобных краевых зон в качестве самостоятельной категории структур.

цы вполне определенное. Значительно труднее провести границу на юге, где антиклинальные структуры граничат не с прогибом, а с поднятием. Это поднятие включает крупную и сложную Акайринскую антиклиналь и, вероятно, Куватагскую антиклиналь. В своде указанного поднятия, расположенного к востоку от сел. Керки, на поверхности обнажены верхнемеловые и палеогеновые отложения, залегающие очень полого (до 3—5°). Суммарные амплитуды вертикальных движений и степень их контрастности в неоген-четвертичное время позволяют рассматривать Акайринско-Куватагское поднятие как платформенную структуру. Локальные структуры, осложняющие поднятие, морфологически очень близки к более северным и западным структурам Бешкентского прогиба.

Граница между Гаурдак-Тюбегатанской антиклиналью и Акайринско-Куватагским поднятием проходящая вдоль крыльев Маликской синклинали, разделяет области с разной степенью контрастности тектонических движений в неогеновое время и, таким образом, является одновременно и западным рубежом горст-мегантклинали. Границе на всем протяжении соответствует гравитационная ступень, что дало основание Б. Б. Таль-Вирскому (1961) предположить наличие глубинного разлома.

### СООТНОШЕНИЕ ГОРСТ-МЕГАНТКЛИНАЛИ ЮГО-ЗАПАДНОГО ГИССАРА С ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИЕЙ

Область между Гиссарским хребтом и его юго-западными отрогами на северо-западе и Дарвазским хребтом на востоке после работы Н. П. Хераскова (1932) вошла в литературу под названием Таджикистанской или Таджикской депрессии.

Исходя из современных представлений, Таджикскую депрессию следует рассматривать как своеобразную орогенную структуру, состоящую из системы мегантклиналей и мегасинклиналей, в строении которых принимает участие мощная (до 6 км) толща моласс неогенового возраста. Территория Таджикской депрессии захватывает только северный борт крупного межгорного прогиба, названного Н. П. Туаевым (1961) Верхне-Амударьинской впадиной.

Анализ геологических, геоморфологических и геофизических материалов по территории Таджикской депрессии вместе со сравнительным тектоническим анализом позволяют сделать вывод о том, что территория Таджикской депрессии, как и смежные районы Гиссарского хребта и его юго-западных отрогов, имеет блоковое строение.

Восточной границей горст-мегантклинали юго-западного Гиссара является линия, разделяющая области, где неоген-четвертичные движения по своим темпам, контрастности, времени проявления были одинаковыми, но по направленности — принципиально разными. Система блоков горст-мегантклинали юго-западного Гиссара с олигоцена испытала устойчивое поднятие, в то время как блоки, расположенные в области Сурхандарьинской мегасинклинали, опускались. Такой границей на севере является линия Сурхантауского разлома, южнее — широтная флексура на южном окончании Сурхантауской и Байсунтауской антиклиналей и еще южнее — Кугитангский разлом.

Байсунская синклиналь, где мощность неогеновых отложений составляет 2,5 км, должна быть отнесена к Сурхандарьинской мегасинклинали. В составе последней должны рассматриваться антиклинали Ширабалской зоны. Они приурочены к крупной ступени фундамента на западном крыле Сурхандарьинской мегасинклинали. Вышеуказанные структуры характеризуются тесной связью со структурами горст-мегантклинали юго-западного Гиссара, что лишней раз подтверждает общую структурную связь юго-западного Гиссара и Таджикской депрессии.

Следует отметить, что территория Байсунской синклинали и участки Сурхандарьинской мегасинклинали, примыкающие к современным хребтам (Гиссару и его юго-западным отрогам), так же как и Кашкадарьинская впадина, в посленижнечетвертичное время были вовлечены в общее поднятие. В результате неогеновые отложения здесь приподняты на значительные абсолютные отметки (до 1500 м<sup>1</sup>), а в области их распространения развиты денудационные формы рельефа.

Характерно, что южные районы юго-западного Гиссара, испытавшие поднятие в неогене, в настоящий момент располагаются в области четвертичного прогибания, совпадающей с долиной р. Аму-Дарьи. В результате этого антиклинальные структуры с выходами в ядрах верхне- и нижнемеловых пород здесь перекрыты мощными четвертичными накоплениями.

Обычно юго-западная — северо-восточная ориентировка структур юго-западного Гиссара рассматривается в связи с простираем структур Таджикской депрессии и соседней альпийской геосинклинальной области Памира. При этом «аномальные» для Тянь-Шаня юго-западные простираения структур на исследованной площади рассматриваются именно как порождение простираений Памира.

С нашей точки зрения, такая постановка вопроса не может считаться правильной. Скорее всего, территории юго-западного Гиссара, Таджикской депрессии и Памира располагаются в пределах пояса земной коры, в котором контрастные тектонические движения проявились особенно интенсивно в неоген-четвертичное время. В сетке разломов, разделяющих отдельные блоки фундамента, в неоген-четвертичное время наиболее важную роль играли разломы юго-западного простираения.

Как показано И. В. Архиповым (1962) для Памира и автором (1965) для юго-западного Гиссара, в пределах указанных областей сеть разломов, определяющих простираение складчатых структур, достаточно сложна по конфигурации, но подчиняется вполне определенным закономерностям. Пересечение разломов нескольких направлений при преобладающем значении расколов юго-западного простираения определяет морфологические особенности структур района.

Юго-западные простираения в пределах исследованной территории не могут быть объяснены прямым воздействием Памира. Как известно, и в Тянь-Шане, наряду со структурами широтного простираения, развиты структуры юго-западного направления. Примером тому являются складчатые и разрывные структуры Чаткальского и Кураминского хребтов, значительно удаленные от Памира, но расположенные на прямом продолжении структур юго-западного Гиссара. А. В. Пейве (1947) давно пришел к выводу о том, что юго-западные структуры Чаткальской системы хребтов и юго-западных отрогов Гиссарского хребта не связаны с основными широтными глубинными структурами Тянь-Шаня, и подобные структурные связи нельзя называть виргациями.

Вероятно, северо-восточную ориентировку структур юго-западного Гиссара, Таджикской депрессии, Чаткало-Кураминской зоны и Памира не следует считать обусловленной влиянием альпийских простираений какой-то одной крупной структуры (в частности, Памира) на другие. Такая ориентировка должна рассматриваться в общей связи как явление в равной степени характерное для всех структур и обусловленное более общей причиной.

#### Литература

- Айзберг Р. Е. Основные черты строения Приамударьинской части юго-восточной Туркмении. Геол. нефти и газа, № 2, 1961.  
Амурский Г. И., Мильштейн Д. М., Смирнов Л. Н. Современная структура и основные черты тектонического развития юго-восточного Туркменистана. Изд-во АН ТуркмССР, Ашхабад, 1961.

<sup>1</sup> Абсолютные отметки поверхности Приамударьинской равнины — около 350 м.

- Архипов И. В. Альпийская история развития Памира и его современная тектоническая структура. В кн. «Тезисы докл. Душанб. сес. II Всес. тектонич. совещ.», Душанбе, 1962.
- Богданов А. А. Тектоническая карта СССР. Масштаб 1 : 10 000 000. Изд-во Гл. упр. геодезии и картогр., М-во геол. и ОН СССР, М., 1961.
- Брод И. О., Высоцкий И. В. (ред.). Нефтегазоносные бассейны земного шара. Изд-во «Недра», 1965.
- Дикенштейн Г. X. (ред.) Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии. Госгонтехиздат, 1963.
- Захаров С. А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, т. XCV, 1958.
- Захаров С. А. Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии. Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, т. 5, 1962.
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. Изд-во АН СССР, 1955.
- Пейве А. В. Асимметрия глубинных тектонических структур Урало-Тяньшанского орогена и происхождение его виргаций. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 22, вып. 5, 1947.
- Рыжков О. А. (ред.) Тектоника и некоторые вопросы газоносности мезо- и кайнозойских отложений Узбекистана. Изд-во АН УзбССР, Ташкент, 1962.
- Таль-Вирский Б. Б. Некоторые черты тектоники Бухаро-Хивинской нефтегазоносной провинции по результатам геофизических исследований. Тр. ВНИГНИ, вып. XXX, 1961.
- Тектоническая карта СССР. Масштаб 1 : 4 000 000. Шатский Н. С. (гл. ред.). Изд-во Гл. упр. геодезии и картографии, М., 1953.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1 : 5 000 000. Шатский Н. С. (гл. ред.). Госгеолтехиздат, 1956.
- Теплицкий В. А. Тектоника Амударьинского района (среднее течение Аму-Дарьи) по данным геофизических исследований. Автореф. дис., М., 1962.
- Туаев Н. П. Верхне-Амударьинская впадина, ее границы и основные черты геологического строения. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1961.
- Херасков Н. П. Тектонический очерк юго-западного окончания Гиссарского хребта и некоторых примыкающих к нему районов. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. X (3—4), 1932.
- Цейслер В. М. Блоковая тектоника юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 8, 1962.
- Цейслер В. М. К характеристике современной тектонической структуры юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 12, 1961.
- Цейслер В. М. Некоторые особенности разрывной тектоники в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 9, 1965.
- Шульц С. С. Тектоническое развитие современного Тянь-Шаня. «Материалы по четвертичному периоду СССР», вып. 2, 1950.

Московский геологоразведочный институт

Статья поступила  
19 ноября 1965 г.

---

V. M. TSEYSLER

#### ON THE RELATIONSHIP BETWEEN THE SOUTH-WESTERN GISSAR HORST — MEGANTICLINE AND THE ADJACENT AREAS

The South-Western Gissar horst-meganticline is a marginal uplift of the epiplatform orogenic area in south Middle Asia. A zone is traced along the western boundary of this horst-meganticline. It is transitional in relation to the Turanskaya platform and in the Neogene-Quaternary time was affected by movements of weakened ranges and degrees of contrast. These movements along the south-westerly trending faults were most active, the latter being characteristic of the whole number of structures located in south-east Middle Asia.

Moscow Geological Exploration Institute

---

УДК 551.244 (571.5)

И. В. ПАХОМОВ

**ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ  
КИЗЕЛОВСКОГО КАМЕННОУГОЛЬНОГО БАСЕЙНА**

На западном склоне Среднего Урала расположен Кизеловский каменноугольный бассейн, описанию геологии которого посвящено много работ (Горский, 1932; Городецкая, 1948; Васильев, 1950 и др.). Однако во всех этих работах вопросам выяснения палеотектонических условий образования угленосной формации уделено недостаточно внимания. Между тем именно палеотектоника определяет ход процессов осадконакопления и углеобразования. Огромное значение тектонических условий подтверждено данными, полученными в результате литолого-палеогеографических исследований, в течение последних 7 лет, проводимых Пермским политехническим институтом на территории западного склона Среднего Урала и Приуралья. Результаты этих исследований, частично уже опубликованные (Пахомов, Кетов, 1962; Щербаков, 1962; Пахомов, Щербаков, 1965, 1966; Бурьлова, Неугодникова, 1964 и др.), показывают, что весь данный регион вместе с восточной частью Русской платформы в раннекаменноугольную эпоху представлял собой единое целое и характеризовался платформенным режимом, о чем свидетельствует сходство разрезов каменноугольных отложений, однородность комплексов фауны и общность палеотектонического плана. На фоне общего погружения существовали зоны поднятий и зоны прогибов, которые определяли размещение фаций и непосредственно влияли на ход процессов осадконакопления.

На территории Пермского Прикамья находится ряд прогибов, которые могут быть включены в общую Камско-Кинельскую систему прогибов, выделенную для Волго-Уральской области (Познер, Кирина, Порфирьев, 1957; Мирчинк, Мкртчян и Хачатрян, 1963). Одной из ветвей системы является кизеловский прогиб, представляющий собой продолжение на северо-восток зоны Шалымского и Сылвинского прогибов. Предположение о возможном продолжении в указанном направлении системы прогибов было высказано В. М. Познером, а затем П. А. Софроницким и К. С. Шершневым (1963). Позднее оно подтвердилось результатами литолого-палеогеографических исследований (Пахомов, Щербаков, 1966).

Кизеловский бассейн с широко развитой в его пределах каменноугольной угленосной формацией расположен в основном в Кизеловском прогибе. Только его южная часть, известная под названием Чусовского угленосного района, приурочена к Кыновско-Чусовскому поднятию (Щербаков, 1962).

Угленосная формация западного склона Среднего Урала и Приуралья формировалась в условиях низкой прибрежно-континентальной равнины с широко развитым аллювиально-дельтовым комплексом фаций (Смирнов, 1957; Пахомов, Щербаков, 1965). Об этом свидетельствует ее положение в разрезе между морскими отложениями, постепенный переход от морских отложений к континентальным песчано-глинистым осадкам русловых и озерно-болотных фаций, резкая фациальная изменчивость отложений на площади, а также текстурные особенности пород (Смирнов, Свищевский, 1955; Пахомов, Кетов, 1962). Вся эта

территория вместе с западными районами Волго-Уральской области и Подмосковным бассейном относится Н. М. Страховым (1960) к паралическим эпейрогенным углеобразующим ландшафтам тектонически пассивных площадей.

В процессе накопления терригенных осадков рассматриваемая площадь испытывала медленное, неравномерное региональное погружение. Область сноса (размыва), располагавшаяся на северо-западе, за пределами описываемой площади, претерпела временное поднятие в конце турнейского и начале визейского веков, о чем свидетельствует наличие перерыва в осадконакоплении. Это обусловило обильное поступление в область дельты обломочного материала в радаевское и бобриковское время, затем уменьшение, а далее и полное прекращение привноса обломочного материала в тульское время. Таким образом, в истории формирования угленосной формации можно наметить три основные этапа осадконакопления, отвечающие трем моментам в истории развития области сноса: началу регрессии, ее максимуму и началу визейской трансгрессии. В соответствии с этим всю угленосную формацию можно разделить на три комплекса: нижний, средний и верхний.

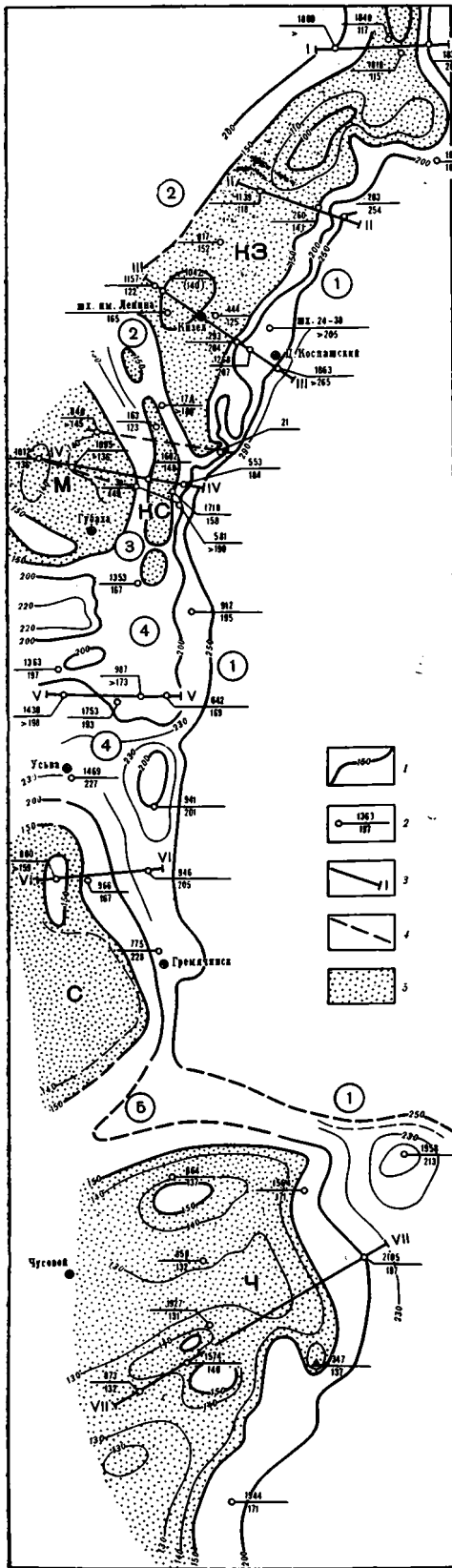
Нижний комплекс, относимый по результатам палинологических исследований (Бурылова, Неугодникова, 1964) к радаевскому горизонту Волго-Уральской нефтегазоносной провинции Русской платформы и включающий в себя I—V свиты, описанные П. В. Васильевым (1950), характеризуется развитием в нижней части прибрежно-морских и лагунных отложений, постепенно сменяющихся кверху прибрежно-континентальными. Среди последних развиты русловые песчаные отложения. Значительную роль играют также болотные и озерно-болотные песчано-глинистые осадки с угольными пластами, достигающими иногда рабочей мощности (пласты 5 и 9). Верхняя граница комплекса проводится в подошве пласта 11.

Средний комплекс, параллелизуемый по данным спорового анализа с бобриковским горизонтом яснополянского надгоризонта Русской платформы, включает в себя VI, VII и VIII свиты П. В. Васильева (1950). Он характеризуется широким развитием в нижней части болотных песчано-глинистых осадков с пластами каменного угля 11 и 13, резким преобладанием в средней части русловых песчаных отложений (так называемых «кровельных песчаников») и относительно широким развитием более тонкозернистых песчано-глинистых отложений с подчиненными им угольными прослойками (пласты 19—23) в верхней части комплекса.

Верхний комплекс, соответствующий нижнетульским отложениям Русской платформы, представлен песчано-глинистыми осадками, в нижней части содержащими иногда угольные пропластки (в том числе пласт 24, по которому проводится граница между горизонтами), а в верхней — включающими прослой карбонатных пород с остатками морской фауны.

Таким образом, в составе угленосной формации находит отражение последовательная смена во времени прибрежно-морских и лагунных обстановок континентальными, а последних — снова прибрежно-морскими и лагунными.

Однако анализ мощностей угленосной формации показывает наличие значительных колебаний их значений для разных площадей. Это говорит о том, что наряду с региональными тектоническими движениями, обусловившими образование угленосной формации в целом, имели место дифференцированные движения, характеризовавшиеся различными скоростями погружения отдельных площадей и соответственно различными скоростями накопления осадков. Таким образом, можно говорить о возникновении локальных конседиментационных структур. Площади с относительно замедленным погружением и уменьшенной мощностью отложений мы условно называем поднятиями. Площади более быстрого погружения, характеризующиеся увеличенной мощностью отложений, вы-



деляются как опускания. При этом следует отметить, что в образовании конседиментационных структур могли играть некоторую роль процессы уплотнения глинистых пород, пластическая деформация и другие вторичные изменения мощностью (Софроничский, 1960; Розанов, 1965). Такие изменения могли быть особенно существенными в подстилающей угленосную формацию сравнительно мощной (до 400 м) турнейской терригенно-карбонатной толще.

На территории Кизеловского бассейна отчетливо выделяются древние тектонические элементы — зоны поднятий и опусканий. Те и другие характеризуются различной мощностью угленосной формации и различными фациальными и литологическими особенностями отложений, слагающих разрез. На поднятиях мощность толщи обычно составляет менее 150 м, а в зонах опусканий — 180—250 м и более (рис. 1 и 2). В разрезе угленосной формации на поднятиях угольные пласты, как правило, сближены, а разделяющие их пакки пород сложены более тонкозернистым глинистым и песчано-глинистым материалом (рис. 3). В то же время в зонах опусканий нормальные расстояния между пластами угля увеличи-

Рис. 1. Палеотектоническая карта центральной части Кизеловского каменноугольного бассейна (на конец времени образования угленосной формации)

1 — линии равных мощностей угленосной формации; 2 — в числителе номер скважины, в знаменателе мощность в метрах; 3 — линии палеотектонических профилей; 4 — линии разрезов пачек пород, разделяющих основные угольные пласты; 5 — площади с мощностью угленосной формации меньше 150 м (поднятия)  
Конседиментационные структуры поднятия: КЗ — Кизеловское, М — Мальцевское, КС — Косьювское; С — Столбовское; Ч — Чусовское

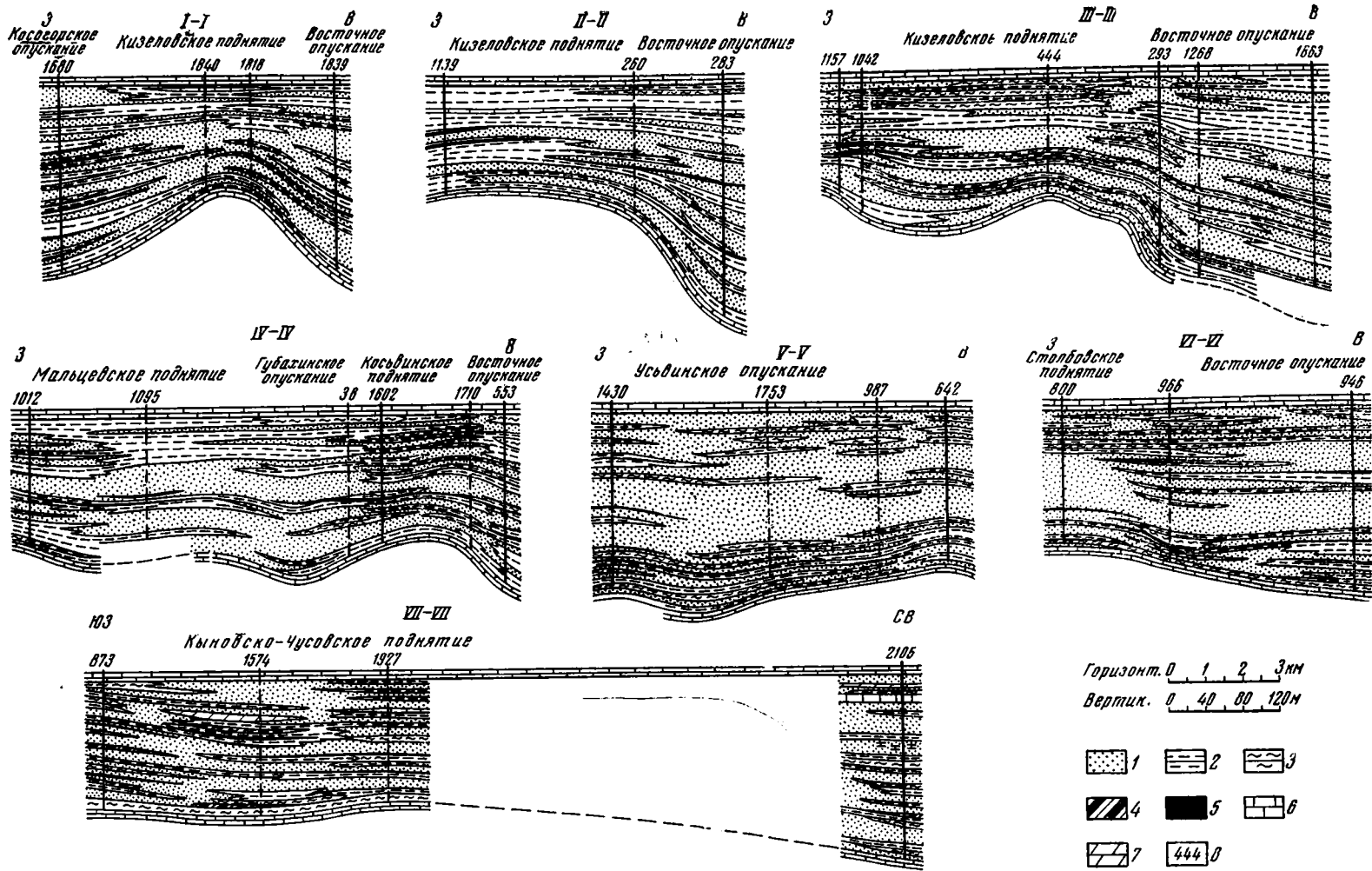


Рис. 2. Палеотектонические профили угленосной формации Кизеловского каменноугольного бассейна  
 1 — песчаник; 2 — алевролит; 3 — аргиллит; 4 — углистый аргиллит; 5 — каменный уголь; 6 — известняк; 7 — мергель; 8 — номера скважин



ваются (нередко в 2—3 раза и более); в разрезе господствующее положение занимают различные по гранулометрическому составу кварцевые песчаники, которые вместе с прослойками встречающихся в них алевролитов достигают мощности 100—120 м (например, на Усьвинском месторождении).

В центральной части бассейна (в пределах распространения промышленной угленосности) выделяются следующие палеотектонические элементы: поднятия — Кизеловское, Мальцевское, Косьвинское, Столбовское и Кыновско-Чусовское; опускания — Восточное, Косогорское, Губахинское, Усьвинское и Вильвенское (рис. 1).

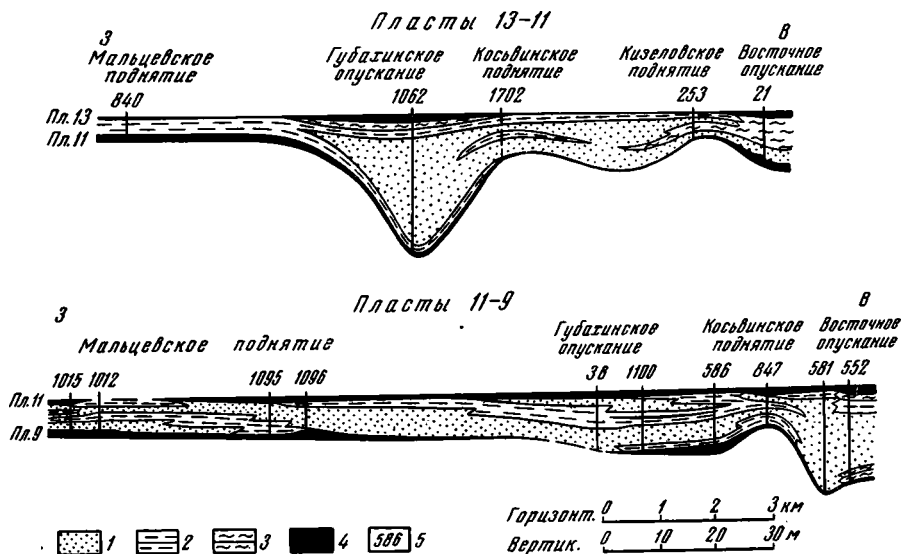


Рис. 3. Разрезы пачек пород, разделяющих основные пласты каменного угля Кизеловского бассейна

1 — песчаник; 2 — алевролит; 3 — аргиллит; 4 — каменный уголь; 5 — номера скважин

Кизеловское поднятие, расположенное в районе г. Кизела и севернее его, вытянуто в меридиональном направлении на расстояние более 40 км при ширине от 5 до 11 км. В пределах поднятия мощность угленосных отложений составляет в большинстве случаев 120—140 м, уменьшаясь до 85—100 м в северной части и увеличиваясь до 160 м на отдельных небольших участках. В оконтуривающих его зонах Косогорского и Восточного опусканий мощность резко возрастает, достигая 200—250 м. Основные угольные пласты, развитые на поднятии, сближены между собой до 6—8 м. Песчаников в разрезе сравнительно мало. В современном структурном плане Кизеловскому поднятию соответствуют северные части Главной Кизеловской и Центральной Кизеловской антиклиналей, а также ряд мелких синклиналичных структур, имеющих очень сложное строение.

Мальцевское поднятие входит в пределы Кизеловского бассейна лишь восточной частью, имеющей размеры 16×10 км. Мощность угленосной формации колеблется от 135 до 150 м. С северо-востока, востока и юго-востока поднятие ограничено Косогорским, Губахинским, а затем Усьвинским опусканиями, где мощность терригенных отложений достигает 170—210 м. Имеющиеся основные угольные пласты сближены между собою до 4—10 м. Мощность песчаников, залегающих выше зоны пластов, имеет уменьшенную величину. Поднятию соответствуют части современных структур: Мальцевской и Главной Кизеловской антиклиналей, Косогорской и Косьвинской синклиналей, а также Косьвинско-Чусовской седловины Предуральяского краевого прогиба.

Косьвинское поднятие, в отличие от других, характеризуется весьма небольшими размерами (длина 15 км, ширина 1—4 км). Оно вытянуто с севера на юг, соответствуя северной части, выраженной в современной структуре Косьвинской синклинали (исключая ее западное крыло). Поднятие четко вырисовывается по малой (120—150 м) мощности угленосной формации. В его пределах есть небольшие участки, где мощность терригенных отложений увеличивается до 160—170 м. Как и на всех уже описанных поднятиях, угольные пласты сближены между собой. Разрез сложен преимущественно алевролитами с подчиненными им прослойками песчаника. К югу от р. Косьвы располагается зона несколько увеличенных мощностей (170—180 м), которую можно считать продолжением Косьвинского поднятия.

Столбовское поднятие изучено относительно слабо, так как в его пределах пробурены лишь единичные скважины. Предполагается, что это поднятие представляет собой крупную положительную структуру, вытянутую с севера на юг на расстояние более 30 км и ограниченную Усьвинским, Восточным и Вильвенским опусканиями. Мощность угленосной формации в северной части поднятия равна 150—170 м. В современном структурном плане Столбовскому поднятию соответствуют частично Столбовская и Усьво-Басковская антиклинали и Усьвинская синклиналь. В средней части разреза, в отличие от других поднятий, присутствует относительно мощная пачка песчаников. Угленосность, судя по имеющимся скудным данным, слабая.

Чусовское поднятие, представляющее собой крупную древнюю положительную структуру, занимает обширную площадь на территории западного склона Среднего Урала и Предуральяского краевого прогиба между Кизеловским прогибом на севере и Уткинско-Серебрянским на юге (Щербаков, 1962). В пределы описываемой территории входит только северо-восточная часть этого поднятия, включающая Скальнинское, Обманковское, Косореченское и некоторые другие месторождения каменного угля, приуроченные к современным Исаковской, Скальнинской, Косореченской, Усть-Койвинской синклиналям и другим структурам (см. ниже рис. 5). С севера и востока поднятие ограничено Вильвенским и Восточным опусканиями, где мощность угленосных отложений достигает 200 м (против 90—150 м на поднятии). Разрез угленосной формации на большей части поднятия характерен для структур данного типа: прослойки песчаников имеют уменьшенную мощность, угольные пласты (там, где их несколько) обычно сближены.

Наряду с описанными выше локальными поднятиями в пределах бассейна существовали разделяющие или ограничивающие их зоны опусканий. Среди этих зон выделяется, прежде всего, Восточное опускание, протягивающееся в меридиональном направлении более чем на 100 км вдоль всего Кизеловского бассейна. Ширина зоны Восточного опускания не установлена. По своим размерам и положению эта зона занимает особое положение, располагаясь ближе других к геосинклинальной области. Зона Восточного опускания ограничивает с востока Кизеловское, Косьвинское, Столбовское и Кыновско-Чусовское поднятия. В ее пределах располагаются крупные Коспашско-Полуденная, Шумихинская и Бруснянская синклинали, а также ряд мелких структур восточной окраины Кизеловского бассейна (рис. 5). Мощность угленосной формации Восточного опускания на большинстве участков составляет 180—250 м, а иногда превышает эту цифру. На отдельных локальных поднятиях мощности уменьшаются до 150—160 м. По сравнению с располагающимися западнее поднятиями, основные угольные пласты в большинстве случаев залегают на полтора-два раза дальше друг от друга. Средняя часть разреза нередко представлена одними песчаниками.

Косогорское опускание достоверно установлено только южнее г. Кизела по увеличенной (до 190—200 м) мощности угленосных от-

ложений. В северном направлении оно протянуто предположительно вдоль Кизеловского поднятия на скважину 1880, по которой мощность формации составляет более 200 м. Одна из ветвей этого опускания, по-видимому, отходит на запад, огибая Мальцевское поднятие. Другая ветвь предположительно уходит в юго-восточном направлении, разделяя Кизеловское и Косьвинское поднятия и соединяясь с Восточным опусканием.

Усьвинское опускание представляет собой широкую (до 20—25 км) зону погружений, соединяющуюся на востоке с Восточным опусканием, а на западе отделяющую Столбовское поднятие от Мальцевского и Косьвинского. Мощности угленосной формации в зоне Усьвинского опускания составляют преимущественно 180—220 м. Наибольшие мощности наблюдаются на участке вдоль р. Усьвы в юго-восточной части зоны, наименьшие — в восточной части, севернее и южнее долины р. Усьвы. В пределах опускания намечается ряд приподнятых участков, разделенных относительно узкими зонами погружений. На значительной части площади опускания развит один угольный пласт (№ 5), выше которого залегает мощная (до 100 м и более) толща песчаников.

Зона Усьвинского опускания в современном структурном плане имеет очень сложное строение, охватывая части таких крупных структур, как Главная Кизеловская и Усьво-Басковская антиклинали и Усьвинская синклинали. На востоке она сливается с зоной Восточного опускания, где в настоящее время располагаются Шумихинская и Бруснянская синклинали.

Вильвенское опускание выделено в результате сопоставления разрезов Гремячинского месторождения на северо-востоке и Скальнинского и Косореченского — на юге и юго-востоке. Мощности угленосных отложений в зоне опускания составляют, по-видимому, 190—220 м.

Губахинское опускание отличается от других по характеру и размерам. Оно представляет собой как бы седловину, разделяющую относительно небольшое Косьвинское и крупное Мальцевское поднятия. Длина его составляет около 10 км при ширине не более 1 км; на севере оно переходит в Косогорское опускание, а на юге — в Усьвинское. Губахинское опускание выделено по несколько увеличенной (до 170—180 м) мощности угленосных отложений в скважинах, пробуренных вдоль западного крыла Косьвинской синклинали. Очень характерно резкое (с 4—8 до 20—25 м) увеличение, по сравнению с соседними поднятиями, мощности пачек пород, разделяющих пласты каменного угля, а также преимущественно песчаный состав этих пачек (рис. 3), что установлено по керну буровых скважин и горным выработкам.

Как видно из приведенного описания, палеоструктуры весьма отчетливо выделяются по изменению общей мощности угленосной формации, по изменению мощностей пачек пород, разделяющих основные угольные пласты, а также по литологическим и фациальным особенностям отложений. В соответствии с этим в пределах бассейна можно выделить три основных типа разрезов угленосной формации: разрезы зон поднятий, зон опусканий и бортовых зон (промежуточный тип). Каждый из этих типов разреза характеризуется определенными структурно-фациальными особенностями. Первый тип характеризуется прежде всего уменьшенной мощностью всей терригенной толщи и относительным преобладанием тонкозернистых песчано-глинистых осадков с подчиненными им прослойками песчаных отложений. Разрез в целом имеет сравнительно высокую, но весьма неустойчивую угленосность. Пласты каменного угля сближены между собой. По своему фациальному облику отложения в разрезах этого типа относятся к болотным и озерно-болотным образованиям. Второй тип, свойственный зонам опусканий, отличается увеличенной мощностью угленосных отложений, преобладанием грубозернистых песчаных осадков и пониженной (хотя и не всегда) уг-

леносностью с увеличенной мощностью пачек пород, разделяющих основные угольные пласты. Накопление осадков происходило в условиях подвижной среды при активной деятельности речных потоков, и их, таким образом, следует относить к русловой фации. Третий тип разрезов угленосной формации, промежуточный между первым и вторым, развит на бортах опусканий или на отдельных участках, приуроченных к мелким поднятиям в зонах опусканий. Разрезы этого типа отличаются наиболее высокой угленосностью. Отложения представлены осадками, образовавшимися в обстановке смыкания болотных и русловых фаций.

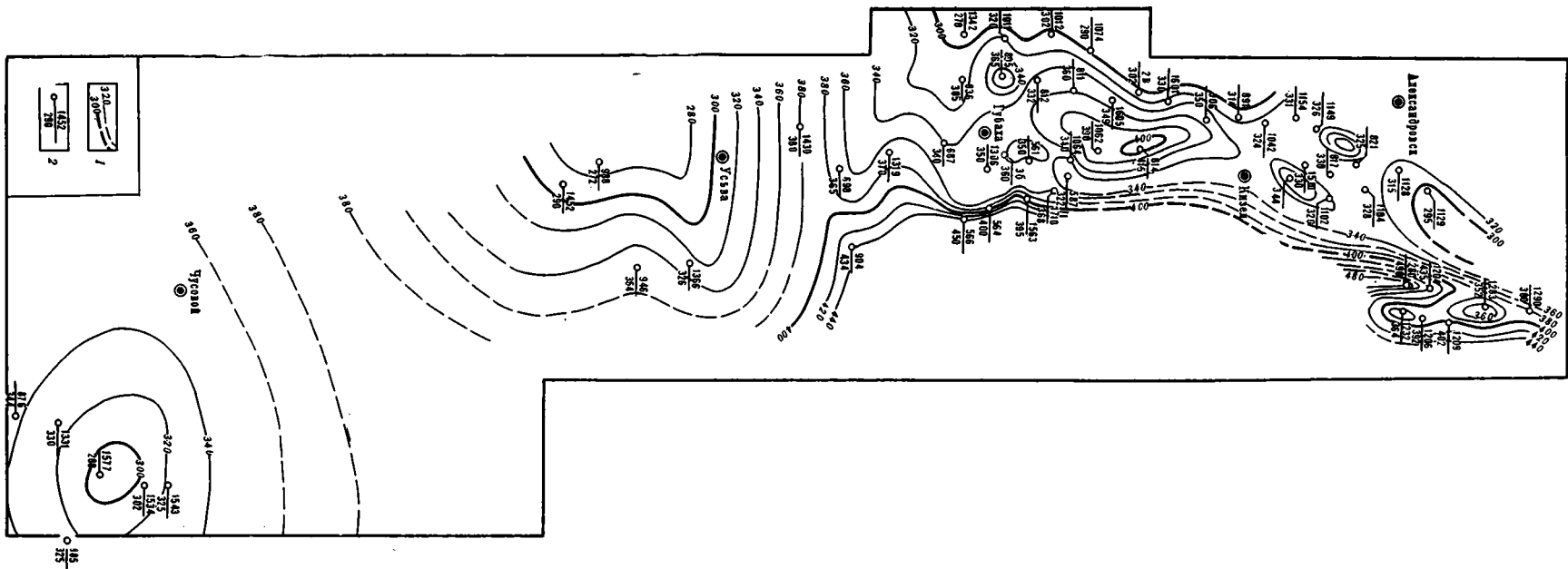
Весьма показательно, что мощности лежащей выше визейско-намюрской карбонатной толщи (от кровли угленосных отложений до подошвы башкирского яруса среднего карбона) также отражают отмеченные особенности палеотектоники. Поднятиям обычно соответствуют уменьшенные, а опусканиям — увеличенные мощности этой толщи (рис. 4). Таким образом, отчетливо проявляется унаследованность основных палеоструктурных элементов по крайней мере до башкирского века.

Как показывает палеотектонический анализ, перестройка структурного плана началась в среднекаменноугольную эпоху, в связи с активизацией орогенических движений в Уральской геосинклинальной области, и продолжалась до конца палеозоя (возможно, и в триасе). Возникшие складчатые структуры, в настоящее время в значительной части денудированные, оказались не соответствующими древним тектоническим элементам (рис. 5). Тем не менее последние, по-видимому, влияли на расположение и характер герцинских складчатых сооружений. Так, например, такие крупные современные синклинальные структуры, как Коспашско-Полуденная, Шумихинская и Бруснянская синклинали, следующие одна за другой в меридиональном направлении, сформировались в зоне Восточного опускания. Главная Кизеловская и Центральная Кизеловская антиклинали в своей северной части соответствуют древнему Кизеловскому поднятию. Как приподнятая в целом зона сохранилось Кыновско-Чусовское поднятие, хотя и приобрело очень сложное складчатое строение с многочисленными разрывными нарушениями. В то же время в ряде случаев наблюдается полное несоответствие между древними и современными структурными формами. Это особенно наглядно видно на примере Косьвинской синклинали. Северная часть ее сформировалась на месте Косьвинского поднятия и Губахинского опускания. Мальцевское поднятие, имевшее в основном субширотную ориентировку, оказалось расчлененным на ряд крупных меридионально вытянутых структур: Главную Кизеловскую антиклиналь, Косогорскую синклиналь и Мальцевскую антиклиналь. Часть поднятия оказалась даже в зоне Предуральского краевого прогиба. Точно такие же преобразования претерпели Столбовское поднятие и Усьвинское опускание. Они также были переработаны герцинской складчатостью и расчленены на крупные антиклинальные и синклинальные структуры.

Большинство главнейших современных структур бассейна является в основном наложенными, не согласующимися со структурой раннего карбона. В данном случае весьма наглядно проявляется борьба и взаимодействие двух противоположных начал в едином поступательно развивающемся процессе структурообразования: наследование и новообразование структур (Пейве, 1965).

Палеотектонический план рассматриваемой территории самым непосредственным образом влиял на пространственное размещение различных литологических и фациальных комплексов. В частности, он определял распространение болотных фаций, с которыми связаны пласты ископаемых углей.

Попытки выявить закономерности угленакопления на территории бассейна предпринимали многие исследователи, но почти все эти попытки сводились к выяснению связи угленосности с современными тектони-



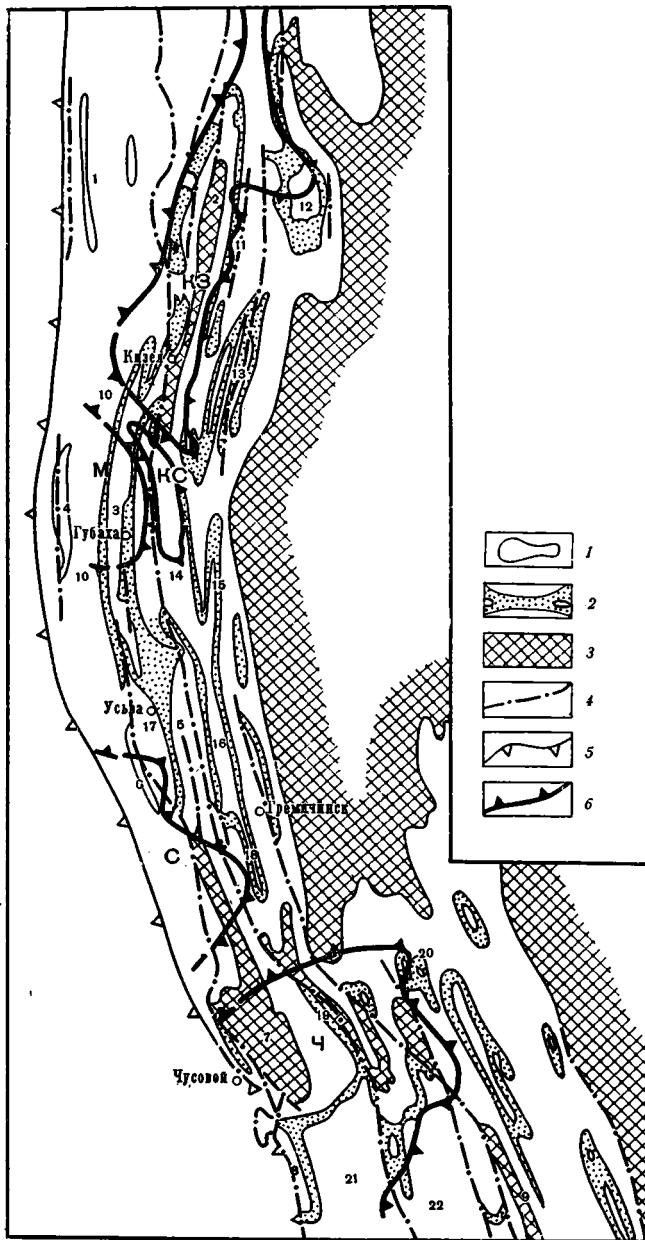


Рис. 5. Схема тектоники Кизеловского каменноугольного бассейна

1 — контуры геологических структур; 2 — выходы на поверхность угленосных отложений; 3 — выходы нижнедевонских и додевонских отложений; 4 — линии основных разрывных нарушений; 5 — восточная граница Предуральского краевого прогиба (по кровле артинского яруса); 6 — контуры конседиментационных поднятий

Основные современные структуры: антиклинали: 1 — Всеволодо-Вильвенская; 2 — Центральная Кизеловская; 3 — Главная Кизеловская; 4 — Мальцевская; 5 — Усьво-Басковская; 6 — Столбовская; 7 — Глухая; 8 — Обманковская; 9 — Мишарихинская; синклинали: 10 — Косогорская; 11 — Коспашско-Полуденная; 12 — Кедрово-Анюшинская; 13 — Белоспояская; 14 — Косьвинская; 15 — Шумихинская; 16 — Бруснянская; 17 — Усьвинская; 18 — Гремячинская; 19 — Скальнинская; 20 — Косореченская; 21 — Исаковская; 22 — Усть-Койвинская.

Конседиментационные поднятия: КЗ — Кизеловское; М — Мальцевское; КС — Косьвинское; С — Столбовское; Ч — Чусовское

ческими структурами бассейна. Так, Н. С. Городецкая (1948), а вслед за ней и Г. Ф. Крашенинников (1957) считают, что все крупные современные структуры были заложены в раннем карбоне и они, дифференцируя поверхность на определенные ландшафтные зоны, обусловили распределение на территории различных фациальных обстановок. Области поднятий, соответствующие, по мнению Н. С. Городецкой, современным антиклиналям, были площадями преимущественного развития болотных фаций и последующего углеобразования. Наоборот, области опусканий, отвечающие современным синклиналям, Н. С. Городецкая отнесла к участкам с условиями, неблагоприятными для угленакопления. Из заключения о закономерной связи степени угленасыщенности отдельных площадей с элементами современной тектоники следовал весьма серьезный практический вывод о том, что глубокие части синклинальных структур бесперспективны и разведывать их нецелесообразно. Несостоятельность этой точки зрения показал автор в одной из прежних публикаций (Пахомов, 1958), на конкретных примерах доказав отсутствие какой-либо зависимости угленасыщенности отдельных участков бассейна от их расположения относительно современных тектонических структур и от глубины залегания угленосных отложений. Результаты исследований последних лет подтвердили правильность высказанных положений и в то же время позволили несколько уточнить их в отношении ведущей роли тектонического фактора в формировании угольных месторождений. Выяснилось, что накопление угленосных отложений и угольных пластов объяснено тектоническим движениям сложного характера. Проявляясь в региональном плане, эти движения обусловили возникновение самой угленосной формации. В то же время местные дифференцированные тектонические движения вызывали образование локальных конседиментационных структур, которые играли регулируемую роль в процессах осадконакопления и углеобразования.

Анализируя данные по угленосности бассейна и прослеживая изменение мощностей основных угольных пластов (№№ 13, 11, 9 и 5), а также изменение их суммарной мощности, можно наметить некоторые закономерности. Максимальные значения суммарных мощностей (от 3 до 5—7 м) приурочены к району г. Кизела (поля шахт им. Ленина, № 6 — Капитальная), южной части Коспашского месторождения, району г. Губахи (поля шахт им. Урицкого, Центральной), Гремячинскому и некоторым другим месторождениям. Участки с наиболее высокой угленасыщенностью тяготеют к бортовым зонам опусканий, некоторым поднятиям или их частям, имевшим благоприятные условия для развития торфяников, и отдельным приподнятым участкам в зонах опусканий.

Анализ фактического материала показывает, что зоны максимальной угленасыщенности не были, по-видимому, строго постоянными для всего времени угленакопления, испытывая перемещения в пределах бассейна. На одних и тех же площадях в разное время происходило то усиление, то ослабление процессов углеобразования. Это объясняется тем, что процессы седиментации протекали в сложном взаимодействии тектонических движений различного характера. Фациальные обстановки, с одной стороны, из-за относительного постоянства расположения основных палеотектонических элементов имели тенденцию к стабилизации и носили унаследованный характер, а с другой — в результате региональных тектонических движений испытывали изменения как в пространстве, так и во времени. В зависимости от характера и интенсивности тектонических движений происходили изменения в скорости накопления осадков, в том числе и растительной органической массы, за счет которой впоследствии образовывались пласты каменного угля.

Выявленные палеотектонические особенности территории позволяют сделать весьма важные выводы в отношении закономерностей распределения углей различных марок на площади бассейна. В этом вопросе

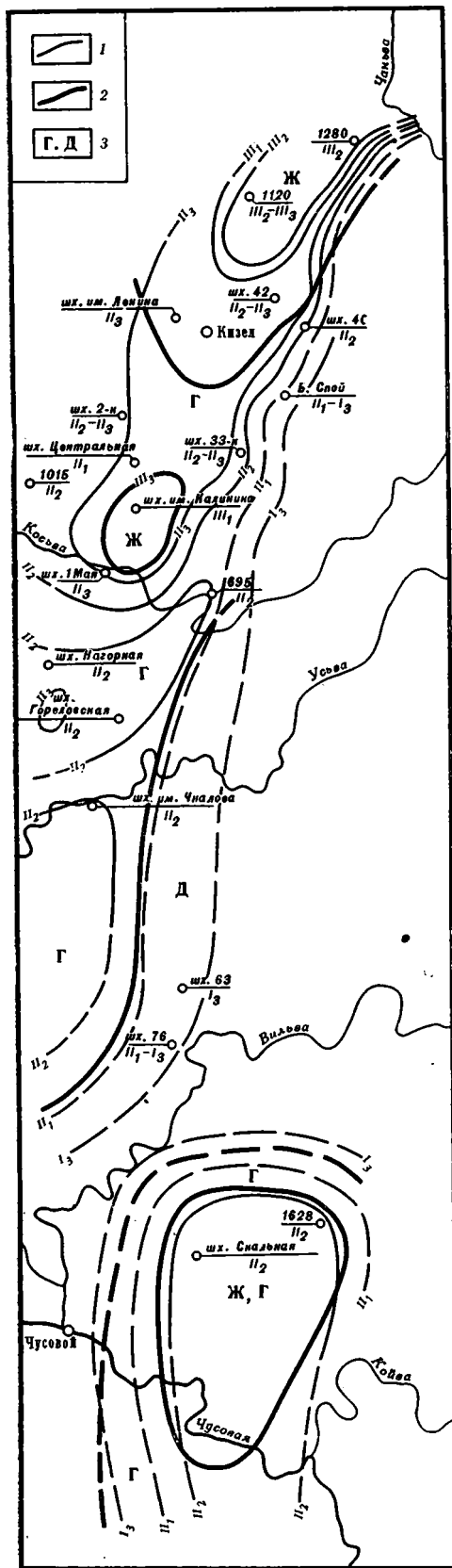
до последнего времени было много неясного. Совершенно непонятны были причины значительного качественного разнообразия углей и их изменения от длиннопламенных до жирных. Г. С. Калмыков (1960), проводивший изучение кизеловских углей и установивший по отражательной способности витринита изменение их метаморфизма в диапазоне стадий от  $I_3$  до  $III_3$ , объясняет это изменением глубины погружения угленосных отложений в пределах от 2 до 5 км и, в соответствии с этим, различной степенью проявления регионального метаморфизма. В действительности, как показывают исследования, угли в течение почти всего каменноугольного периода находились на приблизительно одинаковой сравнительно небольшой (порядка 2—2,5 км) глубине и были в одинаковой степени слабо метаморфизованными. Следовательно, причину значительных изменений в стадиях метаморфизма углей нужно искать в их связи с тектоническими движениями в герцинскую эпоху складчатости и после ее завершения.

В соответствии с этим, метаморфизм углей Кизеловского бассейна нами подразделяется на два этапа: доинверсионный и инверсионный<sup>1</sup>. Доинверсионный этап, охватывающий время от захоронения торфа и превращения его в бурый уголь до начала складкообразования, характеризуется, в основном, региональным метаморфизмом, протекавшим в условиях сравнительно небольшого давления и низкой температуры (не более 40—50°). Инверсионный этап, соответствующий главным образом заключительной фазе герцинской складчатости, был этапом дополнительного (наложенного) метаморфизма, вызванного, в основном, тангенциальным давлением (динамометаморфизм). Этот вид метаморфизма не проявился на территории Пермского Приуралья, где угли остались на стадии длиннопламенных, но на западном склоне Урала его влияние оказалось сильным. Однако в результате суммарного действия доинверсионного и инверсионного этапов метаморфизма следовало бы ожидать более высокой метаморфизации углей в осевых частях синклинальных складок, и, наоборот, ее ослабления в наиболее приподнятых, но сохранившихся от денудации частях антиклиналей. В действительности, как показал еще И. И. Горский, а затем подтвердил и Г. С. Калмыков (1960), этого не наблюдается.

Анализ материалов по изменению стадий метаморфизма кизеловских углей показывает, что эти изменения обусловлены палеотектоническими особенностями территории. По усредненным данным Г. С. Калмыкова (1960) автор построил схематическую карту распространения углей различных марок и разных стадий метаморфизма в Кизеловском бассейне (рис. 6). На этой карте видно, что к зонам поднятий (и их бортовым частям) приурочены угли наиболее метаморфизованные, а к зонам опусканий — угли наименее метаморфизованные. Особенно отчетливо это видно для Косьвинского и Кизеловского поднятий, где стадии метаморфизма имеют значения от  $II_3$  до  $III_3$ . На Мальцевском поднятии, а также в восточной части Косогорского опускания показатели метаморфизма соответствуют стадиям  $II_2$ — $III_3$ . Таким образом, в западной части Кизеловского района намечается обширная зона углей повышенного метаморфизма, отвечающая Кизеловскому, Мальцевскому и Косьвинскому поднятиям, а также примыкающим к ним бортовым частям опусканий. Данные по Чусовскому поднятию также свидетельствуют о приуроченности к нему углей повышенных стадий метаморфизма ( $II_2$ — $III_1$ ). Зоны Восточного и Усьвинского опусканий характеризуются наличием в их пределах углей стадий метаморфизма  $II_2$ , а в восточных частях  $II_1$  и даже  $I_3$  (На Гремячинском и Восточногремячинском месторождениях).

<sup>1</sup> М. Л. Левенштейн (1962) второй этап метаморфизма называет постинверсионным, включая в него период от начала складкообразования до настоящего времени.





Такое размещение углей по стадиям метаморфизма на первый взгляд кажется непонятным и в какой-то степени даже парадоксальным. Казалось бы, учитывая некоторую унаследованность крупнейших палеотектонических элементов, в частности Восточного опускания и Кизеловского поднятия, соответственно этому несколько большую мощность отложений в зонах опусканий, следовало ожидать в последних и более метаморфизованных углей. В действительности наблюдается обратное явление. Все, однако, становится понятным и объяснимым, если учесть, что в зависимости от расположения палеоструктурных элементов на площади бассейна возникали различные генетические типы углей, по-разному реагировавшие на проявление метаморфизма.

Еще 20—25 лет назад А. М. Лаптева, изучая угли бассейна, установила наличие ряда их генетических типов, возникновение которых она связывала с различиями в фациальных обстановках в момент торфонакопления. Сделанные А. М. Лаптевой выводы в настоящее время находят себе подтверждение и обоснование. Ход процессов углеобразования несомненно зависел от расположения палеоструктурных элементов. Участки с замедленным опусканием (конседиментационные поднятия) являлись, по-видимому, площадями преимущественного развития обводненных слабопроточных или непроточных болот с длительным периодом разложения растительного материала и медленным погребением торфогенного слоя, что приводило к образованию коллинитовых (по Тимофееву и Боголюбовой, 1965) углей. Участки с относительно быстрым погружением и быстрым захоронением торфогенного слоя (зоны конседиментационных опусканий) оказались площадями образования преимущественно телинитовых уг-

Рис. 6. Схематическая карта распространения углей различных марок и разных стадий метаморфизма в Кизеловском бассейне

1—изограды метаморфизма; 2—границы площадей с различным марочным составом углей; 3—марки углей

лей, характеризующихся более низкой степенью разложения растительных остатков. Последующие превращения органического вещества не только не уничтожили возникшие в торфогенном слое генетические различия, но наоборот, подчеркнули их в процессе метаморфизма. Это показала в последнее время А. М. Лаптева (1966) и для углей Донецкого бассейна.

Таким образом, сейчас становятся ясны причины качественного разнообразия углей Кизеловского бассейна. К древним поднятиям и их бортовым зонам приурочены угли, имевшие более высокую степень разложения растительного материала и оказавшиеся более податливыми к метаморфизму. В зонах опусканий угли, наоборот, обладали низкой степенью разложения органического вещества и поэтому оказались менее метаморфизованными.

Итак, на основе анализа мощностей угленосных отложений, выполненного в сочетании с фаціальным анализом и палеогеографическими реконструкциями, на западном склоне Среднего Урала, в его части, соответствующей в настоящее время Кизеловскому бассейну, выявлен ряд древних конседиментационных поднятий и опусканий, существовавших в раннекаменноугольную эпоху и преобразованных в герцинскую эпоху складчатости. Эти элементы палеотектоники наряду с региональными тектоническими движениями земной коры, обусловившими возникновение угленосной формации в целом, определяли ход процессов осадконакопления и углеобразования. Выявленные палеотектонические особенности территории дают возможность выяснить историю карбонного угленакопления и наметить основные закономерности размещения угольных месторождений на западном склоне Среднего Урала и в Приуралье.

#### Литература

- Бурьлова Р. В., Неугодникова Е. М. Предварительные данные по сопоставлению спорово-пыльцевых комплексов терригенных отложений нижнего карбона Кизеловского бассейна, Приуралья и Волго-Уральской нефтеносной провинции. Научн. тр. Пермск. политехн. ин-та, № 12, вып. 2, 1964.
- Васильев П. В. Палеогеографические условия формирования угленосных отложений нижнего карбона западного склона Урала. Углетехиздат, 1950.
- Городецкая Н. С. Строение угленосной толщи Кизеловского бассейна. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 3, № 3, 1948.
- Горский И. И. Геологический очерк Кизеловского района. В кн. «Угленосные отложения западного склона Урала». ОНТИ, 1932.
- Калмыков Г. С. Петрографический состав и метаморфизм углей Кизеловского бассейна. Изд-во АН СССР, 1960.
- Крашенинников Г. Ф. Условия накопления угленосных формаций СССР. Изд-во МГУ, 1957.
- Лаптева А. М. Зависимость цвета спор и отражательной способности витринита от генетического типа угля (Донецкий бассейн). Сов. геология, № 5, 1966.
- Левенштейн М. Л. Закономерности метаморфизма углей Донецкого бассейна. Сов. геология, № 2, 1962.
- Марковский Н. И. Палеогеографическое положение Кизеловского каменноугольного бассейна и его генетические особенности в свете новейших данных. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1960.
- Мирчинк М. Ф., Мкртчян О. М., Хачатрян Р. О. Взаимосвязь седиментационного фактора с тектоническими движениями и его роль в распределении залежей нефти центральной части Волго-Уральской области. В кн. «Закономерности размещения месторождений нефти и газа Волго-Уральской области». Изд-во АН СССР, 1963.
- Пахомов И. В. К вопросу о сингенетичной тектонике в Кизеловском бассейне и перспективах угленосности глубоких горизонтов. Уч. зап. Пермск. горн. ин-та, № 2, 1958.
- Пахомов И. В. Геология Кизеловского каменноугольного бассейна и его промышленная оценка на основе новейших данных. Автореферат дисс., Пермь, 1959.
- Пахомов И. В. К истории угленакопления на западном склоне Среднего Урала. Научн. тр. Пермск. политехн. ин-та, № 23, 1966.
- Пахомов В. И., Кетов В. П. О косої слоистости песчаников угленосной толщи Кизеловского и Чусовского районов. Научн. тр. Пермск. политехн. ин-та, № 12, вып. 1, 1962.

- Пахомов И. В., Щербачков О. А. Основные черты палеогеографии ранневизейского времени на западном склоне Среднего Урала и в Пермском Прикамье. «Палеогеографии Урала». Свердловск, 1965.
- Пахомов И. В., Щербачков О. А. Основные результаты литолого-палеогеографических исследований каменноугольных отложений западного склона Среднего Урала и Приуралья. Научн. тр. Пермск. политехн. ин-та, № 23, 1966.
- Пейве А. В. Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности. Геотектоника, № 1, 1965.
- Познер В. М., Кирина Т. И., Порфирьев Г. С. Волго-Уральская нефтеносная область. Каменноугольные отложения. Тр. ВНИГРИ, вып. 12, 1957.
- Розанов Л. Н. Физико-механические условия образования тектонических структур платформенного типа. Изд-во «Недра», 1965.
- Смирнов Г. А. Материалы к палеогеографии Урала. Визейский ярус. Тр. Горногеол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 29, 1957.
- Смирнов Г. А., Свирщевский И. С. Палеогеографическое значение косой слоистости песчаников угленосной толщи в Кизеловском районе на Урале. Докл. АН СССР, т. 100, № 6, 1955.
- Софроницкий П. А. О влиянии толщ глин на структуру осадочного чехла Прикамья. Уч. зап. Пермск. гос. ун-та, т. XX, вып. 1, 1960.
- Софроницкий П. А., Шершнев К. С. Тектоника Пермского Прикамья в свете новых данных. В кн. «Геологическое строение и нефтегазосность Волго-Уральской области и сопредельных районов». Тр. ВНИГНИ, вып. 36, 1963.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. Изд-во АН СССР, 1960.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Генезис гумусовых углей и особенности их распределения в различных тектонических типах угленосных формаций СССР. В кн. «Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР». Изд-во «Наука», 1965.
- Щербачков О. А. Кыновско-Чусовское поднятие и его развитие в каменноугольный период. Научн. тр. Пермск. политехн. ин-та, № 12, вып. I, 1962.
- Щербачков О. А., Пахомов И. В., Шаронов Л. В., Юнусов М. А., Чувашов Б. И., Софроницкий П. А. Палеотектоника и фации позднего девона и раннего карбона на западном склоне Среднего и Южного Урала и в Приуралье. Литология и полезн. ископ., № 2, 1966.

Пермский политехнический  
институт

Статья поступила  
29 ноября 1965 г.

---

I. V. PAKHOMOV

**PALEOTECTONIC CONDITIONS OF FORMATION  
OF THE KIZELOVSKY COAL BASIN**

A number of ancient structural features have been identified for the first time within the Kizelovsky Coal Basin of the Middle Urals western side. These features are uplifts and depressions of a consedimentary nature, and they existed in the Early Carboniferous epoch and had experienced changes during the Hercynian folding. These paleostructural features, along with the regional tectonic movements which had conditioned the formation of the entire coal-bearing series, controlled the sedimentation and coal deposition. The tectonic picture of the areas has affected the diversity of the coal marks of the Basin. Permian Polytechnical Institute.

---

УДК 551.24+551.43(574.4)

В. Н. КРЕСТНИКОВ, Г. И. РЕЙСНЕР

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА  
И ДЖУНГАРИИ

В настоящей статье делается попытка рассмотреть историю развития территории Восточного Казахстана и Джунгарии в течение альпийского времени. Данный регион, охватывающий значительную площадь, включает в пределах СССР хребты Джунгарский и Тарбагатай с разделяющими их впадинами: Илийской, Алакульской и Зайсанской. На смежной территории Китая мы рассматриваем часть Джунгарии, в которую входит Джунгарская впадина, ограниченная с юга хребтами Борохоро и Богдошань, а с севера Монгольским Алтаем.

Восстановление истории развития региона проводится на основе анализа фаций и мощностей мезо-кайнозойских отложений. При составлении соответствующих схем были использованы материалы многочисленных исследований, проведенных в последние годы различными организациями на территории Восточного Казахстана и Джунгарии, которые к настоящему времени опубликованы в ряде статей и обобщающих работ. Чтобы в дальнейшем не перегружать текст многочисленными ссылками, представляется целесообразным заранее указать основные работы, использованные нами при составлении схем фаций и мощностей мезозойско-кайнозойских отложений.

По территории Илийской впадины и ее горного обрамления это работы А. К. Бувалкина (1960), А. К. Бувалкина и В. И. Власова (1961), В. И. Власова (1962), М. Е. Воскобойникова (1951), А. Г. Гокоева (1962), Н. Г. Кассина (1927), В. Н. Крестникова (1954, 1955, 1957, 1962), Г. П. Филиппева и Ф. С. Рабкина (1962), С. В. Чакабаева (1955), С. С. Шульца (1931); по территории Алакульской впадины и ее горного обрамления — А. К. Бувалкина (1960), А. К. Бувалкина и В. И. Власова (1961), А. К. Бувалкина и М. И. Жаймина (1958), А. Х. Иванова (1962), К. В. Курдюкова (1954); по территории Зайсанской впадины и ее горного обрамления — Л. Ф. Белянкина и В. В. Воронцова (1959), Б. А. Борисова и др. (1963), В. К. Василенко (1961), Д. С. Коржинского (1930), К. В. Курдюкова и М. М. Смеловской (1954), В. В. Лаврова (1961), В. П. Нехорошева (1931, 1938, 1941); по Джунгарии — А. Х. Иванова (1962), Ф. С. Моисеенко и Г. К. Невского (1960), В. А. Обручева (1948), Н. М. Саидова (1956), Н. П. Туаева (1963). Кроме того, использованы материалы, собранные авторами при полевых исследованиях в Восточном Казахстане в 1960—1962 гг.

Вполне отдавая себе отчет в том, что не все представляемые схемы в достаточной степени обоснованы фактическим материалом (в особенности это относится к закрытым территориям), авторы все же надеются, что они в целом правильно иллюстрируют историю развития этого своеобразного и интересного региона.

Как известно, вся рассматриваемая территория в конце перми закончила геосинклинальное развитие и перешла к платформенному. Однако восходящими движениями перми не были созданы горные сооружения,

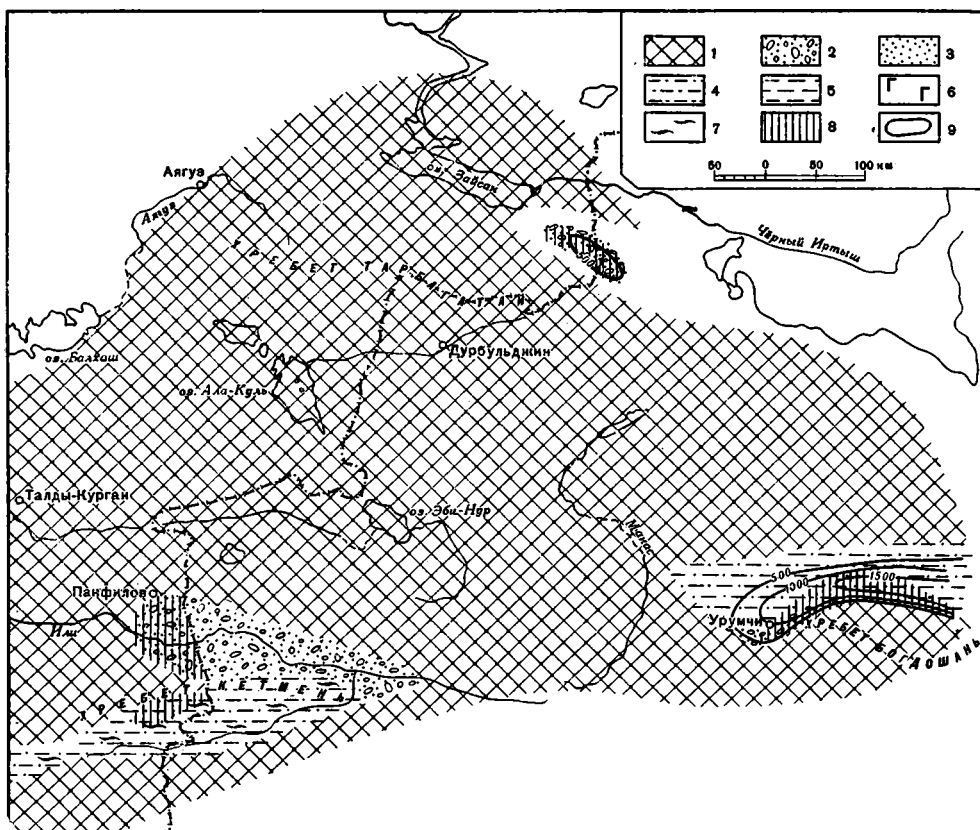


Рис. 1. Схема распределения фаций и мощностей триасовых отложений

1— области поднятий; 2— песчано-конгломератовая фация; 3— песчаная фация; 4— песчано-глинистая фация; 5— глинистая фация; 6— гипсы; 7— угли; 8— угловые несогласия; 9— изолинии мощностей осадков

и возникшая эпигерцинская платформа характеризовалась полого всхолмленным рельефом. В течение большей части триаса вся территория была несколько приподнята и не испытывала дифференцированных тектонических движений (рис. 1). В нижнем триасе лишь на западном замыкании Джунгарского Алатау на месте гор Малайсары и Жельдыкора отмечаются незначительные подвижки. Здесь на пермских эффузивно-осадочных образованиях с резким угловым несогласием отлагались континентальные грубообломочные осадки — в основном конгломераты и песчаники речного и озерного происхождения, переслаивавшиеся с покровами кварцевых порфиров, туфов и туффитов. В среднем триасе вся территория, по-видимому, продолжала испытывать незначительные восходящие движения. Преобладающими были процессы плоскостного смыва, приведшие к формированию поверхности выравнивания.

Лишь в верхнем триасе отмечаются первые импульсы нисходящих движений. Они проявляются в развитии ряда впадин на территории Восточного Казахстана и Джунгарии: Илийской, Джунгарской и Зайсанской. Первая из них, Илийская, заложилась на месте современного хребта Кетмень и смежных с ним участков, принадлежащих современной Илийской впадине (на севере) и Кегень-Текесской депрессии (на юге). В северной части этой впадины происходило накопление грубообломочных осадков — преимущественно песчаников и конгломератов аллювиального генезиса. К югу грубость обломочного материала осадков постепенно убывала, и на месте Кегень-Текесской впадины отла-

гались в основном пески и глины аллювиального и озерного происхождения, что свидетельствует о преобладающем сносе обломочного материала с северного обрамления Илийской впадины. В пределах последней, по-видимому, наименее интенсивно прогибалась центральная часть, располагавшаяся на месте современного хр. Кетмень. Здесь мощности накопившихся в течение верхнего триаса осадков составляют около 300 м, а севернее и южнее соответственно возрастают до 460 и 420 м.

В Джунгарской впадине в верхнем триасе сформировался узкий и глубокий Южно-Джунгарский прогиб, протягивавшийся вдоль северного обрамления поднятий гор Борохоро и Богдошань. В его пределах с резко выраженным угловым несогласием на палеозойских образованиях отлагались конгломераты незначительной мощности. Впоследствии накапливались грубокластические гравелиты, пески, а временами и глины. Отчетливее всего граница между областями прогибания и поднятия была выражена по северной периферии поднятия Борохоро, с которого поступал наиболее грубый обломочный материал.

Нисходящие движения в Южно-Джунгарском прогибе были очень значительны — мощность сформировавшихся в течение верхнего триаса осадков достигает 1700 м. Характерной особенностью прогиба является его резко выраженная асимметричность. Зона наибольшего прогибания смещена к югу и прижата к границе с областью поднятия, совпадающей с зоной Джунгарского глубинного разлома. В северном направлении прогиб постепенно выглаживался. Этот признак в сочетании со сравнительно небольшой шириной Южно-Джунгарского прогиба по отношению к длине и глубине, резкое причленение к области южного ограничения, отмечаемое также и по характеру распределения фаций, позволяют считать его приразломным прогибом.

Наконец третьей впадиной, заложившейся в верхнем триасе, является Зайсанская, охватывающая область современного хр. Сайкан и прилегающих к нему Кендерлыкской мульды (с юга) и Зайсанской впадины (с севера). В этой области в верхнем триасе происходило накопление конгломератов на юге, конгломератов и песчаников на севере, что по мнению авторов, свидетельствует о преимущественном сносе обломочного материала с поднятия Восточного Таргабатая. Прогибание Зайсанской впадины было значительным и превышало 800 м.

Таким образом, триас следует считать весьма своеобразным временем в истории геологического развития Восточного Казахстана и Джунгарии. Если нижний триас по характеру движений был еще связан с герцинским развитием, то в верхнем триасе уже произошло изменение в направленности тектонических движений, выразившееся в развитии дифференцированных преимущественно нисходящих движений, соответствующих началу нового геотектонического этапа. Средний триас занимает промежуточное положение. Следовательно, триас в целом является временем, переходным между герцинским и альпийским этапами, как это отмечалось нами ранее для Тянь-Шаня (Крестников, Рейснер, 1960).

Юрское время четко разделяется на два отрезка, каждый из которых отличался своими особенностями тектонического развития. Для нижне-среднеюрского времени характерно продолжающееся развитие тенденций, которые наметились еще в верхнем триасе и заключались в дальнейшем усилении нисходящих движений на территории Восточного Казахстана и Джунгарии. Вероятно, можно считать нижнюю — среднюю юру временем наибольшего прогибания этой территории в мезозое (рис. 2). Не всегда и не везде, однако, опускания проявлялись непрерывно и с большой интенсивностью. В частности, Илийская впадина осталась в это время почти в тех же границах, что и в верхнем триасе, а мощности нижне-среднеюрских осадков в ее пределах не превышают 500 м. Кроме того, в нижней юре местами происходило некоторое сокращение областей прогибания, а иногда даже и кратковременная смена знака движений

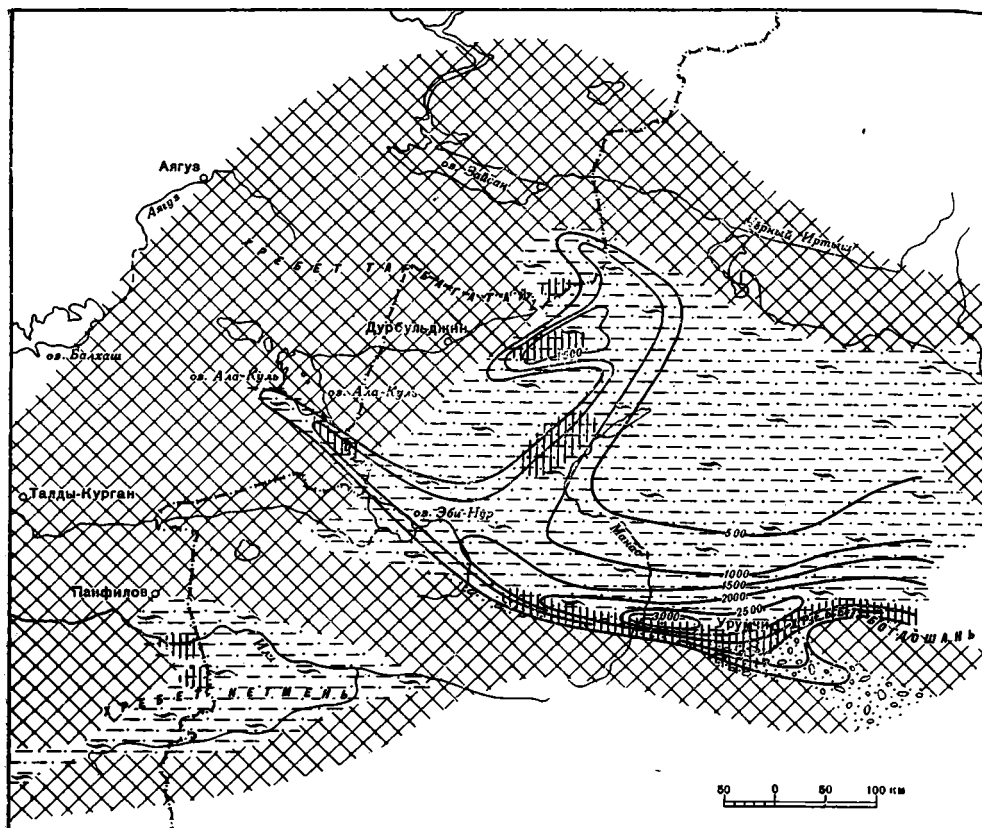


Рис. 2. Схема распределения фаций и мощностей ниже- и среднеюрских отложений  
Условные обозначения см. на подписи к рис. 1

во впадинах. Это было, в частности, на границе лейаса и доггера в Илийской впадине и восточной части Алакульской, на границе триаса и нижней юры — в Джунгарской и привело к несогласному залеганию соответствующих осадков на более древних.

Однако, исключая приведенные примеры, на большей части территории произошло значительное расширение областей прогибания. В особенности это относится к Джунгарии, где приразломный Южно-Джунгарский прогиб сильно разросся к западу и северо-западу и протягивался вдоль северо-восточного обрамления современного Джунгарского хребта. Также сильно он расширился и во всех остальных направлениях, кроме южного, где его ограничение продолжало контролироваться зоной разлома. В ниже-среднеюрское время отдельные разрозненные ранее зоны прогибания слились в обширный бассейн, захвативший всю современную Джунгарскую впадину и отходящий широкими заливами в пределы Зайсанской и Алакульской.

В областях прогибания почти всюду накапливались очень сходные по литологическому составу и происхождению осадки, в основном представленные озерными и аллювиальными песками, глинами, суглинками. Среди них повсеместно обнаруживаются многочисленные линзы и прослойки углей. Более грубообломочные осадки кратковременно поступали в начале доггера в Илийскую впадину, а также в течение всего этого времени формировались в южной части Джунгарского бассейна, куда сносились с интенсивно развивавшихся поднятий Борохоро и Богдошань. Интересно отметить, что Южно-Джунгарский прогиб продолжал и в ниже-среднеюрское время сохранять четко выраженное асимметричное

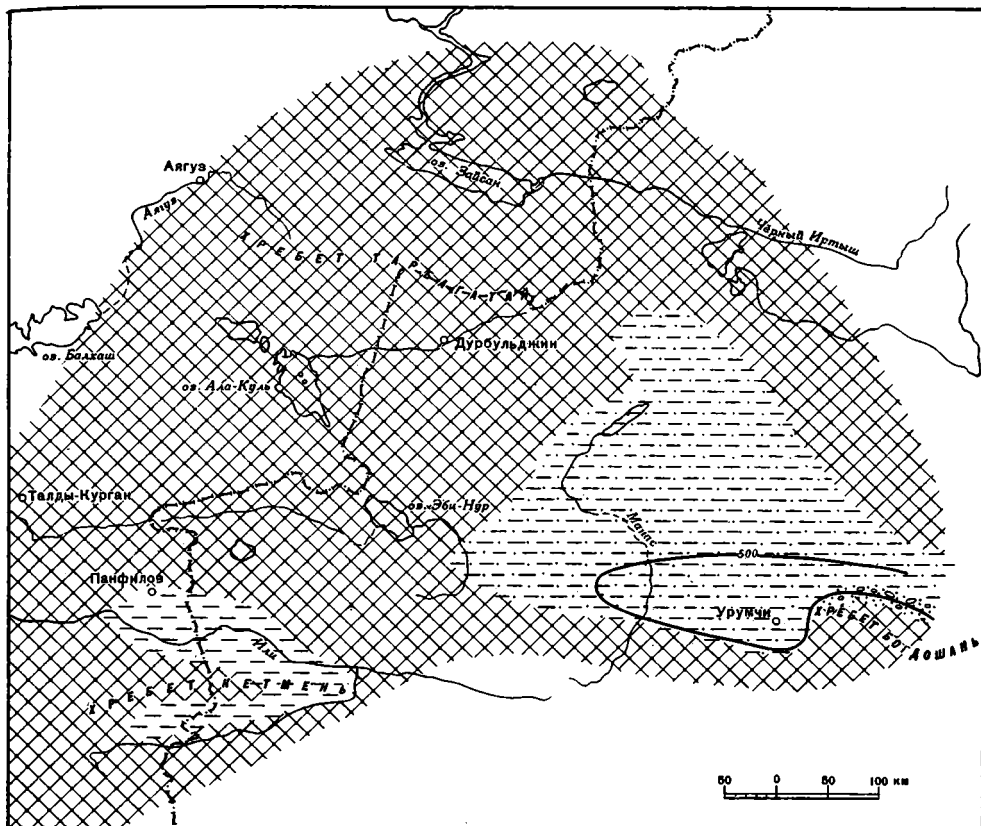


Рис. 3. Схема распределения фаций и мощностей верхнеюрских отложений  
Условные обозначения см. на подписи к рис. 1

строение с крутым коротким южным и пологим длинным северным склоном. Именно в его пределах существовали зоны наибольшего прогибания, амплитуда которого превышала местами 3000 м. Крупные нисходящие движения испытал также отходивший от него на север прогиб, протягивавшийся вдоль поднятия на месте современных гор Джаир, через бассейн рек Манас, Дям и Кобук, котловину оз. Улюнгур в Зайсанскую впадину. В его пределах величина прогибания превышала 1000 м, в отдельных местах достигая 1500 м. Не исключено, что зона наибольшего прогибания была и здесь ограничена на северо-западе зоной разлома. В остальной части Джунгарского бассейна, а также в Илийской впадине прогибания в среднеюрское время не были значительны. Амплитуда их не достигала даже 500 м.

В верхнеюрское время обнаруживаются новые тенденции в развитии тектонических движений. Происходит значительное сокращение областей прогибания, которое сопровождается сглаживанием контрастного рельефа, существовавшего в ряде мест на границах областей поднятия и прогибания, а также уменьшением интенсивности нисходящих движений (рис. 3).

В верхнеюрское время несколько сократились размеры Илийской впадины, хотя в ее пределах продолжалось непрерывное накопление песчано-глинистых осадков. Значительно уменьшилась площадь Джунгарского бассейна, многочисленные заливы которого, отходившие ранее в Алакульскую и Зайсанскую впадины, вовлеклись в поднятие. В сохранившуюся часть бассейна поступал менее грубообломочный материал — в основном глины и пески. Более грубообломочные терригенные осадки,



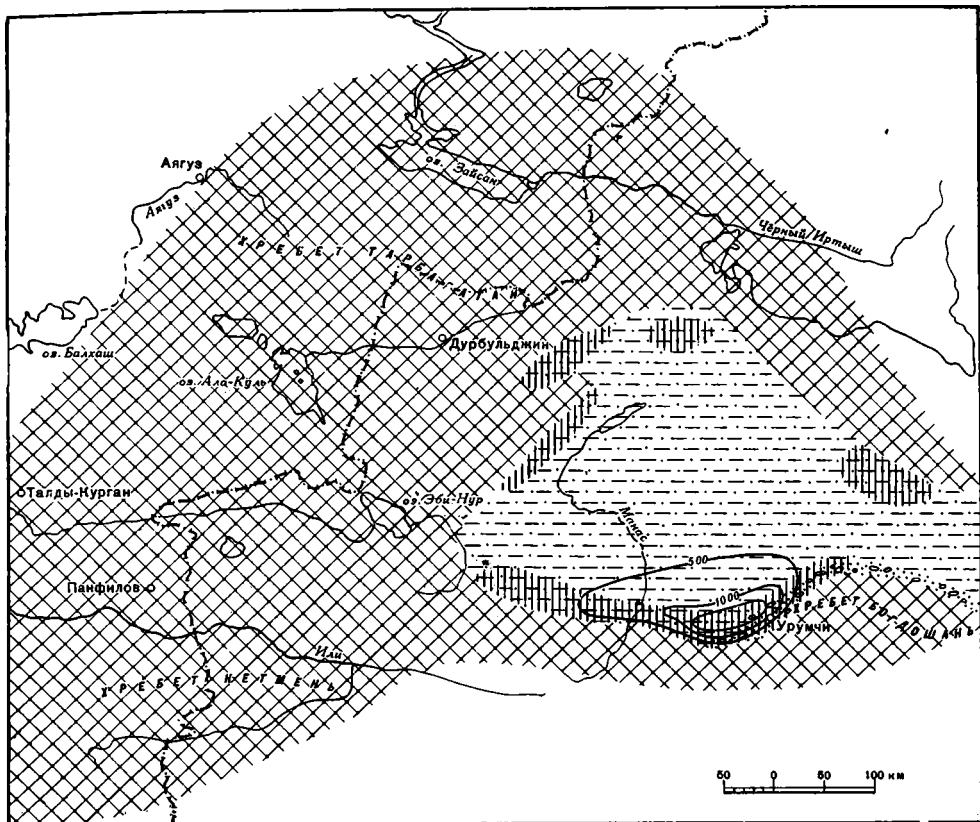


Рис. 4. Схема распределения фаций и мощностей нижнемеловых отложений  
Условные обозначения см. на подписи к рис. 1

в основном конгломераты и пески, накапливались лишь в самой юго-восточной части Южно-Джунгарского прогиба, который, по-видимому, и в это время контрастно сочленялся с поднятием гор Богдошань. Судя по мощностям верхнеюрских отложений, интенсивные нисходящие движения испытывала также юго-восточная часть Южно-Джунгарского прогиба, где амплитуда опусканий превышала 500 м. На остальной части территории амплитуда была значительно меньшей.

Усиление восходящих движений, происходивших в верхней юре, привело к тому, что в конце юры все прогибы оказались втянутыми в поднятие. На юге Джунгарии в самом начале нижнего мела образовался весьма незначительный по площади прогиб, примыкавший с севера к области сочленения поднятий Борохоро и Богдошань (рис. 4). В его пределах с несогласием на более древних юрских образованиях происходило отложение преимущественно конгломератов. В конце нижнего мела Южно-Джунгарский прогиб значительно расширился в восточном, северном и западном направлениях, и в вовлеченных в прогибание областях с резким угловым несогласием на более древних образованиях происходило накопление преимущественно глинистых и песчано-глинистых осадков. Наиболее интенсивное прогибание в нижнем мелу испытал небольшой участок Южно-Джунгарского прогиба, расположенный в районе г. Урумчи, где за это время накопилась толща осадков, мощностью более 1500 м. На остальной территории Джунгарии и в Восточном Казахстане в нижнемеловое время не происходило осадконакопления, а развивались процессы выравнивания территории и формирования коры выветривания.

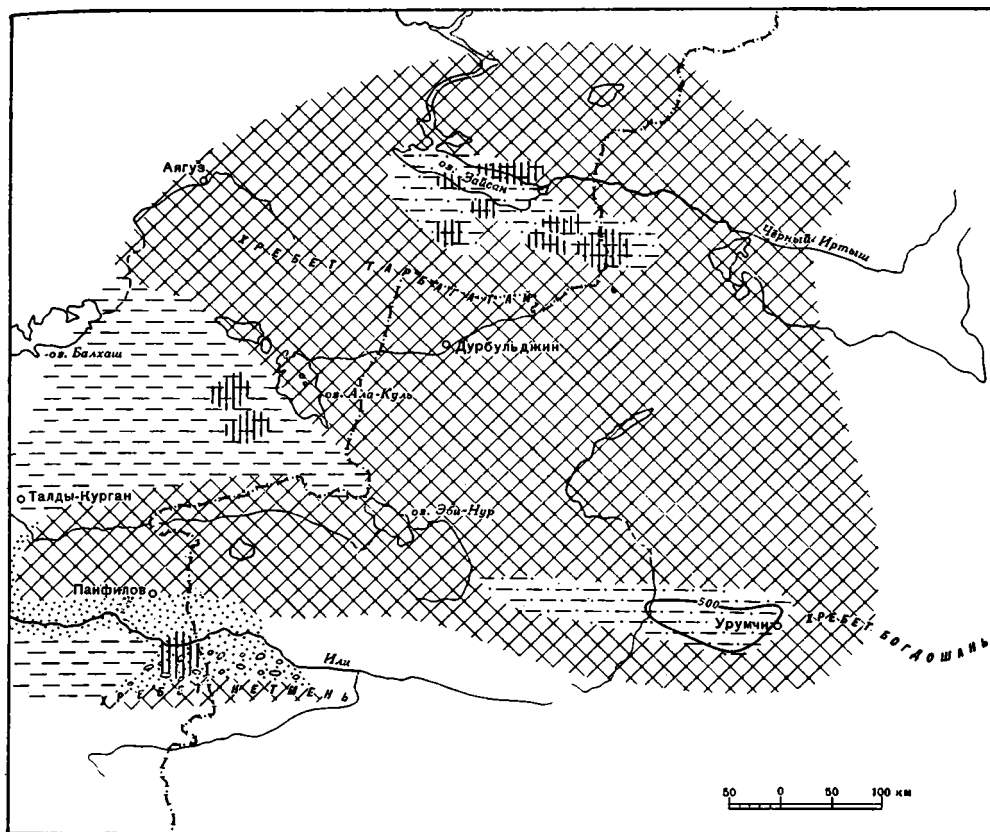


Рис. 5. Схема распределения фаций и мощностей верхнемеловых, ниже- и среднепалеогеновых отложений  
Условные обозначения см. на подписи к рис. 1

Таким образом, нижнемеловое время было периодом наименьшей тектонической подвижности.

Следующий крупный интервал истории рассматриваемого региона охватывал верхнемеловое и значительную часть палеогенового времени. Для него характерно некоторое усиление тектонической подвижности, при значительной дифференцированности движений. На территории Восточного Казахстана вновь начинает развиваться по унаследованному плану ряд впадин (рис. 5), заложенных еще в триасе и юре. Исключение составляет лишь новый обширный бассейн, оформившийся на месте северной половины современного Джунгарского хребта и южной части Балхаш-Алакульской впадины. В верхнем мелу снова начинает развиваться Илийская впадина, разделенная в это время образовавшимся поднятием Кетменьского хребта на собственно Илийскую и Кегень-Текесскую впадины. В восточной части Илийской впадины с резко выраженным угловым несогласием на триасовых и юрских отложениях в верхнемеловое и палеогеновое время происходило накопление терригенного материала, вначале преимущественно песков и гравелитов речного и озерного происхождения, а затем озерных песков, глин и известняков. Грубость обломочного материала отложений Илийской впадины убывает в северном и западном направлении, свидетельствуя о том, что область наиболее контрастного рельефа располагалась в это время по границе с поднятием хребта Кетмень.

Важной особенностью развития Илийской впадины в палеогене является накопление в ее пределах эоценовых морских отложений в основном песчано-глинистого состава. Их появление здесь свидетельствует о широком развитии палеогеновой морской трансгрессии в Средней Азии, распространившейся частично на территорию, в пределах которой в альпийское время никогда — ни раньше, ни позже — не существовали морские условия осадконакопления.

Область нисходящих движений Илийской впадины обрамляла с запада поднятие, существовавшее на месте южной части Джунгарского хребта, и соединялась в единый бассейн с прогибом на месте северной его части и южной половины Балхаш-Алакульской впадины. В пределах этого бассейна в континентальных условиях накапливались красноцветные и пестроцветные песчано-глинистые осадки, иногда мергели, ложившиеся с резким угловым несогласием на палеозойские образования. Отсутствия признаков накопления грубообломочных терригенных осадков на большей части Илийской и Балхаш-Алакульской впадин свидетельствует о слабой приподнятости обрамлявших и разделявших их поднятий в течение верхнего мела и палеогена. Сами впадины испытывали в это время незначительные нисходящие движения. Если в Илийской впадине мощности соответствующих отложений достигают местами нескольких сотен метров, то в Балхаш-Алакульской они обычно не превышают нескольких десятков метров.

В верхнемеловое время вновь начинается прогибание Зайсанской впадины, охватившее первоначально лишь ее южную часть, располагавшуюся вдоль северного обрамления поднятия Тарбагатай. Впоследствии во впадине происходили многочисленные подвижки отдельных составляющих ее блоков, приводившие к постоянному перераспределению областей относительного поднятия и прогибания. Так, согласно данным Б. А. Борисова и др. (1963), в палеоэоценовое время область прогибания охватывала только северное Призайсанье, тогда как его центральная часть оставалась приподнятой. Только в эоцене последняя испытала нисходящие движения, и опускания распространились на значительную площадь центрального и южного Призайсанья.

В течение мела и палеогена в Зайсанской впадине происходило накопление красноцветных глин, алевроитов, песков, что свидетельствует о незначительной в общем приподнятости обрамлявших ее поднятий. Это находится в полном соответствии с небольшой амплитудой (не более нескольких сотен метров) прогибания самой впадины.

В противоположность процессу расширения и развития впадин, характерному в это время для Восточного Казахстана, в Джунгарии в верхнем мелу произошло значительное сокращение впадин. Нисходящие движения в верхнемеловое время продолжали развиваться только в Южно-Джунгарском прогибе. Здесь происходило накопление темно-бурых и кирпично-красных глин, реже песков; иногда формировались розовые известняки. Грубость обломочного материала осадков, поступавших в Южно-Джунгарский прогиб с обрамлявших его поднятий, сильно уменьшилась по сравнению со всем прошлым временем его существования. Достаточно сказать, что впервые в Южно-Джунгарском прогибе не произошло массового накопления гравелитов и конгломератов. Контрастность тектонических движений, происходивших по зоне разлома, контролировавшего северную границу поднятий Борхоро — Богдошань, отчетливо уменьшилась. Интенсивность нисходящих движений Южно-Джунгарского прогиба в верхнемеловое время, хотя и была максимальной для региона в целом, в общем не являлась значительной. Мощность накопившихся в прогибе осадков не намного превышает 500 м лишь в его центральной части. В течение ниже- и среднепалеогенового времени в Южно-Джунгарском прогибе нисходящие движения уже не развивались.

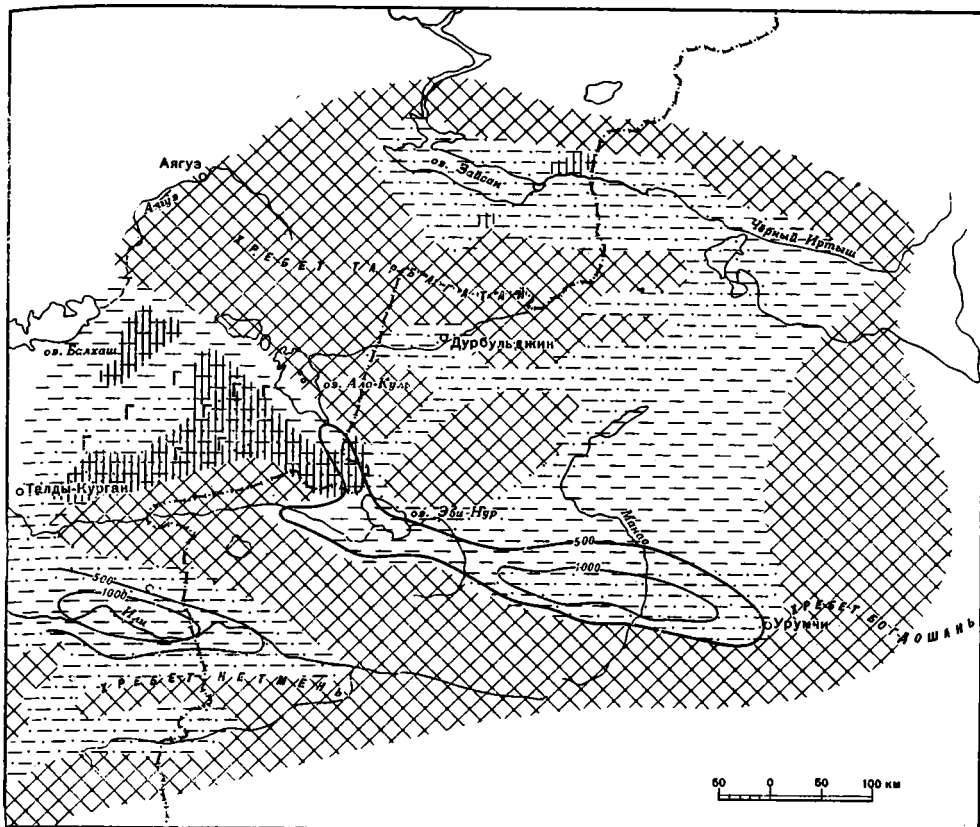


Рис. 6. Схема распределения фаций и мощностей верхнепалеогеновых и нижнемиоценовых отложений  
Условные обозначения см. на подписи к рис. 1

Таким образом, верхнемеловое — палеогеновое время в рассматриваемом регионе характеризовалось некоторым усилением роли прогибаний, заложением и развитием ряда впадин на территории Восточного Казахстана. В целом же тектонические движения, хотя и несколько усилились по сравнению с нижнемеловым временем, по своему характеру оставались платформенными.

Дальнейшее усиление тектонической подвижности территории отмечается в олигоцен-нижнемиоценовое время, для которого характерны дифференцированные движения при ведущей роли нисходящих. Это привело, в частности, к сильному расширению впадин и объединению существовавших ранее прогибов в единый обширный бассейн, занимавший огромную площадь (рис. 6). В это время, по-видимому, имели связь впадины, развивавшиеся до этого изолированно на месте современных Кегень-Текесской, Илийской и Балхаш-Алакульской. Последняя узким проливом через Джунгарские ворота соединялась с Джунгарским бассейном, который в свою очередь, через Улюнгорскую впадину протягивался в Зайсанскую. Наиболее крупными структурными элементами, в пределах которых в это время развивались восходящие движения, были поднятия Кетмень, Богдошань-Борохоро-Джунгарское и Тарбагатайское. Кроме того, внутри области прогибания развивались менее обширные области относительных поднятий, крупнейшим из которых было существовавшее на месте современного хребта Джаир в западной Джунгарии.

Отдельные части бассейна, существовавшего в олигоцен-миоценовое время, развивались неравномерно. Так, для Кегень-Текесской впадины,

в частности, было характерно накопление в основном осадков песчано-глинистого состава, и лишь в начале неогена сравнительно короткое время здесь происходило формирование песчаников и конгломератов. В нижнем миоцене доминирующая роль вновь переходит к опусканиям, и в западной части Кегень-Текесской впадины образовалось озеро, в которое поступали тонкообломочные осадки, представленные в основном глинами, аргиллитами и алевролитами. Временами формировались мергели и происходило выпадение солей.

В осевых частях Илийской впадины в олигоцен-нижнемиоценовое время продолжались нисходящие движения, и здесь в озерных условиях накапливались преимущественно глины, алевролиты, пески; местами происходило выпадение гипсов. По направлению к прибортовым частям впадины, а также к западу отмечается некоторое увеличение грубости обломочного материала. Преобладают уже пески. Накопление глин происходило реже и на меньшей площади. Такое изменение фациального состава осадков олигоцен-нижнемиоценового возраста находится в тесном соответствии с интенсивностью прогибания отдельных частей впадины. Если судить по мощностям отложений, то наибольшая интенсивность прогибания была в центре впадины, где мощность соответствующих осадков превышает 1000 м и постепенно убывает к ее периферическим частям.

В пределах Балхаш-Алакульской впадины в олигоцен-нижнемиоценовое время отлагались в основном глины, реже пески, накапливавшиеся на обширных площадях. В южном направлении — ближе к Джунгарскому поднятю, грубость отлагавшегося обломочного материала возрастала: здесь большая роль принадлежала пескам, а временами происходило выпадение гипсов. В целом Балхаш-Алакульская впадина отличалась слабыми прогибаниями, поскольку мощности соответствующих осадков в ее пределах не превышают нескольких десятков метров.

Зайсанская впадина в рассматриваемое время испытывала прерывистые опускания. С обрамлявших ее и незначительно возвышавшихся поднятий — Тарбагатая и Алтай — происходил снос обломочного материала, который на большей части впадины ложился без перерыва на среднепалеогеновые отложения. Лишь в северной, западной и южной периферических частях Зайсанской впадины, которые оказались захваченными опусканием только в олигоцен-нижнемиоценовое время, осадки ложились на нижнепалеогеновые и более древние образования, вплоть до палеозойских, с разрывом и угловым несогласием.

В составе материала, поступавшего в Зайсанскую впадину, преобладали песчано-глинистые осадки, представленные преимущественно глинами, алевролитами, песками. Временами во впадине происходила кратковременная смена знака движения, сопровождавшаяся разрывом ранее накопившихся осадков. Такие импульсы усиления восходящих движений имели место в конце среднего олигоцена, а также на границе палеогена и неогена, и сопровождалась поступлением во впадину конгломератов. Интенсивность прогибания Зайсанской впадины была в целом сравнительно невелика, если судить по общей мощности олигоцен-нижнемиоценовых отложений, которая не превышает нескольких сотен метров.

Расширение областей прогибания в олигоцен-миоценовое время особенно сильно проявилось в Джунгарии. Южно-Джунгарский прогиб значительно разросся (особенно в западном и северном направлениях). В его пределах продолжалось непрерывное накопление различных глин и песков, поступавших с расположенных южнее поднятий Борохоро — Богдошань, что подтверждается уменьшением грубости обломочного материала соответствующих отложений в северном направлении. Временами в озерных условиях формировались известняки и мергели, а также выпадали гипсы. Зона Южно-Джунгарского прогиба испытывала наиболее интенсивные прогибания по сравнению с другими частями региона. Мощности олигоцен-нижнемиоценовых осадков здесь превышают 1000 м.

Характерной особенностью Южно-Джунгарского прогиба является его асимметрическое строение с крутым коротким южным и более пологим северным бортом, что позволяет допускать приуроченность границы прогиба и обрамляющего его с юга поднятия к зоне разлома, по которому в это время происходили значительные подвижки.

В область развития нисходящих движений были вовлечены и северные части Джунгарского бассейна. Здесь в олигоцене и нижнем миоцене интенсивность опусканий была менее значительной и происходило накопление в основном песчано-глинистых осадков, с размывом ложившихся на более древние.

Таким образом, верхнеолигоцен-нижнемиоценовое время характеризуется, во-первых, доминирующей ролью нисходящих тектонических движений, и во-вторых, общим усилением их интенсивности и дифференцированности. Эти признаки заставляют нас считать именно конец палеогена началом этапа активизации тектонических движений в рассматриваемом регионе, охватывающем Восточный Казахстан и Джунгарию.

Неогеновое время характеризуется последующим усилением процессов, начавшихся в верхнем олигоцене — нижнем миоцене. В неогене была характерна еще большая дифференцированность тектонических движений, проявлявшаяся на фоне дальнейшего усиления прогибаний. В областях впадин повсеместно происходило образование обширных озерных бассейнов, и площади, занятые ими в неогене, были наибольшими по сравнению с любым другим прошлым временем (рис. 7).

В Кегень-Текесской впадине в начале этого времени происходило накопление преимущественно песчаников и конгломератов. Однако затем из-за ослабления интенсивности восходящих движений на месте современных хребтов Кетмень и Терсекей Алатау из этих районов во впадину сносился менее грубообломочный материал, представленный в основном глинами и лишь временами песками. В неогене область наиболее интенсивного проявления нисходящих движений локализуется здесь в виде узкой, вытянутой в широтном направлении полосы, в пределах которой амплитуда опускания превышала 1000 м. Эта полоса наиболее интенсивного проявления опусканий резко сочленялась с обрамлявшими ее поднятиями. Возможно, что ее северная и южная границы контролировались зонами разломов.

Илийская впадина в неогене продолжала испытывать интенсивные нисходящие движения. В ее пределах накапливались в основном осадки песчано-глинистого состава, причем отмечается закономерная смена относительно тонких осадков более грубыми с приближением к бортам впадины, а также в западном направлении, где ведущая роль в разрезах принадлежит уже пескам и где местами появляются мелкогалечные конгломераты. Максимальные опускания с амплитудой более 1000 м испытала в неогене, как и в предшествовавшее время, центральная часть Илийской впадины, расположенная вдоль долины р. Или. В остальных районах величина прогибания была значительно меньшей.

В неогене несколько сократилась площадь Балхаш-Алакульской впадины и произошло ее разделение на ряд изолированных впадин, в пределах которых накапливались осадки преимущественно песчано-глинистого состава. Область наибольшего прогибания с амплитудой более 500 м локализовалась в узкой зоне, в южной части Алакульской впадины. На западном окончании современного поднятия Тарбагатай и в смежных участках нисходящие движения усилились. Речная сеть, выработанная в верхнем миоцене, начала заполняться осадками, среди которых преобладали красноцветные и песчанистые глины. Лишь временами накапливались пески.

Зайсанская впадина в неогене продолжала испытывать прерывистые опускания, особенно усилившиеся в начале плиоцена, когда впадина сильно разрослась в западном направлении. Лишь в отдельные моменты

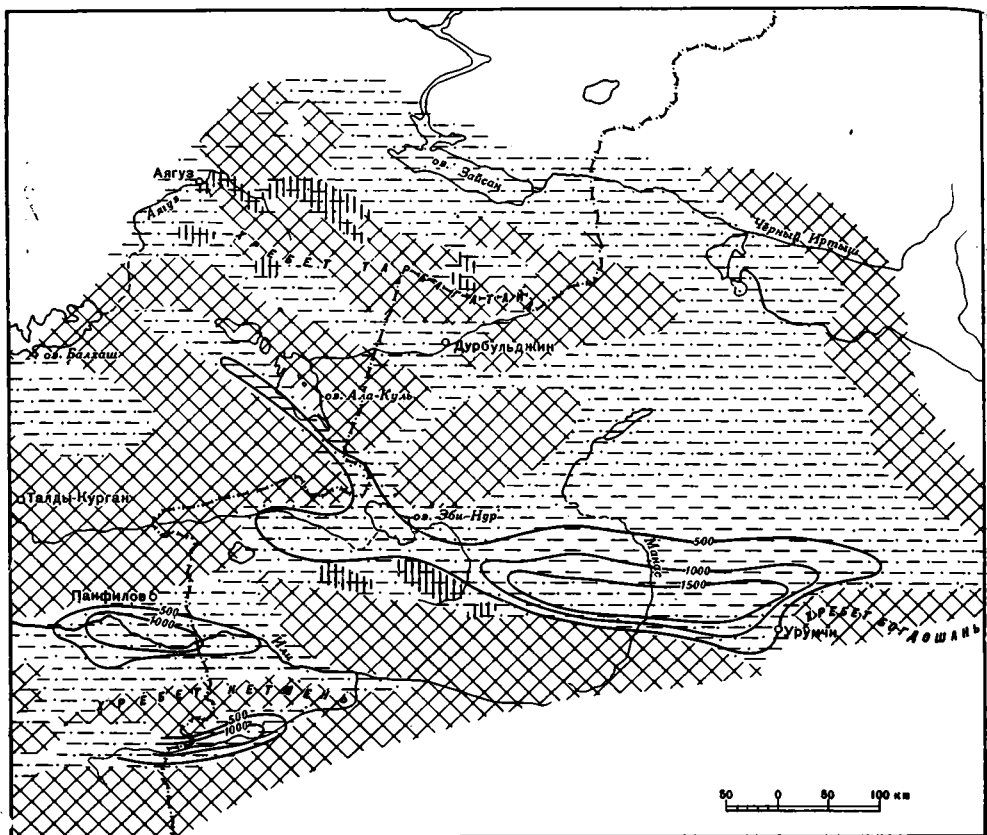


Рис. 7. Схема распределения фаций и мощностей верхнемиоценовых и нижнеплиоценовых отложений

Условные обозначения см. на подписи к рис. 1

отмечались кратковременные поднятия, сопровождавшиеся размытием накопившихся отложений. Такое усиление поднятий происходило, в частности, в начале среднемиоценового времени. В целом, поднятия, обрамлявшие Зайсанскую впадину, возвышались над ней незначительно. С них происходил снос в основном глин, алевроитов, временами песков. Судя по мощности осадков, амплитуда прогибания во впадине не превышала нескольких сотен метров.

Джунгарская впадина в верхнем миоцене резко сократилась по площади и нисходящими движениями практически был охвачен только Южно-Джунгарский прогиб. В нем отлагались в основном песчанистые и глинистые осадки, причем роль последних существенно увеличивалась к северу с удалением от поднятий, обрамлявших впадину с юга. В плиоцене Южно-Джунгарский прогиб значительно расширился в восточном и северном направлениях. Именно к этому времени приурочено образование коридора между поднятиями Борохоро и Богдошань. Одновременно с усилением интенсивности прогибаний происходил рост поднятий, обрамлявших впадину с юга. С них в нижнеплиоценовое время поступает более грубый, чем ранее, обломочный материал — пески, галечники и конгломераты, роль которых с течением времени все более и более возрастала.

Прогибания, происходившие в Южно-Джунгарском прогибе, были очень интенсивными. Амплитуда их превышала 1500 м. Сам прогиб продолжал сохранять резко асимметричную форму с крутым южным и по-





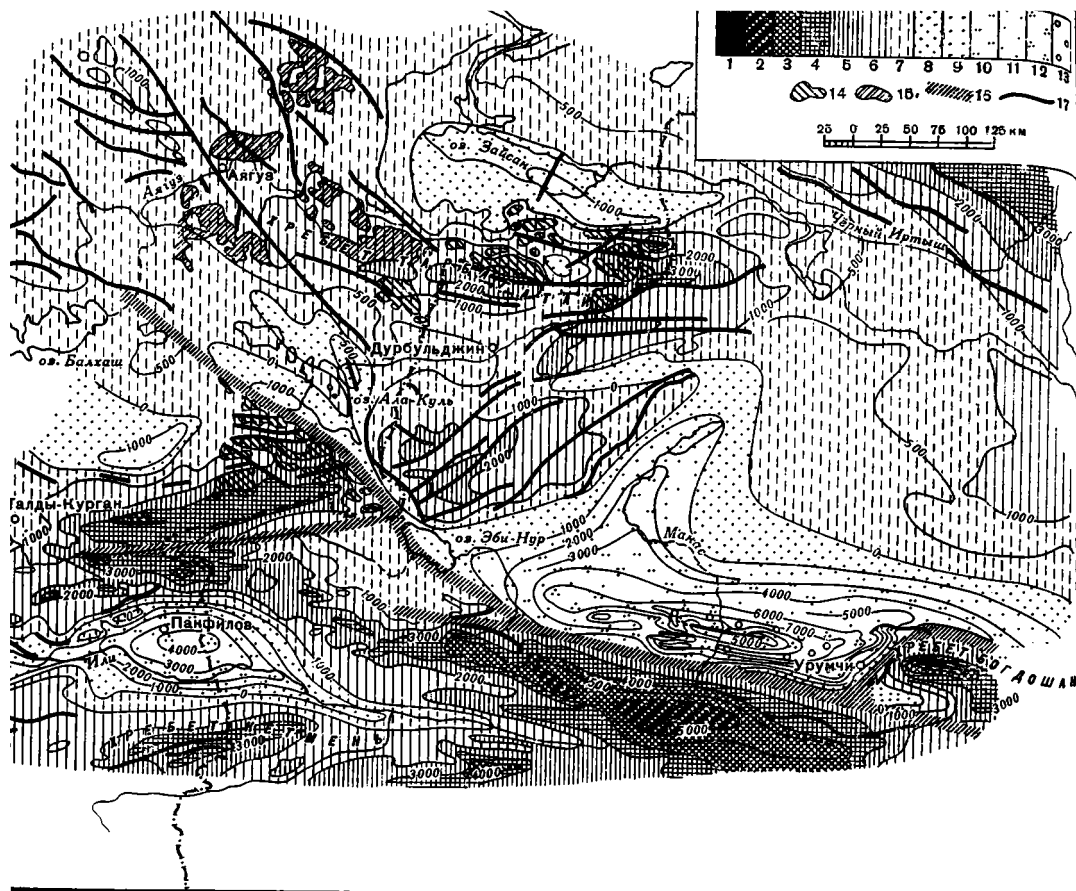


Рис. 9. Схема альпийской тектоники Восточного Казахстана и Джунгарии

Области поднятий с интенсивностью: 1 — более 6000 м; 2 — от 5000 до 6000 м; 3 — от 4000 до 5000 м; 4 — от 3000 до 4000 м; 5 — от 2000 до 3000 м; 6 — от 1000 до 2000 м; 7 — от 0 до 1000 м. Области опусканий с интенсивностью: 8 — от 0 до 1000 м; 9 — от 1000 до 2000 м; 10 — от 2000 до 4000 м; 11 — от 4000 до 6000 м; 12 — от 6000 до 7000 м; 13 — более 7000 м. 14, 15 — останцы поверхности выравнивания: 14 — хорошо сохранившиеся; 15 — плохо сохранившиеся; 16 — зоны глубинных разломов; 17 — прочие разрывы

ме (рис. 9), на которой в изолиниях показан суммарный эффект тектонических движений для всего альпийского времени.

Области наибольших опусканий уже в начале верхнего плиоцена значительно сократились. В их пределах повсеместно происходило накопление грубообломочных осадков, представленных преимущественно конгломератами, галечниками, песками, материал для образования которых поступал с интенсивно растущих поднятий. Лишь в центральных частях некоторых значительных по площади впадин, таких как Илийская, Джунгарская, Зайсанская, происходило накопление относительно более тонкого материала: песков и глин. Интенсивность прогибаний сильно возросла в эоплейстоцене. Амплитуда опускания в Илийской впадине составляет более 1500 м, в Южно-Джунгарской 2000 м, а в Алакульской местами превышает 500 м.

Области поднятия, охваченные интенсивными восходящими движениями, в эоплейстоцене распадались на ряд относительно поднятых и опущенных блоков, разделенных разрывами. В плейстоцене сохранилась та же направленность тектонических движений, которая была характерна и для эоплейстоцена. Их интенсивность осталась очень высокой при

значительной дифференцированности в пространстве и времени при общем преобладании восходящих движений. Показателем высокой подвижности территории является, в частности, высокий уровень ее сейсмической активности, особенно в южной части региона, входящей в зону 9-балльных землетрясений (Горбунова, 1964).

В заключение отметим специфические особенности истории развития Восточного Казахстана и Джунгарии в альпийское время и попытаемся сформулировать основные выводы.

Как было показано, триасовое время являлось переходным между герцинским и альпийским этапами. Последний начался с конца триаса, когда на значительной территории начали развиваться нисходящие движения. Альпийский этап представляется возможным разделить на две стадии, отличающиеся друг от друга характером проявления тектонических движений. Первая из них — платформенная, охватывающая триас, юру, мел и большую часть палеогена. Для первой половины этой стадии характерно развитие нисходящих движений, наметившихся в верхнем триасе и получивших наибольшее выражение в конце средней юры. Вторая половина характеризуется уменьшением роли нисходящих движений, проявившихся с верхней юры и получивших наибольшее развитие в верхнемеловое и ниже-среднепалеогеновое время.

Вторая стадия — активизация тектонических движений, охватывавшая конец палеогена и остальную часть кайнозоя, характеризовалась очень высокой подвижностью территории. В течение первой половины этой стадии в большей степени проявилась тенденция развития нисходящих движений, интенсивность которых постоянно увеличивалась, начиная с верхнего палеогена и кончая нижним плиоценом. В противоположность этому во второй половине этой стадии особенно резко проявились дифференцированные восходящие движения, приведшие к формированию современной структуры территории и ее рельефа.

Важной особенностью развития рассматриваемого региона в альпийское время было отчетливое проявление различий в характере тектонических движений между его северной и южной частями. Будучи еще слабо выраженными на стадии платформенного развития, они стали особенно показательными в ходе тектонической активизации. Южная часть региона отличалась значительно более интенсивными и резко дифференцированными тектоническими движениями. Эта особенность проявилась в ходе процесса активизации и сохранилась до настоящего времени, что подтверждается данными по сейсмичности региона (Горбунова, 1964). Затухание тектонической подвижности происходило не только в северном, но и в западном направлениях.

Важно подчеркнуть, что рассматриваемый регион в альпийское время в целом развивался по структурному плану, унаследованному с палеозоя.

Специфической особенностью региона является существование Южно-Джунгарского прогиба, приуроченного к зоне глубинного разлома и развивавшегося почти непрерывно на протяжении всего альпийского времени. Суммарная мощность накопившихся в нем мезозойско-кайнозойских осадков превышает 7000 м. Особенностью этого прогиба является высокая тектоническая подвижность не только в ходе активизации тектонических движений, но и при платформенном развитии. В Южно-Джунгарском прогибе в конце плиоцена произошло обращение режима тектонических движений, и в его наиболее прогибавшейся части начало развиваться поднятие.

Наконец, следует остановиться на тех чертах сходства и различия, которые рассмотренный регион имеет с другими в области активизации тектонических движений. Несомненно, что наибольшее сходство обнаруживается при его сопоставлении с расположенным южнее Тянь-Шанем. Оно заключается, в частности, в одинаковой интенсивности и дифферен-

цированности тектонических движений в ходе обеих выделяемых стадий — платформенной и активизации, проявившихся в обоих регионах в одно и то же время; в своеобразном положении триасового времени в качестве переходного между герцинским и альпийским этапами. Это сходство простирается даже и на развитие таких структурных элементов, как приразломные прогибы, испытывавших очень интенсивное прогибание еще на платформенной стадии развития. Существование таких прогибов отмечается в обоих сравниваемых регионах. В Тянь-Шане — это Ферганский, а в Джунгарии — Южно-Джунгарский прогиб.

Отличия между этими регионами не являются существенными и относятся в основном к платформенной стадии развития. В числе их может быть отмечена несколько большая роль, интенсивность и продолжительность нисходящих движений на этой стадии для рассматриваемого региона, несколько большая продолжительность развития Южно-Джунгарского прогиба, по сравнению с Ферганским, разное время обращения режима тектонических движений в них.

Существенное различие в ходе процесса активизации заключается в том, что в рассматриваемом регионе он начался с резко выраженных нисходящих движений, тогда как в пределах Тянь-Шаня развивались резко дифференцированные движения с преобладанием восходящих.

Тем не менее мы полагаем, что развитие этих регионов в альпийское время происходило в очень сходной тектонической обстановке, что в особенности относится к стадии активизации. В связи с этим мы склонны отнести их к одному типу по характеру тектонического развития на этой стадии — Тянь-Шаньскому, для которого характерно интенсивное, резко дифференцированное проявление новейших тектонических движений с преобладающей ролью восходящих в заключительной части стадии. В качестве других типов могут быть намечены еще два: Байкальский с интенсивными резко дифференцированными тектоническими движениями при ведущей роли нисходящих на протяжении всего хода активизации и Алтае-Саянский, для которого характерна значительно меньшая интенсивность и дифференцированность тектонических движений при ведущей роли восходящих.

#### Литература

- Белянкин Л. Ф., Воронцов В. В. Литолого-минералогическая характеристика нижнемезозойских отложений Кендерлыкской мульды. В кн. «Некоторые вопросы геологии Азиатской части СССР». Изд-во АН СССР, 1959.
- Борисов Б. А., Ильинская И. А., Мартинсон Г. Г., Хозацкий Л. И. Верхний мел и палеоген — неоген Зайсанской впадины. Мат-лы по регион. стратигр. СССР. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 94, 1963.
- Бувалкин А. К. К вопросу о тектонических движениях мезозоя Восточного Казахстана. Изв. АН КазССР. Сер. геол., вып. 3, 1960.
- Бувалкин А. К., Власов В. И. Триасовые отложения Южного Казахстана. Изв. АН КазССР. Сер. геол., вып. 4 (45), 1961.
- Бувалкин А. К., Жаймин М. И. Алакульский угленосный район. Изв. АН КазССР. Сер. геол., вып. 1 (30), 1958.
- Василенко В. Е. Геологическая история Зайсанской впадины. Гостехиздат, 1961.
- Власов В. И. Новые данные о возрасте и угленосности мезозойских отложений юго-восточного Казахстана. Вестн. АН КазССР, № 5, 1962.
- Воскобойников М. Е. Стратиграфия мезо-кайнозойских отложений северных предгорий Кетменского хребта. Изв. АН КазССР. Сер. геол., вып. 13, 1951.
- Гзовский М. В., Крестников В. Н., Нерсесов И. Л., Рейснер Г. И. Новые принципы сейсмического районирования на примере центральной части Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, Сер. геофиз., № 2, 3, 1960.
- Гокоев А. Г. О мезозойском вулканизме Восточного Казахстана. Изв. АН КазССР. Сер. геол., вып. 15, 1962.
- Горбунова И. В. Изучение сейсмического режима Джунгарской и Северо-Тянь-Шаньской зон. Тр. ИФЗ АН СССР, № 32 (199), 1964.
- Иванов А. Х. Стратиграфия бассейна Бороталы в Джунгарском Ала-Тау. Сов. геология, № 9, 1962.

- К а с с и н Н. Г. Гидрогеологические исследования, произведенные в области Кетменского хребта и южных склонов Джунгарского Ала-Тау в 1916 г. Мат-лы по гидрогеологии, вып. 6—7, 1927.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Петрографические данные о конгломератах в основании юрских слоев Северных предгорьев Саура. Изв. ГГРУ, т. 149, № 8, 1930.
- К р е с т н и к о в В. Н. История развития структуры и сейсмичности Северного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1954.
- К р е с т н и к о в В. Н. О влиянии палеозойского структурного плана на развитие поднятий Северного Тянь-Шаня в неогене и четвертичном периоде. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 30 (6), 1955.
- К р е с т н и к о в В. Н. О связи геологических и сейсмических явлений Тянь-Шаня. Бюл. Совета по сейсмологии, № 3, 1957.
- К р е с т н и к о в В. Н. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. Изд-во АН СССР, 1962.
- К р е с т н и к о в В. Н., Рейснер Г. И. Альпийская тектоника центральной части Тянь-Шаня. Сов. геология, № 12, 1960.
- К у р д ю к о в К. В. Возраст Джунгарского разлома. Изв. АН СССР, сер., геол., № 6, 1954.
- К у р д ю к о в К. В., Смеловская М. М. Третичные отложения южной части Зайсанской котловины, в кн. «Вопросы геологии Азии», т. 1, Изд-во АН СССР, 1954.
- Л а в р о в В. В. Палеогеновые угленосные и рудные формации Казахстана и Западной Сибири. В сборнике статей младш. научн. сотрудн. геол. учрежд. АН СССР, вып. 4, Изд-во АН СССР, 1961.
- М о н с е е н к о Ф. С., Невский Г. К. Некоторые данные о мезозойских континентальных отложениях Джунгарской впадины. Геол. и геохим., вып. 3 (9), 1960.
- Н е х о р о ш е в В. П. Материалы к познанию кайнозойской истории Зайсанского края. Тр. ГГРУ, вып. 66, 1931.
- Н е х о р о ш е в В. П. Угольные месторождения Призайсанского района. В кн. «Ископаемые угли Казахстана». Издание Казах. геол. треста, т. 1, вып. 3, 1938.
- Н е х о р о ш е в В. П. Хребет Саур. Очерки по геологии Сибири. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, вып. 9, 1941.
- Обручев В. А. Пограничная Джунгария. Зап. геогр. о-ва СССР, Нов. сер., т. 2, 1948.
- С а и д о в Н. М. Мезо-кайнозойские континентальные отложения Джунгарской впадины. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1956.
- Т у а е в Н. П. К стратиграфии Джунгарии. Сов. геология, № 5, 1963.
- Ф и л и п п е в Г. П., Рабкин Ф. С. О неогеновых отложениях Илийской впадины. Вестн. АН КазССР, № 6, 1962.
- Ч а к а б а е в С. В. К находке морских фораминифер в Илийской впадине. Изв. КазССР. Сер. геол., вып. 21, 1955.
- Ш у л ь ц С. С. Геологические исследования континентальных отложений части Илийской впадины. Изв. ГГРУ, вып. 46, 1931.

Институт Физики земли  
им. О. Ю. Шмидта  
АН СССР

Статья поступила  
4 октября 1965 г.

V. N. KRESTNIKOV & G. I. REYSNER

## THE NEOTECTONICS OF EASTERN KAZAKHSTAN AND JUNGARIA

Eastern Kazakhstan and Jungaria had experienced two phases of tectonic activity during the Alpine orogeny. The phase developed in the Triassic, Jurassic, Cretaceous time and the greater part of Paleogene is characterized by platform — type tectonic movement, the falling motion being preponderant in the beginning and the rising one in the end. These movements had become activated since the end of the Paleogene, and it ought to be stressed that depressions developed mostly during the first half of the activation phase, while intensive, sharply differentiated, and in most cases upwardly directed movements were characteristic of the last half. The Alpine developments in Eastern Kazakhstan and Jungaria were quiet similar to those in the Tien Shan, and these territories may be, therefore, regarded as a structurally united entity.

Earth's Physics Institute named  
after O. Ju. Schmidt  
Academy of Sciences of  
the USSR

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.24(477)

Ю. Г. ЕРМАКОВ

О СТРУКТУРЕ ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА  
И ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКО — ПАЛЕОЗОЙСКОГО ПЛАТФОРМЕННОГО  
ПОКРОВА ЮЖНОГО СКЛОНА УКРАИНСКОГО ШИТА

Результаты проведенных в последние годы геологосъемочных, геологоразведочных, сейсмических и электроразведочных работ позволяют уточнить схему структуры поверхности фундамента окраинной Причерноморской впадины Украинского щита, составленную в 1959 г. М. В. Чирвинской и Б. Л. Гуревичем.

Представляется целесообразным выделить по характеру колебательных движений слабоподвижную часть южного склона Украинского кристаллического щита с глубиной залегания фундамента до 2500 м и краевую подвижную зону с глубиной залегания фундамента до 5000 м и более (рисунок).

Южный склон Украинского щита отделен от приподнятой центральной части (Центрально-Украинского выступа) субширотной Ямполь-Ореховской (Северо-Причерноморской) зоной разломов (Матвиенко, 1961; Ермаков, 1965). Северо-Причерноморская зона разломов фундамента контролирует распространение меловых, палеоценовых и эоценовых морских отложений и перекрывается олигоценowymi и неогеновыми отложениями, мощности которых к северу от зоны разломов незначительны, а к югу быстро увеличиваются до нескольких десятков и сотен метров. Неогеновые и палеогеновые отложения вдоль Северо-Причерноморской зоны разломов флексуобразно изогнуты.

С юга южный склон Украинского щита ограничен Комрат-Алексеевской (Южно-Причерноморской) зоной разломов, морфологически выраженной региональным субширотным тектоническим уступом. Наиболее четко выраженная в рельефе фундамента Северо-Каркинитская часть уступа протягивается, по данным сейсмо- и электроразведочных работ, от южной оконечности Тилигульского лимана к Красно-Перекопску. Верхняя кромка уступа располагается на гипсометрическом уровне — 2400—2500 м. Перед уступом, с юга, в районе между Ягорлыкским лиманом и г. Скадовском, наблюдается узкий и глубокий желоб. Амплитуда опускания наиболее опущенной части его 4700 м. На востоке продолжением Северо-Каркинитской части тектонического уступа является Северо-Сивашская часть, установленная сейсморазведочными и буровыми работами. Верхняя кромка уступа располагается здесь на гипсометрическом уровне — 2400—2500 м. К югу от уступа фундамент погружается на глубину более 5000 м. Западным продолжением тектонического уступа является Комрат-Одесская часть, установленная по наличию здесь тектонического уступа поверхности палеозойских пород. К югу от Комрат-Алексеевской (Южно-Причерноморской) зоны разломов расположена краевая подвижная зона южного склона Украинского щита.

В пределах южного склона Украинского щита можно выделить две крупные группы блоков фундамента, разграниченные Братско-Перекопской зоной разломов: западную (Прикаркинитскую) и восточную (Присивашскую). В пределах Прикаркинитской группы блоков средняя глубина залегания кристаллического фундамента 800—1000 м, в пределах Присивашской группы — 1200—1400 м. Эти две ступенчатообразно погружающиеся с северо-запада на юго-восток группы блоков разделены крупными эрозивно-тектоническим желобом, прослеживающимся, по данным буровых и электроразведочных работ, в северо-западном направлении от с. Красно-Перекопское к местечку Братское. В районе последнего, по данным геологосъемочных работ, на простирании желоба в обнажениях и по скважинам наблюдается дробление и милонитизация гнейсов и гранитоидов, слагающих фундамент Украинского щита. Очевидно, этот желоб, названный нами Братско-Перекопским, заложен в зоне регионального тектонического нарушения, разделяющего восточную (Присивашскую) и западную (Прикаркинитскую) части южного склона Украинского щита.

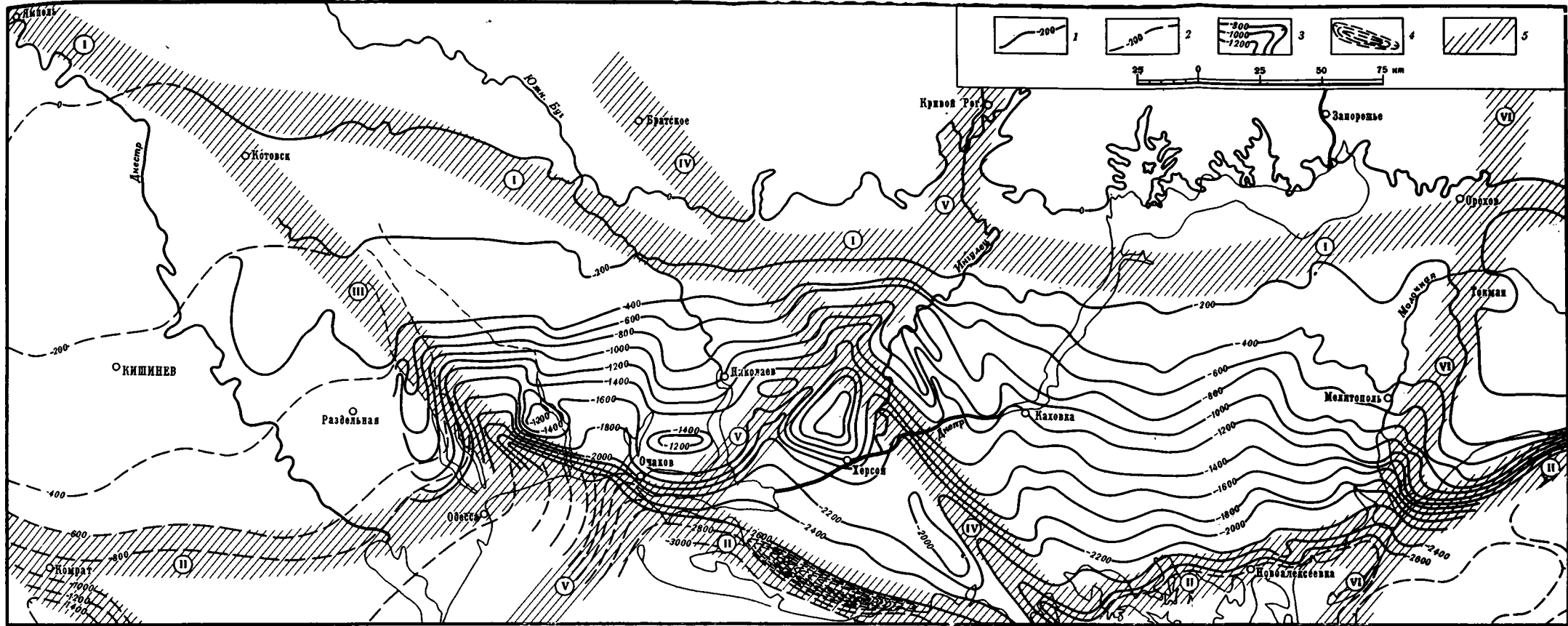


Схема структуры поверхности фундамента и верхнепротерозойского — палеозойского платформенного чехла внутренней зоны южного склона Украинского кристаллического щита

Гипсометрия поверхности: 1 — линии относительно равных глубин залегания поверхности фундамента; 2 — линии относительно равных глубин залегания поверхности верхнепротерозойских — палеозойских пород. Эрозионно-тектонические желоба: 3 — денудационные желоба; 4 — желоба проседания фундамента. Разломы фундамента: 5 — основные зоны разломов фундамента, находящие отражение в изменении фаций и мощностей меловых, палеогеновых и неогеновых отложений. Цифры на схеме — зоны разломов фундамента: I — Ямполь-Ореховская (Северо-Причерноморская), II — Комрат-Алексеевская, III — Ямполь-Одесская, IV — Братско-Перекопская, V — Криворожско-Очаковская; VI — Орехово-Павлоградская (Западно-Приазовская)

Западная, Прикаркинитская, группа блоков фундамента состоит, в свою очередь, из двух ступеней — двух групп блоков: Днестровско-Прутской (Западно-Прикаркинитской) и Николаевской (Восточно-Прикаркинитской), разделенных Ямполь-Одесской зоной разломов северо-западного простирания, являющейся северо-восточной границей распространения позднепротерозойских — палеозойских платформенных отложений (Ермаков и др., 1964). Время заложения (или максимальной активизации) Ямполь-Одесской зоны разломов — поздний протерозой, так как к юго-западу от нее на опустившейся архейской — нижнепротерозойской Западно-Прикаркинитской плите в кембрии и силуре происходило накопление мощной толщи раннепалеозойских платформенных осадков. В настоящее время архейский — нижнепротерозойский фундамент Западно- и Восточно-Прикаркинитской групп блоков находится в среднем на одном гипсометрическом уровне — 1000 м (Кишинев — Николаев). Зато эрозионная поверхность нижнепалеозойских платформенных отложений, распространяющихся к западу от Ямполь-Одесской зоны разломов фундамента, находится в настоящее время на гипсометрическом уровне — 250 м (район Кишинева), указывая на неоднократные разнонаправленные движения участков земной коры, расположенных к западу и востоку от вышеуказанной тектонической зоны.

Братско-Перекопская и Ямполь-Одесская зоны разломов имеют северо-западное простирание и, очевидно, одновозрастны.

Крупнейший тектонический желоб — Молочанский, заложенный в Западно-Приазовской зоне разломов северо-восточного простирания, описанной М. Ф. Носовским (1957) под названием Приазовской, отделяет с востока Присивашскую группу блоков от высоко приподнятого Приазовского выступа Украинского щита. Аналогичный крупный тектонический желоб северо-восточного простирания прослеживается, по данным бурения и электроразведочных работ, от г. Кривого Рога (на севере) в юго-западном направлении к г. Очакову. Криворожско-Очаковский желоб заложен в зоне крупного тектонического нарушения южного склона Украинского щита, контролирующего, как показали исследования, проведенные автором, распространение к западу отложений олигоцена, раннего и среднего миоцена. Юго-западное продолжение Криворожско-Очаковской зоны разломов фундамента прослеживается, по геофизическим (магнитометрическим) данным, вдоль северо-западной береговой линии Черного моря. Интересно, что юго-западное продолжение Криворожско-Очаковской тектонической зоны за пределами территории СССР должно совпадать с Калиакрийской зоной разломов, показанной Д. Ярановым (1960) на тектонической схеме Болгарии вдоль северо-западного побережья Черного моря.

Кроме крупных тектонических желобов, протягивающихся на сотни километров и отвечающих крупным региональным зонам разломов фундамента, в пределах каждой группы блоков внутренней зоны южного склона Украинского щита наблюдаются более мелкие короткие желоба, ограничивающие отдельные блоки. Желоба денудации, выявленные нашими построениями, образовались в пределах южного склона Украинского щита в домеловый период, когда докембрийский фундамент на протяжении более 350 млн. лет претерпевал денудацию, особенно интенсивную в тектонически ослабленных зонах. Меловая (альб-сеноманская) транспрессия экранировала желоба денудации, которые в дальнейшем продолжали существовать в качестве желобов проседания, образовавшихся в осадочном чехле в результате унаследованных разнонаправленных движений фундамента по обеим сторонам тектонических зон. В настоящее время многие древние зоны разломов продолжают активно существовать, и поднимающиеся по ним отдельные блоки обтекаются современными реками. Характерным примером является относительно приподнимающийся Николаевский блок, протягивающийся с севера, от м. Новая Одесса, на юг в виде клина, расширяющегося в сторону Днепровского лимана. Николаевский выступ фундамента составляет основание Бугско-Березанского междуречья. Южный Буг с востока, а речки, впадающие в Березанский лиман, с запада оконтуривают Николаевский выступ, наследуя в плане тектонические желоба, ограничивающие Николаевский блок. Николаевский выступ разделен на северную и южную части широким желобом на широте с. Каменки. Широкие уступы, отделяющие блоки друг от друга, ограничивая отдельные блоки, расположены кулисообразно и на большие расстояния не прослеживаются.

## Литература

- Ермаков Ю. Г. О Северо-Причерноморском эрозионно-тектоническом уступе. Геологический ж., т. XXV, вып. 2, 1965.
- Ермаков Ю. Г., Капинос Н. Н., Новодрен В. С., Соломатин М. Д. О юго-восточном продолжении Ямпольской зоны разломов в пределах Причерноморской впадины. Геологический ж., т. XXV, вып. 4, 1965.
- Матвиенко Е. М. Тектонические нарушения третичного периода на территории Украинского кристаллического массива. Сов. геология, № 1, 1961.
- Носовский М. Ф. О меридиональном тектоническом разломе в юго-восточной (Приазовской) части Украинского кристаллического массива. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1957.

УДК 551.243.4(571.53)

В. Г. ГЛАДКОВ, В. И. СИЗЫХ, И. Н. ФОМИН, В. А. ФОМИНА

### АРКОГЕННЫЙ НАДВИГ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗАГАНСКОГО ХРЕБТА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Значительное распространение в Западном Забайкалье надвигов, развитых в основном в краевых частях сводов, обусловлено линейным короблением фундамента (Флоренсов, 1954, 1960, 1965; Данилович, 1960, 1963). Основываясь на известной концепции Е. В. Павловского, В. Н. Данилович предложил такие нарушения выделить в особый новый генетический тип — аркогенные надвиги (Данилович, 1963). Описания их, исключая краткую характеристику (Данилович, 1960, 1963), в литературе отсутствуют. Тем не менее аркогенные надвиги играют существенную роль в геологическом строении Западного Забайкалья, и формы проявления их, по-видимому, более сложные, чем это представляется в настоящее время. В частности, по северо-западной окраине Заганского хребта (в районе с. Старый Заган) авторы установили зону надвигов и поддвигов с характерным комплексом мелких структурных элементов.

Наличие продольных разрывных нарушений северо-восточного простирания в краевой части Заганского хребта отмечали многие исследователи. По данным Б. А. Иванова, В. А. Новикова, Д. Д. Сагалуева (Данилович, 1960), они протягиваются более чем на 70 км при видимой ширине зоны разрывов 5—6 км. В. Н. Данилович (1960) указал, что контакт между палеозоем и юрой представлен пологим надвигом: мощной пачкой надвинутых друг на друга чешуй, состоящих из конгломератов, песчаников и эффузивов, перекрытых чешуями гранита. Чешуи, по его данным, маркируются черными плотными милонитами, образующими «прослойки» мощностью 0,5 м и больше.

Изучение нами коренных обнажений вдоль тракта Мухор-Шибирь-Бичура (в районе с. Старый Заган), представляющих собой прекрасный естественный разрез краевой части Заганского свода, позволило уточнить характер тектонического нарушения между гнейсовидными гранитами и гранито-гнейсами заганского комплекса и мезозойскими конгломератами.

Граниты в рассматриваемом участке заходят в конгломераты двумя клиньями, а также встречаются в виде отдельных тектонических линз небольших размеров (рис. 1—3). Среди гранитов заганского комплекса протерозойско-нижнепалеозойского возраста преобладают средне- и мелкозернистые биотитовые и биотит-роговообманковые разновидности с отчетливой гнейсовидной текстурой. Наиболее гнейсифицированные граниты находятся на периферии Заганского хребта. Для них характерно параллельное расположение полосок темноцветных минералов, что придает породе облик гнейсов. В центральной части Заганского хребта гнейсовидные граниты постепенно сменяются более массивными. Существенной особенностью заганских гранитов является то, что они послойно инъецируют гнейсы и кристаллические сланцы докембрийской Хангар-Ульской толщи и содержат пегматитовые и аллитовые жилы.

Конгломераты, по-видимому, среднеюрского возраста, являются частью тех, которые развиты по южному борту Тугнуйской впадины. В основном, они крупногалечные и валунные. Окатанность галек и валунов обычно хорошая. В зоне надвига конгломераты метаморфизованы. Гальки сильно удлиненные, иногда вместе с цементом собраны в мелкие складки. Цемент представляет собой кварцево-альбито-серпичитовый сланец. Гальки состоят из: крупно- и среднезернистого лейкократового гранита (50%), средне- и мелкозернистого лейкократового гранита (14%), кислого эффузива (14%), туфолавы кислого состава (9%), кварцита (9%), разгнейсованного гранита (6%), крупнозернистого сленита, пегматита и кварца (менее 5% каждого). Размеры обломков варьируют в широких пределах (от 40 до 5 см по длинной оси). Количество гальки — от 10 до 50 штук на 1 м<sup>2</sup>. Примечательно, что в гальках нами не были обнаружены рассланцованные и милонитизированные граниты заганского комплекса.

На контакте между гранитами и конгломератами в большинстве случаев развиты милониты — черные до темнозеленых тонко- и мелкозернистые породы. Милониты залегают согласно с расланцеванием в гранитах и конгломератах, реже секут их под



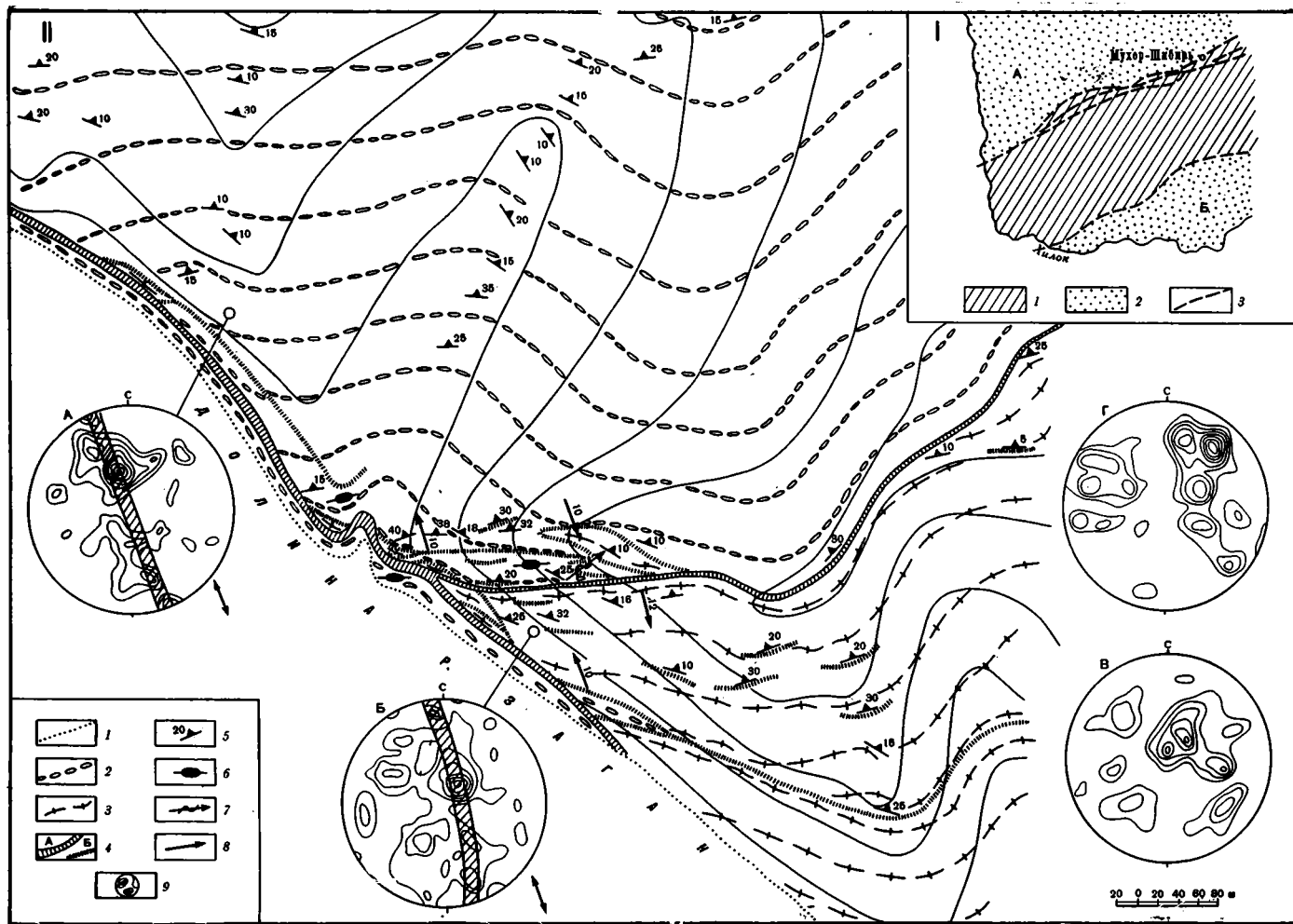


Рис. 1. Геологическое строение Заганского аркогенного надвига

1 — Схема расположения разрывных нарушений в краевых частях Заганского хребта (по В. А. Новикову и П. И. Налетову) 1 — Заганский свод, 2 — межгорные впадины: А — Тугунуйская и Б — Хилок-Чикойская; 3 — разрывные нарушения. II — Схематическая геологическая карта правобережья р. Заган южнее с. Мухор-Шибирь

1 — граница четвертичных отложений; 2 — мезозойские (среднеюрские?) расланцованные конгломераты; 3 — гнейсовидные граниты и гранитоиды протерозоя — нижнего палеозоя; 4 — зоны мионитов: А — крупные, Б — мелкие; 5 — расланцевание и его ориентировка; 6 — погружение шарниров складок; 7 — погружение шарниров зеркал скольжения с направлением перемещения; 8 — круговые диаграммы трещиноватости: А — в конгломератах (100 замеров, 1—2—4—6—8—10—12—14—16%); Б — в расланцованных и мионитизированных гранитах (50 замеров, 0—7—2—4—6—8—10%); В и Г — в расланцованных гранитах расположенных в 2 и 5 км к югу от участка (110 и 85 замеров, 1—2—4—6—8—10% и 1—2—3—6—9—12—15%); на диаграммах А и Б стрелками показана ориентировка пояса трещин

небольшим углом с падением в сторону осевой части свода (рис. 2). Наиболее мощным и выдержанным является прослойка милонитов в нижней части правого склона р. Заган, прослеживающаяся как на контакте гранитов и конгломератов, так и в самих конгломератах. Мощность ее непостоянна и варьирует от 10—30 см до 1—2 м. Вблизи этих милонитов и выше их по разрезу отмечаются многочисленные тектонические линзы конгломератов и гранитов. При этом отдельные тектонические линзы гранитов удалены на расстояние 500—600 м к северо-востоку от главного поля их развития. Породы, примыкающие к милонитам, также значительно милонитизированы, рассланцованы и трещиноваты; в них отмечаются проявления линейно-ориентированных структурных элементов — будин, складок волочения и др. Все эти данные свидетельствуют, что

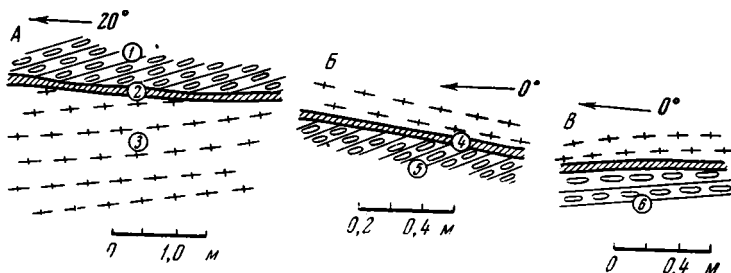


Рис. 2. Соотношения залегания милонитов с рассланцеванием пород

А — кососекающее положение милонитов (элементы залегания: 1 — аз. пад. 20°, угол 20°; 2 — аз. пад. 10°, угол 10°; 3 — аз. пад. 0°, угол 40°); Б — кососекающее положение милонитов по отношению к рассланцованным конгломератам (4 — аз. пад. 120°, угол 10°; 5 — аз. пад. 355°, угол 28°); Б' — согласное положение милонитов (6 — аз. пад. 345°, угол 18°)

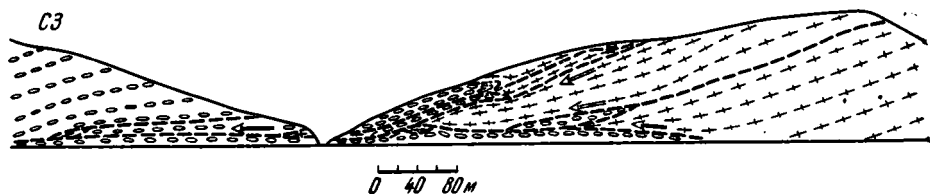


Рис. 3. Поперечный разрез Заганского аркогенного надвига (схематическая зарисовка обнажений вдоль тракта); стрелками показано направление движений чешуй

рассматриваемые милониты фиксируют основной сместитель, проявившийся в краевой части свода. Судя по линейно-ориентированным структурным элементам (Гладков, 1965), всяческое крыло по основному сместителю двигалось в северо-западном направлении по азимуту 330—345°. В этом перемещении участвовали как граниты, так и перекрывающие их конгломераты.

Выше по склону от основного сместителя отмечается еще ряд полос милонитов, фиксирующих параллельные разрывные смещения. Одна из них ограничивает сверху крупный «язык» гранитов, зашедший в конгломераты. Комплекс линейно-ориентированных структурных элементов, проявившихся близ этого сместителя, свидетельствует о поддвиге гранитов под конгломераты (рис. 3). Как известно, поддвиги фиксируются чрезвычайно трудно, чем обусловлено их редкое описание в литературе. В связи с этим остановимся более подробно на обосновании нашего наблюдения.

Прежде всего, вблизи милонитов широко распространены зеркала скольжения. Судя по бороздам, относительное перемещение всячего крыла происходило по азимуту 130—165°. Наблюдения над будинами и складками волочения (рис. 4) также указывают на ориентировку перемещения в юго-восточном направлении. Будированию подверглись в основном гальки конгломератов, реже граниты. Гальки в плоскости рассланцевания разлинзованы и вытянуты длинными осями по азимуту 50—70°. Форма галеk в поперечном срезе эллипсовидная, линзовидная, ленточная, нередко с одним утоненным концом. Складки волочения чаще фиксируются в конгломератах, шарниры складок ориентированы по азимуту 50—70°—230—250° с пологим наклоном в обе стороны. Осевые поверхности (и осевой кливаж) падают к северо-западу под углами около 20—50°.

Таким образом устанавливается, что по сместителям, ограничивающим «язык» гранитов, происходили перемещения в разных направлениях: по верхнему к юго-востоку (130—165°), по нижнему (основному) к северо-западу (330—340°). Предположение о одновременном движении по этим сместителям в противоположных направлениях

отпадает, так как в породах развиты одни и те же продукты дислокационного метаморфизма, отсутствует наложение движений по общему сместителю в конгломератах. Кроме того, подобное предположение требует обоснования перемены тангенциальных условий в обратных направлениях, что мало вероятно для конкретной геологической обстановки. Наиболее вероятно перемещение пород в северо-западном направлении, в сторону впадины, что отмечено во многих краевых участках сводового поднятия. Приведенный выше фактический материал также свидетельствует о надвигании (по основному сместителю) гранитов краевой части свода на среднеюрские (?) отложения впадины. Кажущееся обратное перемещение конгломератов в верхней части склона обусловлено вдвижением «языка» гранитов в конгломераты. В связи с этим разрывное смещение, ограничивающее «язык» гранитов сверху, представляет собой подвиг. Его

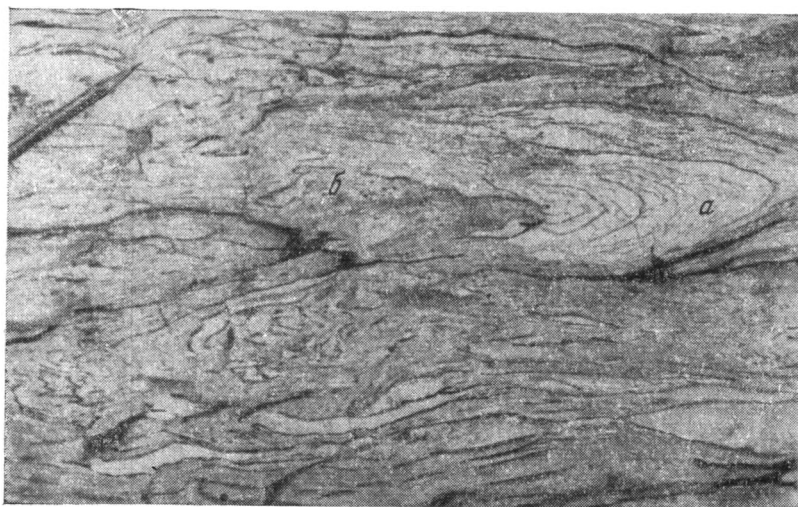
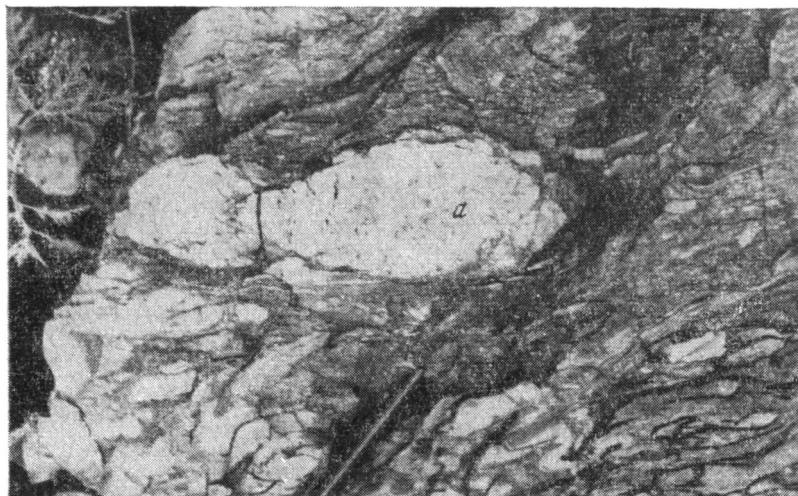


Рис. 4. Тектонические линзы и складки волочения

образование хорошо объясняется наличием упора в конгломератах выше поддвигового смещения. В этом месте в гранитах и конгломератах возникла сложная поперечная к направлению движения складка. Она имеет неправильную форму, является асимметричной, подобной и относится к типу складок течения с незначительными явлениями концентрического скольжения. В средней части складка осложнена локальным разрывным смещением. Размер складки в поперечном сечении около 10 м, падение шарниров более мелких осложняющих складок  $35-55^\circ$ , угол  $6-16^\circ$ , реже  $-250^\circ$ , угол.  $10^\circ$ , осевых поверхностей как правило  $-15^\circ$ , угол.  $28^\circ$ . Характерным для складки является

широкое развитие осевого кливажа, затушевавшего послышное расщепление гранитов.

Выше сместителя поддвига перемещения пород по локальным срывам везде происходило по азимуту 330—340°. Таким образом, для краевой части Заганского хребта в данном участке характерно чешуйчато-надвиговое строение, причем в висячем крыле сместители и многочисленные локальные срывы залегают в большинстве случаев согласно с расщеплением в гранитах и конгломератах и падают в сторону впадины. Таким образом, имеет место дифференциальное «сползание» пород в висячем крыле надвиговой зоны.

Амплитуда надвига может быть вычислена по крайним (северо-западным) перемещенным линзам гранитов в конгломератах. Они удалены по передовой части гранитов на расстояние до 500 м. Последние в свою очередь перемещены по основному сместителю не менее чем на 700 м (прослеживание милонитов до их погружения к осевой части свода). Следовательно, видимая амплитуда перемещения не менее 1200 м и равна в целом, вероятно, 2—3 км.

Рассматривая деформации гранито-гнейсов в удалении от зоны надвигов и поддвигов в сторону осевой части свода на интервале 5—6 км, следует отметить, что поверхности расщепления в породах образуют сложную куполообразную складку, осложненную более мелкими. Шарниры последних погружаются в северо-восточном, реже восточном направлении. В гранито-гнейсах характерны многочисленные зеркала скольжения, фиксирующие сдвиговые, сдвиго-взбросовые, реже сдвиго-сбросовые смещения. Они имеют меридиональное, широтное, северо-восточное простирания и разные углы падения, большей частью около 20—40°. Следовательно, характер перемещения пород в краевой части свода (надвигание и дифференциальное «наплывание» висячего крыла в сторону впадины) и проявление в более удаленных частях свода структурных форм, возникших в условиях сжатия, хорошо объясняется в настоящее время представлением В. Н. Даниловича (1960, 1963) о прерывистом выгибании свода, приводящем к его гравитационному оседанию («расседанию»).

#### Литература

- Гладков В. Г. Линейно-ориентированные структурные элементы в зоне Оловянинского надвига. Геотектоника, № 1, 1965.
- Данилович В. Н. Некоторые закономерности дизъюнктивной тектоники юго-западного Забайкалья. Мат. по геол. и полезн. ископ. БурАССР, вып. 1 (IV), Улан-Удэ, 1960.
- Данилович В. Н. Аркогенный тип надвигов. Геол. и геофиз., № 2, 1963.
- Налетов П. И. Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. Госгеолтехиздат, 1961.
- Флоренов Н. А. О роли разломов и прогибов в структуре впадин байкальского типа. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 1. Изд-во АН СССР, 1954.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1960.
- Флоренсов Н. А. К проблеме механизма горообразования во внутренней Азии. Геотектоника, № 4, 1965.

Иркутский государственный  
научно-исследовательский институт  
редких металлов  
Иркутск  
Читинское геологическое управление  
Чита

Статья поступила  
7 октября 1965 г.

УДК 551.24 + 553.068.6

Г. И. КНЯЗЕВ

#### К СИСТЕМАТИКЕ ЗАМКНУТЫХ РУДНЫХ ПОЯСОВ

При металлогенических исследованиях в последние десятилетия особое внимание уделялось расшифровке рудоконтролирующего значения различного рода разрывных структур. Во многих опубликованных работах и статьях подчеркивалась важная роль в пространственном размещении месторождений полезных ископаемых глубинных разломов, пограничных швов между структурно-фациальными зонами, протяженных зон смятия, расщепления, повышенной трещиноватости и других региональных нарушений.

Рудоконтролирующее влияние перечисленных структурных элементов выражается в линейно-полосовом или цепочковидном расположении рудных районов, узлов и месторождений. Металлогенические зоны линейного типа описаны почти в каждой рудной провинции и выделены в качестве главных рудоконтролирующих структур на металлогенических картах (Урал, Забайкалье, Рудный Алтай, Кавказ, Средняя Азия, Украина, Дальний Восток).

Признавая ведущее значение в размещении гипогенного оруденения тех или иных линейных ослабленных зон и дизъюнктивных нарушений, исследователи нередко интерпретируют их как некие самостоятельные (самодовлеющие) структуры, а не как ограничения блоков земной коры, которыми они являются в действительности. Одноточные разрывы в земной коре — явление крайне редкое. Не подлежит сомнению, что все сколько-нибудь значительные разрывные нарушения являются отражением объемных глыбовых или складчато-глыбовых дислокаций. Поэтому они, как правило, сопряжены с другими нарушениями, ограничивающими блоки.

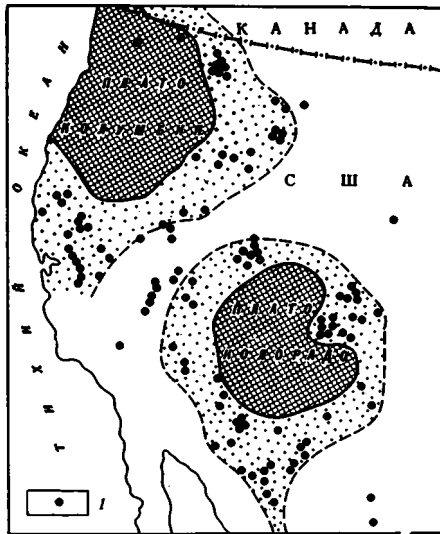


Рис. 1. Рудные пояса вокруг плато Колорадо и Колумбия (по Б. Б. Батлеру)  
1 — рудные месторождения и районы

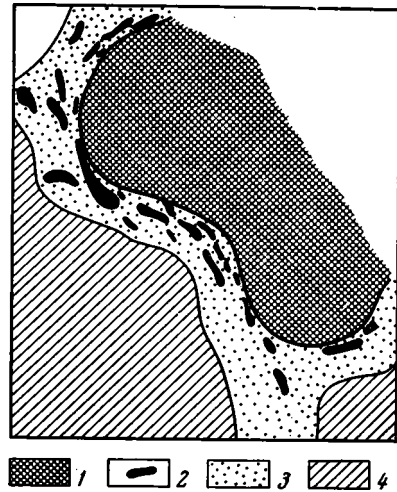


Рис. 2. Рудный пояс, вытянутый вдоль края Колымского массива (по С. С. Смирнову)

1 — Колымский массив; 2 — граниты;  
3 — рудный пояс; 4 — складчатая область

Равным образом и рудоконтролирующие разрывные нарушения, в принципе, должны оконтуривать блоки земной коры на всем доступном наблюдению протяжении, предопределяя тем самым появление замкнутых рудных поясов. Конечно, вследствие разного рода неблагоприятных причин, некоторые интервалы замкнутых рудных поясов (по периметру блоков) могут быть слаборудоносными либо прерывистыми и «пустыми».

В зависимости от величины блоков земной коры масштабы окаймляющих их замкнутых рудных поясов могут быть различными — вплоть до планетарного.

Общезвестно, что большинство постпротерозойских гипогенных месторождений приурочено к геосинклинальным областям, обрамляющим платформы — крупнейшие континентальные блоки земной коры. Так, рудные провинции, расположенные на периферии Сибирской платформы, насыщены гипогенными месторождениями несравненно более густо, чем сама платформа. Совокупность различных рудных провинций, расположенных на периферии Сибирской платформы, составляет весьма протяженный приплатформенный рудный пояс. Русская платформа почти на всем своем протяжении окаймлена цепью рудных провинций.

К окраинам Северо-Американской платформы приурочены многие рудные районы. Плато Колумбия и Колорадо также окружены рудными поясами (рис. 1). Б. С. Батлер (1937) показал, что плато Колорадо в течение длительного времени в дотретичный период представляло собой приподнятую сушу, окруженную областями мощного осадконакопления. В дальнейшем накопленные толщи были интенсивно дислоцированы, интродуцированы и минерализованы. А. М. Бэтман (1949) также указывает, что влияние плато Колорадо на положение рудных районов и «...локализация оруденения в пределах его краевых частей неоспоримы».

Тихоокеанский рудный пояс (Смирнов, 1946), протягивающийся вдоль нескольких платформ, в сущности относится к категории замкнутых рудных поясов планетарного масштаба.

Еще более выразительно проявляется рудоконтролирующее влияние срединных массивов, расположенных внутри геосинклинальных областей. Примерами их могут служить Колымский и Паннонский (Венгерский) срединные массивы.

Колымский массив, как это установили еще в тридцатых годах С. С. Смирнов (1934) и Ю. А. Билибин (1935), контролирует положение Верхоянского золото-оловянного пояса (рис. 2). Выделенный ими рудный пояс вытянут более чем на 1000 км вдоль границы Верхоянской складчатой области с Колымским срединным массивом. Оловянные и золотые месторождения очень густо покрывают окраинный складчатый пояс и значительно реже встречаются в пределах Колымского массива.

Паннонский срединный массив, окаймленный альпийскими складчатыми сооружениями (Онческу, 1960), может служить не менее ярким примером влияния выступов консолидированного фундамента на размещение гипогенного оруденения. Он окружен почти со всех сторон рудными районами (Восточные Карпаты и горы Апусени в Румынии, рудные районы восточной окраины Чехословакии, северных окраин Венгрии и Югославии). Закарпатский рудный район, расположенный в пределах СССР, представляет собой не что иное, как фрагмент (северо-восточный сегмент) рудного кольца, опоясывающего Паннонский срединный массив.

С востока к Паннонскому массиву примыкает еще один — Трансильванский — срединный массив, обрамленный также альпийскими складчатыми зонами (Онческу, 1960), отличающимися обильным проявлением разнообразного гипогенного оруденения (район Бая-Маре, горы Апусени, Восточные и Южные Карпаты). К рудному поясу, окаймляющему Трансильванский срединный массив, тяготеет юго-восточная окраина Закарпатского рудного района СССР (Раховский массив и Чивчинские горы).

По мере детализации геологических и металлогенических карт, охватывающих достаточно обширные территории складчатых областей, все отчетливее и отчетливее вырисовывается рудоконтролирующее значение выступов консолидированного основания и окружающих их более молодых складчатых зон. В особенности это касается областей, претерпевших в постгеосинклинальный этап развития интенсивные складчато-глыбовые дислокации.

Более десяти замкнутых рудных поясов, приуроченных к периферии консолидированных массивов, выявлено в последние годы в Восточном Забайкалье (рис. 3), отличающемся типичным складчато-глыбовым строением (Князев, 1957, 1965). Многочисленные полиметаллические месторождения в этом регионе сконцентрированы в кольцевом юрском мобильном поясе, окаймлявшем Кутомарский консолидированный массив. Большинство редкометалльных месторождений локализовано на периферии Агинского консолидированного массива, в примыкающем к нему юрском мобильном поясе. Многие золоторудные месторождения приурочены к окраинам Борщевочного консолидированного массива. Аналогичная картина в размещении мезозойского гипогенного оруденения наблюдается на примере Шилкинского, Урулюнгуевского, Аленгуевского, Куэнгинского и других консолидированных массивов.

Выделенные консолидированных массивов и окаймляющих их юрских мобильных поясов в условиях Восточного Забайкалья существенно облегчает прогнозирование на полиметаллы, редкие металлы, золото и другие полезные ископаемые. Именно с этих позиций становятся более понятными самые общие закономерности размещения оруденения в пределах полиметаллического, оловянно-вольфрамового и золото-молибденового рудных поясов, выделенных С. С. Смирновым (1944). Теперь находят себе объяснение невыдержанность по простиранию, тупые замыкания на флангах, взаимоперекрывтия и некоторые другие особенности рудных поясов Восточного Забайкалья. Все эти особенности рудных поясов Забайкалья обусловлены влиянием на размещение гипогенного оруденения консолидированных массивов. Проявление оруденения на фоне складчато-глыбовых дислокаций неминуемо приведет к концентрации месторождений в межглыбовых пространствах. Замкнутые контуры консолидированных массивов обуславливают появление окаймляющих их замкнутых овальных и более сложных рудных поясов.

В некоторых районах Восточного Забайкалья подмечено рудоконтролирующее влияние сравнительно небольших блоков, расположенных внутри юрских мобильных поясов, обрамляющих консолидированные массивы. Вдоль границ таких блоков следуют щепочки месторождений и рудопроявлений, образующие замкнутые рудные пояса более мелкие, измеряющиеся в поперечнике километрами, реже первыми десятками километров (Нерчинско-Заводский, Газимуро-Заводский, Александрово-Заводский, Южно-Приаргунский, Хапчерангинский рудные районы) (рис. 4).

Рудоконтролирующее влияние выступов фундамента и консолидированных массивов, не участвующих в позднейшей складчатости, обнаруживается на составленных в последние годы металлогенических картах Урала, Алтае-Саянской области, Средней Азии, Северо-Востока СССР и других регионов.

Во многих рудных провинциях замкнутые рудные пояса остаются, по-видимому, еще не познанными. Заслуживают самого пристального внимания с этой точки зрения, в частности, Казахстан и Украина. В Центральном Казахстане и особенно в Рудном Алтае замкнутые рудные пояса в предварительной форме могут быть намечены уже

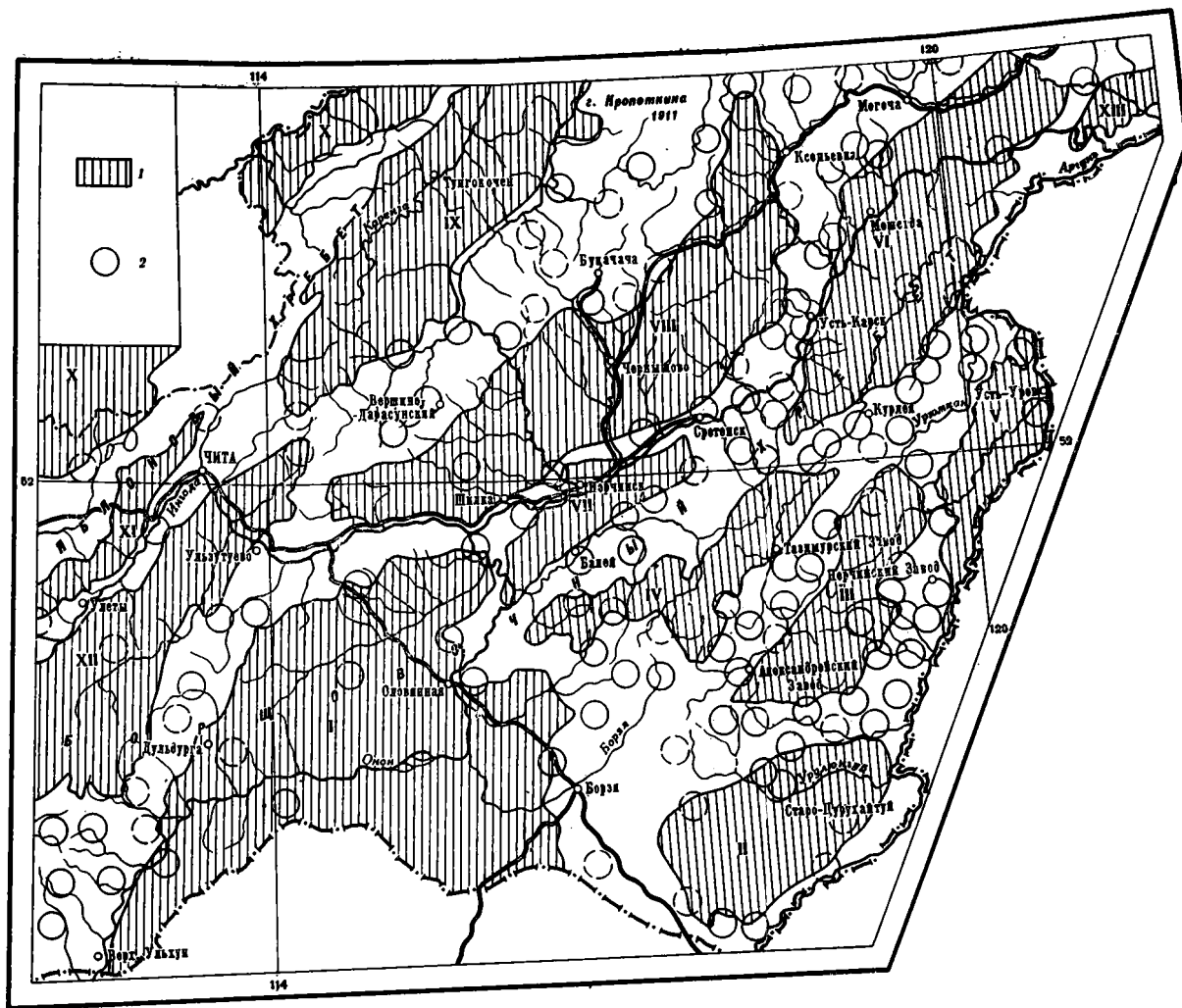


Рис. 3. Юрские консолидированные массивы и окаймляющие их замкнутые рудные пояса в Восточном Забайкалье

1 — консолидированные массивы: I — Агинский; II — Урулюнгуевский; III — Кутомарский; IV — Аленгуйский; V — Уровский; VI — Шилкинский; VII — Борщевочный; VIII — Куэнгинский; IX — Каренгинский; X — Витимский; XI — Хилокский; XII — Ингодинский; XIII — Амазарский; 2 — рудные группы (пунктиром — предполагаемые)

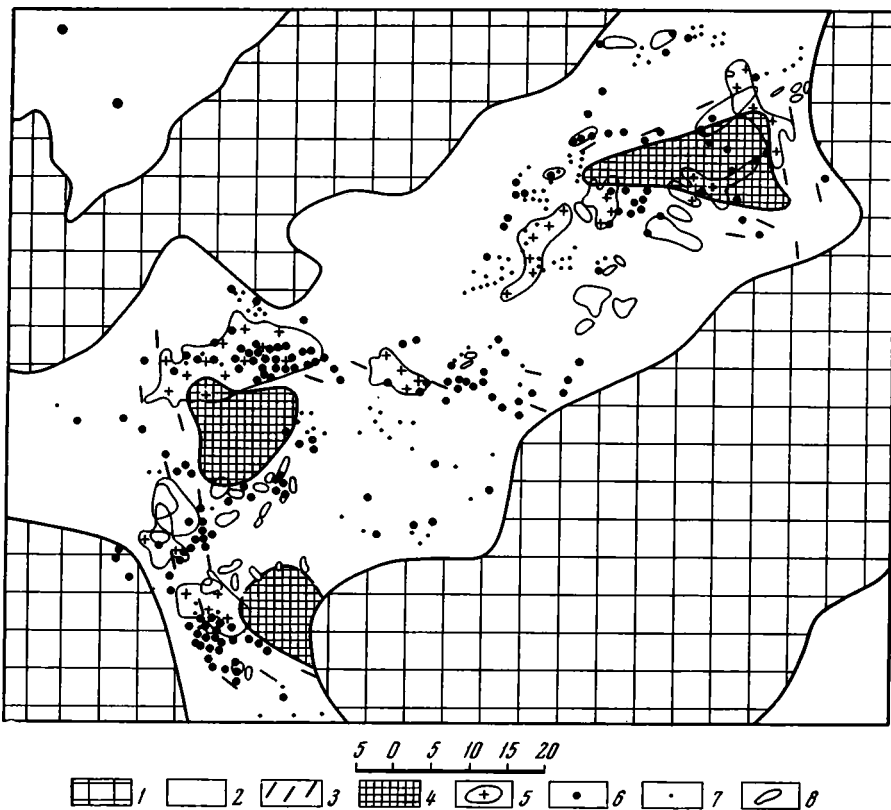


Рис. 4. Схема размещения оруденения в Газимуро-Заводском, Шахтоминском и Александрово-Заводском рудных районах Восточного Забайкалья (по Р. С. Сейфуллину, Ю. С. Гребенщикову, Г. И. Князеву)

1 — консолидированные массивы; 2 — мобильные пояса; 3 — дислокационные и дайковые зоны; 4 — блоки внутри мобильного пояса; 5 — мезозойские интрузивы; 6 — месторождения и рудопроявления; 7 — металлотрические пробы с повышенным содержанием свинца, цинка, молибдена и других металлов; 8 — площадные металлотрические ореолы

на составленных металлогенических картах. Украинский щит с примыкающими к нему палеозойскими и альпийскими складчатыми зонами, несущими разнообразное гипогенное оруденение, также может оказаться «ядром», окруженным замкнутым рудным поясом. Имеются некоторые основания предполагать наличие нерасшифрованных замкнутых рудных поясов и в пределах самого Украинского щита, например в центральной его части (Приднепровье) и в Приазовье, где широко проявилось оруденение в заключительные этапы развития архейско-протерозойской геосинклинали, когда наметилась ее дифференциация на относительно устойчивые поднятия и линейные трогообразные прогибы.

Итак, с учетом масштабов геотектонических элементов, предопределяющих появление замкнутых рудных поясов, последние целесообразно подразделять следующим образом.

1. Планетарные рудные пояса (Тихоокеанский, Средиземноморский).
2. Рудные пояса, протягивающиеся вдоль краев платформ и щитов (Сибирская и Северо-Американская платформы).
3. Рудные пояса, окаймляющие срединные массивы (Колымский, Паннонский, Трансильванский, плато Колорадо и Колумбия).
4. Рудные пояса на периферии консолидированных массивов (редкометалльные, полиметаллические, золоторудные пояса на периферии Агинского, Кутомарского, Борщевочного, Урулюнгуевского, Шилкинского и других консолидированных массивов в Восточном Забайкалье; полиметаллический пояс в Рудном Алтае; рудный пояс в районе оз. Сонкуль в Киргизии; рудные пояса Центрального массива во Франции).
5. Рудные пояса, приуроченные к периферии небольших блоков внутри подвижных зон, окаймляющих консолидированные массивы (Газимуро-Заводский, Нерчинско-Заводский, Южно-Приаргунский рудные районы в Восточном Забайкалье). Замкнутыми нередко оказываются минерализованные зоны и штокерки, следующие вдоль грани блоков в пределах рудных полей (Кляймакс).



Контуры замкнутых рудных поясов могут быть кольцевыми, овальными, эллиптическими и прихотливыми, сообразно с очертаниями контролирующих их мобильных зон. Классифицировать их можно и по этому признаку.

Следует иметь в виду, что отдельные сегменты замкнутых рудных поясов нередко недоступны наблюдению (там, где они погребены или еще не вскрыты эрозией, а также из-за положения их под водами морских и океанических акваторий). Кроме того, на некоторых интервалах оруденение может быть проявлено незначительно либо уничтожено (из-за отсутствия рудоносных интрузий, по причине глубокой эрозии, гранитизации рудовмещающих толщ). Разумеется, в таких случаях рудные пояса не являются замкнутыми в полном смысле этого слова и их правильнее будет называть «периферическими» или «разомкнутыми».

Все замкнутые рудные пояса, независимо от их масштабов и конфигурации, контролируются стыками областей и блоков земной коры, обладающих различной подвижностью или своего рода структурной автономностью по отношению к окружающим их пространствам. Стыки областей различной подвижности, структурные швы и дизъюнктивные нарушения, ограничивающие блоки, отличаются повышенной проницаемостью (для магм и постмагматических выделений). Именно в этом состоит главная причина преимущественной приуроченности к ним гипогенного оруденения и концентрации месторождений в замкнутых рудных поясах.

Рудоконтролирующее значение стыков областей различной мобильности ранее уже подчеркивал В. И. Смирнов (1954). Он указывал, что рудные пояса, следующие вдоль границ «областей различной геологической мобильности, обладают значительно большим протяжением, чем пояса, вытянутые вдоль отдельных разрывов в пределах складчатых зон». Стыки областей различной мобильности зачастую контролируют также и распределение рудоносных интрузивов, внедряющихся вдоль протяженных ослабленных зон и крупных разрывных нарушений. В. И. Смирнов справедливо указал на то, что более или менее четкое поясное распределение рудоносных интрузий и месторождений проявляется при длительной устойчивости границ областей, которые отличаются различной подвижностью нередко в течение целых периодов. Он подчеркивал, что рудогенерирующие интрузивы и месторождения чаще всего приурочены к границам массивов, сложенных «древними породами, уплотненными при предшествующих тектонических деформациях, не участвующих в складчатости и обжимающихся окружающими их породами» (В. И. Смирнов, 1964).

Расшифровка блокового строения рудных провинций приобретает первостепенное значение для выявления закономерностей пространственного размещения гипогенного оруденения. Таким путем удастся наметить сравнительно узкие перспективные районы.

Вместе с тем здесь же необходимо особо подчеркнуть, что выявление блоковых структур — задача сложная и весьма трудоемкая. Блоковые и складчато-глыбовые структуры нелегко познаются даже в сравнительно хорошо обнаженных регионах, свидетельством чему может служить то обстоятельство, что подобное строение некоторых, длительное время изучающихся, рудных областей СССР намечается лишь в самые последние годы.

Очевидно, для уточнения границ блоков и консолидированных массивов в рудных провинциях и районах необходимо ставить специальные исследования. При этом приходится проводить разносторонний анализ геологического строения исследуемых территорий с привлечением стратиграфических, палеогеографических, тектонических и иных критериев. Контуры консолидированных массивов нередко удается наметить в общих чертах, исходя из особенностей пространственного размещения интрузивных, эффузивных и дайковых пород, образование которых происходило в период глыбовых дислокаций. Большую помощь в этом отношении может оказать дешифрирование аэрофотоснимков.

В слабообнаженных районах оконтуривание блоков облегчается при сочетании геологических и геофизических методов исследования, а в закрытых районах значение геофизических методов еще более возрастает (электрометрия, гравика, магнитометрия, сейсмика, аэромагнитная съемка). Геофизические методы нередко оказываются эффективнее и при прослеживании границ блоков в условиях сравнительно хорошо обнаженных районов, но отличающихся относительно однообразным геологическим строением (широкие поля интрузивных пород).

Ценную информацию для этих целей дают металлометрическая и шлиховая съемки, особенно в районах, обеспеченных только мелкомасштабными геологическими картами.

Совокупность всех этих материалов, вместе с фактическими данными о размещении известных месторождений и рудопроявлений, обеспечивает возможность более или менее обоснованного оконтуривания замкнутых рудных поясов или их отдельных интервалов.

Естественно, что сбор, обобщение и анализ таких разносторонних данных, необходимых для выявления замкнутых рудных поясов, связаны с большими затратами средств и времени, но они неизбежны и окупаются.

На примере Восточного Забайкалья было показано, что оконтуривание замкнутых рудных поясов позволяет выявить самые общие закономерности размещения месторождений полезных ископаемых и, следовательно, дать прогноз распространения оруденения на обширных территориях. Наиболее перспективные площади, попадающие

в контуры замкнутых рудных поясов, обычно составляют меньшую долю общей площади рудных провинций, в связи с чем в их пределах представляется возможным сконцентрировать первоочередные поисковые работы.

После выделения замкнутых рудных поясов удается наметить ориентировочно границы перспективных площадей в закрытых и слабообнаженных районах. На основе таких построений могут быть высказаны соображения о распространении оруденения в новых районах, лежащих на продолжении интервалов замкнутых рудных поясов, где месторождения уже найдены, а также можно предвидеть наложение различных типов оруденения в сопредельных замкнутых рудных поясах, отличающихся составом оруденения.

Закономерности размещения гипогенного оруденения с рассмотренных позиций в большинстве регионов анализируются явно недостаточно. Поэтому не удивительно, что многие аспекты затронутого здесь вопроса остаются еще слабо разработанными.

### Литература

- Батлер Б. С. и др. Связь рудных месторождений в Западных штатах со стратиграфией, структурой и изверженными породами. Сб. «Геология рудных месторождений Западных штатов США». ОНТИ, 1937.
- Билибин Ю. А. К вопросу о локализации месторождений золота. Пробл. сов. геол., № 5, 1935.
- Бэтман А. М. Промышленные минеральные месторождения. Изд-во иностр. лит., М., 1949.
- Князев Г. И. Приаргунский полиметаллический пояс. Тр. Читинск. геол. упр., вып. I, Чита, 1957.
- Князев Г. И. Замкнутые рудные пояса Восточного Забайкалья. Докл. АН СССР, 160, № 6, 1965.
- Онческу Н. Геология Румынской народной республики. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Смирнов В. И. Геологические основы поисков и разведок рудных месторождений. Изд-во Моск. ун-та, 1954.
- Смирнов С. С. Металлогения Западного Верхоянья. Пробл. сов. геол., № 4, 1934.
- Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Госгеолиздат, М.—Л., 1944.
- Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудоносном поясе. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1946.

Днепропетровская группа отделов  
Института минеральных ресурсов

Статья поступила  
3 ноября 1965 г.

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24

Б. П. БАРХАТОВ

НОВАЯ МОНОГРАФИЯ ПО ОБЩЕЙ ГЕОТЕКТОНИКЕ (РЕЦЕНЗИЯ)<sup>1</sup>

С начала 30-х годов геотектоника была введена в качестве учебной дисциплины в программы Ленинградского горного института и Московского геолого-разведочного института, но впервые ее читал в Ленинградском университете М. М. Тетяев.

Практика показала, что без знания геотектоники не могут обойтись палеонтологи, стратиграфы, петрографы, гидрогеологи, геоморфологи, литологи, особенно геологический инженер и специалисты по полезным ископаемым. Поэтому вполне естественно, что за последние тридцать лет в стране не осталось высшего и среднего геологического учебного заведения и факультета, где бы отсутствовал курс геотектоники. За это же время в преподавании геотектоники произошли крупные изменения — резко возросли объем и качественное содержание предмета.

Большую роль, наряду с региональными работами крупнейших советских геологов, содержащими разработки теоретических вопросов, в развитии и воспитании геотектонического мышления у многочисленных советских геологов сыграли известные монографии М. М. Тетяева (1934 и 1944 гг.), а позже В. В. Белоусова, работа которого «Основные вопросы геотектоники», переработанная и переизданная в 1962 г., впервые в советской геологической литературе полно охватила весь круг вопросов, входящих в понятие общей геотектоники; в ней также получили глубокое дальнейшее развитие идеи М. М. Тетяева, а взгляды автора оформились в виде оригинальной последовательной теоретической концепции.

Несмотря на быстрое развитие геотектоники, особенно в связи с геологическим картированием и геофизическими исследованиями как материков, так дна морей и океанов, эта отрасль геологии, наряду с общепринятыми положениями, характеризуется существованием диаметрально противоположных взглядов, что объясняется многими причинами, в том числе сложностью объекта науки, неполнотой фактической базы и недостаточным совершенством методов изучения земных недр.

Следует напомнить, что среди современных наук геология — одна из тех, которые пока не имеют своей общей теории и пользуются лишь теориями, лежащими в основе частных процессов.

Поскольку геотектоника рассматривает наиболее общие вопросы, вполне закономерно, что именно она в настоящее время исполняет роль теоретической основы геологии в целом.

Сказанное выше определяет то большое значение, которое придается в кругах специалистов новым крупным работам в этой области.

Ограниченное число отечественных монографий по общей геотектонике, к которым, кроме упомянутых, можно добавить также «Введение в геотектонику» А. С. Моисеева (1939) и «Общую тектонику» Ю. А. Косыгина, само по себе является причиной, чтобы приветствовать выход в свет новой работы Виктора Ефимовича Хаина.

Рассматриваемая книга состоит из пяти разделов: вводный раздел (главы I—III); методика изучения истории тектонических движений и формирования тектонических структур (главы IV, V); развитие основных типов тектонических структур (главы VI—IX); общие закономерности и возможные причины развития земной коры (главы X, XI); практическое применение геотектоники (главы XII, XIII).

Как пишет автор этой книги, главное, к чему он стремился: «сочетать объективное изложение различных, иногда противоположных взглядов по отдельным дискуссионным вопросам с выдержанностью определенной принципиальной линии, представляющей автору наиболее правильной».

Чтобы оценить любую работу, следует отчетливо себе представлять, какую цель при ее составлении преследовал автор. Ясно, что упомянутое выше замечание В. Е. Хаина не раскрывает основной цели монографии, а лишь констатирует тот прием, при по-

<sup>1</sup> В. Е. Хаин. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», М., 1964.

мощи которого излагаемый материал с наибольшей эффективностью может быть воспринят читателем.

План монографии, как легко заметить, отвечает тому первоначальному источнику, из которого родилась работа,— лекциям, прочитанным автором для студентов геологических специальностей. Он безыскусствен и вполне логичен. Принятая структура книги подсказывает и ее главную цель — учебную.

Книга, несомненно, прежде всего учебное пособие, что, однако, далеко не исчерпывает всех ее функций.

Перелистывая страницы книги, можно сразу увидеть, что это не только оригинальное учебное пособие, но и весьма полный справочник и современная монография по геотектонике.

Главная функция книги как учебного пособия обусловила, естественно, ее многие особенности: это прежде всего упоминавшийся план работы, относительно небольшой объем, учебный характер многих иллюстраций, стиль изложения.

Назначение книги — дать исчерпывающую характеристику тех или иных вопросов, что, конечно, несколько уменьшило возможность ее использования специалистами высокой квалификации. Однако некоторая популярность формы вполне естественна и не снижает высокого научного уровня монографии. В частности, «Общая геотектоника» В. Е. Хаина отличается от всех предыдущих работ этого типа полнотой и точностью формулировок, раскрывающих значение многочисленных тектонических терминов.

В этом отношении книга не имеет себе равных в отечественной литературе.

Мы не берем на себя задачу детального анализа монографии и попытаемся лишь по существу содержания отметить некоторые моменты, которые, по нашему мнению, должны сыграть положительную роль в развитии мышления советских тектонистов, а также то, что с нашей точки зрения является недостатком книги.

Хорошо составленная краткая и точная I глава, проигрывает при характеристике классического этапа развития геотектоники (вторая половина XIX в.). Так, отмечая роль русских геологов, автор справедливо указывает на особые достижения в области изучения платформ, забывая большое значение для отечественной геотектоники исследований, проводившихся в тот период в горных сооружениях Сибири, Средней Азии, Урала и Кавказа такими крупными естествоиспытателями, как П. П. Семенов-Тяньшанский, Н. А. Северцев, П. А. Крапоткин, И. Д. Черский, И. В. Мушкетов, К. И. Богданович. Не упомянут также Г. Е. Шуровский — пионер в изучении колебательных движений, один из авторов самого термина «колебательные движения», первый профессор геологии Московского университета.

Неудовлетворенность оставляет глава о внутреннем строении Земли. Этот раздел, особенно та его часть, которая касается геофизической характеристики земной коры, слишком схематичен. Здесь недостает хотя бы объективных цифровых данных об изменении плотности на глубину разных элементов земной коры и, следовательно, об особенностях горизонтальной ее делимости. Отсутствуют также накопленные за последнее время данные о вертикальной делимости коры и ее интерпретация.

Автор отмечает, но, к сожалению, не пытается с современных позиций объяснить, достаточно резкие отклонения от изостатического равновесия в тех случаях, когда наблюдаемые движения земной коры направлены не на восстановление, а на дальнейшее нарушение изостазии. Совершенно не освещен вопрос о влиянии, какое должны оказывать на геофизические результаты определения мощности и состава земных оболочек, явления уплотнения и разуплотнения вещества в верхней мантии и нижней части коры. Неточно приведена цифра величины отрицательных аномалий силы тяжести до —400 мгл для Гималаев, где она составляет в действительности всего —100 до —150 мгл. Последнее весьма существенно для выяснения истории развития этого уникального региона.

Новый материал рассматриваемого раздела ограничивается краткой характеристикой так называемого волновода — слоя пониженной скорости сейсмических волн (слой Гутенберга), все остальное в той или иной форме уже излагалось в предыдущих монографиях. Сведения о внутреннем строении Земли, однако, не ограничены второй главой, поэтому упомянутые упущения по мере знакомства с последующими главами восполняются.

В следующем разделе автор приводит оригинальную классификацию основных типов тектонических структур и свою последнюю (третью по счету) классификацию тектонических движений.

Типы структур наглядно изображены на схематическом профиле, на котором видно, в частности, что в земной коре существуют многочисленные вертикальные поверхности раздела. В соответствии с существующими представлениями одни из этих поверхностей, автор, судя по условным обозначениям, связывает с различием в составе смежных сегментов, другие — с физическим состоянием вещества. Каковы гарантии, что такое толкование правомерно? Например, М. М. Тетяев в своих последних лекциях в 1955 г. говорил: «Порочными являются все попытки наполнения внутренности Земли какими-то оболочками определенного химического состава. Прохождение сейсмических волн указывает только на различную плотность зон внутри Земли. О составе этих зон ничего не известно» (М. М. Тетяев, 1962 г.).

Необходимость всестороннего анализа этого важнейшего нерешенного вопроса геотектоники и геофизики давно назрел; в книге В. Е. Хаина ему не уделено достаточно

места. Нельзя согласиться с правильностью термина «глыбово-волновой» в применении к строению земной коры (стр. 37). «Волновым» может быть только процесс, формирующий структуру, а не сама структура, так же как, например, складка не может быть «быстрой» или «медленной».

При характеристике основных типов тектонических движений автор убедительно показал недостатки существующих разделений и необходимость создания генетической классификации, отсутствие которой обусловлено неясностью вопроса о причинах самих движений. Последняя классификация автора (1963), наряду с типами тектонических движений, включает и результаты движений и, следовательно, также не является вполне удовлетворительной.

Вряд ли мы создадим отчетливую картину, если будем стремиться выработать единую схему типов движений по сумме различных признаков. Ведь движения можно классифицировать по очень многим признакам: скорости, направлению, конечному результату, глубине проявления и т. д. Правомнее составить ряд схем, которые наглядно отразят различные стороны единого процесса движения.

Относительно более полное освещение, по сравнению с прежними монографиями, получили вопросы современных и новейших движений, что, несомненно, связано как с успехами геологии в этой области, так и с актуальностью дальнейших исследований молодых движений.

Большое место уделено методам исследований, впервые дано представление о приемах составления карт новейшей тектоники. Вместе с тем, констатируя в современной и новейшей эпохе проявление всех типов тектонических движений и структур, мы тщетно в этой главе ищем критику существующих карт, в том числе карты С. С. Шульца и Н. И. Николаева. На ней, как известно, получили выражение по существу лишь результаты колебательных (макроколебательных) движений, тогда как все остальное, например распространение областей современного сладкообразования, не отражены.

Удачно, с использованием новейших данных, составлена V глава. Несмотря на небольшой объем, в ней приведена исчерпывающая характеристика основных методов палеотектонического анализа. Множество удачных иллюстраций и новые конкретные примеры применения различных методов выгодно отличают главу в целом от аналогичных разделов предыдущих монографий.

Встречаются, правда, и здесь небольшие погрешности. Так, на стр. 93 отмечено, что «На поднимающихся блоках развиваются рифовые фации...», а несколько ниже: «рифовые фации... обладают значительно большими мощностями, чем глубоководные фации». Ясно, что дело не в поднятии участков роста рифов, а в полной компенсированности прогибания этих зон, при котором и образуются более мощные толщи, чем в соседних некомпенсированных участках.

Приведены многочисленные наглядные примеры компенсированного и некомпенсированного прогибания, условия формирования мощностей осадочных толщ, рассмотрено влияние на конечные мощности толщ тектоники, изостазии, вторичного изменения, высказаны соображения об условиях применения метода мощностей и возможных погрешностях.

Дискуссионным является вывод автора о том, что, как правило, «заложение новых прогибов в начале тектонического цикла или отдельных его стадий, знаменуется отставанием темпов накопления осадков от темпов погружения дна...».

Как показывают факты, в большинстве случаев некомпенсированное прогибание имеет место в этап наиболее интенсивной дифференцированности прогибания геосинклиналей, т. е. в ранние, а не в начальные этапы, а также в конечные этапы в условиях развития краевых прогибов.

Существенную роль при использовании метода мощностей имеет умение определить глубину образования осадков. Однако автор несколько преждевременно пропагандирует мало проверенную методику, основанную на якобы существующей математической зависимости ширины симметричных знаков ряби от глубины бассейна.

В своих прежних работах автор много внимания уделил палеофациальному и формационному анализам, вполне понятно поэтому, что раздел, им посвященный, составлен особенно убедительно и глубоко.

Известно, что до сих пор нет общей точки зрения на главные факторы, определяющие облик формаций, как нет и единой оценки значения самого формационного анализа для восстановления истории тектонических процессов. Например, известный французский геолог Ж. Гогель на международном коллоквиуме в Тбилиси высказался довольно отрицательно по отношению к формационному подходу, подчеркнув, что главную роль в тектонических исследованиях должно иметь изучение морфологии структур.

В. Е. Ханн в соответствии с тенденцией советских тектонистов проводит идею о большом значении формационного метода для выявления условий развития структуры. Он убедительно показывает решающую роль тектоники при образовании формаций, уделяя в то же время достаточно внимания и второстепенным факторам: климату, вулканизму и др. Текст хорошо иллюстрирован оригинальными рисунками и наглядными таблицами, изображающими типовые формационные ряды основных геоструктурных зон материков и циклические геологические процессы.

Специально не выделяя раздел о колебательных движениях, который в известной монографии В. В. Белоусова занимал слишком внушительный объем, автору удалось

показать закономерности их влияния на особенности сложения и структуру осадочных пород.

Однако здесь не хватает классификации колебательных движений, являющихся основой основ всей тектоники Земли.

На рисунках, изображающих разновидности несогласий, вызывает сомнение необходимость разделения географического и азимутального несогласий, так как оба они азимутальные, но могут быть местными и региональными.

Одной из центральных проблем геотектоники уже более 100 лет является теория геосинклинального процесса. В ее разработке последние два десятилетия активно участвуют советские геологи, в том числе и автор монографии. Раздел, посвященный геосинклиналям, поэтому не просто высококвалифицированная сводка, но исследование, в котором существенное значение имеют идеи автора.

Читатель знакомится с современным пониманием термина «геосинклиналь», внутренним строением сложных и простых геосинклинальных поясов, с основными терминами, обозначающими естественные тектонические районы, возникающие при геосинклинальном процессе (геосинклинальные области, системы, срединные массивы и т. д.).

Автор рассматривает во многом дискуссионные вопросы о типах геосинклинального режима, дает характеристику этапов и стадийности геосинклинального процесса, освещает вопрос о современных геосинклиналях. Изложенный в книге материал позволяет отчетливо представить себе достижения и пробелы в теории геосинклинального развития и служит руководством к дальнейшим исследованиям.

Так, становится ясно, что несмотря на большие успехи в разработке теории геосинклинального процесса и цельность картины, нарисованной автором, очевидно необходима более точного определения самого понятия «геосинклиналь», поскольку оно объединяет слишком разнородные структуры (например, герцинский, Урал и Пачелмская впадина). Нуждаются в дальнейшей разработке вопросы, касающиеся понимания начала и завершения собственно геосинклинального развития, ограничения конкретных геосинклиналей в пространстве, полицикличности, эволюции особенностей геосинклинального процесса во времени (стадийность) и многие другие. Некоторые рисунки и схемы (например, 68, 71, 73, 75, 76), требуют в свете новых данных переосмысления и корректировки.

Интересный материал включен в VII главу. Читатель знакомится со всеми аспектами проблемы платформ, начиная от истории их изучения и характеристики внутреннего строения, кончая примерами их активизации и превращения в орогенические пояса. Полно описаны и иллюстрированы условия сопряжения древних и молодых платформ, платформ и складчатых поясов. Достижением является также систематизация и точная формулировка многочисленных тектонических терминов.

Остановившись на проблеме подвижности платформ, автор вместе с другими тектонистами выделяет в особую группу подвижных древних платформ их приподнятые части. В журнальной рецензии нет места для дискуссии, поэтому ограничимся кратким замечанием. Во-первых, если говорить о подвижных платформах, то надо выделять и древние (Индостан) и молодые (Тянь-Шань) платформы. Правильней же эти участки земной коры рассматривать как орогенические независимо от характера границ, отделяющих эти приподнятые участки от стабильных. Иначе говоря, подвижные платформы — это орогенические области, которые могут располагаться как внутри платформ, так и по их периферии.

В заключение по этой главе нужно отметить весьма скромную и явно недостаточную геофизическую характеристику древних, молодых платформ и орогенических областей.

Специальная глава (VIII) рассматривает проблему глубинных разломов. В этой большой и отлично скомпонованной главе дано почти исчерпывающее описание признаков и возможных типов глубинных разломов. Как и в предыдущей главе, здесь очень мало геофизических данных. Как явствует из этого же раздела, проблема генезиса и развития во времени планетарной системы глубинных разломов или линейментов пока не решена и ждет своих исследователей.

Глава IX посвящена складчатости и связанным с нею разрывным нарушением. Основное внимание автор уделил сложным и практически важным вопросам происхождения и генетическим типам складчатости, строению и типам складчатых областей, закономерностям развития складчатых структур во времени. Критически рассмотрев существующие представления о механизме эндогенной складчатости, автор пришел к неутешительному, но правильному выводу о нерешенности этого вопроса, хотя генезис отдельных типов складчатых деформаций установлен: благополучнее обстоит дело с экзогенными складками. Автор интересно далее обобщил причины ошибок при установлении в отдельных регионах покровных структур. Раздел о развитии складок и разрывов во времени уточнен и существенно пополнен примерами по геологии Кавказа. Учебная и справочная ценность рассмотренной главы неоспорима.

Особенно дискуссионные проблемы геотектоники рассмотрены в X и XI главах. Надо отдать должное эрудиции автора и отметить полноту использованного им фактического материала.

Правильно взяв за основу своих рассуждений неоспоримый факт прогрессивного разрастания областей платформенной консолидации за счет геосинклинальных подвижных поясов, В. Е. Ханн обоснованно критикует сторонников прогрессирующей

«океанизации» земной коры. Противоречивость имеющихся материалов заставляет автора в итоге признать все же двухсторонность процесса развития земной коры — нарастания материков за счет приращения молодых складчатых поясов и опускания их отдельных частей с образованием коры океанического типа.

Выявляя направленность изменения земной коры, автор характеризует пять качественно различных мегаэтапов ее истории. Можно согласиться с окончательным выводом, что главное направление развития коры состоит в переходе от океанических платформ к геосинклинальным подвижным поясам... и, наконец, к материковым платформам. Менее достоверно заключение автора о постепенном сужении океанических пространств, так как факты указывают на молодость Северного Ледовитого, Атлантического и Индийского океанов.

В главе XI рассмотрены возможные причины движения и развития Земли и земной коры. Известно, что выявление причин движения земной коры и, следовательно, всей тектоники ее упирается в установление источников энергии тектонических процессов.

Симптоматично, что большое внимание в этом разделе автор уделяет различным разновидностям ротационных гипотез, взявшим свое начало, по крайней мере в нашей стране, в работах Б. Л. Личкова. При всей полноте разбора этих гипотез, автор, вероятно, не использовал всех материалов, которые содержатся в работах ротационистов, особенно в замечательных по своей логичности последних исследованиях С. И. Субботина.

Современная геотектоника знает сейчас несколько источников энергии тектонических процессов, в то же время значение каждого из них дискуссионно.

К сожалению, в рассматриваемом разделе нет анализа относительной роли тех или иных энергетических источников тектонических движений, в то время как имеющиеся данные позволяют высказать по этому вопросу определенное мнение.

Две последние главы в качестве самостоятельных разделов в прежних монографиях отсутствовали. Они имеют более конкретное содержание и наглядно показывают значение геотектоники для поисково-съемочных работ и различного рода прогнозирования.

В XII главе довольно полно суммированы современные представления о тектоническом районировании, принципах и способах составления тектонических карт.

Автор правильно показывает общую тенденцию использовать теперь при тектоническом районировании не только время проявления заключительной складчатости, но и особенности предшествующей и последующей истории. Слабо вскрыты недостатки уже существующих тектонических карт, на которых почти совершенно не читается история развития до завершающей складчатости, не ясны этапы магматизма, не выделены типы тектонических режимов, соответствующие отдельным периодам развития разных элементов земной коры, не выделялись этапы развития платформенных регионов и многие другие.

Упущением XII главы является отсутствие графики и недостаточно четко сформулированные особенности тектонических карт разного масштаба, в то время как от масштаба зависят и принципы районирования и способы составления карт.

Последняя глава (XIII) — показатель тесного переплетения тектоники и учения о полезных ископаемых. Она представляет интерес не только для студентов, но и для специалистов-геологов. При последующем переиздании книги следует пополнить его данными о структурной обстановке, влияющей на генерацию, сохранение и последующие изменения полезных ископаемых. Следует снабдить главу и соответствующей графикой.

Переходя к общей оценке работы В. Е. Хаина, можно констатировать прежде всего, что она построена с учетом новейшей литературы и последних данных, автору удалось выполнить свою задачу и достаточно объективно изложить противоречивые факты и идеи, книга систематизировала громадный терминологический материал, в ней получили отражение многие оригинальные взгляды автора, частью уже вошедшие в арсенал отечественной геологии; наконец, нельзя не отметить оптимальный объем монографии, делающий ее «удобочитаемой» как для студентов, так и для специалистов.

Итак, геологические факультеты страны получили новое оригинальное учебное пособие, а советским геологам предоставилась возможность ознакомиться с современным состоянием воззрений на широкий круг важнейших вопросов геологии, проанализированных и обобщенных одним из наиболее активных и плодотворных ведущих советских тектонистов. Нет сомнения, что последующее издание книги найдет своих читателей так же быстро, как и первое.

Ленинградский государственный университет им. А. А. Жданова

Статья поступила  
5 марта 1966 г.

И. И. ЧЕБАНЕНКО

## ОТВЕТ Э. Н. ЭРЛИХУ

Честно говоря, мне не хотелось отвечать на статью (журнал «Геотектоника», № 1, 1966, стр. 80—85), главной целью которой является не деловое обсуждение затронутых вопросов, а стремление бросить тень недоверия на критикуемого автора и на его книги. Но после выхода статьи Э. Н. Эрлиха в мой адрес начали поступать из разных концов письма, содержащие просьбу ответить на данную критику по существу вопросов. Не скрою, я был очень рад этим письмам и мне было приятно узнать, что широкие круги геологов и геофизиков имеют о моих книгах совсем другое, чем Э. Н. Эрлих, мнение, хотя в них также высказан ряд серьезных критических замечаний и дружеских пожеланий. Идя навстречу просьбам и пожеланиям моих единомышленников и сторонников, я и пишу этот ответ.

В одном из полученных мной писем вопрос ставится, например, так: какую пользу может принести критическая заметка, в которой все подряд отрицается, а сам автор представляется в виде какого-то фокусника и безграмотного дилетанта в геологии, стремящегося якобы «дискредитировать в глазах широких кругов геологов нужную и важную идею»? «Работы И. И. Чебаненко,— написано дальше в письме,— посвящены настолько важной проблеме и в них затронуты столь принципиальные вопросы, что они заслуживают более серьезного анализа и более объективной оценки». Конечно, говорить об оценке своих собственных работ мне не приходится: об этом, я надеюсь, скажут в печати в ближайшее время другие, кому дорога идея разломной тектоники и кто сам убежден на собственном опыте в существовании закономерных систем зон глубинных разломов. Мое настоящее желание сводится лишь к тому, чтобы показать необъективность и неделовой характер заметки Э. Н. Эрлиха.

Вот основные положения и выводы его заметки, перечисленные так, как они изложены в оригинале.

1. «...в книгах материал подобран крайне односторонне, если не прямо тенденциозно и поэтому выводы автора представляют весьма сомнительную ценность» (стр. 81). Но, в чем сущность наших выводов — этого рецензент не показывает. А как же можно судить о ценности выводов, не называя их?

2. «...автор допускает ряд методических ошибок, которые в конечном счете и приводят его к неправильному итогу» (стр. 81). Снова декларация без конкретного указания нашего общего итога.

3. «Прежде всего надо отметить общую негеологичность (?) подхода к нанесению разломных зон» (стр. 81). Дальше идет перечисление некоторых якобы неточностями нанесенных линий разрывных нарушений. Что значит «общая негеологичность»? Это звучит, во-первых, не по-русски, и, во-вторых, не соответствует действительности.

4. «Однако простое сравнение полученной идеальной сетки (речь идет о нашей карте на рис. 36 в 1-й книге — И. Ч.) с приведенной ранее картой разломной тектоники мира (рис. 28)... показывает, как далеки они друг от друга» (стр. 82). Правильно, они отличаются, потому что одна из них фактическая, другая — идеальная, теоретическая, на которой показаны только два главных направления возможных разломов.

5. «Путаница царит у автора книг и в вопросе о том, какова же механика образования идеальной сетки планетарной трещиноватости» (стр. 82). Главное в наших работах не эта идеальная сетка, которая неудачно названа сеткой трещиноватости. Это схема направлений преимущественного развития зон планетарных разломов. Что же касается путаницы в вопросе механизма идеальной сетки разломов, то уважаемый критик невнимательно читал наши работы, в которых сказано, что сетка создается ротационной динамикой Земли вместе с действием глубинных процессов. Нами еще раз подтверждено положение о том, что сами глубинные процессы не могут создать закономерную систему линейных разломов.

6. «Остаются без внимания вопросы о причинах сосуществования в одном и том же районе нескольких различно направленных систем разломов основных, по автору, северо-восточных и северо-западных румбов» (стр. 83). Этому вопросу посвящены полностью две наши книги, а нас обвиняют в том, что вопрос о сосуществовании сопряженных систем разломов оставлен без внимания. Фактически вопрос о сосуществовании различно ориентированных, и часто пересекающихся под прямыми углами зон разломов нами впервые четко сформулирован.

7. «...разломы, отвечающие крупнейшим складчатым поясам, на карты вообще не наносятся, а в то же время на них рисуются зоны, секущие их под тем или иным углом» (стр. 83). Это неправда. Наоборот, обе наши книги проникнуты идеей о том, что в основе складчатых поясов лежат зоны глубинных разломов. В качестве примера недооценки этого факта в современной геотектонике нами приведены схемы развития геосинклиналей по В. В. Белоусову.

8. «...неиспользование данных о простирании и конфигурации складчатых поясов при построении суммарной картины блоковой тектоники Земли не могло не сказаться на полученных выводах» (стр. 83). Каких выводах? Об этом рецензент не считает нужным говорить, а ведь по законам объективной критики выводы критикуемого автор:



обязательно должны называться и анализироваться. Не соответствует действительности и утверждение рецензента о неиспользовании данных по простиранию и конфигурации складчатых поясов. Этому вопросу специально посвящена вся наша 2-я книга. Кроме прочих выводов о зависимости конфигурации складчатых поясов от формы глубинных блоков земной коры нами предпринята даже попытка дать классификацию основных форм складчатых поясов (рис. 50, 2-я книга) и т. д.

9. «...многочисленные новые данные, полученные после выхода в свет монографии А. Н. Мазаровича, практически не используются» (стр. 83). В этом обвинении смешаны три разных вопроса: 1) вопрос представительности карт складчатостей земной коры, составленных в 1951—1952 гг. А. Н. Мазаровичем по геологическим периодам; 2) вопрос принципиальной новизны данных о закономерностях размещения складчатых поясов земной коры, полученных после работ А. Н. Мазаровича и 3) вопрос использования или практической необходимости использования так называемых новых данных о простираниях и конфигурациях складчатых поясов. Мы взяли за основу карты А. Н. Мазаровича по той простой причине, что новые данные существенно не меняют положение и форму основных складчатых поясов Земли. У нас не было сомнения, например, в том, что общие контуры Кордильер, Анд, Альп, Карпат, Кавказа, Тянь-Шаня, Памира, Урала и других складчатых поясов земной коры показаны на картах А. Н. Мазаровича правильно. Если же Э. Н. Эрлих в этом сомневается, то пусть он докажет нам обратное.

10. «...при любой точке зрения нельзя обойти молчанием мощные процессы вторичной активизации, охватывающие огромные территории после того, как они уже были стабилизированы» (стр. 83). И дальше говорится, что в этом смысле крайне интересны описанные Ю. М. Шейнманном (1959) явления неоднократного образования, роста и последующего дробления платформенных массивов.

В этом пункте надо обратить внимание на следующие моменты. Во-первых, мы не только не обходим молчанием мощные процессы вторичной активизации, а, наоборот, в очень резкой форме возражаем против представлений Р. М. Деменщикой, В. В. Тихомирова, Ю. М. Шейнманна и других, пытающихся вторичную и сугубо локальную активизацию превратить в лейтмотив всего геотектонического развития земной коры (2-я книга, стр. 117—124). Во-вторых, явления вторичной активизации, и часто связанные с ними явления базификации, отдельных участков земной коры были значительно раньше Ю. М. Шейнманна описаны в работах Г. Штилле, С. В. Обручева, А. Д. Архангельского, Ю. А. Косыгина и других геологов. Г. Штилле назвал это явление деструкцией земной коры. В-третьих, нам непонятно, где и как мы умалчивали процессы вторичной активизации, тем более, что этот процесс не имеет принципиального значения при решении вопросов закономерностей геометрической ориентировки основных систем глубинных разломов, которым посвящены наши книги.

11. «Чувство глубокой неудовлетворенности и разочарования испытываешь после прочтения обеих книг И. И. Чебаненко. Но не это самое главное. Суть дела в том, что такого рода работы могут только дискредитировать в глазах широких кругов геологов нужную и важную идею» (стр. 84). Это заключительный вывод статьи Э. Н. Эрлиха.

А какое чувство должны были испытывать мы и все наши единомышленники, читая столь высокопарную, но далеко не объективную критику?

Мне кажется, что наш уважительный критик за деревьями не сумел (или не захотел) заметить леса. Доказательством этого может служить признание самого Э. Н. Эрлиха о том, что наша принципиальная позиция как в отношении первой проблемы (закономерности разломной тектоники), так и в отношении второй проблемы (закономерности складчатой тектоники) «представляется верной: подвижные зоны — геосинклинали и складчатые пояса в каждом отдельном случае представляют собой не набор изолированных, самостоятельно развивающихся овалов, а отражают единую закономерную систему, пространственное распределение которой связано с единым для планеты полем напряжений» (стр. 83).

А если наши исходные позиции верны, то в чем же состоит неудовлетворительность решения затронутой в наших книгах проблемы, сущность которой Э. Н. Эрлих так и не отважился четко и ясно сформулировать? Может быть, «неудовлетворительность» в том, что мы поставили перед собой задачу показать на фактическом геологическом материале правильности представлений Б. Л. Личкова, В. Г. Бондарчука, Н. С. Шатского, А. В. Пейве и др. о единстве силового и деформационного полей Земли? Вероятно, в этом, потому что ниже слов о связи пространственного размещения геосинклиналей «с единым для планеты полем напряжений», Э. Н. Эрлих пишет, что сейчас дело состоит якобы не в том, чтобы выдвинуть это положение — оно достаточно известно и вряд ли вызывает возражения, по крайней мере, у подавляющего большинства геологов (стр. 83).

Осмелимся напомнить нашему критику, что этот тезис, во-первых, еще нигде и никем не доказан, хотя в декларативной форме он действительно поставлен давно. Во-вторых, в правильности и необходимости постановки данного тезиса сомневаются не кто иные, как В. В. Белоусов и Б. Ю. Левин, которые отрицают роль и участие вращательной динамики Земли в создании единого поля тектонических напряжений и деформаций земной коры. В-третьих, положение о существовании общепланетарного плана тектонических напряжений и деформаций нуждается еще в неоднократном повторном выдвигании и постановке до тех пор, пока оно не станет общепризнанным не на словах, а на деле.

Одну из таких попыток доставки и подтверждения указанного положения фактическими геологическими материалами и представляют наши книги.

Справедливость этого вынужден признать и Э. Н. Эрлих, когда он указывает на стр. 81, что наши книги — «это первая в отечественной литературе попытка (у Э. Н. Эрлиха не хватило мужества сказать, что попытка первая и в мировой литературе — И. Ч.) обобщить весь имеющийся фактический материал по данной проблеме».

В работах, представляющих собой первую попытку, всегда бывает много недоделок, погрешностей, дискуссионных положений и даже недостаточно обоснованных выводов. Есть эти недостатки и в наших работах. Но задача критики состоит, вероятно, не в том, чтобы собрать одни только погрешности и поспешно сделать вывод о плохом качестве всей рассматриваемой работы. Э. Н. Эрлих поступил именно таким образом.

В связи с тем, что обе наши книги вышли слишком малыми тиражами и что многие геологи их не читали, и, возможно, узнали о них не из первоисточников, а из статьи Э. Н. Эрлиха, мы считаем необходимым перечислить хотя бы основные главы, раскрывающие содержание книг.

Ознакомившись с ними, объективный читатель сможет сравнить их смысл с тем, что написано в заметке Э. Н. Эрлиха и получить представление о соответствии или несоответствии между содержанием наших книг и критикой Э. Н. Эрлиха.

1-я книга «Основные закономерности разломной тектоники земной коры» (Изд-во АН УССР, Киев, 1963, тираж — 1200 экз.). В ней освещены следующие главнейшие вопросы: краткий обзор разломных деформаций земной коры по регионам, главнейшие закономерности разломов (линеаментов) земной коры, существующие представления о причинах возникновения планетарных разломов, роль вращательного движения Земли в создании разломов литосферы, структурно-геологическое значение планетарных разломов земной коры.

2-я книга «Проблема складчатых поясов земной коры в свете блоковой тектоники» (Изд-во «Наукова думка», АН УССР, Киев, 1964, тираж — 1000 экз.).

В этой работе сделана попытка осветить следующие вопросы: положение и форма палеозойских складчатых структур земной коры, мезозойских складчатых структур земной коры, кайнозойских складчатых структур земной коры, основных структур океанической земной коры, существующие представления о закономерностях ориентировки и причинах изогнутости горных и островных структур земной коры, блоковое строение земной коры и проблема структур дугообразной формы, анализ некоторых структур дугообразной формы с позиций движения блоков фундамента и деформирующих осадочных толщ, некоторые общие вопросы развития структуры и вещества земной коры и типы тектонических движений.

Таков перечень основных вопросов, представленных в наших книгах. Обобщив огромный фактический материал отечественной и зарубежной литературы по затронутым вопросам, мы подтвердили ряд ранее высказанных теоретических положений учения о глубинных разломах и сделали несколько новых выводов, которые сводятся к следующему:

1. В современной теоретической геотектонике недооценивается значение и роль зон глубинных разломов в процессах формирования структуры и геоморфологии земной коры, где предпочтению отдается складчатым (пластическим) формам деформаций.

2. Фактические геологические и геофизические материалы полностью подтверждают представления геологов школы Н. С. Шатского — А. В. Пейве о том, что земная кора является в целом гораздо более «хрупкой», чем это принято думать, и разломы, а не складки, играют ведущую роль в структуре верхней оболочки Земли — литосферы (А. В. Пейве, 1945, 1956).

3. Геологические, геофизические и сейсмологические материалы показывают, что верхняя оболочка Земли — литосфера — не является цельной (монокристаллической) оболочкой, она нарушена и расчленена на блоки трещинами и разломами различной величины и глубины заложения.

4. В морфологии зон планетарных разломов преобладают линейные структуры.

5. Среди зон региональных разломов выделяются структуры I, II, III и более высоких порядков, т. е. существует строгая структурная и генетическая подчиненность между зонами планетарных глубинных разломов, одни из них являются главными, другие — подчиненными.

6. Протяженность главнейших зон глубинных разломов достигает многих сотен и даже тысяч километров. Начинаясь на континентах, зоны планетарных разломов беспрерывно продолжают в районах прилежащих морей и океанов.

7. Зоны крупных разломов располагаются не хаотически, все они стремятся расположиться по определенным направлениям. Согласно нашим представлениям, в структуре земной коры выделяются шесть основных направлений зон глубинных разломов: 10—15°, 35—45°, 65—70°, 280—285°, 305—310° и 335—340°. Главнейшими среди них являются две системы: северо-западная (305—310°) и северо-восточная (35—45°), остальные имеют подчиненное значение. Существующее мнение о равноценности диагональной и ортогональной систем разломов не подтверждается, последняя имеет явно подчиненное значение.

8. Кроме вертикальных движений, вдоль зон разломов происходят значительные горизонтальные смещения, достигающие местами величин до 500 км, что подтверждает представления А. В. Пейве, П. Н. Кропоткина и других о важной роли сдвиговой тек-

тоники в структуре земной коры и показывает недооценку этих явлений в работах В. В. Белоусова. При этом наблюдается некоторая тенденция развития однотипных форм сдвигов вдоль одинаково ориентированных зон разломов.

9. По вопросу причин и механизма развития зон глубинных разломов в литературе высказаны различные гипотезы. Учитывая общепланетарный характер зон разломов, их линейность и симметричность положения основных (лопарно сопряженных) систем разломов по отношению к линиям географических меридианов, мы пришли к выводу, что планетарная трещиноватость земной коры обусловлена взаимодействием двух основных сил: вращательным движением Земли вокруг оси и глубинными (тектоно-магматическими) процессами Земли. Первое создает симметричную систему ротационных геодинамических напряжений по принципу эллипсоида деформации, вторые вызывают вертикальные и горизонтальные перемещения отдельных участков земной коры и обуславливают расчленение коры на блоки. Растрескивание земной коры происходит преимущественно по направлениям силовых линий ротационной геодинамики Земли. При этом решающее значение имеет не абсолютная величина ротационного напряжения в данной точке земной коры, к которой так рьяно апеллируют В. В. Белоусов и Б. Ю. Левин, а наличие в земной коре закономерной системы чередующихся полос различной напряженности, имеющих линейную ориентировку. Наличие этих разнонапряженных полос стимулирует развитие линейных зон разломов, возникающих в общем под действием глубинных тектонических процессов.

10. Зоны глубинных разломов имеют важное структурно-геологическое значение, они обуславливают блоковую структуру земной коры, контролируют положение и форму геосинклинальных впадин, с ними непосредственно связаны процессы вулканизма, сейсмичности и распределения многих видов полезных ископаемых глубинного происхождения, особенно таких, как полиметаллы, ртуть, элементы редкоземельной минерализации, алмазы, нефть, газ и другие.

Таков далеко не полный перечень главнейших выводов, изложенных в наших книгах по проблеме разломной тектоники земной коры. Многие из них выдвинуты нами в порядке постановки вопросов, о чем неоднократно указывалось на страницах работ. В своих книгах мы стремились дать по возможности полный перечень всех основных вопросов разломной тектоники независимо от степени их изученности, начиная от обзора структурно-геометрических закономерностей основных систем разломов и кончая вопросами механизма их развития и роли в структуре земной коры.

Простое сравнение перечня вопросов и выводов наших книг с перечнем и смыслом критических замечаний, изложенных в статье Э. Н. Эрлиха, показывает насколько последние сделаны поспешно, тенденциозно и необъективно. В наших работах есть недостатки и выводы, которые нуждаются в критике, но только не в такой, как это сделано в рассматриваемой здесь заметке.

Если в статье Э. Н. Эрлиха отбросить все декларативные утверждения и посмотреть на дело серьезно, то суть его критики сведется к двум основным моментам: неточность нанесения на наших картах отдельных зон разломов и несоответствие между нашей «идеальной сеткой планетарной трещиноватости земной коры» (рис. 36, книга 1-я) и картой фактического положения зон глубинных разломов (рис. 28).

На это мы можем ответить следующее. На наших картах некоторые зоны (но не все!) показаны действительно в нашей интерпретации. Однако разломы Урала, Тянь-Шаня, районов Енисея, Верхоянской области и других территорий (см. рис. 1, книга 1-я) нанесены по представлениям других авторов (И. И. Горский, Н. Н. Ростовцев, П. Д. Виноградов, Л. А. Снятков и др.), и поэтому нам непонятно заявление Э. Н. Эрлиха о том, что разломы в этих районах показаны нами не так, как это принято их показывать. Разломы западного побережья Сев. Америки (Мендосино, Муррей и др.) также показаны нами в соответствии с существующими данными. Мы только загнули их западные концы по аналогии со структурой Алеутской дуги. Необоснованы и многие другие мелкие упреки в неточности нанесения разломов, хотя в отдельных местах неточности есть.

В отношении «идеальной сетки планетарной трещиноватости» (рис. 36), на которую так сильно нападает Э. Н. Эрлих, мы можем сказать, что эта карта, во-первых, нами не совсем точно названа: правильнее было бы назвать ее не картой трещиноватости, что вызывает впечатление действительности, а схемой ориентировки теоретически предполагаемых направлений растрескивания земной коры, которые стимулируются ротационной динамикой Земли. Это карта не фактической трещиноватости, а только схема гипотетических линий о чем, кстати, свидетельствует слово «идеальная», данное в названии нашей карты. Нам кажется, что Э. Н. Эрлих не понял сути и назначения данной карты в нашей работе. Слово «идеальный» всегда являлось синонимом слова «теоретический» или «гипотетический», но никогда не было синонимом слова «фактический».

В заключение мы хотим поблагодарить Э. Н. Эрлиха за его в определенном смысле полезную критику и пожелать нашим геологам и геофизикам самим лично разобратся в сущности затронутых в наших книгах вопросов.

И. П. ПАЛЕЯ

**О КНИГЕ Г. И. КАЛЯЕВА «ТЕКТОНИКА ДОКЕМБРИЯ УКРАИНСКОЙ ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ ПРОВИНЦИИ» (Издательство «Наукова думка», Киев, 1965)**

В 1965 г. издательство «Наукова думка» выпустило книгу Г. И. Каляева «Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции». Эта книга представляет собой монографическое описание тектоники Большого Кривого Рога, выполненное на основе многолетних исследований автора. Книга содержит 185 страниц печатного текста, более 50 графических иллюстраций (геологические и тектонические схемы, профили, блок-диаграммы, схемы формационных рядов, геохимические графики и др.) и 12 таблиц. В библиографическом указателе — 112 названий.

Систематизация и обобщение огромного фактического материала, накопившегося в результате длительных геолого-съемочных, разведочных и эксплуатационных работ, позволили автору по-новому подойти к расшифровке геологического строения и истории формирования Украинской железорудной провинции — крупнейшего железорудного района нашей страны. Это интересное исследование проведено на основе структурно-исторического анализа с широким привлечением формационных критериев. Характеристике геосинклинальных формаций Большого Кривого Рога посвящена одна из основных глав работы, занимающая 43 страницы. В ней последовательно описаны вещественный состав, условия залегания и распространение эффузивных, терригенных, вулканогенно-осадочных, хемогенных и грубообломочных пород, составляющих естественный формационный ряд нижнепротерозойского геосинклинального прогиба, наложенного на архейское платформенное основание.

Весьма обстоятельно (более 60 страниц) проведено также описание складчатых структур Большого Кривого Рога. Формирование этих структур автор связывает с длительным ростом гранито-гнейсовых куполов, развивающихся преимущественно во внутренних зонах геосинклинали, благодаря сложным процессам гранитизации и реоморфизма. Эта глава представляет самостоятельный интерес, а предлагаемый автором механизм образования подобного рода структур несомненно заслуживает пристального внимания, так как сходные структуры широко распространены в раннедокембрийских образованиях.

В последующих главах Г. И. Каляев проводит геотектоническое районирование, решает основные вопросы стратиграфии Большого Кривого Рога и дает историю его геологического развития, основываясь главным образом на распределение и структурных соотношениях описанных ранее формаций. Такой подход приводит автора к совершенно правильному представлению о том, что в раннем докембрии (около 2600 млн. лет назад) вся территория Среднего Приднепровья являлась частью единой геосинклинальной системы, вытянутой в меридиональном направлении. Установившаяся тесная генетическая и возрастная связь метаморфических пород центральных частей этой системы с отложениями ее внешних зон, от тем самым основательно подрывает широко распространенную концепцию о наложенном, троговом характере Криворожско-Кременчугского и Орехово-Павлоградского прогибов. Правильное понимание структуры Среднего Приднепровья не только имеет решающее значение для установления общей структуры Украинского щита, но и является важной предпосылкой для познания основных черт строения фундамента Русской платформы в целом.

В то же время в книге имеются и несомненные слабые стороны. Наиболее существенные замечания вызывает формационное расчленение отложений верхней части геосинклинального цикла (см. табл. 1). Нет, в частности, достаточных оснований для отнесения толщи доломитов к лагунной формации орогенного этапа. Как известно, доломиты широко распространены среди карбонатных отложений докембрия, являясь наиболее обычной карбонатной фацией обширных морских бассейнов. Примером подобных бассейнов может служить ятулийское море, занимавшее большую часть территории Балтийского щита. Детальными работами В. А. Соколова (1963) убедительно показано первично-осадочное, хемогенное происхождение карельских доломитов, отлагавшихся в условиях мелководного, но нормального морского бассейна. О неверном проведении нижней границы орогенного этапа свидетельствует также и состав углисто-терригенной подсвиты ( $K_3^1$ ). Последняя отличается тонкозернистым сложением, причем в составе пород этой подсвиты существенное значение имеют кварц и серицит, которые, по всей вероятности, следует рассматривать как метаморфизованные продукты выветривания Кировоградского платформенного массива. Следовательно, в это время снос терригенного материала шел преимущественно с запада, с платформы, а не со стороны поднимающихся складчатых сооружений геосинклинальной системы. К собственно орогенным образованиям относятся лишь отложения кварцито-конгломератовой подсвиты верхней свиты криворожской сери ( $K_3^3$ ), которые, как нам кажется, совершенно справедливо включены в молассовую формацию. Однако эти орогенные образо-

вания имеют крайне незначительное распространение (рис. 34), причем в размещении их не обнаруживается никакой тенденции к «накатыванию» на платформу. Подобные орогенные толщи известны и во внутренних частях геосинклинальных систем (например на Урале), вне краевых прогибов. В связи с изложенным мы не можем согласиться с отнесением внешней зоны криворожской геосинклинальной системы к «типичному краевому прогибу» (стр. 166). Для такого заключения у автора не имеется ни достаточных формационных, ни убедительных структурных данных.

Рассматривая джеспилитовую формацию, Г. И. Каляев подразделяет ее на два типа — осадочный и осадочно-вулканогенный, которые «возникают в общем синхронно в различных зонах геосинклинали» (стр. 43). Одновременное образование джеспилитов этих двух типов невозможно (к этому склоняется и сам автор), ибо в эпоху интенсивного подводного вулканизма не создается условий для возникновения коры выветривания, являющейся источником железистых растворов для осадочных джеспилитов. Поэтому вряд ли правильно относить криворожские джеспилиты к собственно осадочному типу. Как показала Л. Н. Формозова (1965), при классификации джеспилитовых формаций следует учитывать состав материнских эффузивных пород. В случае основных изливаний связанное с эксгаляциями и гидротермами железо может мигрировать на значительные расстояния от очагов вулканической деятельности и выпадать не только вблизи последних, но и главным образом за пределами распространения вулканических пород, образуя месторождения железистых кварцитов.

Учитывая изложенное выше, нам представляется более правильным рассматривать джеспилиты внешних и внутренних зон Криворожской геосинклинальной системы в качестве образований единого формационного ряда, относя, согласно классификации М. С. Маркова (1959), «осадочные» джеспилиты внешних зон к криворожскому типу, а осадочно-вулканогенные джеспилиты внутренних зон — к киватинскому типу.

В стратиграфической главе автор, желая показать значение формационного анализа для расчленения докембрийских образований, приводит для сравнения формационные ряды подвижных зон различного возраста (табл. 8). При этом формационная характеристика последних дается слишком схематично, а порою и неверно. Так, например, для герцинид Урала, характеризующихся сложным сочетанием формаций различной структурно-фациальных зон, приводится единый формационный ряд, объединяющий генетически и пространственно разобщенные отложения. При этом пропадают такие характерные формации как фаменско-нижнекаменноугольные известняки или девонские граувакки. Нельзя согласиться и с отнесением майкопских глин Крыма к терригенно-флишевой формации. Эти глины, хотя и содержат песчаный материал, но его распределение таково, что их нельзя считать даже флишеидными образованиями. Подобные досадные неточности отвлекают внимание читателя от основного, справедливого тезиса этого раздела — о подобии основных типов формаций геосинклинальных систем разного возраста. Несомненно, что «переходящие» формации — такие как джеспилитовые, галогенные, органогенно-известняковые — придают разновозрастным геосинклиналям свои специфические черты, отражая эволюцию осадкообразования. Однако нам представляется, что эволюция тектонических процессов не ограничивается изменениями формаций. Весьма вероятно, например, что с течением времени менялась и скорость осадконакопления, изменялись процессы складкообразования, конфигурация и размеры геосинклинальных прогибов и т. д. Наши знания о тектонических процессах раннего докембрия еще очень отрывочны, но не исключено, что именно эволюцией тектонических процессов объясняется отсутствие достоверных краевых прогибов в докембрийских геосинклинальных системах.

Несмотря на отмеченные недостатки, книга Г. И. Каляева является ценным вкладом в геологию Украинского кристаллического щита.

### Литература

- Марков М. С. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. 2, Изд-во АН СССР, 1959.  
Соколов В. А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. Изд-во АН СССР, 1963.  
Формозова Л. Н. В сб. «Рудоносные вулканогенно-осадочные формации геосинклиналей». Тр ГИН АН СССР. Изд-во «Наука», вып. 141, 1965.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
10 мая 1966 г.

## ХРОНИКА

УДК 551.24

## XI ТИХООКЕАНСКИЙ НАУЧНЫЙ КОНГРЕСС

(Токио, Япония)

С 22 августа по 8 сентября 1966 г. в столице Японии Токио проходил XI Тихоокеанский научный конгресс, который был создан Тихоокеанской научной ассоциацией на основании решения предыдущего X конгресса (Гонолулу, США, 1961 г.).

Согласно Конституции ассоциации, организация конгресса была возложена на научные учреждения страны — организатора, в данном случае — Японии. Созданный Научным советом Японии Организационный комитет возглавлял председатель совета, выдающийся физик, лауреат Нобелевской премии, профессор Син-итиро-Томонага, который был впоследствии избран председателем XI Тихоокеанского научного конгресса и президентом ассоциации. Генеральным секретарем Организационного комитета был профессор Токийского университета И. Хияма.

Конгресс проходил в зданиях Токийского университета (с 22 августа по 3 сентября), после чего состоялись экскурсии, специализированные по различным отраслям знаний и продолжавшиеся в течение одной недели.

Японские ученые приложили много труда и добились великолепной организации конгресса, хотя это было не легко сделать в связи с тем, что Тихоокеанская научная ассоциация объединяет ученых двенадцати различных специальностей (во время конгресса работали секции: метеорологии, океанографии, геофизики, геологии, биологии, сельского хозяйства и лесоводства, рыболовства, медицины, антропологии, географии, социальных наук и научной информации и музеев). В XI Тихоокеанском научном конгрессе, который был самым представительным и многочисленным в истории таких конгрессов, приняли участие 5960 ученых из 82 стран мира. Советская делегация, возглавляемая академиком А. А. Губером, была третьей по численности (после Японии и США) и насчитывала в своем составе 172 ученых из 45 научных организаций. В составе советской делегации были представители 12 различных геологических учреждений и институтов Москвы, Ленинграда, Владивостока, Магадана, Петропавловска-на-Камчатке, Новосибирска, Киева и других городов Советского Союза.

Тектонические проблемы рассматривались на заседаниях двух секций: геофизики и геологии. В работе секции геофизики приняли участие 415 ученых, среди них 36 из Советского Союза; секции геологии — 420, в числе которых было 28 советских ученых.

В первой из них проходили заседания по проекту Верхней мантии, во второй обсуждались вопросы региональной тектоники Тихоокеанского тектонического кольца.

*Н. А. Богданов*

УДК 551.24

## ВОПРОСЫ ТЕКТониКИ НА XI ТИХООКЕАНСКОМ НАУЧНОМ КОНГРЕССЕ

Тектонические проблемы заняли значительное место в работе геологической секции XI Тихоокеанского научного конгресса. Им был посвящен симпозиум № 24, озаглавленный «Возраст и природа циркум-тихоокеанского орогенеза», а после окончания симпозиума эти проблемы обсуждались на двух специальных заседаниях секции.

Симпозиум № 24 проходил в течение трех дней — с 25 по 27.VIII — и был подготовлен конвинуером симпозиума, профессором Университета Кюсю Т. Мацумото. В заседаниях участвовали обычно 100—150 ученых, из них 5—10 из Советского Союза. 25. VIII на симпозиуме председательствовал У. Гамильтон (США), 26. VIII—Ю. М. Пущаровский (СССР), 27.VIII — Дж. Роддик (Канада).

Было прочитано 22 доклада. Среди них прежде всего выделяется группа докладов, в которых рассматривалось общее тектоническое строение и развитие обширных регионов; расположенных на разных континентах по периферии Тихого океана. От имени группы канадских геологов Дж. Роддик прочитал доклад о возрасте и природе канадской части Тихоокеанского тектонического пояса. Были рассмотрены строение и история развития мио- и эвгеосинклинальных зон. Последняя зона, начиная со среднего палеозоя, располагалась между двумя геантиклиналями, сложенными кристаллическими породами: Береговой на западе и Оминка на востоке. Основной общий вывод доклада свелся к тому, что в западной Канаде в ходе геологического времени не было простого приращивания континента, а сначала на западе (возможно, в протерозое) возникла Береговая геантиклиналь, отгородившая часть океанического бассейна. Авторы считают, что в домеловое время область Канадских Кордильер, расположенная между двумя упомянутыми выше геантиклиналями, была подобна современному Японскому морю. Однако, на наш взгляд, это сравнение ошибочно.

Доклад Л. И. Красного и Б. А. Андреева был посвящен их представлениям о тектонике и истории развития советской части Тихоокеанского тектонического пояса и некоторых сопредельных районов СССР. Однако только что вышедшая монография «Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса» (1966) под редакцией Л. И. Красного освобождает нас от необходимости аннотировать этот доклад.

Японские геологи Т. Мацуда, К. Накамура и А. Сугиура охарактеризовали позднекайнозойскую «орогению» в Японии (плутонизм, метаморфизм, вулканизм, тектонические движения). Они пришли к заключению, что позднекайнозойские процессы Курильской и Идзу-Марианской дуг и востока о. Хонсю (синклиналь Уэцу) коррелируют между собой и что развивались эти процессы в направлениях, секущих домиоценовые орогенические пояса. На этом основании они выделяют новую орогению, начавшуюся в начале миоцена, названную ими «орогенией Миэухо».

С ней связывается развитие и глубоководного Японского желоба, а также геантиклинали Китаками-Абукума и лежащего западнее ее мио-плиоценового геосинклинального бассейна. Демонстрировались палеогеографические карты для Японии, начиная с олигоцена, и интересная структурная схема островов.

Геолог Хо сообщил данные о тектонике Тайваня. По его представлению, на метаморфическом основании, образовавшемся, возможно, в позднем мезозое, в палеогене заложилась эвгеосинклиналь, занимавшая восточную часть острова. В аквитанское время продолжалось развитие этой эвгеосинклинали, но одновременно на западе образовался многоэосинклинальный прогиб. В неогене произошла складчатость эвгеосинклинальных образований, в результате чего эв- и многоэосинклинали оказались разделенными кордильерой, причем эвгеосинклиналь отгеснилась к востоку. Наконец, в раннем плейстоцене произошла особенно значительная складчатость с образованием надвигов и опрокинутых на запад складок на внутреннем (восточном) крыле многоэосинклинали и большей частью крутых разломов и сдвигов на западном крае эвгеосинклинали (восточная часть острова). В этой схеме, однако, не нашли отражения молассовые образования Тайваня, что делает общий анализ тектонической истории в части последних ее этапов неполным. Демонстрировалась тектоническая схема Тайваня.

Филиппинский представитель Ф. Гервазио рассмотрел возраст и природу орогенеза Филиппинского архипелага, фоном для чего послужила геологическая карта Филиппин, сравнительно недавно опубликованная. Он допускает наличие в складчатом основании Филиппин реликтов герцинских и (или) еще более древних структур, которые, однако, не выделены на геологической карте. По его мнению, во многих местах эти реликты характеризуются наличием гранитных интрузивов и зон мигматизации. Наметив ряд этапов развития кайнозойских структур, автор обратил внимание на молодость происхождения глубоких морских впадин.

В докладе Ч. Флеминга (Новая Зеландия) речь шла о мезозойской тектонической истории юго-западной части Тихоокеанской области. Он обратил внимание на корреляцию здесь периодов биогеографических изменений с тектоническими периодами.

Представитель Колумбии Г. Бюргль не приехал на Конгресс, но доклад его о тектонике Колумбийских Анд был зачитан. В этом интересном сообщении были рассмотрены три основных периода в тектонической истории региона: 1) палеозойский, характеризующийся миграцией во времени эв- и многоэосинклиналей к западу и ростом континента за счет присоединения части океанического блока, 2) мезозойский, когда предшествующая структура была переработана, но также существовали эв- и многоэосинклинали и 3) кайнозойский, создавший современную структуру, главными элементами которой являются три кордильеры: Восточная, Центральная и Западная.

Тектоническое развитие островов Фиджи рассмотрел В. Дикинсон (США). Он отметил, что наиболее древними палеонтологически охарактеризованными породами Фиджи являются раннетретичные известняки, залегающие линзами внутри морского разреза вулканитов андезитового и базальтового состава и аргиллитов. Все эти породы сильно деформированы, но слабо метаморфизованы. Они образуют фундамент островов, верхние члены которого относятся к раннему миоцену. На нижних уровнях породы фундамента включают плутоны гранодиоритов, тоналитов, диоритов и габбро, сопровождающихся зонами контактового метаморфизма. Фиксируется широкое распространение внутримеоценового несогласия. Выше него залегают неметаморфизованные мор-

ские и континентальные отложения, заключающие крупные линзы лав и брекчий преимущественно андезитового состава, но с отклонениями до щелочных оливиновых базальтов, преобладающих в позднем плиоцене и плейстоцене. Указанные данные (и другие, содержащиеся в докладе) интересны для общих представлений о тектонической истории Меланезии.

Далее нужно упомянуть о докладе У. Гамильтона (США), касающемся эпох складчатости в Восточной Антарктиде. Наиболее ранняя из них относится к позднему кембрию или раннему ордовики. На северо-востоке Земли Виктории фиксируется позднепалеозойская складчатость. На Антарктическом п-ове — складчатость позднемеловая. Докладчик отметил дискуссионность вопроса о подледном простирании основных тектонических зон Антарктиды.

Следующая группа докладов была связана с тектоническим положением метаморфических зон в различных регионах Тихоокеанского пояса. Сюда входят следующие доклады: М. М. Лебедев и И. А. Тарарин (СССР) — метаморфические зоны Камчатки; В. Эрнст (США) и И. Секн (Япония) — сравнение францисканских и самбагавских метаморфических образований; Р. Колеман (США) — о глаукофановых сланцах Калифорнии и Новой Каледонии; Д. Кообс и К. Ландис (Новая Зеландия) — метаморфические пояса и орогенез в Новой Зеландии; Дж. Аронсон (США) — абсолютный возраст плутонических и метаморфических пород в Новой Зеландии.

В докладах приводились данные о протяженности, структурной позиции, составе пород, времени и условиях образования метаморфических зон. Ряд авторов приходит к заключению, что в пределах того или иного региона Тихоокеанского пояса выделяются пары разновозрастных метаморфических зон. Одна из зон такой пары располагается на континентальной стороне, а другая — на океанической. В первом случае проявлен высокотемпературный метаморфизм, возникший в условиях низких давлений. Зоны, обращенные к океану, наоборот, характеризуются низкотемпературным метаморфизмом и образованы при высоком давлении (глаукофановые сланцы). Впервые такое представление было выдвинуто А. Мияширо в 1961 г.

Перейдем далее к другим сообщениям.

Богатый фактическими данными доклад о периодах гранитоидного магматизма в Японии был представлен И. Кавано и И. Уеда (Япония). Авторы обобщили результаты 250 определений калий-аргоновым методом абсолютного возраста гранитоидных пород. На демонстрировавшейся карте была отчетливо видна зональность в расположении гранитоидов разного возраста на территории Японии. Всего выделено 8 градаций, причем первая из них 3—25 млн. лет, а последняя — 370 и более млн. лет. Наиболее мощные зоны гранитоидов имеют возраст 50—65, 75—95, 90—100 и 110—120 млн. лет.

Некоторых частных вопросов, относящихся к гранитоидам Индонезии, коснулся Дж. Катили (Индонезия).

Ж. Авиас (Франция) выступил с сообщением о тектоническом положении и происхождении ультрабазитов Новой Каледонии. Проблема эта, вообще, и в отношении Новой Каледонии, в частности, очень дискуссионна. Автор привел имеющиеся у него доказательства в пользу надвигового залегания ультрабазитовых массивов и их тектонического происхождения. При этом он отметил, что покровное залегание крупных массивов более уже не дискутируется, но залегание их в надвигах принимается не всеми. Двигались массы, по его данным, в направлении с востока на запад.

Наконец, к последней группе докладов, прочитанных на симпозиуме, относятся доклады на общие темы. У. Гамильтон (США) «воздал должное» весьма популярному в США представлению о континентальном дреifte, выбрав для этого малоподходящий регион: Восточную Азию и Аляску. Он считает, например, что Новосибирские о-ва, о. Врангеля и северо-восток Чукотского п-ова отделены от Сибири по крупному правостороннему сдвигу.

Н. П. Васильковский (СССР), изложил свое представление об образовании комплекса структур северо-западного сектора Тихоокеанского пояса на базальтовом субстрате океанического дна.

Н. А. Богданов (СССР) проанализировал расположение и основные свойства палеозойских структурно-формационных зон в западной части Тихоокеанского пояса, что весьма важно для понимания хода тектонического развития в Тихоокеанском сегменте земной коры.

Ю. М. Пущаровский (СССР) дал определение Тихоокеанского тектонического пояса, показал его границы и охарактеризовал основные черты строения и развития этой планетарной структуры.

Сущность взглядов, изложенных в трех последних докладах, известна советским геологам из недавних публикаций в журнале «Геотектоника», «Геология и геофизика» и др.

Заключительный доклад на симпозиуме был сделан его конвинуером, японским ученым Т. Мадзумото. Доклад был посвящен основным задачам тектонических исследований в Тихоокеанском поясе. Они предусматривают уточнение границ пояса, особенно на западе, изучение тектонической истории, которая является полициклической, исследование структур, различающихся на востоке и на западе пояса, изучение метаморфизма, плутонизма, вулканизма и сейсмичности, и, наконец, выявление геотектони-



ческих причин и связей. В понимании этих задач много общего в том, как они формулируются советскими специалистами.

Симпозиум в целом показал, что на данном этапе во всей циркум-Тихоокеанской области проводятся широкие и разносторонние регионально-тектонические исследования. При этом важное значение в анализе завоевали понятия эв- и многоэпизодности, благодаря чему геологи разных стран и континентов легко понимают друг друга. Регионально-тектонические исследования сочетаются с изучением метаморфических зон и магматических поясов, что особенно относится к таким странам, как Япония, СССР и США. Идейная сторона регионально-тектонических исследований сводится к предположению о более или менее сложном росте континентальной коры по окраинам материков с допущением многими геологами (особенно японскими и советскими) вторичного происхождения в относительно недавнее (позднекайнозойское) время глубоководных впадин окраинных морей, лишенных ныне гранитного слоя в их основании. На эту тему была организована даже особая дискуссия. Гипотеза континентального дрефта в приложении ее к Тихоокеанскому поясу звучала на симпозиуме весьма и весьма глухо. Слабо была затронута тема, касающаяся положения, строения и истории развития крупнейших зон разломов, существующих в обрамлении Тихого океана. Последнее обстоятельство приходится отмечать с сожалением, так как вследствие этого проблема крупных тектонических движений осталась не рассмотренной.

На основании работы симпозиума можно было заключить, что нынешний период изучения Тихоокеанского тектонического пояса является переходным к созданию общей концепции о его строении, времени образования, закономерностях тектонического развития, положении и значении в структуре земной коры. Инициаторами в этом уже выступили советские тектонисты, представившие соответствующие доклады. В Японии в данное время подобные исследования ведет Т. Мацумото. Перспектива развития такой общей концепции связана, по нашему мнению, с признанием теории диссимметрии в строении и развитии земной коры, являющейся одной из фундаментальных основ современной тектоники.

Мы должны упомянуть далее о специальных тектонических заседаниях, проведенных после симпозиума (Divisional Meeting IV—I). Они проходили в течение 5 дней (с 29.VIII по 2.IX). Участвовало в них примерно такое же число геологов, как и в заседаниях симпозиума. На двух таких заседаниях председательствовали советские ученые: Н. А. Шило и Э. Н. Эрлих.

В общей сложности на тектонических заседаниях было заслушано 25 докладов, из которых 9 были сделаны японскими геологами, 3 — советскими, 3 — геологами США. Советские геологи касались тектоники северо-востока СССР (С. М. Тильман), роли докембрийского фундамента в строении Тихоокеанского пояса (А. М. Смирнов) и новейших движений и вулканизма Камчатки (Э. Н. Эрлих). Геологи Японии рассмотрели мезозойскую историю Японских островов (К. Ичикава), тектонические движения в Японии (мезозойские — А. Токуюма, неотектонические в Центральной Японии — И. Мацузавы, движения в восточной Японии — Т. Хонда, некоторые особенности складчатых форм — Т. Кимура), тектонику дна Сангарского пролива, отделение о. Хоккайдо от о. Хонсю (И. Саса и др.), и некоторые другие вопросы. Описательный характер носил доклад Т. Лаудона и др. (США) по поводу геологии и географии восточной части гор Эллсворта в Антарктиде. Р. Дитц (США) сделал сообщение о развитии краевых по отношению к Тихому океану геосинклиналей, горообразовании, формировании и движениях континентов. Р. Бостром (США) остановился на системе океанических хребтов в северо-восточной области Тихого океана. Два интересных сообщения сделали геологи Соломоновых островов: Дж. Гровер и Б. Хакман. Их сообщения содержали изложение результатов геологического и геофизического изучения этих островов. Наконец, были сделаны доклады о геологии западного Тайваня, Гонконга, Южного Вьетнама и некоторых районов Индонезии. Упомянутые доклады пополнили данные о региональной тектонике областей, относящихся к Тихоокеанскому поясу.

Как на заседаниях Симпозиума, так и на последующих тектонических заседаниях широко использовались диапозитивы с изображением различного рода мелкомасштабных схем. На фоне подобной «графики» резко выделялись две многолистные цветные карты, привезенные советскими геологами: красочная проба Геологической карты восточных районов СССР в масштабе 1:1500 000 (ВСЕГЕИ) и Тектоническая карта Евразии в масштабе 1:5 000 000 (ГИН АН СССР). Обе карты привлекли большое внимание.

В Токийском университете была организована выставка различных карт Японии. Кроме того, геологи — участники Конгресса, были приглашены в Геологическое Управление Японии, где также демонстрировались некоторые карты, в том числе новая многолистная Геологическая карта Японии в масштабе 1:500 000 и карты металлогенических эпох японских островов. Можно было видеть также набросок мелкомасштабной тектонической карты Японии. При посещении Геологического управления мы обратили внимание на то, что хотя оно сравнительно малочисленно, но там ведутся научные работы; нам было продемонстрировано несколько лабораторий.

Кроме этого управления мы посетили геологические отделения при естественных факультетах в Токийском университете и в Педагогическом университете в Токио. Эти отделения также немногочисленны и имеют петрологический и вулканологический уклоны.

С тематикой симпозиума № 24 и специальных тектонических заседаний непосредственно были связаны две экскурсии: IVБ и VB. Каждая из них продолжалась пять дней и в обеих принимали участие советские специалисты.

Экскурсия IVБ предусматривала пересечение центральной части о. Хонсю между городами Киото и Ширахама и проходила через районы городов Осака, Кобе, Нара и Вакаяма, т. е. таким образом, что участники могли познакомиться с зоной Срединного Японского разлома (Median line) и строением районов, расположенных к северозападу и к юго-востоку от нее. Во время этой экскурсии можно было увидеть породы и структуры широкого возрастного диапазона, образующие несколько относительно узких, но весьма протяженных продольных структурных зон (Самбагава, Чичибу, Симанто и др.), а также неогеновые и четвертичные впадины. Обратило на себя внимание большое формационное сходство мощных терригенных толщ нижнего и верхнего мела с меловыми отложениями Сихотэ-Алиня, подобными, в свою очередь, породам верхоянского комплекса. Это сходство значительно больше, чем с терригенными флишевыми формациями, и, таким образом, отождествление упомянутых отложений с флишем, как это иногда имеет место, представляется неправомерным.

В многочисленных обнажениях удалось наблюдать зелено-серые метаморфические сланцы Самбагава, примыкающие к Срединному разлому. Работающие здесь геологи пришли к выводу, что время метаморфизма относится к нижнему и частично к среднему мезозою.

С интересом наблюдались пологие складчатые деформации в миоценовых толщах в Ширахама-Вакаямском р-не и складки с углами наклона крыльев в несколько градусов ( $\sim 8^\circ$ ) в нижнеплейстоценовых песчаниках, выполняющих глубокую наложенную впадину Осака.

В пределах Срединного разлома можно было видеть мощную милонитовую зону и надвиговые деформации.

В целом экскурсия IVБ позволила составить хорошее представление о большинстве главных тектонических зон Японии, к которым необходимо обращаться, если исследовать общие вопросы строения и развития обрамления ложа Тихого океана.

Экскурсия VB проходила в южных районах Японии. Она началась в г. Хиросима и кончилась на о-ве Сикоку. Целью экскурсии, как и предыдущей, было ознакомление участников с основными тектоническими зонами в этой части страны.

В районе Хиросимы был показан так называемый пояс Чугоку, который протягивается вдоль юго-восточного побережья о-ва Хонсю и сложен преимущественно верхнепалеозойскими карбонатно-сланцевыми породами, заключающими черные кремнистые сланцы. Этот комплекс с угловым несогласием перекрывается триасовыми отложениями, характерными (формационно) для геантиклинальных зон. Он прорван гранитами верхнемелового возраста. На юге Хонсю и на севере Сикоку осматривался «пояс Риоке», примыкающий к зоне Чугоку. Он сложен палеозойскими образованиями, метаморфизованными до адналузито-силлиманитовых сланцев, а местами до гнейсов. На северо-востоке Сикоку указанные породы перекрыты верхнемеловыми терригенными отложениями, смятыми в относительно простые складки. Метаморфические породы прорваны меловыми и третичными гранитами. Наиболее молодыми образованиями этой зоны являются третичные андезито-базальты, залегающие практически горизонтально.

Срединный разлом (линия Медианы) отделяет зону Риоке от следующего на юг «пояса Самбагава». В поясе развиты кристаллические сланцы мощностью до 8000 м. Руководитель экскурсии Г. Ходжима полагает, что возраст пород верхнепалеозойский, вероятно пермский. Что касается возраста метаморфизма, то он определяется как верхнемеловой (возможно, даже нижнетретичный?).

В районе Бесши группа экскурсантов ознакомилась с медным рудником, в котором ежегодно добывается свыше 7000 т меди, а попутно также цинк и золото. Общие запасы медной руды оцениваются в 8 млн. т. Часть рудных выработок находится на глубине 2200 м от поверхности.

Удалось посмотреть дислокации Срединного разлома. При этом часть структур, ранее описанных как надвиги послеплейстоценового времени, по мнению участников экскурсии (М. В. Муратов и др.), должны рассматриваться как оползни.

В целом экскурсия прошла весьма целеустремленно и позволила хорошо уяснить тектоническое строение геологически чрезвычайно интересного района Японии.

Обе экскурсии были хорошо организованы. Особенно нужно отметить высокую квалификацию их руководителей, среди которых были профессора, Н. Икебе, К. Ичи-кава, К. Хуцито — в Центральной Японии и Г. Ходжима, А. Хазе, Н. Накама — в Южной Японии. Вообще все японские геологи делали все возможное, чтобы экскурсии были интересными. Подробные геологические путеводители, содержащие конкретные описания обнажений, и многочисленные графические материалы, розданные участникам, оказались очень полезными для экскурсантов.

К началу конгресса были опубликованы тезисы всех докладов. Для геологов представляют интерес два тома таких тезисов: том 4 (геологические науки) и том 3 (геофизика).

В ходе конгресса советские геологи широко общались с учеными других стран. Такие контакты были взаимно весьма полезны.

В заключение необходимо еще раз отметить, что японские ученые проявили исключительное гостеприимство и хорошо справились с таким сложным делом, как проведе-

ние такого крупного и представительного конгресса. Успех работы геофизической и геологической секции в значительной степени обязан именно этому.

Согласно решению, принятому на заключительном пленарном заседании, следующий XII Тихоокеанский научный конгресс соберется в Австралии в 1971 г.

*Ю. М. Пушаровский, Н. А. Богданов*

УДК 551.1

## ЗАСЕДАНИЯ ПО ПРОЕКТУ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Во время XI Тихоокеанского научного конгресса симпозиум по проекту Верхней мантии и заседания геофизической секции конгресса привлекли большое внимание ученых и прошли со значительным успехом. В многочисленных докладах содержалось много новых сведений о строении земной коры и верхних слоев мантии Тихого океана и прилегающих к нему стран. Ниже вкратце резюмируются наиболее существенные и интересные с тектонической точки зрения новости, содержащиеся в докладах, представленных на симпозиуме и на заседаниях секции.

Все больше обращается внимания на анизотропию в строении Верхней мантии Тихого океана. Анизотропия выражается в том, что сейсмические скорости в верхних слоях мантии в разных направлениях оказываются существенно различными. Этому вопросу был посвящен доклад М. Кумазава (Япония).

В большом докладе Д. ж. Вуллард (США) рассмотрел вопрос о связи гравитационных аномалий Буге с рельефом и толщиной земной коры. Докладчик пришел к выводу, что правильные соотношения между этими величинами осуществляются далеко не везде. В качестве наиболее разительных примеров Вуллард указал Филиппины, Соломоновы о-ва, Новую Гвинею и некоторые другие районы юго-западной части Тихого океана, а также Панаму в Центральной Америке. Во всех этих районах наблюдаются чрезвычайно большие положительные аномалии Буге, противоречащие высокому рельефу поверхности и современному поднятию коры. Непосредственно эти аномалии связаны с многочисленными основными и ультраосновными интрузиями. По мнению автора этих строк, эти исключительно интересные примеры указывают на районы, где происходит процесс базификации земной коры.

С отчетом об изучении покрова рыхлых осадков в Тихом океане выступил директор Ламонтской геологической обсерватории М. Юинг (США). Ряд пересечений, во время которых проводилось непрерывное профилирование с помощью отраженных упругих волн, позволили составить весьма полное представление об условиях залегания осадков. На большей части пересечений удавалось получить отражения не только от нескольких промежуточных слоев, но и от поверхности «второго слоя», подстилающего рыхлые осадки. Повсеместно осадки обнаруживают удивительно спокойное залегание: на огромных пространствах их слои лежат совершенно горизонтально. Ниже слои заполняют неровности «второго слоя», который сложен, как предполагают, либо уплотненными осадочными породами, либо эффузивами. Таким образом, нет оснований говорить о каких-либо дислокациях осадков на дне океана. В залегании осадков нет признаков ни надвигания материков на океан, ни конвективного расплывания дна океана от центральных его районов к материкам.

Доклад М. Юинга и Д. ж. Юинга (США) был посвящен залеганию осадков в Японском глубоководном желобе. Оказывается, крутой материковый склон желоба почти вовсе лишен покрова рыхлых осадков. Такой покров, очень тонкий (несколько сотен метров), существует на более пологом океаническом склоне того же желоба. Не меняясь в мощности, этот покров спускается до дна желоба. Он нарушен во многих местах ступенчатыми и антитетическими сбросами. На дне желоба осадки лежат спокойно, образуя горизонтальные слои. Характер залегания слоев указывает на большую молодость глубоководного желоба. Опять же никаких признаков сжатия в строении желоба не обнаруживается. Сбросы указывают на обратное явление — растяжение.

Ряд докладов был посвящен строению коры в разных районах Тихого океана. Пересечение через Японское море, выполненное японскими исследователями, обнаружило под глубокой частью моря кору промежуточного типа: мощные осадки на базальтовом океаническом слое. Типичное океаническое строение коры было найдено в морях Филиппинского архипелага (доклад Мураучи, Япония).

В докладе о геомагнитном поле Тихого океана докладчик (В. Вакье, США) утверждал, что характер магнитного поля резко меняется на границе между открытым океаном и окаймляющими его глубоководными желобами и материковыми шельфами. Прекращаются линейные аномалии, характерные для океанического дна, заменяясь совершенно иным рисунком аномалий. Это утверждение, однако, не было достаточно аргументировано, так как на показанных картах магнитные аномалии прибрежных районов не были изображены.

Геотермические измерения в Японском и Охотском морях показали повышенные тепловые потоки, превышавшие  $2 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$  (доклад С. У е д а).

В качестве очередного отчета геофизической лаборатории Национального Австралийского университета в Канберре по проекту Верхней мантии заведующий этой лабораторией профессор А. Рингвуд с сотрудниками представил серию статей, посвященных результатам экспериментов с высокими температурами и давлением. Эти статьи представляют исключительный геофизический, геохимический и геологический интерес. В них рассмотрены условия выплавления базальтов из верхней мантии и дальнейшая эволюция выплавленной магмы. На разной глубине из перидотита выплавляется базальт разного состава. На наибольшей глубине (превышающей 100 км) выплавляется пикрит, на несколько меньшей — щелочной оливиновый базальт, еще выше — высокоглиноземистый базальт и, наконец, кварцевый толеит. А. Рингвуд пришел к выводу об устойчивости эколгитовой фазы в сухой обстановке в пределах всей земной коры, что заставило пересмотреть известную диаграмму перехода базальт — эколгит, составленную Йодером и Тилли. Было установлено, что эколгитовый минеральный состав при отсутствии воды может быть образован при кристаллизации под высоким давлением расплавов не только основного, но и среднего (андезитового) состава. Автор предлагает схему глубинных процессов, в которой участвуют как подъем базальта из верхней мантии, так и обратное погружение в мантию эколгита, образовавшегося в нижних слоях коры при кристаллизации базальта, причем в этом случае частичное плавление эколгита ведет к выделению андезитовой магмы. Последнее объясняет глубокое происхождение андезитов вулканического пояса, окружающего Тихий океан.

А. Рингвуд приходит к выводу, что нижняя часть коры (так называемый базальтовый слой) сложена метаморфическими породами гранулитовой фации и что анортиты и чарнокиты представляют собой результат плавления этих пород. В целом эти данные удивительно совпадают с новейшими выводами некоторых советских исследователей и, в частности, дают основу для понимания механизма процесса океанизации.

Экспериментально был установлен переход оливина при давлении 170 кбар в шпинелевую структуру с увеличением плотности на 10%. Пироксен при давлении 200 кбар приобретает ильменитовую структуру. Эти данные важны для понимания строения слоя С верхней мантии.

Во время XI Тихоокеанского конгресса в центральной части главного острова Японии, в районе Мацуширо, продолжался рой землетрясений, начавшийся еще с лета 1965 г. Такие землетрясения, частью ощутимые, в большинстве случаев крайне слабые, происходят практически непрерывно. Число их в сутки достигает сотен и даже одной тысячи. Глубина очагов очень мала, 3—4 км, чем обусловлен узлокальный характер сейсмических сотрясений.

В этом районе японские геофизики организовали широкий комплекс постоянных наблюдений, в которые, кроме сейсмических исследований, входят повторные (через каждые тридцать дней) нивелировки, регистрация наклонов земной поверхности, повторные измерения горизонтальных расстояний, а также напряжений в породах. Было обнаружено, что в эпицентральной области растет купол, который поднялся за 3 месяца на 30 см. Подмечено также, что усиление поднятия связано с увеличением размера теплового потока. Японские наблюдатели считают, что по совокупности признаков они могут предсказывать за несколько дней временное усиление сейсмической активности.

На симпозиуме и на заседаниях секции были представлены многочисленные доклады советских участников конгресса. Б. А. Петрушевский докладывал о тектонической природе зоны сочленения между Азиатским материком и Тихим океаном; в сообщении Н. А. Бел я е в с к о г о указывалось на противоречивость развития Тихоокеанского подвижного пояса, в котором происходят как увеличение толщины материковой коры, так и базификация ее и превращение в кору океанического типа; В. В. Белоусов привел аргументы в пользу существования процесса океанизации материковой коры и высказал соображения по поводу возможного механизма этого процесса; Г. С. Горшков в своем докладе указал на признаки различного состава мантии под материками, океанами и островными дугами; В. А. Магницкий привлек внимание к возможному влиянию на размер теплового потока в отдельных тектонических зонах перехода вещества в стекловатое состояние; И. П. Косминская и С. М. Зверев доложили о методах глубинного сейсмического зондирования в зонах перехода от материка к океану; Г. Б. Удинцев предложил вниманию собравшихся новую тектоническую карту Тихого океана, основанную на выделении зон с корой разного строения; А. Г. Гайнанов и др., а также Р. З. Тараканов и др. сообщили новые данные о верхней мантии переходной зоны от материка к Тихому океану, указывающие на значительные неоднородности в ней, как вертикальные, так и горизонтальные. В частности, есть основания утверждать, что волновод в верхней мантии состоит из нескольких (возможно, четырех) волноводов, расположенных друг над другом на разных глубинах от 60 до 500 км; И. К. Туезов и др. остановились на тех существенных различиях, которые обнаруживаются в строении коры и верхней мантии под мезозойскими складчатыми зонами Дальнего Востока и под островными дугами.

Одновременно с симпозиумом состоялось очередное совещание Международного комитета по проекту Верхней мантии. Совещание было представительным, дружным и эффективным. Кроме регулярных членов комитета в совещании участвовали представители международных союзов Геологических наук,

Географии, Чистой и прикладной физики. Активное участие принял представитель ЮНЕСКО — организации, которая широко поддерживает проект.

Из отчета Генерального секретаря Л. Кнопфа (США) следовало, что в настоящее время 47 стран объявили о своем участии в работах по проекту Верхней мантии.

Главным предметом обсуждения было содержание так называемой III стадии проекта Верхней мантии (1968—1970 гг.). Было решено, что эта стадия, помимо продолжения начатых исследований, должна включить также анализ и интерпретацию уже имеющихся данных. Формы такого анализа могут быть различны. Они могут включать сопоставление различных методик и обработку определенных групп данных в целях получения лучшего представления о составе и строении нижней коры и верхней мантии. Для выполнения такой работы, возможно, потребуется организация исследовательских групп экспертов, которые будут совместно работать в течение нескольких месяцев.

Комитет решил также, что в ближайшее время должна быть составлена коллективная монография «Кора и верхняя мантия Земли», в которой должны быть отражены основные достижения в изучении состава, строения и развития коры и верхней мантии, и намечены важнейшие проблемы для ее дальнейшего исследования. Центральная задача книги — показать комплексный, геолого-геофизико-геохимический аспект проблемы взаимодействия коры и верхней мантии и проиллюстрировать связь геофизических явлений с геологическими и геохимическими. Ответственным редактором книги утвержден председатель комитета.

Среди более частных резолюций следует подчеркнуть совместную рекомендацию комиссий по окраинам материков и по рифтовым зонам приступить к выполнению трансокеанических комплексных пересечений. Ширина такого пересечения должна быть около трех градусов. В пределах этой полосы должны быть проведены в первую очередь топографические, геомагнитные, гравиметрические, сейсмические (методом преломленных волн) и литологические исследования и буровые работы. Во вторую очередь следует провести геотермические и сейсмические (методом преломленных волн) исследования. Третья стадия будет заключаться в детальных исследованиях некоторых специально выбранных участков. Пересечения должны быть продолжены на сушу для выяснения связи океанических структур с материковыми.

Комиссия по рифтовым зонам подчеркнула необходимость усиления исследований континентальных рифтов, и не только Восточно-Африканских, но и таких, как Байкальский, Рейнский и др.

Подкомиссия по Восточно-Африканским рифтам представила отчет о работах по составлению структурных и геофизических карт, успешно выполняемых по контракту с ЮНЕСКО в соответствии с рекомендациями Комитета.

Рабочая группа по петрологии и вулканизму в качестве важнейших проблем для изучения выделила минеральные геотермометры и геобарометры, полиморфизм алюмосиликатов, условия образования гранулитовой фации метаморфизма, стратиграфию метаморфических толщ, типы и происхождение эклогитов. Подчеркнута важность количественного изучения вулканизма в области Тихого океана. Составляются карты молодых и древних вулканов и зон разных стадий метаморфизма, а также производится сравнение химического состава основных и ультраосновных пород, приуроченных к разным тектоническим и геофизическим зонам.

Было решено опубликовать доклады, представленные на симпозиуме по проекту Верхней мантии, в виде отдельного сборника.

Между советской и японской делегациями были начаты переговоры о совместных исследованиях в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану.

*В. В. Белоусов*

***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. ШЕЙМАНН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

***Адрес редакции:***

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

**Технический редактор *Е. А. Карпова***

---

Сдано в набор 7/1—1967 г. Т-03119. Подписано к печати 23/II—1967 г. Тираж 1650 экз.  
Зак. 6554. Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Печ. л. 10,5+3 вкл. Бум. л. 3<sup>3</sup>/<sub>4</sub>. Уч.-изд. листов 13,1.

---

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

**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»  
ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ В 1967 ГОДУ:**

**БОГОЛЕПОВ К. В.** Мезозойская тектоника Сибири. 32 л. 2 р. 50 к. Темплан 1967 г. I полугодие № 249

**ДЕРГУНОВ А. Б.** Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. Труды Геологического института. Вып. 172. 20 л. 1 р. 60 к.

Темплан 1967 г. I полугодие № 266

**ПАРФЕНОВ Л. М.** Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. 12 л. 1 р.

Темплан 1967 г. I полугодие № 285

**САЛТЫКОВСКИЙ А. Я.** Некоторые черты континентального вулканизма (на примере Западного Забайкалья). 12 л. 1 р.

Темплан 1967 г. I полугодие № 293

**Тектонические карты на XXII сессии МГК.** 15 л. 1 р. 20 к.

Темплан 1967 г. I полугодие № 301

**ИМЕЮТСЯ В ПРОДАЖЕ:**

**ДУМИТРАШКО Н. В., ЛИЛИЕНБЕРГ Д. А., БУДАГОВ Б. А.** Рельеф и новейшая тектоника Юго-Восточного Кавказа. 1961. 117 стр. 68 к.

**ЖУРАВЛЕВ В. С.** Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы. (Труды ГИН. Вып. 42). 1960. 272 стр., 5 вкл. 1 р. 70 к.

**ЛУЧИЦКИЙ И. В.** Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. 1960. 276 стр., 4 л. карт и табл. 1 р. 68 к.

Книги можно купить в магазинах книготоргов и «Академкнига».

На книги, готовящиеся к печати, принимаются предварительные заказы.

*Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: Москва, В-463, Мичуринский проспект, 12. магазин «Книга—почтой» Центральной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига».*

**АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:**

Москва, ул. Горького, 8 (магазин № 1); ул. Вавилова, 55/5 (магазин № 2); Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Свердловск, ул. Белинского, 71-в; Новосибирск, Красный проспект, 51; Киев, ул. Ленина, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6; Алма-Ата, ул. Фурманова, 139; Ташкент, ул. Карла Маркса, 29; ул. Шота Руставели, 43; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Уфа, проспект Октября, 129; Коммунистическая, 49; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 41.



7 1.12 1967

МАКАРЬЕВА Е. И.  
ПЕСОЧНИЙ ПЕР. 3  
№ 42

207