11-1070

Академия наук СССР

# ГЕОТЕКТОНИКА

2

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1965

*Редакционная коллегия:*

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

*Адрес редакции:*

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

№ 2 **ГЕОТЕКТОНИКА** 1965

**Март — Апрель**

## СОДЕРЖАНИЕ

**А. А. Моссаковский.** К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей . . . . . 3
**М. Н. Белянкина, Е. А. Долгинов.** Структуры рифея в северо-западной части Енисейского кряжа . . . . . 17
**Т. В. Молчанова.** О генезисе и структурном положении мезозойских щелочных пород Центрально-Алданского района . . . . . 32
**В. Г. Трифонов, П. В. Флоренский, А. Е. Шлезингер.** Роль горизонтальных движений в формировании верхнетриасовой структуры Мангышлакского Каратау . . . . . 47
**Л. П. Зоненшайн.** Тектоника и анализ складчатости Верхоянья . . . . . 58
**Н. А. Крылов.** Крупные линейные платформенные депрессии эпигерцинской платформы юга СССР . . . . . 79
**Л. Ф. Волчегурский, В. С. Журавлев.** Структурные соотношения между соляными куполами Прикаспийской впадины (на примере семейства соляного купола Санкебай-Круглый) . . . . . 94
**Л. В. Фирсов.** О метеоритном происхождении Пучеж-Катункского кратера . . 106

### Краткие сообщения

**Б. С. Слюсарь, В. С. Макареску.** Основные черты строения Молдавской юрской впадины . . . . . 119

### Критика и дискуссии

**И. А. Соловьева.** О книге «Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану» (под редакцией Е. И. Гальперина и И. П. Косминской) . . . . . 123

### Хроника

О работе тектонического совещания — дискуссии, состоявшейся в г. Ашхабаде 127

Проверено 1974 г.

ПРОВЕРЕНО 20 22

37393

№ 2 **GEOTECTONICS** 1965

**March — April**

## CONTENTS

**A. A. Mossakovski.** On the orogenic stage in the development of geosynclinal areas 3
**M. N. Beliankina, E. A. Dolginov.** Riphean structures in the northweastern part of Yenisey mountain range . . . . . 17
**T. V. Molchanova.** On the genesis and structural position of Mesozoic alkaline rocks of the Central Aldan region . . . . . 32
**V. G. Trifonov, P. V. Florensky, A. E. Shlesinger.** Role of horizontal movements in the formation of Upper Triassic structure of Mangyshlak Karatau . . . 47
**L. P. Zonenshein.** Structure and analysis of folding in Verkhoyansk range . . 58
**N. A. Krilov.** Big linear depressions of the Epi — Hercynian platform in the south of the USSR . . . . . 79
**L. F. Volchegursky, V. S. Zhuravlev.** Structural relations between salt domes of the Pericaspian basin (on the example of the Sankebai — Krugly salt dome family) . . . . . 94
**L. V. Firsov.** On the meteoritic origin of Puchzh — Katunsk crater . . . . 106

### Short communications

**B. S. Slusar, V. S. Makaresku.** Main features of tectonic of the Jurassic Moldavia depression . . . . . 119

### Critique and discussions

**I. A. Solovieva.** About the book «Structure of the Earth's crust in the transition zone from the Asiatic continent to the Pacific Ocean» (edited by E. I. Galperin and I. P. Kosminskaia) . . . . . 123

### Chronicles

On the discussion on the tectonic in Askhabad 127

Технический редактор Е. А. Карпова

Т-04544 Подписано к печати 23/III—1965 г. Тираж 1400 экз. Зак. 5551
Формат бумаги 70×108 1/16 Печ. л. 11,2+4 вкл. Бум. л. 4 Уч.-изд. листов 12,8

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

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 2 март — апрель 1965 г.

УДК 551.240

А. А. МОССАКОВСКИЙ

# К ВОПРОСУ ОБ ОРОГЕННОМ ЭТАПЕ РАЗВИТИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

В статье рассматривается вопрос об орогенном этапе развития геосинклинальных областей, обосновывается разделение этого этапа на три стадии: нижних молосс, горообразовательную и верхних молосс и высказываются соображения о месте и роли эпох горообразования в сложном процессе преобразования геосинклинальных областей в платформенные.

В настоящее время, после того как уже вышли в свет два издания Тектонической карты СССР под редакцией Н. С. Шатского (1953, 1956—1957), опубликована Международная тектоническая карта Европы под редакцией Н. С. Шатского и А. А. Богданова (1964), а также подготовлены к изданию или заканчиваются составлением Тектоническая карта Евразии под редакцией А. Л. Яншина (Яншин, 1962) и Тектоническая карта СССР под редакцией Т. Н. Спижарского (Спижарский, 1964), возникли необходимые предпосылки для обсуждения ряда важных тектонических проблем, в том числе вопросов, связанных с существованием этапов или стадий в развитии геосинклинальных областей и с типизацией тектонических структур.

В последнее время по этим вопросам уже выступили в печати М. В. Муратов (1962, 1963, 1964), А. А. Богданов, М. В. Муратов и В. Е. Хаин (1963), В. Е. Хаин и Ю. М. Шейнманн (1960), Н. П. Херасков (1962, 1963, 1964). Б. Н. Красильников (1961) и др., статьи которых были посвящены проблеме выделения главных этапов в развитии геосинклинальных областей.

В данной работе предпринята попытка рассмотреть более частный, но в то же время сложный и очень дискуссионный вопрос о так называемом орогенном или заключительном этапе развития геосинклинальных областей, его внутренней стадийности и свойственных ему основных типах тектонических структур.

## К ИСТОРИИ ВОПРОСА

В основе любых рассуждений об орогенном этапе развития геосинклинальных областей лежит традиционная идея об определенной этапности в развитии геосинклиналей и геосинклинальных областей. Эта идея берет свое начало от Холла и Дана, впервые подметивших приуроченность складчатых областей к площадям былых геосинклиналей, и от Э. Ога (1938), подчеркнувшего, что горные цепи образуются на месте геосинклиналей. Однако наиболее полно это представление было сформулировано Л. Кобером, который ввел понятие об орогене, получившее очень широкое распространение, особенно среди западноевропейских геологов. Согласно Коберу (Kober, 1933), ороген возникает из геосинклинали на поздней стадии ее развития в результате проявления складчатости и сопутствующих ей горообразовательных движений. В этом смысле ороген является синонимом понятия «склад-

чатое сооружение» русских геологов (А. Н. Мазарович, Е. В. Милановский и особенно А. Д. Архангельский (1947)).

Представление об определенной этапности развития геосинклинальных областей, высказанное в общей форме, как это было показано уже давно, является господствующим и среди современных геологов. В качестве примера можно назвать М. В. Муратова (1963, 1964), выделяющего, наряду с начальным и собственно геосинклинальным или главным геосинклинальным этапами, заключительный этап развития геосинклинальных систем, характеризующийся складчатостью, горообразованием и формированием молассового комплекса; Ю. М. Шейнманна (1955, 1959), который ввел понятие об областях завершенной складчатости для геосинклинальных областей, находящихся в заключительной стадии своего развития; А. А. Богданова (1959), особенно подчеркивающего самостоятельное значение орогенного этапа развития геосинклинальных областей, с которым связаны процессы складчатости и горообразования, сопровождавшиеся накоплением молосс в крупных межгорных впадинах, разделенных горными поднятиями.

Даже самое беглое ознакомление с изложенными выше представлениями различных тектонистов позволяет говорить, что общим для всех них является признание того, что, наряду с начальным этапом в развитии любой геосинклинальной области, отмечаются два других этапа: «...первый, собственно геосинклинальный, когда живут и формируются геосинклинали и сопряженные с ними геоантиклинали, и второй, заключительный, орогенный, сменяющий собственно геосинклинальный, характеризующийся существованием складчатых горных сооружений, возникших в результате тектонических процессов на грани этих двух этапов» (Белостоцкий и др., 1959).

Одновременно изучение геологического строения современных горных систем, особенно Азиатского материка, показало, что такие горные массивы как Тянь-Шань, Алтай, Саяны, Становой хребет и многие другие возникли на месте ранее консолидированных участков земной коры — молодых эпипалеозойских и даже древних платформ и, таким образом, никак не могут рассматриваться как результат заключительной стадии развития геосинклинальных областей[1]. Исходя из этого, многие геологи, особенно С. С. Шульц (1958, 1964), Н. И. Николаев (1952, 1955), А. Паннекук (Pannekoek, 1960), пришли к выводу о полной самостоятельности и независимости горообразовательных процессов в земной коре по отношению к развитию геосинклинальных областей. Этими исследователями области горообразования стали рассматриваться как вполне самостоятельные структурные элементы земной коры, противопоставляемые геосинклинальным областям, с одной стороны, и древним платформам, с другой.

Более того, некоторые представители этого направления, например Е. Краус (Kraus, 1951) и особенно Н. И. Николаев (1952), основываясь на очень широком развитии третичного и четвертичного горообразования, охватившего в Азии, Африке и Европе значительные части разных по возрасту складчатых зон и даже участки древних платформ, пришли к выводу, что это горообразование знаменует наступление самостоятельного неотектонического этапа, который необходимо отделить от альпийской тектоники, так как результатом его проявлений является новый план структуры земной коры. По Н. И. Николаеву этот неотектонический этап не имел аналогов во всей предыдущей истории Земли.

---

[1] А. А. Богданов, М. В. Муратов и В. Е. Хаин (1963) и А. Л. Яншин (1962) предлагают их называть эпиплатформенными орогенами.

Существование этих двух диаметрально противоположных тенденций в понимании сущности, места и времени проявления орогенных процессов в земной коре и привело в конечном счете к неопределенности понятия «ороген» и «орогенный этап». Эта неопределенность осложняется еще и тем, что среди большинства западноевропейских геологов, как это подчеркнул Г. Штилле ($1964_2$), термин «орогенез» является синонимом складчатости, а не горообразования в смысле морфологического образования гор [1].

## ВНУТРЕННЯЯ СТАДИЙНОСТЬ ОРОГЕННОГО ЭТАПА

Еще Г. Штилле ($1964_1$) отметил, что складчатость и мощное горообразование почти всегда бывают разделены бо́льшим или меньшим промежутком времени. Причем он подчеркнул, что в образовании горных цепей имеется определенная двойственность. Сначала создается складчатая структура в качестве основного элемента гор, а затем тектонические процессы на основе этих складчатых структур образуют горы в том виде, в каком они предстают перед нами. Этот разрыв во времени между общей складчатостью, прекращающей развитие геосинклинали, и последующим горообразованием бывает разным по длительности в разных складчатых областях, но он всегда имеет место и принципиальное значение его очень велико. Этот временный интервал обусловлен внутренней стадийностью, которой подчиняются в заключительном этапе своего развития геосинклинальные, точнее, уже складчатые области. Выявление этой стадийности позволяет установить новые связи между складчатыми и горообразовательными процессами в земной коре.

В самом деле, если мы обратимся к каледонидам Южной Сибири, то можем констатировать, что интервал между складчатостью, замыкающей нижнепалеозойские геосинклинальные зоны, и мощным горообразованием, возникшим в начале нижнего девона на огромной территории в Южной Сибири и прилежащих к ней районах, охватывает в Восточном Саяне весь кембрий, ордовик и силур; в Кузнецком Алатау, Минусинских впадинах, Горной Шории, Восточной и Центральной Туве — верхний кембрий, ордовик и весь силур; в Западном Саяне и Горном Алтае — верхи силура. Это обусловлено тем, что позднедокембрийская — нижнепалеозойская геосинклинальная область Южной Сибири, как это было показано И. И. Белостоцким и др. (1959), трансформировалась в складчатую область не одновременно на всей своей площади, а по частям: в начале нижнего кембрия образовалась складчатая зона Восточного Саяна и Восточной Тувы (так называемые байкалиды); в конце среднего кембрия — кембрийская складчатая зона Кузнецкого Алатау, фундамента и горного обрамления Минусинских впадин, Горной Шории и Тувы (салаириды); во второй половине силура — силурийская складчатая зона Западного Саяна и Горного Алтая (каледониды).

Следует подчеркнуть тот факт, что в каждой из этих зон сразу после вовлечения ее в складчатость и поднятие начинали формироваться нижние молласы, хотя в соседних зонах продолжался геосинклинальный режим. Соответственно и возраст нижних моласс оказывается в байкалидах нижнекембрийским, в салаиридах — верхнекембрийским и ордовикским, в каледонидах — верхнесилурийским. Обычно эти нижние молассы локализовались в мелких внутренних впадинах и прогибах, но в ряде случаев они заполняли крупные межгорные прогибы раннего заложения, например Тувинский прогиб, возникший в ордовике на салаирском складчатом фундаменте еще в то время, когда в Западно-Саян-

[1] Следует отметить, что в русской и советской геологической литературе понятия «складчатость» и «горообразование», как правило, синонимами не являлись.

ской и Горно-Алтайской геосинклиналях происходило накопление мощных терригенных формаций.

Такая же картина наблюдается в Британских каледонидах, в которых, как известно, выделяются две зоны: древнекаледонская метаморфическая зона Северных или Высоких нагорий Шотландии и позднекаледонская неметаморфическая зона Южных нагорий Шотландии и Северной Англии. Как следует из работ Дж. Андерсона (Anderson, 1944), В. Кеннеди (Kennedy, 1958), Е. В. Павловского (1958), Маккероу (McKerrow, 1962) и других, превращение древнекаледонской зоны Северных нагорий в складчатую произошло в ордовике, скорее всего в предкарадокское время. С этого момента древнекаледонская зона начала воздыматься и стала местом проявления интенсивного регионального метаморфизма, который по данным Х. Рида (Read, Macgregor, 1948), Ж. Уотсон (Watson, 1963) и других английских исследователей продолжался в течение ордовика, силура и отчасти девона. Одновременно в прогибе Срединной долины Шотландии, заложившемся на нижнеордовикском складчатом фундаменте (Kennedy, 1958; Tremlett, 1963), стали накапливаться нижние молассы ордовикского и силурийского возраста.

Позднекаледонская зона Южных нагорий Шотландии и Северной Англии испытывала активное геосинклинальное прогибание на протяжении кембрия, ордовика и большей части силура, а в складчатую зону превратилась лишь в конце силура (Pringle, 1948; McKerrow, 1962). Только после этого в нижнем и среднем девоне вся область Британских каледонид одновременно вовлекается в общее горообразование, а прогиб Срединной долины Шотландии становится типичной межгорной впадиной, ограниченной горными массивами древнекаледонской метаморфической зоны с севера и позднекаледонской неметаморфической зоны с юга.

Изучение герцинских и альпийских складчатых областей показывает, что в своем развитии они подчиняются аналогичной закономерности. Достаточно отметить, что в эпоху мощного горообразования, охватившего Центральную Европу в нижней перми (время формирования красного лежня), временной интервал между заключительной складчатостью в герцинидах и горообразованием охватил на большей части территории намюрский, вестфальский и стефанский века карбона и лишь в отдельных зонах (Арденны), где складчатость имеет послевестфальский возраст, ограничился стефанским веком. Это с несомненностью вытекает из давно установленного факта, что процесс формирования складчатой системы герцинид Центральной Европы не был одновременным. Подробно этот вопрос рассмотрел в одной из своих работ Г. Штилле ($1964_3$). Раньше других в начале нижнего карбона (бретонская фаза) образовалась складчатая зона в Южных Вогезах и Шварцвальде, затем в конце нижнего карбона (судетская фаза) возникли складчатые сооружения Саксо-Тюрингской зоны и, наконец, так называемые субварисциды Арденн сформировались в послевестфальское время (астурийская фаза).

В эту стадию тектонического развития центрально-европейских герцинид возникли и стали заполняться нижними угленосными молассами такие крупные межгорные прогибы как Саарский и Внутрисудетский бассейны. Они заложились на нижнекаменноугольном складчатом фундаменте, первый в вестфале, второй в намюре, т. е. тогда, когда в позднегерцинских зонах, например, в Арденнах, продолжалось геосинклинальное прогибание (Freyberg, 1935).

Если с этой точки зрения рассмотреть Альпийскую геосинклинальную область, то можно убедиться в том, что и здесь имеет место четкое разграничение во времени между длительным процессом складкообразования и замыкания геосинклинальных прогибов и последующим

общим горообразованием и сводовым поднятием. Это обстоятельство подчеркивает А. Паннекук (Pannekoek, 1960) и особенно Ж. Обуэн (Auboum, 1961), указывающий, что временной интервал и определенная перестройка структурного плана между окончанием общей складчатости и началом горообразовательных процессов в той или иной степени имеется во всех частях Альпийской геосинклинальной области.

Особенно наглядно это видно из примера Пиринеев, в которых внутренние «субпиринейские» зоны были вовлечены в складчатость и испытали поднятие в конце эоцена (Sitter, Zwart, 1961—1962), а краевые троги, заполненные верхнемеловыми и нижнетретичными отложениями, были местом наиболее молодой миоценовой фазы складчатости, детально изученной Ж. Манженом (1960). Общее же сводовое или морфогеническое поднятие, которое привело к образованию единого горного сооружения Пиринеев, как отмечают в полном согласии все названные исследователи, произошло только в конце миоцена или в плиоцене.

Применительно к альпийской складчатой зоне юго-восточной Европы и Малой Азии этот вопрос обстоятельно разобран М. В. Муратовым (1962), который показал, что в этой области со среднего эоцена начинается новая стадия развития, характеризующаяся последовательным замыканием остаточных флишегенных геосинклиналей и постепенным разрастанием и подъемом геоантиклиналей. Как отмечает М. В. Муратов, в большинстве остаточных геосинклиналей прогибание прекращается уже в конце среднего эоцена и лишь в некоторых из них (в прогибе центральной зоны Восточных Карпат, в остаточном Ахалцахском прогибе Аджаро-Триалетской зоны, в Ереванском и Ордубатском прогибах Армении и других) осадконакопление продолжалось в верхнем эоцене и олигоцене. Одновременно в зонах поднятий, разделяющих остаточные геосинклинали, начиная с олигоцена, стали закладываться наиболее ранние межгорные впадины, например Закарпатская, которые заполнялись нижними молассами. Эта стадия продолжалась до конца олигоцена или начала миоцена, после чего в среднем и верхнем миоцене, и особенно в плиоцене, вся альпийская область была охвачена мощным горообразованием и стала ареной активного наземного вулканизма.

Таким образом, из всего сказанного выше следует, что на протяжении первой стадии орогенного этапа развития каледонид, герцинид и альпид происходит постепенное отмирание геосинклинального режима и превращение геосинклинальных областей в складчатые. В каледонидах эта стадия охватывает верхний кембрий, ордовик и силур; в герцинидах — средний и верхний карбон и самые низы нижней перми; в альпидах — верхний эоцен, олигоцен и нижний миоцен. Она характеризуется исключительно сложной дифференцированной тектонической обстановкой, при которой в разных частях геосинклинальной области одновременно существуют, с одной стороны, остаточные геосинклинали, продолжающие активное прогибание, и, с другой, уже сформировавшиеся наиболее ранние складчатые зоны, вовлеченные в поднятие, и локальное горообразование. Постепенное замыкание остаточных геосинклиналей и последовательное расширение площадей складчатых зон за счет причленения к ранним более молодых складчатых зон является одним из основных признаков этой стадии. Другая важная ее особенность заключается в возникновении и развитии в пределах уже сформировавшихся складчатых зон отдельных линейно вытянутых весьма своеобразных межгорных прогибов, наиболее ранних в геосинклинальных областях, в которых формируется комплекс нижних моласс (Тувинский прогиб в салаиридах Южной Сибири, прогиб Срединной долины в древнекаледонской зоне Шотландии, Саар-

ский бассейн в раннегерцинской зоне Центральной Европы и др.). Унаследованный характер этих прогибов подчеркивается тем, что их конфигурация и внутренняя структура в значительной степени подчиняется структурному плану складчатых зон, образующих их фундамент, а выполняющие их формации (нижние молассы, флишоидные, соленосные и др.) логически завершают формационный ряд геосинклинальных прогибов данной области. Наконец, к этой же стадии приурочены проявления наиболее высокого регионального метаморфизма и гранитизации в областях поднятий складчатых зон и внедрение сопутствующих гранитных интрузий.

Принципиально иные условия возникают на следующей второй, горообразовательной стадии, когда огромные территории почти одновременно испытывают мощное глыбовое (морфогеническое) поднятие, на фоне которого образуются горные цепи, расчлененные глубокими межгорными впадинами и продольными долинами. Эта стадия наступает только после замыкания в результате общей складчатости последних остаточных геосинклиналей, таких как Западно-Саянская в каледонидах Южной Сибири, «субварисцийская» (субренидская) зона Арденн в центрально-европейских герцинидах или палеогеновые флишегенные геосинклинали Альпийской области, и характеризуется господством континентальных условий и горного рельефа повсеместно на площади былых геосинклинальных областей. Во вторую стадию активно проявляется субсеквентный магматизм — в зонах относительного прогибания формируются наземные вулканогенные формации, главным образом порфировая, а на поднятиях внедряются гранитные, нередко с щелочным уклоном интрузии и проявляются последние фазы регионального метаморфизма. Продолжительность горообразовательной стадии по сравнению с первой стадией невелика и обычно измеряется несколькими веками, реже эпохами.

В качестве иллюстрации этой стадии можно привести эпоху образования олдреда и сопутствующих ему эффузивных излияний Британских каледонид и каледонид Северной Норвегии; эпоху красноцветных накоплений и мощных эффузивных излияний, охвативших огромные области каледонид Южной Сибири, Казахстана, Средней Азии и Северной Монголии в нижнем и среднем девоне; нижнепермскую эпоху образования красного лежня и порфиров в герцинидах Западной и Центральной Европы и Азии; неогеновое и четвертичное горообразование и вулканизм Альпийской складчатой области.

При этом во многих случаях орогенические процессы в той или другой степени выходили за пределы геосинклинальных зон. Например, нижнедевонское горообразование и вулканизм захватили не только собственно каледонские складчатые зоны Южной Сибири, но и распространились на прилежащие части байкальской складчатой зоны и даже затронули край Сибирской платформы, где образовалась крупная Рыбинская впадина. Но особенно крупных масштабов это явление достигло в Альпийскую орогеническую эпоху, когда мощное горообразование в конце третичного — начале четвертичного времени охватило значительную часть территории Азии и Европы, выйдя далеко за пределы собственно Альпийской геосинклинальной области.

Уже в конце второй стадии на фоне ослабевающего горообразования закладываются и постепенно расширяются по площади крупные и сравнительно плоские наложенные впадины и седиментационные бассейны, заполняющиеся сначала верхними континентальными, часто красноцветными молассами, а затем морскими карбонатными и терригенно-карбонатными субплатформенными формациями. Возникновение таких впадин, нередко сопровождавшееся наземными излияниями базальтов, характеризует начало третьей стадии орогенного этапа развития геосинклинальных складчатых областей, в которую происхо-

дит постепенное разрушение и нивелировка ранее образовавшихся горных цепей, хотя медленные дифференцированные опускания и поднятия крупных частей складчатых зон периодически подновляли горный рельеф.

В каледонских складчатых областях третья стадия орогенного этапа началась во второй половине среднего девона и продолжалась в течение всего верхнего девона, карбона и перми. Именно с этим периодом развития каледонид было связано возникновение или обособление таких средне-верхнепалеозойских межгорных впадин как Минусинские впадины в Южной Сибири, Тенизская и Джезказганская впадины в Центральном Казахстане, Оркадская впадина в Шотландии, Нортумберлендская в Северной Англии и т. д. Для всех этих впадин чрезвычайно характерными являются сравнительно интенсивные глыбовые германотипные дислокации, обычно не считающиеся со структурой фундамента, и близость рядов выполняющих их геологических формаций, среди которых главную роль играют верхние красноцветные молассы. Наряду с впадинами в третью стадию орогенного этапа продолжают развиваться унаследованные межгорные прогибы, заложившиеся еще в первую стадию. В некоторых из них, как например, в прогибе Срединной долины Шотландии имела место отмеченная В. Кеннеди (Kennedy, 1958) и Н. Джорджем (George, 1960) структурная перестройка, в результате которой верхнедевонский — нижнекаменноугольный комплекс верхних моласс вместе с ассоциирующей с ним базальтовой наземно-вулканогенной формацией локализуется в отдельных наложенных мульдах, расположенных внутри межгорного прогиба. Другие развивались подобно Тувинскому прогибу в Южной Сибири, который, если не учитывать описанную Н. С. Зайцевым (1963) и весьма характерную постепенную миграцию оси наибольшего прогибания в девоне и карбоне, в основных чертах сохранил свой прежний структурный план.

Общей весьма специфической особенностью каледонских областей является то, что в их пределах формационные комплексы, образовавшиеся во время второй и третьей стадий орогенного этапа, обычно оказываются тесно связанными структурно и выполняют единые межгорные впадины и прогибы, как это имеет место в средне-верхнепалеозойских межгорных впадинах и прогибах Южной Сибири и Центрального Казахстана. Исключением из этого правила, пожалуй, является лишь Северная Англия, где комплекс формаций, образовавшийся в третью стадию орогенного этапа развития каледонид (верхняя красноцветная молосса верхнего девона, базальтовая наземно-вулканогенная формация нижнего карбона и терригенно-карбонатная формация среднего и верхнего карбона), резко несогласно и плащеобразно перекрывает силурийскую юнокаледонскую складчатую зону. В связи с этим многие английские геологи рассматривают здесь этот комплекс в качестве эпикаледонского платформенного чехла (Международная тектоническая карта Европы под ред. Н. С. Шатского и А. А. Богданова, 1964).

В областях герцинской складчатости третья стадия орогенного этапа, протекавшая здесь в среднем и верхнем карбоне, перми и триасе, привела к образованию аналогичных структур, примером которых может служить Тюрингская впадина в Центральной Европе. Эта изометричная впадина, резко несогласно наложившаяся на линейные герцинские структуры северо-восточного простирания и выполненная пермскими и триасовыми красноцветными молассами (верхи верхнего красного лежня и пестрый песчаник) и терригенно-карбонатными соленосными формациями цехштейна и кейпера, является генотипом глыбовой саксонской (германотипной) тектоники, известной со времени классических работ Г. Штилле. Однако в унаследованных межгорных прогибах европейских герцинид — Саарском и Внутрисудетском — время

| Стадия | Каледониды Южной Сибири | | Британские каледониды | | Герциниды Центральной Европы | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Тувинский прогиб | Минусинские впадины | Прогиб Срединной долины Шотландии | Нортумберлендская впадина | Тюрингская впадина | Саарский бассейн |
| Третья | **Угленосная формация** $C_{2-3}$—$P_1$ (онкажинская и др. свиты) 500 *м* | **Угленосная формация** $C_{2-3}$—$P_1$ (хакасская, аршановская и др. серии) 1700—1800 *м* | | | | |
| | **Туфогенно-терригенная формация** $C_1$ (суглукхемская, хербесская, актальская и др.свиты) 1500 *м* | **Кремнисто-терригенная, туфогенная формация** $C_1$ (быстрянская, алтайская и др. свиты) 1000—1200 *м* | **Угленосная формация** $C_{2-3}$ (серия жернового песчаника, продуктивная и непродуктивная угленосные серии) 600—1200 *м* | **Угленосная формация** $C_{2-3}$ (серия жернового песчаника, продуктивная и непродуктивная серии) 300 *м* | **Терригенно-карбонатная формация** $T_{2-3}$ (раковинный известняк и кейпер) 450—700 *м* | |
| | **II Верхняя красноцветная молассовая формация** $Д_3$ (берединская, кохайская и джаргинская свиты) 1500—2000 *м* | **II Верхняя красноцветная молассовая формация** $Д_3$ (ойдановская, кохайская, тубинская свиты) 1000—2000 *м* | **Терригенно-карбонатная формация** $C_1$ (серия каменноугольного известняка) 2500 *м* | **Терригенно-карбонатная формация** $C_1$ (серия каменноугольного известняка) 3000 *м* | **II Верхняя красноцветная молассовая формация** $T_1$ (пестрый песчаник) 440—670 *м* | |
| | **Карбонатно-терригенная формация** $Д_2^{gv^2}$ (илеморовская и уюкская свиты) 1300—1800 *м* | **Терригенно-карбонатная формация** $Д_2^{gv^2}$ (аскизская, илеморовская и бейская свиты) 1200 *м* | **Базальтовая наземно-вулканогенная формация** $C_1$ 700—1000 *м* | **Базальтовая наземно-вулканогенная формация** $C_1$ 350 *м* | **Терригенно-карбонатная соленосная формация** $P_2$ (цехштейн) 370—400 *м* | |
| | **I Верхняя красноцветная молассовая формация** $Д_2^{e-gv^1}$ (саглинская и атакшильская свиты) 800—2500 *м* | **I Верхняя красноцветная молассовая формация** $Д_2^{gv^1}$ (абаканская и толтаковская свиты) 100—1500 *м* | **Верхняя красноцветная молассовая формация** $Д_3$ (верхний древний красный песчаник) 300—900 *м* | **Верхняя красноцветная молассовая формация** $Д_3$ (верхний древний красный песчаник) 0—700 *м* | **I Верхняя красноцветная молассовая формация** $P_1^3$ (вадернские слои верхов верхнего красного лежня) 120—240 *м* | **Верхняя красноцветная молассовая формация** $P_1^3$ (вадернские, кройценахские, штанденбюхерские слои верхов верхнего красного лежня) 800—1100 *м* |

| | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | несогласие | структурная перестройка | структурная перестройка | структурная перестройка | несогласие |
| вторая | **Порфировая наземно-вулканогенная формация** $Д_{1-2}$ (кызылбулакская серия, кендейская свита) 1700—2500 *м* | **Базальтовая наземно-вулканогенная формация** $Д_{1-2}$ (быскарская серия, чиланская свита) 3000 *м* | **Порфировая наземно-вулканогенная формация** $Д_{1-2}$ (нижний древний красный песчаник) 5700 *м* | | **Порфировая наземно-вулканогенная формация** $P_1$ (нижний красный лежень) 1600—2300 *м* | **Порфировая наземно-вулканогенная формация** $P_1$ (нижний и верхний красный лежень, Нофельдский, Баумгольдский и др. порфиры) 2300 *м* |
| первая | **Нижняя пестроцветная молассовая формация** $S_2$ (хондергейская свита) 2000—2200 *м*<br>**Флишоидная терригенно-карбонатная формация** $S_1^{c-w}$, чергакская свита) 2500 *м*<br>**Нижняя морская молассовая формация** $O—S_1$ (шемушдакская свита) 3500—4000 *м*<br>структурная перестройка<br>**Кембрийский складчатый фундамент** | структурная перестройка<br>**Кембрийский складчатый фундамент** | **Нижняя пестроцветная молассовая формация** (даунтон) 900 *м*<br>**Нижняя морская молассовая формация** O—S (карадокский и ашгильский ярусы) 1100—1900 *м*<br>структурная перестройка<br>**Кембрийский? или ордовикский складчатый фундамент** | **Силурийский складчатый фундамент** | структурная перестройка<br>**Нижнекаменноугольный складчатый фундамент** | **Нижняя пестроцветная молассовая формация** $C_{2-3}$ st (отвейлерские слои) 2000 *м*<br>**Нижняя угленосная молассовая формация** $C_{2-3}$ vst (саарбрюкенские слои) 3000 *м*<br>структурная перестройка<br>**Нижнекаменноугольный складчатый фундамент** |

формирования комплекса верхних красноцветных молосс было кратким и ограничивалось, как это следует из работ Е. Шродера (Schröder, 1952), К. Питча (Pietzsch, 1956), Г. Фалька (Falke, 1959) и М. Ксенжкевича и Я. Самсоновича (1956), самым концом нижней перми (верхи верхнего красного лежня). В целом же для герцинской складчатой области Центральной Европы, в отличие от каледонских областей, характерным является несогласное залегание комплекса верхних красноцветных молосс и субплатформенных терригенно-карбонатных формаций перми и триаса, слагающих отдельные огромные плоские впадины, срезающие все более древние структуры. Видимо, в связи с этим большинство геологов относит здесь верхнепермские и триасовые образования к нижнему ярусу эпигерцинского платформенного чехла, несмотря на то, что они представлены в основном верхними молассами и подверглись весьма сильным германотипным дислокациям.

Таким образом, процесс становления складчатых сооружений, понимая под последними геосинклинальные системы и области на заключительном этапе их развития, может быть разделен на три стадии (таблица) [1]: первую стадию (или стадию нижних молосс), во время которой происходит постепенное превращение геосинклинальной области в складчатую, вторую, горообразовательную стадию, характеризующуюся общим сводово-глыбовым поднятием и горообразованием на всей площади уже образовавшейся складчатой области, и третью стадию (или стадию верхних молосс), когда происходит постепенное разрушение и денудация горной страны, образовавшейся во время предыдущей стадии, и осуществляется медленный переход к платформенному режиму.

Поэтому представляется наиболее правильным под исторически сложившимся понятием «орогенный этап» понимать весь длительный период формирования складчатых зон земной коры и преобразования их в платформенные области, включая сюда все три отмеченные выше стадии, а под понятием «ороген» — складчатые сооружения, находящиеся в любой из этих трех стадий своего развития.

Легко можно видеть, что отмеченные выше две тенденции в понимании сущности и места орогенного этапа развития геосинклинальных областей по существу опираются на различные критерии и, как следствие этого, обусловлены преувеличением роли и значения либо первой, либо второй стадии орогенного этапа развития складчатых областей. В одном случае (Kober, 1933, Kraus, $1960_{1,2}$) основное внимание обращается на значение заключительной складчатости при замыкании геосинклинального режима на крупных участках земной коры и подчеркивается тесная временная и пространственная связь между складчатостью и горообразованием, которая действительно имеет место при замыкании последних остаточных геосинклиналей. В другом случае (Шульц, 1964, Pannekoek, 1960) на первый план выдвигается кажущаяся независимость горообразования от предшествующей общей складчатости, как это можно видеть на примере вовлечения в горообразование зон наиболее ранней складчатости в геосинклинальных областях или даже прилежащих участков древних платформ.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение остановимся на некоторых общих вопросах, связанных с орогенным этапом развития геосинклинальных областей.

Прежде всего необходимо подчеркнуть, что выделенные стадии, так же как и разделение сложного процесса развития геосинклинальных

[1] При составлении таблицы были использованы, кроме источников, названных в тексте статьи, данные Л. П. Зоненшайна, Г. А. Кудрявцева и А. А. Моссаковского (1960), А. А. Моссаковского (1964) — по каледонидам Южной Сибири, М. Макгрегора (Macgregor M., Macgregor A., 1948) — по британским каледонидам и С. Козловского (Kozlowski, 1963) и Г. Вебера (Weber, 1955) — по европейским герцинидам.

областей на собственно геосинклинальный и орогенный этапы, являются всего лишь обобщенной и усредненной схемой, отражающей самые общие закономерности развития и формирования структуры земной коры. В действительности граница между орогенным и главным геосинклинальным, между орогенным и платформенным этапами оказывается совершенно четкой и конкретной по времени лишь в отдельных геосинклинальных и складчатых зонах, но уже в масштабах целой геосинклинальной области или ряда одновозрастных геосинклинальных областей (например, южно-сибирских и европейских каледонид) эти границы во времени растягиваются на эпохи и даже периоды и в силу этого становятся недостаточно определенными. Применительно к границам орогенного этапа эта неопределенность вызвана, в частности, тем, что первая стадия орогенного этапа, характеризующаяся накоплением нижних моласс, начинается в наиболее ранних складчатых зонах (зонах ранней консолидации), которые Н. П. Херасков (1963) называет геоантиклинальными зонами, а А. А. Богданов, М. В. Муратов и В. Е. Хаин (1963) — срединными массивами второго рода, еще в то время, когда в остаточных геосинклиналях (зонах поздней консолидации) сохраняется режим главного геосинклинального этапа. Несомненно, что это чрезвычайно затрудняет тектоническое районирование крупных геосинклинальных и складчатых областей, но в то же время отражает объективно существующие особенности формирования отдельных конкретных складчатых зон и крупных структур, а следовательно, и тех крупных блоков земной коры, которые располагаются в их основании.

В связи с этим представляется, что при тектоническом районировании наиболее удобным признаком для разделения таких крупных складчатых геосинклинальных областей как каледониды, герциниды и альпиды может оказаться время наступления второй, горообразовательной стадии орогенного этапа, а не возраст складчатых деформаций, прекращающих геосинклинальное прогибание и накопление соответствующих формаций, который в пределах одной и той же области в разных тектонических зонах различен. В результате этой стадии развития складчатые геосинклинальные области превращаются в крупные поднятые, морфологически выраженные в виде горной страны орогены соответствующего возраста (девонского — в каледонидах, пермского — в герцинидах, плиоцен-четвертичного — в альпидах), время возникновения которых без особых трудностей устанавливается по целому комплексу структурных, геоморфологических, формационных и магматических признаков, отмеченных выше при характеристике горообразовательной стадии орогенного этапа.

Другим важным вопросом, на который уже обращали внимание М. В. Муратов (1963), А. Л. Яншин (1962) и Н. П. Херасков (1964), является то, что длительность заключительного или орогенного этапа развития геосинклинальных областей, в целом, и его отдельных стадий, в частности, оказывается резко различной в каледонских, герцинских и альпийских складчатых областях. Особенно четко это видно на примере каледонских и герцинских складчатых зон, образующих вместе с байкальскими складчатыми зонами тот фундамент, на котором в дальнейшем формируется мезо-кайнозойский осадочный чехол эпипалеозойских платформ. Растянутость орогенного этапа в каледонидах ($Cm_3$—O—S—D—C—P) и его относительная кратковременность в герцинидах ($C_{2+3}$—P—T) являются важнейшим аргументом в пользу представлений о направленном развитии структуры земной коры, о чем неоднократно писал Н. С. Шатский (1953, 1956, 1957). Именно этим в первую очередь обусловлено то, что средне-верхнепалеозойские межгорные прогибы и впадины в области каледонид оказываются наиболее крупными и структурно лучше оформленными по сравнению с

аналогичными верхнепалеозойскими и триасовыми межгорными прогибами и впадинами герцинид. Существуют и другие чисто формационные и палеогеографические различия между межгорными прогибами и впадинами каледонид и герцинид.

Однако, как показывает сравнительный анализ истории формирования межгорных впадин и прогибов в каледонидах, герцинидах и альпидах, все эти структуры в своем развитии проходили одинаковые стадии (нижних моласс, горообразовательную и верхних моласс) — наиболее длительные в каледонидах, более сокращенные во времени в герцинидах и альпидах. Они образуют единую группу свойственных орогенному этапу структур, среди которых может быть выделен ряд повторяющихся в разновозрастных складчатых областях типов, например краевые прогибы, унаследованные межгорные прогибы (раннего заложения), наложенные межгорные впадины (позднего заложения) и другие, со всеми типичными для них чертами морфологии, особенностями развития и характерными формационными рядами.

Последний вопрос, на котором следует остановиться, связан с тем представлением, что на протяжении заключительного или орогенного этапа развития геосинклинальных областей земная кора на их площади претерпевает необратимые изменения в своем строении, выражающиеся в формировании мощного гранитного слоя, которые обусловливают в дальнейшем наступление платформенного режима. Выявление внутренней стадийности орогенного этапа позволяет высказать некоторые новые соображения по этому вопросу.

Представляется, что наиболее существенные изменения в строении земной коры приурочены к второй горообразовательной стадии орогенного этапа, которая играет важную переломную роль в сложном процессе преобразования складчатых областей в платформенные. Если на протяжении первой стадии происходит постепенное превращение геосинклинальной области в складчатую, сопровождающееся процессами регионального метаморфизма, гранитизацией, гранитным магматизмом, а также локальным горообразованием лишь в отдельных воздымающихся складчатых зонах, то вторая стадия отражает процесс глыбового поднятия, интенсивного горообразования и активного наземного вулканизма, охватывающего одновременно всю площадь складчатой области и протекающего сравнительно короткое время. Начиная со второй стадии орогенного этапа, складчатые области занимают высокое приподнятое положение, сохраняющееся длительное время, почти до конца третьей стадии. И хотя до настоящего времени еще нет удовлетворительного объяснения причин горообразования и такого поднятия складчатых областей, но сама собой напрашивается мысль о его связи с теми необратимыми глубинными процессами в земной коре, которые приводят к стабилизации, жесткости и монолитности складчатого фундамента древних и молодых платформ. В этом отношении весьма показательна третья стадия орогенного этапа, на протяжении которой в условиях высокого стояния складчатых областей в отдельных разрозненных плоских впадинах формируется за счет разрушения и нивелировки горного рельефа комплекс верхних моласс, весьма напоминающий осадочный платформенный чехол, но отличающийся от последнего тем, что, во-первых, он не образует единого покрова, а локализуется в отдельных структурно оформленных впадинах межгорного типа, и, во-вторых, сильным проявлением в нем германотипных дислокаций. Лишь после завершения этой третьей, последней стадии орогенного этапа создаются необходимые условия для наступления платформенного режима, с характерным для него развитием осадочного платформенного чехла на огромных площадях, как это, например, имело место в начале юрского периода в области Северо-Германской, Западно-Сибирской, Туранской и других плит эпипалеозойских молодых платформ.

## Литература


Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. 1, Госгеолиздат, М., 1947

Белостоцкий И. И., Зоненшайн Л. П., Красильников Б. Н. и др. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 34, вып. 6, 1959.

Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 34, вып. 1, 1959.

Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. Об основных структурных элементах земной коры. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 38, вып. 3, 1963.

Зайцев Н. С. Особенности развития каледонид Сибири в среднем и верхнем палеозое. В сб. «Проблемы региональной тектоники Евразии». Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 92. Изд-во АН СССР, 1963.

Зоненшайн Л. П., Кудрявцев Г. А., Моссаковский А. А. Анализ палеозойских геологических формаций востока Алтае-Саянской области и некоторые особенности ее тектонического развития. Геол. и геофиз., № 12, 1960.

Красильников Б. Н. О соотношении геосинклинального и орогенного этапов развития Саяно-Алтайской складчатой области. Геол. и геофиз., № 9, 1961.

Ксенжкевич М., Самсонович Я. Очерк геологии Польши. Перев. с польского. Изд-во иностр. лит., М., 1956.

Манжен Ж. Новые представления о третичном орогенезе Пиринеев. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 6, 1960.

Международная тектоническая карта Европы под редакцией Н. С. Шатского и А. А. Богданова. Изд-во «Наука» и «Недра», М., 1964.

Моссаковский А. А. Сравнительная тектоника, формационные ряды и магматизм структур орогенного этапа развития палеозойских складчатых зон Южной Сибири и Северной Европы. В кн. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». Изд-во «Наука», М., 1964.

Муратов М. В. История тектонического развития Альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1962.

Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1963.

Муратов М. В. Этапы и стадии развития геосинклинальных складчатых областей. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр., проблема 4. Деформация пород и тектоника. Изд-во «Наука», М., 1964.

Николаев Н. И. О новом тектоническом этапе развития земной коры. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 27, вып. 3, 1952.

Николаев Н. И. Развитие структуры земной коры и ее рельефа по данным неотектоники. Сов. геология, сб. 48, 1955.

Ог Э. Геология. Перев. с франц. ГОНТИ, М.— Л., 1938.

Павловский Е. В. Геологическая история нагорий Шотландии в докембрии и нижнем палеозое и роль глубинных разломов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1958.

Спижарский Т. Н. Тектоническая карта СССР масштаба 1 : 2 500 000. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр., проблема 4. Деформация пород и тектоника. Изд-во «Наука», М., 1964.

Тектоническая карта СССР масштаба 1 : 4 000 000 под редакцией Н. С. Шатского, М., 1953.

Тектоническая карта СССР масштаба 1 : 5 000 000 под редакцией Н. С. Шатского. Госгеолтехиздат. М., 1956. Объяснительная записка к ней, 1957.

Хаин В. Е., Шейнманн Ю. М. Сто лет учения о геосинклиналях. Сов. геология, № 11, 1960.

Херасков Н. П. Вопросы методики выделения областей складчатости различного возраста. Тезисы докл. сов. по проблемам тектоники. Изд-во АН СССР, М., 1962.

Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 91. Изд-во АН СССР, 1963.

Херасков Н. П. О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр., проблема 4. Деформация пород и тектоника. Изд-во «Наука», М., 1964.

Шейнманн Ю. М. Заметки о классификации материков. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1955.

Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структуры земной коры. Тр. ВНИИ-1, геол., вып. 49, 1959.

Штилле Г. Введение в строение Америки. Перев. с нем. Избранные труды. Изд-во «Мир», М., $1964_1$.

Штилле Г. Замечания к статье Дж. Гиллули «Распределение горообразования в геологическое время». Перев. с нем. Избранные труды. Изд-во «Мир», М., $1964_2$.

Штилле Г. Варисцийское складчатое основание Центральной Европы на общеевропейском фоне структур фундамента. Перев. с нем. Избранные труды. Изд-во «Мир», М., $1964_3$.

Шульц С. С. Современные области горообразования, их тектонические особенности

и положение в общей структуре земной коры. Научн. докл. Высш. школы. Геол.-географ. н., № 1, 1958.
Шульц С. С. Геоструктурные области и положение в структуре Земли областей горообразования по данным новейшей тектоники СССР. В кн. «Активизированные зоны земной коры». Изд-во «Наука», М., 1964.
Яншин А. Л. Основные черты тектонического строения и развития Евразии. Тезисы докл. сов. по проблемам тектоники. Изд-во АН СССР, М., 1962.
Anderson J. G., Pringle J. The Arenig rocks of Arran and relationship to Dalradian series. Geol. Mag., v. 81, 1944.
Aubouin J. Propos sar les Géosynclinaux. Bull. Soc. géol. France. 7 ser., N 7, 1961.
Falke H. Neue Erkenntnisse uber die Grenzlagergruppe des Saar-Nahe-Rotliegenden. Geol. Rundschau, band 48, Stuttgart, 1959.
Freyberg B. Zur Paläogeographie des Jungpaläozoikums in Deutschland. Z. Deutsch. Geol. Gesellschaft, band 87, Heft 4, 1935.
George N. The stratigraphical evolution of the Midland Valley. Trans. Geol. Soc. Glasgow, v. 24, pt. 1, 1960.
Kennedy W. Q. The tectonic evolution of the Midland Valley of Scotland. Trans. Geol. Soc. Glasgow, v. 23, 1958.
Kober L. Die Orogentheorie, Berlin, 1933.
Kozlowski S. Geologia wulkanitow permskich centalnej cześci niecki srodsudeckiej (Dolny Slask). Prace geol., N 14, 1963.
Kraus E. Die Baugeschichte der Alpen. Berlin, 1951.
Kraus E. Das Orogen, Begriff, Bildungsweise und Erscheinungsformen. Report of 21 Session Inter. Geol. Congress, pt. 18, Copenhagen, $1960_1$.
Kraus E. Über definition und des Orogenes. Geol. Rundschau, band 50, Stuttgart, $1960_2$.
Macgregor M., Macgregor A. The Midland Valley of Scotland. Mem. Geol. Surv. Museum,, 2 ed., Edinburgh, 1948.
McKerrow W. S. The chronology of Caledonian folding in the British Isles. Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.A., v. 48, 11, 1962.
Pannekoek A. J. Post-orogenic History of Mountain-Ranges. Geol. Rundschau, band 50, Stuttgart, 1960.
Pietzsch K. Abriss der Geologie von Sachsen. Berlin, 1956.
Pringle J. The South of Scotland. Mem. Geol. Surv. Museum, 2 ed., Edinburgh, 1948.
Read H. H., Macgregor A. C. The Grampian Higlands. Mem Geol. Surv. Museum, 2 ed., Edinburgh, 1948.
Schröder E. Vulkanismus und Rotligendgliederung im Saar — Nahe — Bergland. Z. Dtsch. geol. Ges., band 103, Hannover, 1952.
Sitter L. U., de, Zwart H. J. Excursion to the Central Pyrenees, September 1959. Leidse geol. meded., v. 26, 1961—1962.
Tremlett W. Szress chronology of the mid-Paleozoic orogeny of British Isles. J. Geol., v. 71, 6, 1963.
Watson J. Some Problems concerning the Evolution of the Caledonides of the Scottish Highlands. Proc. Geol. Ass. London, v. 74, pt. 2, 1963.
Weber H. Einführung in die Geologie Thüringes. Berlin, 1955.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
18 ноября 1964 г.

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 2 март — апрель 1965 г.

УДК 551.244(571.51)

М. Н. БЕЛЯНКИНА, Е. А. ДОЛГИНОВ

# СТРУКТУРЫ РИФЕЯ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

В статье рассмотрены складчатая структура метаморфических пород рифейского геосинклинального комплекса и связь ее формирования с процессами гранитизации.

В последнее время в геологической литературе все большее внимание уделяется тектоническим структурам, образование которых происходило в глубоких частях земной коры, в зонах активного проявления процессов кислого магматизма и гранитизации. Повышенный интерес к этим структурам вполне объясним, поскольку познание условий их формирования и генезиса может явиться ключом к решению таких проблем теоретической геологии, как особенности становления гранитного слоя земной коры, роли глубинных процессов в формировании складчатых сооружений.

Наиболее благоприятными объектами для выяснения этих проблем являются прежде всего области верхнедокембрийской складчатости, сложенные как глубоко метаморфизованными, часто гранитизированными, так и слабо измененными, нередко почти нормально осадочными породами одного и того же геосинклинального комплекса. Именно в этих областях мы можем наблюдать связь между глубинной и поверхностной тектоникой, тогда как в областях более древней (в силу развития там почти исключительно глубоко метаморфизованных пород) или более молодой (вследствие полного или почти полного отсутствия таких пород) складчатости такая возможность практически исключена. Весьма показательным регионом в этом отношении является Заангарская часть Енисейского кряжа, где в строении верхнедокембрийских геосинклинальных структур наряду со слабо измененными породами существенную роль в отдельных зонах играют также глубоко метаморфизованные и гранитизированные образования.

Енисейский кряж в тектоническом отношении представляет собой крупный, сложно построенный мегаантиклинорий, входящий в систему структур Саяно-Енисейской складчатой области. Наибольшую роль в строении его Заангарской части играют в различной степени метаморфизованные осадочные и вулканогенно-осадочные породы рифейского геосинклинального комплекса. С этим комплексом тесно связаны интрузии ультраосновного, основного и кислого составов.

Как известно, в комплексе отложений, соответствующих собственно геосинклинальному рифейскому этапу развития кряжа, выделяются три серии (Кириченко, 1956) примерно равной мощности, в среднем около 4000—4500 *м* — сухопитская, тунгусикская и ослянская. Первая из них подразделяется на четыре свиты (снизу вверх): горбилокскую [абсолютный возраст 1300 млн. лет (Волобуев, Зыков, Мусатов, 1964)], удерейскую, погорюйскую [абсолютный возраст 1140 млн. лет (Келлер,

Казаков и др., 1960)] и сосновскую, вторая — на три свиты: потоскуйскую, шунтарскую (абсолютный возраст 925 млн. лет) и киргитейскую. Сухопитская серия нижнего рифея формировалась в относительно спокойных тектонических условиях, тунгусикская серия (средний рифей) — в обстановке контрастного расчленения геосинклинального бассейна на ряд структурно-фациальных зон, сопровождавшегося интенсивной вулканической деятельностью. Отложения наиболее молодой, ослянской серии отвечают начальной стадии инверсионного этапа развития геосинклинального бассейна, во время которой возникли первые, по-видимому, достаточно обширные внутренние области размывов.

В северо-восточной и северо-западной частях Енисейского кряжа значительным распространением пользуются отложения вендского комплекса, соответствующие периоду орогенного развития рифейской геосинклинали. Эти отложения перекрывают с угловым несогласием складчатую структуру рифейского геосинклинального комплекса. Орогенные отложения венда и отложения геосинклинального рифейского комплекса перекрыты — первые согласно, а вторые с угловым несогласием — осадками нижнекембрийского эпиконтинентального моря, трансгрессией которого был ознаменован переход рассматриваемой территории в платформенную стадию развития.

В пределах мегаантиклинория Енисейского кряжа выделяются три области, существенно отличающиеся по характеру складчатой структуры отложений раннего и главного этапов развития рифейского геосинклинального бассейна.

Одной из этих областей является восточный склон мегаантиклинория, где для отложений сухопитской и тунгусикской серий свойственны пологие, сравнительно просто построенные складки. Нередко антиклинали имеют в разрезе коробчатую и гребневидную, а синклинали — корытообразную форму. Область восточного склона кряжа как по типу разреза рифея, так и по стилю складчатости в отложениях этого возраста может рассматриваться как миогеосинклинальная зона.

В более западной области, расположенной между долинами рек Б. Пита и Ангары, отложения сухопитской и тунгусикской серий в общем характеризуются также достаточно простой складчатостью. Однако по сравнению с восточным склоном кряжа здесь в рифейских породах в гораздо большей степени развита мелкая складчатость, плойчатость, микроплойчатость и кливаж различного типа. Характерно, что в этой части мегаантиклинория в отдельных зонах наблюдается повышение степени метаморфизма отложений рифейского возраста по сравнению с той, которую они имеют на более восточных участках.

Несравненно более сложной складчатостью характеризуются геосинклинальные рифейские отложения, развитые севернее долины р. Б. Пита, в центральной части и на западном склоне мегаантиклинория. О складчатой структуре отложений сухопитской и тунгусикской серий, характеризующихся здесь в большинстве случаев более высоким метаморфизмом по сравнению с остальной территорией кряжа, мало что было известно.

Последнее касается прежде всего области Приенисейского антиклинория (Глико, 1957), сложенного главным образом глубоко метаморфизованными и гранитизированными породами нижнего и среднего рифея (Ковригина, Ковригин, 1960: Семихатов, 1962; Белянкина, Долгинов, 1963, 1964).

Важнейшей особенностью складчатой структуры Приенисейского антиклинория является серия гранито-гнейсовых, гнейсовых валов и куполов. Среди этих структур выделяются с юга на север по простиранию антиклинория: Нижне-Тисский купол, Борисихинский вал, Средне-Гаревский купол, Средне-Сурнихинский вал, Исаковский и Средне-Кутукасский купола. За пределами Приенисейского антиклинория

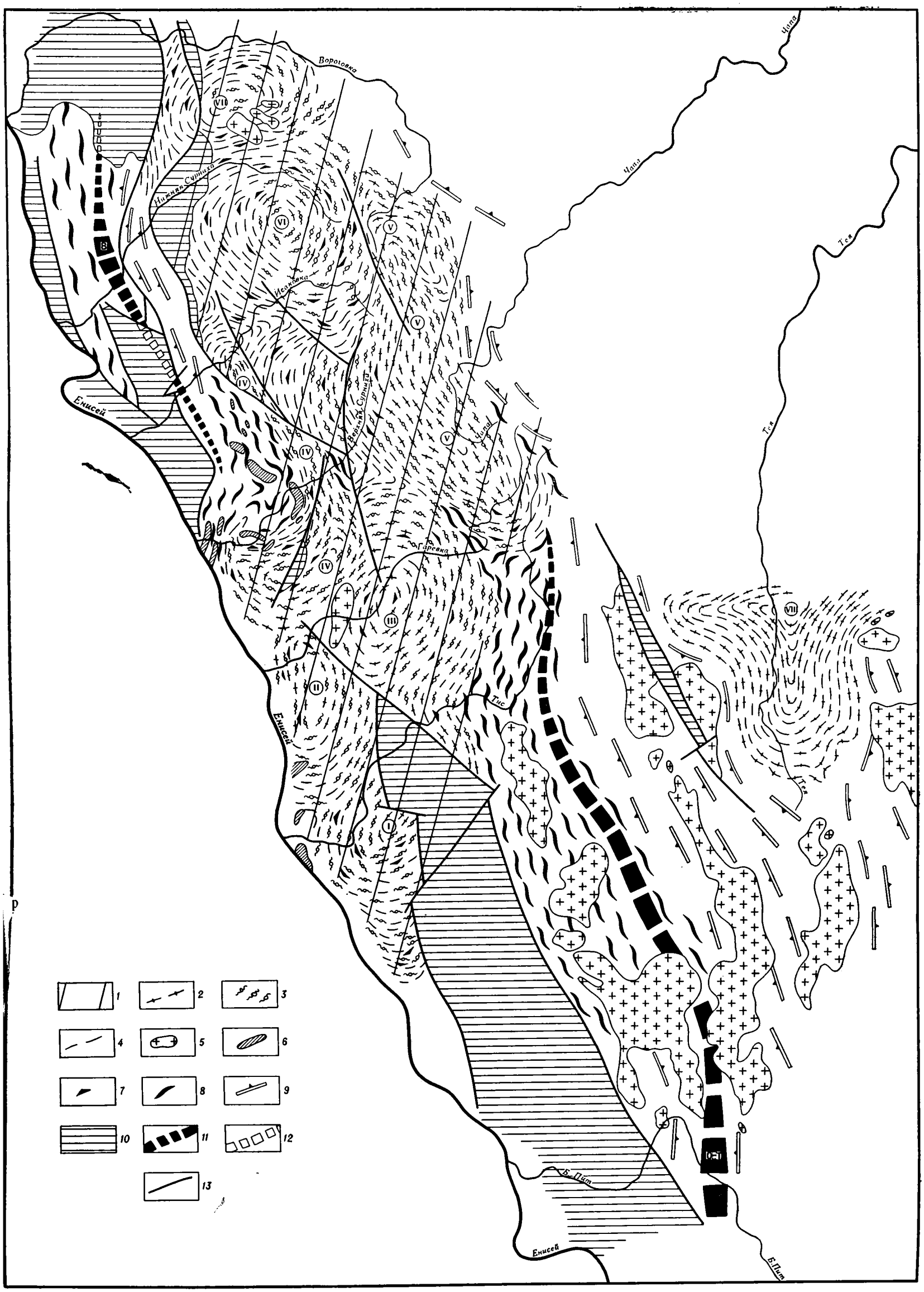


Рис. 1. Схема структуры рифейского комплекса в северо-западной части Енисейского кряжа:

*1* — Приенисейский антиклинорий; в его пределах: *2* — гранито-гнейсы; *3* — гнейсы; *4* — сланцы; *5* — субвулканические и орогенные (интрузивные) граниты; *6* — гипербазиты; *7* — падения пород в области Приенисейского антиклинория; *8* — зоны смятия; *9* — моноклинальные залегания пород; *10* — вендско-нижнекембрийский комплекс; *11* — оси синклинориев в рифейском комплексе; *12* — оси синклинориев в вендско-нижнекембрийском комплексе; *13* — посленижнекембрийские разломы. *I* — Нижне-Тисский купол; *II* — Борисихинский вал; *III* — Средне-Гаревский купол; *IV* — Средне-Сурнихинский вал; *V* — Гаревско-Сурнихинский вал; *VI* — Исаковский купол; *VII* — Кутукасский купол; *VIII* — Тейский купол. *O—T* — ось Орловско-Тисского синклинория; *B* — ось Вороговского синклинория

структуры аналогичного типа вскрываются в верхнем течении р. Теи (Тейский купол) и на водораздельной части кряжа, в междуречье Гаревки и Н. Сурнихи (Гаревско-Сурнихинский вал) (рис. 1).

В строении куполов и валов, кроме гранито-гнейсов и гнейсов, вскрывающихся преимущественно в их ядрах, принимают участие и слюдяные сланцы, залегающие главным образом на крыльях, но в некоторых случаях и на сводах этих структур. Все эти породы одинаково дислоцированы, и между ними нередко на коротких интервалах наблюдаются постепенные переходы. Линейность в гранито-гнейсах, гнейсах и кристаллизационная сланцеватость в сланцах совпадают с первичной слоистостью осадочных пород, реликты которой улавливаются даже в глубоко метаморфизованных разностях. Гранито-гнейсы образуют в большинстве случаев маломощные пластообразные тела, протяженностью от первых метров до нескольких десятков метров. Реже их тела имеют мощность в несколько десятков метров и длину до 100—150 *м*. Абсолютный возраст этих синтектонических гранито-гнейсов в северо-западной части кряжа определен в 930—1000 млн. лет (Волобуев, Зыков, Мусатов, 1964; Волобуев, Зацепина и др., 1964). Гнейсы характеризуются большим разнообразием состава. Среди них выделяются порфиробластические разности и разности с равномернозернистым строением со средне- и мелкозернистой текстурой. Основной состав сланцев определяется различным соотношением в них биотита, хлорита и мусковита. Нередко сланцы фельдшпатизированы и мигматизированы.

В разрезах наблюдается частое чередование гранито-гнейсов, гнейсов и сланцев, с преобладанием то тех, то других пород в зависимости от интенсивности процессов метаморфизма и гранитизации.

Геологические, петрологические и геохимические исследования показали, что все разновидности метаморфических пород (гранито-гнейсы, гнейсы, сланцы), принимающие участие в строении куполов и валов, а также сопряженных с ними своеобразных зон обрамления, которые будут рассмотрены ниже, являются продуктами единого процесса метаморфизма и гранитизации рифейских пород (Белянкина, Долгинов, 1963).

В целом наблюдается уменьшение степени метаморфизма пород от центральных частей валов и куполов к их крыльям и, в частности, к периклинальным окончаниям валов от гранито-гнейсов и гнейсов до микрогнейсов и слюдяных сланцев. Иногда имеют место отклонения от этого правила в связи со сложными взаимоотношениями между этими структурами.

Валы характеризуются явно выраженной линейностью, имея соотношение ширины к длине от 1 : 4 до 1 : 10. Структура самого меньшего из них Борисихинского вала прослеживается на расстоянии 20 *км*, наиболее крупный Гаревско-Сурнихинский вал имеет протяженность в 50 *км*. Купола в плане характеризуются овальными или округлыми очертаниями, в связи с чем метаморфические породы, принимающие участие в их строении, часто меняют свои простирания от обычного северо-северо-западного до субширотного. Наиболее крупным из них является Тейский купол, самым меньшим — Средне-Кутукасский купол. Как правило, купола по сравнению с валами при более пологой форме в разрезе имеют более сложное внутреннее строение. Для иллюстрации строения куполов и валов приводится разрез через структуру Приенисейского антиклинория по р. Гаревке (рис. 2).

В некоторых случаях наблюдаются переходные формы между валами и куполами. Так, Средне-Сурнихинский вал в своей южной части имеет овальные очертания и сравнительно пологие крылья, а в долинах рек В. Сурнихи и Летней этот вал представлен узкой антиклиналью. Характерно, что строение вала меняется в соответствии с изменением

степени метаморфизма слагающих его пород. Так, в южной части Средне-Сурнихинского вала вскрываются преимущественно гнейсы и гранито-гнейсы и в меньшей степени сланцы, в долине р. В. Сурнихи в его ядре выступают лишь гнейсы, а крылья сложены сланцами. На участке северо-западного периклинального окончания, в долине р. Летней, в строении вала принимают участие почти исключительно сланцы. Аналогичные изменения наблюдаются и в ряде других случаев.

Гранито-гнейсовые и гнейсовые структуры осложнены мелкой складчатостью. Как правило, мелкая складчатость, развитая главным образом в гнейсах и сланцах, имеет остроугольную форму или носит изоклинальный характер. На пологих сводах куполов развиты лежачие складки. Например, сложная гамма таких складок наблюдается на своде Исаковского купола. В его центральной части (долина р. Исаковки, выше устья р. Торжка) в глубоко метаморфированных породах сухопитской и тунгусикской серий, представленных различными гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, мраморами и гранито-гнейсами, эти складки достигают значительных размеров, имея размах крыльев до 150—200 *м*. На западном крыле купола среди сланцев фиксируется такая же, но более мелкая остроугольная складчатость с размахом крыльев от 10—15 до 2—3 *м*. Мелкая лежачая складчатость различных масштабов осложнена подобной ей плойчатостью и микроплойчатостью.

Гранито-гнейсовые валы и купола в большинстве случаев обрамлены и на отдельных участках разделены между собой зонами полной складчатости с крутоориентированными осевыми плоскостями. В этих зонах выделяется целая гамма складок различных типов и различных порядков от сравнительно крупных структур шириной в 2—3 *км* до микроплойчатости. Складчатость в описываемых зонах (в дальнейшем они будут именоваться зонами смятия) имеет прямой, наклонный, опрокинутый характер и относится к нормальному или изоклинальному типам.

Характерным признаком зон смятия является кливаж. В этих зонах часто можно встретить как кливаж течения, так и кливаж скалывания. При этом кливаж течения в большинстве случаев располагается ближе к гранито-гнейсовым структурам, чем кливаж скалывания. В зонах смятия исключительно широко развиты межформационные срывы и проскальзывания, явления будинажа, дробления. Так, тела серпентинитов, приуроченные к зоне смятия в долине р. В. Сурнихи, испытали перемещение в вертикальном направлении в сланцевом субстрате и в настоящее время по контакту окаймлены зонами милонитизации.

Основную роль в строении зон играют сланцы, меньшую — гнейсы и в редких случаях — гранито-гнейсы. Степень метаморфизма пород в этих зонах закономерно уменьшается с удалением от их частей, примыкающих непосредственно к гранито-гнейсовым структурам. Как правило, наблюдается четкая прямая зависимость между степенью метаморфизма пород, расположенных в зонах смятия, и степенью их дислокации. Например, в среднем течении р. Тис, по мере удаления к востоку от Средне-Гаревского купола, происходят следующие изменения степени метаморфизма и дислокации рифейских пород (рис. 3). Непосредственно к востоку от Средне-Гаревского купола, сложенного гранито-гнейсами, залегают в различной степени метаморфизованные карбонатные породы сосновской свиты, представленные амфиболовыми гнейсами, амфиболитами, мраморами, амфиболитизированными доломитами, доломитами, мраморизованными известняками. Эти породы смяты в сложную серию изоклинальных складок, опрокинутых круто под углами 50—60° в сторону Средне-Гаревского купола. При движении от купола опрокинутая изоклинальная складчатость становится более крутой и сменяется в свою очередь сильно сжатыми, частично также изокли-

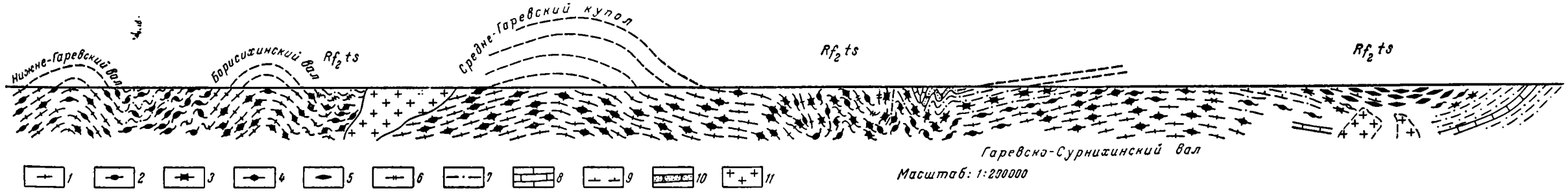


Рис. 2. Структурно-геологический профиль по р. Гаревке и верхнему течению р. Чапы через структуру Приенисейского антиклинория:

*1* — гранито-гнейсы; *2* — биотитовые гнейсы; *3* — амфиболовые гнейсы; *4* — биотитово-амфиболовые гнейсы. *5* — силлимонитовые гнейсы; *6* — биотитовые сланцы; *7* — кварцево-хлоритово-серицитовые сланцы; *8* — мраморизованные известняки; *9* — зеленокаменноизмененные основные эффузивы; *10* — кварциты. *11* — интрузивные граниты

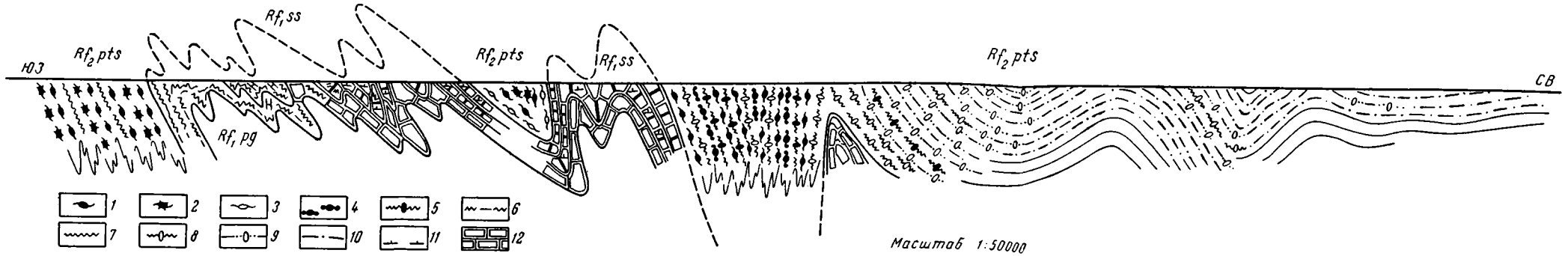


Рис. 3. Строение зоны смятия по р. Тис по восточной периферии Средне-Гаревского купола:

*1* — биотитовые гнейсы; *2* — гранатово-биотитовые гнейсы; *3* — лейкократовые гнейсы; *4* — амфиболовые гнейсы. *5* — гранатово-амфиболовые гнейсы; *6* — скарнированные породы; *7* — амфиболиты; *8* — гранатово-амфиболовые сланцы; *9* — гранатовые двуслюдяные сланцы; *10* — кварцево-хлоритово серицитовые сланцы; *11* — зеленокаменноизмененные лавы основного состава; *12* — мраморизованные известняки и доломиты

нальными складками с вертикально ориентированными осевыми плоскостями. В этой серии складок принимают участие уже не только гнейсы, но и в значительной степени биотитовые сланцы. Вверх по течению р. Тис вновь меняется характер складчатости, и сжатые складки сменяются серией сравнительно пологих антиклиналей и синклиналей с наклонами крыльев в 40—50°. Эти складки в основном сложены слюдяными сланцами и в меньшей степени — гнейсами и микрогнейсами. Далее на восток пологие складки на коротком расстоянии уступают место еще более спокойной моноклинальной структуре, а гнейсы полностью исчезают из разреза. В более верхних частях долины р. Тис рифейские породы также характеризуются в целом очень пологим залеганием.

В пределах гранито-гнейсовых структур и зон смятия интенсивность складчатости возрастает по мере увеличения метаморфизма пород лишь до достижения ими определенной степени измененности. В гранито-гнейсах, являющихся конечными продуктами метаморфизма, мелкая складчатость отсутствует. Последнее, по-видимому, связано с тем, что в случае максимального проявления процесса гранитизации полностью уничтожается первичная литологическая и петрографическая индивидуальность пород, которые ведут себя при дислокации как однородная масса.

Зоны смятия сложно сочетаются с гранито-гнейсовыми валами и куполами, подчас прихотливо изгибаются, меняют свои простирания на сравнительно коротких расстояниях, всюду повторяя их контуры. На участках максимального развития гранито-гнейсовых структур там, где они сильно сближены между собой, зоны смятия резко сужаются вплоть до их полного выклинивания.

Гранито-гнейсовые структуры отличаются от зон смятия не только особенностями залегания в их пределах метаморфических пород, но также и некоторыми геофизическими характеристиками. Так, устанавливается, что валам и куполам четко соответствуют отрицательные магнитные поля и поля повышенной гамма-активности. Зоны смятия характеризуются положительными или нулевыми (в периферийных частях) значениями магнитного поля и полями пониженной гамма-активности.

Изучение физических свойств метаморфических пород, проведенное авторами, показало, что при переходе от зон смятия к гранито-гнейсовым структурам происходит значительное уменьшение плотности этих пород от 2,8 до 2,5 *г/см*$^3$. Различия в строении гранито-гнейсовых структур и зон смятия сказываются также в неравномерном развитии в их пределах гранитных интрузий орогенного и субвулканического типов. Основная масса этих дискордантных гранитов приурочена к участкам зеленокаменного изменения рифейских отложений в пределах зон смятия. В ядрах куполов и валов граниты указанного типа полностью отсутствуют, в незначительной степени они развиты на крыльях некоторых из этих структур.

Целый ряд геологических данных свидетельствует о том, что Приенисейский антиклинорий, как и разделенные им Вороговский и Орловско-Тисский синклинорий, испытал длительную историю развития, по крайней мере, с конца нижнего рифея (погорюйская свита) и до начала нижнего кембрия включительно, т. е. около 500 млн. лет.

Во время формирования отложений погорюйской свиты на месте антиклинория располагалась область устойчивого мелкого шельфа, с песчаными отмелями и барами. В этой области происходило накопление главным образом хорошо отсортированных кварцевых песков и в меньшей степени алевро- и песчано-глинистых отложений.

Западнее и восточнее, соответственно в пределах Вороговского и Орловско-Тисского синклинориев, в это время располагались области глубокого шельфа, в которых накапливались преимущественно глини-

стые и алевро-глинистые осадки. Приблизительно вдоль осевой линии Орловско-Тисского синклинория проходила цепь подводных трещинных вулканов, с которыми были связаны излияния лав и выбросы туфов кислого и среднего составов.

В последующее время (сосновская свита) в области Приенисейского антиклинория в начале отлагались пелитоморфные известняки, а затем доломиты. Вдоль западной и восточной границ антиклинория местами получили развитие водорослевые рифовые гряды и происходили локальные вспышки подводной вулканической деятельности, выразившиеся в трещинных излияниях лав основного состава. Во время формирования сосновской свиты территория, соответствующая присводовой части Приенисейского антиклинория, испытывала более медленное погружение по сравнению с более западными и восточными участками, что фиксируется в закономерном уменьшении мощности свиты от 250—270 *м* на крыльях антиклинория до 150 *м* к его внутренней части.

Западнее антиклинория, на месте Вороговского синклинория располагался относительно более глубоководный, возможно, частично замкнутый морской бассейн, в котором накапливались углистые пелитоморфные известняки. В пределах Орловско-Тисского синклинория в это время располагался различный по глубине морской бассейн. В западной части он был по своему типу близок бассейну Вороговского синклинория, в восточной части он имел характер мелководной лагуны. Вдоль центральной части Орловско-Тисского синклинория протягивалась рифовая гряда, сопряженная с серией подводных вулканов, с которыми на юге были связаны выбросы значительного количества грубообломочного пирокластического материала среднего состава, а на севере — излияния лав основного состава. В целом Вороговский и Орловско-Тисский синклинории испытали во время отложения сосновской свиты несколько большее прогибание по сравнению с Приенисейским антиклинорием. В Вороговском синклинории максимальные мощности сосновской свиты достигают 450—500 *м*, в Орловско-Тисском синклинории — 400 *м*.

В начале среднего рифея на месте Приенисейского антиклинория образовалась узкая кордильера, в пределах которой полностью были размыты отложения сосновской свиты и, частично, верхние горизонты погорюйской свиты. На западном пологом склоне кордильеры формировался шлейф мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Вдоль более крутого восточного склона местами накапливались валунно-галечные конгломераты. Морфологически кордильера была выражена в это время в виде подводного вала, над которым, по всей вероятности, располагалась цепь плоских островов (рис. 4).

Вороговский синклинорий во время формирования отложений потоскуйской свиты явился ареной исключительно интенсивной подводной вулканической деятельности, выразившейся в излияния огромного количества лав и мощных выбросах туфов основного состава. Особенно интенсивными процессы вулканизма были в южной части синклинория. Бóльшую часть времени накопления осадков потоскуйской свиты район, охватывающий западное крыло Приенисейского антиклинория, являлся областью мелкого шельфа. В пределах этой области на фоне общего прогибания геосинклинального бассейна периодически происходили локальные поднятия и связанные с ними размывы и переотложения осадков. Вороговский синклинорий в это время представлял собой достаточно глубоководную область с подводными вулканическими грядами. В конце накопления осадков потоскуйской свиты по разломам, ограничивающим Приенисейский антиклинорий от Вороговского синклинория, произошло внедрение значительного количества тел гипербазитов.

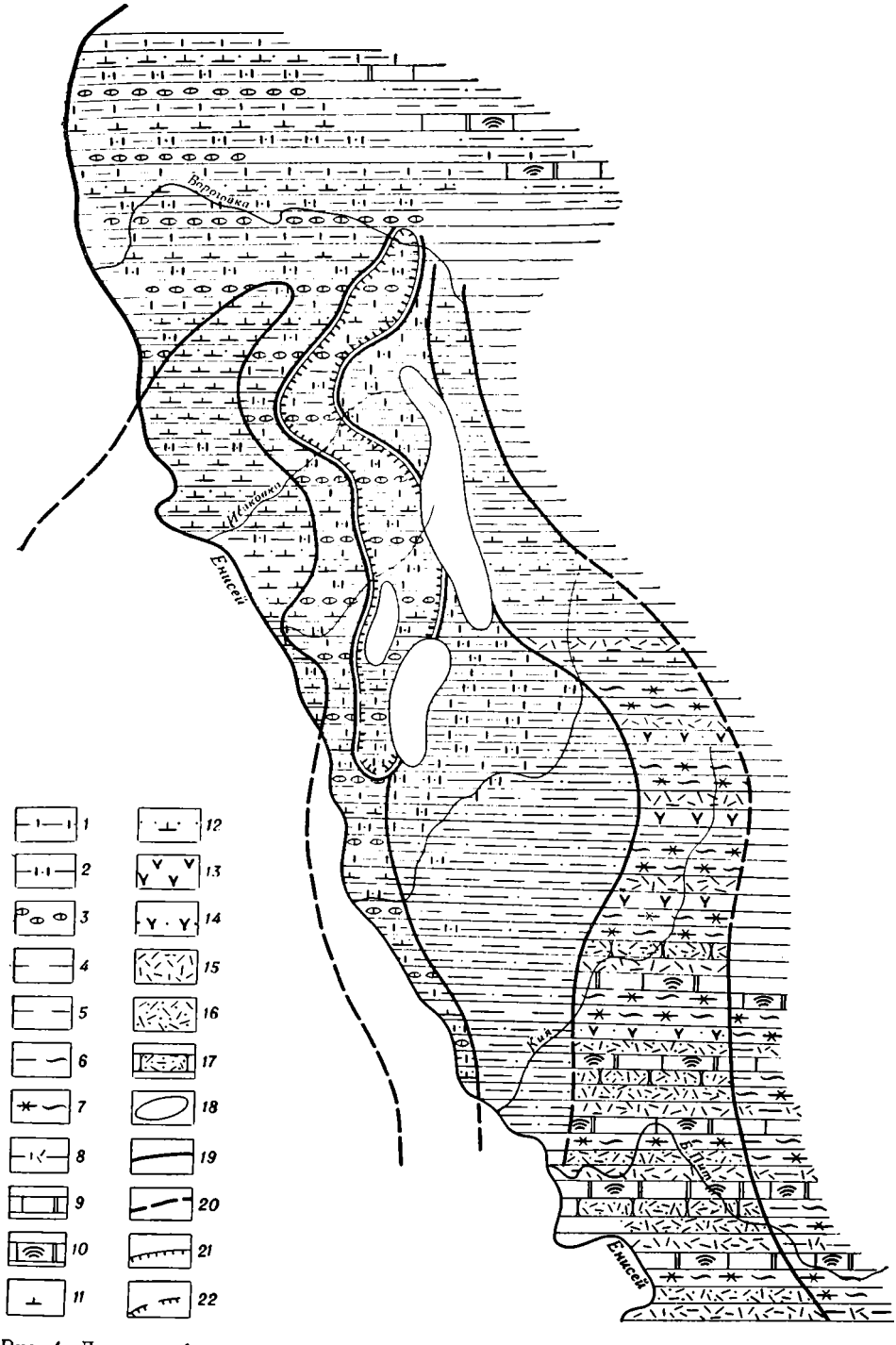


Рис. 4. Литолого-фациальная зональность потоскуйской свиты в северо-западной части Енисейского кряжа:

*1* — известково-глинистые отложения; *2* — песчано-глинистые и песчаные отложения с обломками карбонатных пород в псаммитовой фракции; *3* — известковые конгломераты; *4* — алевро-глинистые отложения; *5* — глины; *6* — кремнисто-глинистые отложения; *7* — углисто-кремнисто-глинистые отложения; *8* — туффиты; *9* — доломитизированные известняки; *10* — водорослевые доломитизированные известняки; *11* — основные эффузивы; *12* — туфы основных эффузивов; *13* — средние эффузивы; *14* — туфы средних эффузивов; *15* — кислые эффузивы; *16* — туфы кислых эффузивов; *17* — туфо-песчаники; *18* — зоны глубоко измененных (гранитизированнных) пород, первичный облик которых не установлен; *19* — границы фациальных зон, установленные; *20* — границы фациальных зон, предполагаемые; *21* — границы размыва в основании серии, установленные (области полного размыва сосновской свиты); *22* — границы размыва в основании серии, предполагаемые

В пределах Орловско-Тисского синклинория в начале формирования отложений потоскуйской свиты располагалась область мелкого шельфа, расчлененного на более глубоководную, западную, и более мелководную, восточную части грядой подводных вулканов. С вулканической деятельностью в Орловско-Тисском синклинории было связано образование субвулканических тел гранитов, излияния кварцевых порфиров и накопление большого количества туфов кислого состава. По периферии вулканической зоны отлагались песчано- и алевро-глинистые осадки. В конце формирования потоскуйской свиты в южной части Орловско-Тисского синклинория накапливались рифогенные доломиты и известняки, образовавшие широкий рифовый барьер, который располагался вдоль вулканической зоны сосновского времени.

Воздымание Приенисейского антиклинория, проявившееся во время накопления отложений потоскуйской свиты, выразилось в закономерном уменьшении мощности отложений соответствующего возраста от 4000 *м* в Вороговском синклинории и 2000 *м* в западной части Орловско-Тисского синклинория до 1500 *м* на своде антиклинория.

Во время формирования пород шунтарской свиты Приенисейский антиклинорий вновь испытал поднятие, которое фиксируется по появлению грубообломочных фаций в отложениях, залегающих вдоль восточного борта Вороговского синклинория. Во внутренней части Вороговского синклинория и в северной части Орловско-Тисского синклинория располагались более погруженные части морского бассейна, где происходило накопление глинистых осадков, сопровождавшееся изменениями лав основного и кислого составов вдоль узких зон подводного вулканизма.

В целом Вороговский синклинорий в среднем рифее являлся составной частью, вероятно, гораздо более обширной рифейской эвгеосинклинальной области, основная часть которой располагалась западнее, на территории восточной окраины Западно-Сибирской плиты. Приенисейский антиклинорий, Орловско-Тисский синклинорий, как и более восточная территория кряжа в нижнем и среднем рифее, представляла собой миогеосинклинальную область той же системы (Белянкина, Долгинов, 1964).

В конце рифея в пределах Приенисейского антиклинория произошли наиболее интенсивные процессы гранитизации, с которыми было связано окончательное оформление его складчатой структуры и структуры краевых частей смежных синклинориев. В предвендское время Приенисейский антиклинорий испытал наиболее значительное поднятие, в которое, вероятно, были вовлечены и синклинорные зоны. Антиклинорий и оба синклинория испытывали, по-видимому, дифференцированные перемещения, с чем было связано образование по границам между этими структурами разломов. Последние были использованы при последующем внедрении гранитов орогенного ряда.

В венде в орогенную стадию развития рифейской геосинклинали Приенисейский антиклинорий испытывал устойчивое поднятие и имел вид узкого вала, ограниченного разломами с запада и востока от депрессионных областей Вороговского и Тейского прогибов, где происходило накопление терригенных, карбонатных и вулканогенных отложений. Детальное изучение истории развития Приенисейского антиклинория в орогенную стадию было проведено М. А. Семихатовым, который выделяет эту структуру в качестве Кийско-Лебяжинского поднятия (Семихатов, 1962).

Приведенные выше сведения о строении, тектоническом положении и основных этапах развития Приенисейского антиклинория позволяют сделать ряд общих выводов, касающихся механизма формирования его структуры и тектонических условий его образования.

Исключительно четкая, прямая зависимость между интенсивностью складчатости и степенью метаморфизма рифейских пород как в пределах гранито-гнейсовых структур, так и в зонах смятия, свидетельствует о том, что складчатость и гранитизация (метаморфизм) геосинклинального комплекса протекали одновременно. Повсеместно развитые в наиболее метаморфизованных рифейских породах следы течения (флюидальные текстуры в гранито-гнейсах и гнейсах, порфиробластические и вихревые текстуры в гнейсах и сланцах) также указывают на то, что в период деформации они представляли собой размягченную, полупластичную среду, которая, по-видимому, могла возникнуть и существовать лишь при активной роли метаморфизующих и гранитизирующих агентов.

Эти факты свидетельствуют о том, что формирование складчатой структуры пород рифейского геосинклинального комплекса определялось и контролировалось процессами метаморфизма и гранитизации. Поскольку Приенисейский антиклинорий состоит из серии валов и куполов, формирование этой крупной складчатой структуры в целом, по-видимому, также можно связывать с указанными выше процессами.

В относительном расположении куполов и валов наблюдается определенная закономерность, обусловленная конкретной структурной ситуацией. Прежде всего устанавливается, что купола, приуроченные к центральным частям Приенисейского антиклинория, располагаются между валами на участках их максимального удаления друг от друга. Валы же протягиваются по периферии антиклинория и тяготеют к границам главнейших структурно-фациальных зон рифейской геосинклинали. Так, Нижне-Тисский, Борисихинский и Средне-Сурнихинский валы примыкают непосредственно к границе между западной — эвгеосинклинальной и восточной — миогеосинклинальной зонами, а Гаревско-Сурнихинский вал протягивается вдоль границы между внутренней и внешней подзонами миогеосинклинали.

К границе между западной и восточной зонами приурочена серия тел ультраосновных пород, образующих в общем единый гипербазитовый пояс. Последнее позволяет говорить о том, что границей между указанными зонами является разлом глубокого заложения. Такой же в принципе характер имеет, по-видимому, и граница между внутренней и внешней подзонами восточной фациальной зоны, вдоль которой располагается ряд центров вулканической и интрузивной деятельности, синхронной осадконакоплению в рифейском геосинклинальном бассейне (верхние течения рр. Вороговки, Тис, Енашимо). Таким образом, обнаруживается пространственная связь между линейно ориентированными гранито-гнейсовыми структурами и крупными разломами. Весьма показательно в этом отношении следующее обстоятельство. Гипербазитовый пояс протягивается в пределах Енисейского кряжа от нижнего течения р. Тиса к северо-западу до р. Исаковки. Северо-западнее этой реки ультраосновные породы развиты крайне незначительно и слагают очень мелкие разобщенные тела. В строгом соответствии с этим и гранито-гнейсовые валы вдоль западного края Приенисейского антиклинория протягиваются от нижнего течения р. Тис до р. Исаковки, а северо-западнее последней в структуре рифейских пород не фиксируются. Аналогичного типа соотношения между разломами и гранито-гнейсовой структурой устанавливаются и восточнее.

Все это дает, по-видимому, основание рассматривать гранито-гнейсовые валы как структуры, образование которых было связано с процессами гранитизации, контролировавшимися крупными разломами северо-западного направления.

Не вполне ясна конкретная структурная обстановка, в которой происходило формирование гранито-гнейсовых куполов. В решении этого вопроса может иметь значение то обстоятельство, что такие структуры, как Средне-Гаревский, Исаковский и Средне-Кутукасский купола рас-

полагаются на границах поперечных структурных зон субширотного простирания (Долгинов, 1964). Возможно, купола образовались в местах пересечения продольных северо-западных и поперечных структур, в равной степени контролировавших процессы гранитизации.

Как было указано ранее, постскладчатые гранитные интрузии, приуроченные к миогеосинклинальной зоне, располагаются в подавляющем большинстве вне гранито-гнейсовых структур. Такую избирательность внедрения более поздних гранитных интрузий можно, вероятно, объяснить различиями в строении валов и куполов, с одной стороны, и сланцевых зон, с другой, не только в современном эрозионном срезе, но также и на значительной глубине. Представляется, что гранито-гнейсовые структуры на глубине (по крайней мере, в пределах геосинклинального комплекса) строго ограничены от областей проявления кислого интрузивного магматизма (сланцевых зон) и имеют в глубинном сечении вид линейных, очень круто ориентированных зон (в случае валов) или колонн (в случае куполов) с зубчатыми границами, обусловленными послойным характером гранитизации. Более определенно о таком характере глубинного строения можно говорить в отношении валов, формирование которых тесным образом было связано с разломами. Подобные представления о глубинном строении гранито-гнейсовых куполов были высказаны П. Эскола (Eskola, 1949), К. Вегманом (Wegmann, 1935) и частично Г. Ридом (Рид, 1957). В конкретном случае, при решении вопроса о глубинном строении валов и куполов, большое значение имеют указанные ранее резкие различия в геофизических характеристиках гранито-гнейсовых структур и сланцевых зон. Более того, в ряде случаев установлено, что антиклинали, сложенные на поверхности сланцами, но структурно непосредственно связанные с валами и куполами, характеризуются значениями магнитного поля и величиной гамма-активности пород, свойственными не смежным зонам смятия (сланцевым зонам), а внутренним частям гранито-гнейсовых структур. Все эти факты свидетельствуют, что гранито-гнейсовые структуры и сланцевые зоны отличаются не только поверхностным строением, но и на глубине сложены различными типами пород.

Учитывая то обстоятельство, что Приенисейский антиклинорий состоит из серии валов и куполов, его в целом, очевидно, можно рассматривать как крупную линейную гранито-гнейсовую структуру, обособленную на глубине от смежных сланцевых зон смятия (синклинориев). Такой вывод о глубинном строении антиклинория не противоречит и общим сведениям о глубоком заложении антиклинорных и синклинорных зон складчатых областей.

Поскольку купола и валы являются структурами, генетически связанными с процессами метаморфизма и гранитизации, механизм их формирования, естественно, также может быть обусловлен этими процессами. Геохимические исследования, проведенные авторами, свидетельствуют о том, что с такими процессами связан привнос в породы рифейского геосинклинального комплекса большого количества щелочных элементов, и прежде всего калия (Белянкина, Долгинов, 1963). Вынос основных элементов (кальция, магния, железа и других) из зон наибольшей гранитизации в силу инертности этих компонентов (Коржинский, 1953) не происходил за пределы гнейсовых зон валов и куполов, в связи с чем общий привнос вещества в гранито-гнейсовых структурах преобладает над выносом. Вероятно, с этим, а также в результате насыщения пород газово-жидкими эмонациями, при участии которых происходили процессы метаморфизма и гранитизации, было связано разуплотнение, увеличение объема и вспучивание толщи геосинклинальных пород с образованием рассмотренных выше валов и куполов.

Такое представление относительно механизма формирования складчатых структур в толщах метаморфических пород не ново и высказы-

валось в разное время различными учеными. Еще в 1935 г. Р. Перрен указывал, что метаморфизм способен привести к образованию складчатости в породах благодаря тому увеличению объема, который он в них вызывает. Ему принадлежит постулат — «метаморфизм — причина складкообразования» (Perrin, 1935). К этому выводу Р. Перрен пришел на основании обширного экспериментального материала. Им, в частности, было показано, что кварцевый песок, взятый в объеме одного кубического сантиметра при фельдшпатизации в калиевый полевой шпат, увеличивает свой объем на 55%. На тесную связь геосинклинального складкообразования с метаморфизмом указывал Н. Арабу (1937). В последнее время большое внимание вопросу о механизме формирования глубинной складчатости уделяет В. В. Белоусов (1960, 1962). В. В. Белоусов также считает, что образование гранито-гнейсовых и гнейсовых структур обусловлено увеличением объема горных пород за счет насыщения их летучими и растворами. Принципиально на таких же позициях стоит И. В. Кириллова (1962, 1963).

Действительно, учитывая лишь экспериментальные данные Р. Перрена и ряда других исследователей, свидетельствующие о расширении объема пород при метаморфизме или даже при повышении до определенных пределов температуры (Белянкин, Иванов, Лапин, 1952; Гинзберг, 1952; Rittman, 1958; Murthy, 1962), трудно переоценить тот кинематический эффект, который это расширение может вызывать в геосинклинальных толщах. Очевидно, прежде всего должны возникнуть колоссальные тангенциальные напряжения. При равномерном проявлении на площади относительно умеренного метаморфизма (амфиболитовая фация) эти напряжения могут вызвать образование голоморфной (по В. В. Белоусову) складчатости. В нашем случае процессы метаморфизма и гранитизации (также не выходящие за рамки амфиболитовой фации) осуществились зонально. Связанное с этими процессами увеличение объема пород выразилось в структурном отношении в образовании серии гранито-гнейсовых и гнейсовых куполов и валов, явившихся центрами генерации восходящего движения вещества в тангенциальные напряжения. Именно за счет таких напряжений, по-видимому, возникла линейная складчатость зон смятия, обрамляющих эти структуры. При расширении куполов и валов возникали, несомненно, и вертикальные силы, которые при большой пластичности пород, подвергавшихся метаморфизму и гранитизации, вызывали их течение на сводах формировавшихся гранито-гнейсовых структур.

В настоящее время ряд геологов придерживаются мнения, что формирование большинства основных положительных структур мегаантиклинория Енисейского кряжа связано с процессами становления рифейских гранитоидных комплексов различного возраста (Глико, 1957; Семихатов, 1962; Белянкина, Долгинов, 1963; Волобуев, Зацепина и др., 1964). В формировании рассмотренных гранито-гнейсовых структур ведущая роль принадлежит Тейскому гранитоидному комплексу (абсолютный возраст 1 млрд. лет) [1]. Бо́льшая часть куполовидных антиклинальных структур в центральном и южном секторах Заангарской части кряжа, а также в северной части Ангаро-Канской зоны связана в своем образовании с гранитоидами Посольно-Ангарского комплекса (абсолютный возраст 810—850 млн. лет). Учитывая данные абсолютного возраста гранитоидов, синтектонический характер последних, а также принимая во внимание то обстоятельство, что в геосинклинальном разрезе рифея кряжа отсутствуют угловые и азимутные несогласия, можно говорить о длительном формировании складчатой структуры мегаантиклинория в целом. Поскольку первое угловое несогласие в разрезе позднего

[1] Абсолютный возраст гранито-гнейсов Тейского комплекса установлен по биотиту кали-аргоновым методом.

докембрия на Енисейском кряже фиксируется лишь в основании орогенного вендского комплекса (абсолютный возраст отложений из низов венда определен в 747 млн. лет), время образования складчатой структуры мегаантиклинория может быть определено в 150—160 млн. лет.

Пока еще трудно сопоставить между собой отдельные стадии процессов метаморфизма и складкообразования. Однако некоторые соображения по этому вопросу все же можно высказать уже сейчас. Не возникает сомнений, что эволюция складчатых форм происходила по линии их усложнения и конечным ее результатом явилось образование гранито-гнейсовых куполов, валов и сопряженных с ними зон смятия в их современном виде. С другой стороны, петрографическими исследованиями установлено, что конечным результатом процесса метаморфизма и гранитизации рифейских геосинклинальных отложений явился калиевый метасоматоз (Белянкина, Долгинов, 1963). Не исключено, что именно с привносом растворами огромного количества калия, происходившим в конечные стадии развития глубинных зон, и было связано окончательное оформление рассмотренных складчатых структур. Именно фельдшпатизация, явившаяся наиболее мощным проявлением процесса гранитизации, связанная с высоко подвижными растворами, особо богатыми парами и газами, могла вызывать то необходимое увеличение объема пород, которое привело не только к образованию куполов и валов, но и обусловило появление зон смятия.

Время образования слюд из гранито-гнейсов Тейского комплекса (1000 млн. лет) соответствует начальным стадиям процесса гранитизации. Поскольку в пределах гранито-гнейсовых куполов и валов не наблюдается структурных перестроек, можно полагать, что на первых стадиях этого процесса складчатые деформации в породах рифея если и были выражены, то очень слабо.

Следует отметить, что длительное во времени проявление процессов метаморфизма и гранитизации рифейских геосинклинальных отложений, вероятно, отразилось на характере орогенного развития геосинклинали. Не исключено, что отсутствие крупных орогенических поднятий в областях докембрийской складчатости, являющееся одной из наиболее характерных их черт, обусловлено именно этим своеобразием проявления процессов гранитизации (при относительно высокой проницаемости глубинных зон).

Некоторые геологические данные позволяют высказать предположение об общих тектонических условиях, в которых происходили процессы метаморфизма, гранитизации и образовались связанные с ними структуры.

Наиболее интенсивные процессы гранитизации хотя и проявились вдоль самого крупного разлома, разделяющего западную и восточную зоны, но вместе с тем оказались смещенными в сторону последней. Этими процессами был захвачен лишь узкий край западной зоны. В соответствии с этим и гранито-гнейсовые структуры оказались развитыми исключительно в более стабильной миогеосинклинальной зоне. Такая закономерность в пространственном распределении процессов гранитизации, очевидно, была обусловлена различиями в геотектонической природе обеих фациальных зон. О глубинном строении последних можно судить по характеру вулканической и магматической деятельности, происходившей во время развития рифейской геосинклинали.

В западной зоне подавляющее количество магматических образований представлено производными габбро-перидотитовой магмы. При этом основные вулканогенные породы составляют здесь до 45—50%, а их кислые разновидности — менее 10% от общего объема вскрытой части рифейского разреза. Кислый интрузивный магматизм в этой зоне не проявился (Белянкина, Долгинов, 1964). Все это дает основание считать, что в период геосинклинального развития территории западная

зона характеризовалась небольшой мощностью гранитного слоя, возможно, даже его отсутствием, что обусловило легкое проникновение большого количества магматических расплавов базальтового и перидотитового состава.

Значительная активность кислого вулканизма, становление субвулканических интрузий в восточной зоне в самом начале дифференцированного развития рифейской геосинклинали, внедрение большого количества гранитных интрузий орогенного типа, слабое проявление основ-

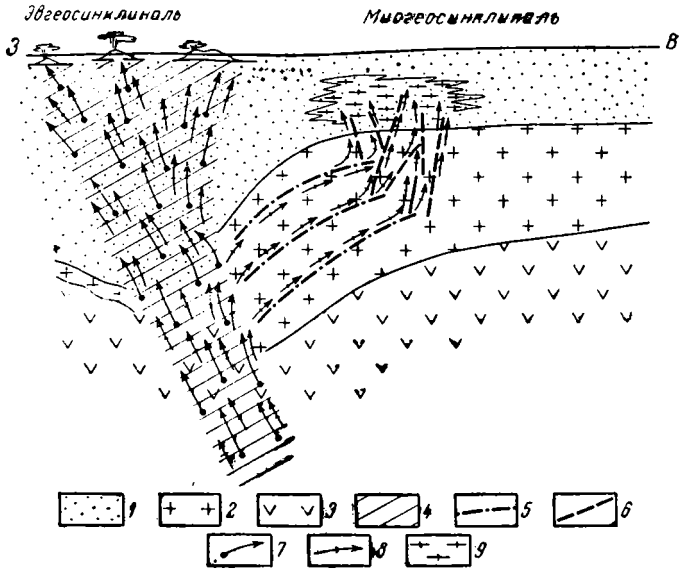


Рис. 5. Схема развития внутренней области рифейской геосинклинали Енисейского кряжа:

*1* — осадочный геосинклинальный рифейский комплекс; *2* — гранитный слой; *3* — базальтовый слой; *4* — зона глубинного разлома; соответствующего троговой части геосинклинали; *5* — разломы сколового характера; *6* — разломы отрыва; *7* — пути движения основных и ультраосновных расплавов; *8* — пути движения щелочных растворов; *9* — зона гранитизации осадочного геосинклинального комплекса

ного магматизма и мелководно-шельфовые условия накопления осадков большей части рифейского разреза — все эти особенности позволяют говорить о том, что в период позднедокембрийского геосинклинального развития кряжа она имела достаточно мощный гранитный слой. Следует отметить, что такому выводу о глубинном строении фациальных зон не противоречат современные представления о различиях в строении земной коры континентальных, шельфовых областей и островных дуг, характеризующихся различной мобильностью.

Строгая приуроченность процессов гранитизации к более стабильной структуре, возможно, обусловлена тем, что, только пройдя через достаточно мощный гранитный слой, «сквозьмагматические» (по Д. С. Коржинскому) растворы могли обогатиться тем количеством щелочных элементов, при котором они смогли гранитизировать геосинклинальные осадки, поскольку, как было отмечено Меннертом (Меннерт, 1963), растворы, идущие из субстрата, слишком бедны этими элементами, чтобы вызвать подобные процессы.

По своему характеру восточная фациальная область соответствует шельфовым областям современных континентов. Резкое увеличение мощности среднего рифея при переходе от восточной к западной зоне (от 3200 до 5800 *м*) (Белянкина, Долгинов, 1964) свидетельствует о существовании на границе между этими зонами крутого флексурного

изгиба, сопряженного с глубинным разломом. Развитие такой структуры, вероятно, близко развитию крупных радиальных флексур (Полканов и др., 1963) (рис. 5).

Данные литолого-фациального анализа, приведенные в первой части работы, свидетельствуют о существовании в рифее на месте Приенисейского антиклинория устойчивого поднятия. Некоторые факты дают основание говорить об унаследовании этого поднятия Приенисейским антиклинорием.

Во-первых, указанное поднятие оказалось наиболее четко выраженным в начале среднего рифея, т. е. приблизительно в то время, когда впервые в геосинклинальном бассейне и, в частности, в области антиклинория проявились процессы метаморфизма, выразившиеся в образовании слюдяных сланцев. Во-вторых, это поднятие характеризовалось наиболее резкими очертаниями в том секторе, где впоследствии наиболее интенсивно проявились процессы гранитизации. Все эти факты свидетельствуют о том, что формирование Приенисейского антиклинория и развитие более древнего поднятия контролировалось одними и теми же глубинными структурами и процессами.

Таким образом, Приенисейский антиклинорий возник в очень сложной тектонической обстановке на границе двух крупнейших структур рифейской геосинклинальной системы. Он испытал длительное развитие, по времени приближающееся к развитию самой геосинклинальной системы, что было обусловлено длительной эволюцией глубинных зон. В генетическом отношении Приенисейский антиклинорий можно рассматривать как крупную приразломную положительную форму, развитие и становление складчатой структуры которой связано с длительными процессами метаморфизма и гранитизации.

Возможно, именно в строго зональном и длительном проявлении этих процессов кроется одна из наиболее важных причин унаследованного развития геосинклинальных структур, на которое неоднократно указывал Н. С. Шатский (Шатский, 1951).

В заключение следует указать на особый интерес, который представляет образование в комплексе рифейских геосинклинальных пород региона как куполовидных гранито-гнейсовых структур, подобных структурам древних щитов (Павловский, Марков, 1963), так и валов, линейность которых свидетельствует об их сродстве со структурами более молодых складчатых сооружений. Дальнейшее изучение этих структур, возможно, даст новый материал для выяснения условий формирования древнейших складчатых областей земли и складчатых сооружений неохрона.

### Литература


Арабу Н. О деформации Земли. Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр., т. II, ГОНТИ, М., 1937.

Белоусов В. В. Некоторые вопросы глубинной тектоники. Вест. Моск. ун-та, № 5, 1960.

Белоусов В. В. Проблема происхождения складчатости. Сб. статей «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». Изд-во АН СССР, М., 1962.

Белянкин Д. С., Иванов Б. В., Лапин В. В. Петрография технического камня. Изд-во АН СССР, М., 1952.

Белянкина М. Н., Долгинов Е. А. К вопросу о генезисе и структурном положении гранитов в северо-западной части Енисейского кряжа. Вест. Моск. ун-та, № 6, 1963.

Белянкина М. Н., Долгинов Е. А. К вопросу о структурно-фациальной зональности рифейских отложений в Заангарской части Енисейского кряжа. В сб. «Вопросы геологии Красноярского края». Изд-во Моск. ун-та, 1964.

Волобуев М. И., Зыков С. И., Мусатов Д. И. Стратиграфия и магматические комплексы Енисейского кряжа по геологическим и радиологическим данным. В кн. «Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы». Изд-во «Недра», М., 1964.

Волобуев М. И., Зацепина Е. Ф., Зыков С. И., Ступникова Н. И. Магматические комплексы и формации Енисейского кряжа. В сб. «Вопросы геологии Красноярского края». Изд-во Моск. ун-та, 1964.
Гинзберг А. С. Экспериментальные исследования в области силикатов и их значение для промышленности. Уч. зап. ЛГУ. Сер. геол. наук, № 154, вып. 2, 1952.
Глико О. М. Геологическое строение и металлогеническое районирование Енисейского кряжа. Сов. геология, № 62, 1957.
Долгинов Е. А. Роль поперечных тектонических зон в строении Заангарской части Енисейского кряжа. В сб. «Вопросы геологии Красноярского края». Изд-во Моск. ун-та, 1964.
Келлер Б. М., Казаков Г. А., Крылов Н. Н., Нужнов С. В., Семихатов М. А. Новые данные по стратиграфии рифейской группы (верхний протерозой). Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12, 1960.
Кириллова И. В. Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости. Сб. статей «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». Изд-во АН СССР, М., 1962.
Кириллова И. В. Увеличение объема горных пород — одна из возможных причин тектонической деформации. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1963.
Кириченко Г. И. К стратиграфии докембрия Енисейского кряжа. Информ. сб. Всес. н.-и. геол. ин-т, № 6, 1956.
Ковригина Е. К., Ковригин Ф. П. Стратиграфия докембрия западного склона Енисейского кряжа в бассейнах рек Верхней и Нижней Сурнихи, Столбовой и Исаковки. Информ. сб. Всес. н.-и. геол. ин-та. Сер. нов., № 40, 1960.
Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. Сб. «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, М., 1953.
Меннерт М. К. Новое в проблеме гранитов. Изд-во иностр. лит., М., 1963.
Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 93, 1963.
Полканов А. А., Масленников В. А., Глебова-Кульбах Г. О., Щуркин К. А. Ведущая физико-химическая направленность процесса образования гранитов ( на примере докембрийских гранитов восточной части Балтийского щита). В сб. «Химия земной коры». Тр. геохим. конф. Т. 1, Изд-во АН СССР, М., 1963.
Рид Г. Г. Гранитные серии в подвижных поясах. В сб. «Земная кора». Изд-во иностр. лит., М., 1957.
Семихатов М. А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 68, 1962.
Шатский Н. С. О длительности складкообразования и фазах складчатости. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1951.
Eskola P. The Problem on Mantled Gneiss Domes. Geol. Soc. London, Quart. J., 1949.
Murthy M. K. Thermal-expansion Properties of $BaTiCe_3O_9$. J. Amer. Ceram. Soc., № 11, 1962.
Perrin R. Le métamorphisme géniratour de plissement. Ann. Munes., s. 13, t. 8, lv. 10, 1935.
Rittman A. Pfysico-chemical Interpretation of the Terms Magma, Migma, Crust and Substratum. Bull Volcanol., ser. 2, t. 19, 1958.
Wegmann S. E. Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundschau, B. 26 Heft 1/2, 1935.

Московский государственный
университет им. М. В. Ломоносова

Статья поступила
18 ноября 1964 г.

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 2 март — апрель 1965 г.

УДК 551.24+552.33(235.36)

Т. В. МОЛЧАНОВА

# О ГЕНЕЗИСЕ И СТРУКТУРНОМ ПОЛОЖЕНИИ МЕЗОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКОГО РАЙОНА

Доказывается, что щелочные породы Центрально-Алданского района генетически связаны с гранитной, а не базальтовой магмой. Их внедрение происходило одновременно с внедрением крупных массивов гранитоидов Станового хребта и сопровождало образование сводовых поднятий и прогибов. Процессы коробления, вызвавшие образование этих структур и зарождение магмы, являлись реакцией на интенсивные тектонические движения в соседней мезозойской геосинклинали Тихоокеанского пояса. Специфичностью своего состава породы Центрально-Алданского района обязаны взаимодействию гранитной магмы с доломитовой толщей платформенного чехла.

В пределах Алданского щита мезозойские магматические породы пользуются значительным распространением. Они образуют мелкие штоки, дайки, пластовые тела, лакколиты и вулканические постройки, площадь которых в плане обычно не превышает первых десятков квадратных километров, а нередко значительно меньше. Среди магматических пород восточной части Алданского щита (Учуро-Майский район) преобладают граниты, гранодиориты и сиенито-диориты, тогда как в Центрально-Алданском районе развиты преимущественно щелочноземельные сиениты, сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры и гранит-порфиры, т. е. производные гранитной магмы, которые составляют не менее 80% от общего числа мезозойских магматических пород района. На долю собственно щелочных пород так называемого алданского щелочного комплекса, детально описанного Ю. А. Билибиным (1958), падает не более 15—20%. В состав щелочного комплекса входят псевдолейцитовые и эпилейцитовые порфиры, псевдолейцитовые и эпилейцитовые сиенит-порфиры, щелочные сиениты, шонкиниты и другие породы.

Тесная пространственная, структурная и возрастная связь гранитоидных и щелочных пород Центрально-Алданского района позволяет допустить наличие и тесной генетической связи между ними.

Ю. А. Билибин (1958) объяснял генезис пород алданского комплекса диффузивной и кристаллизационной дифференциацией первичной подкоровой трахибазальтовой магмы; эта точка зрения до последнего времени принимается многими геологами, работающими в районе. В результате этих процессов, по мнению Ю. А. Билибина, образовались все разновидности пород от псевдолейцитовых порфиров до щелочных гранитов, являющихся конечными продуктами дифференциации. Однако остается неясным вопрос, почему более ранние продукты кристаллизации трахибазальтовой магмы, поступавшей из подкоровых глубин по крупным разломам, составляют столь незначительный процент относительно пород гранитоидного состава, являющихся, согласно этой точке зрения, крайними членами дифференциационного ряда.

Одним из первых исследователей, связывавших генезис щелочных пород Алдана со щелочноземельной магмой, был Ю. К. Дзевановский

(1956). Этот автор устанавливает постепенное и закономерное изменение состава мезозойских магматических образований Алданской плиты от гранодиоритов к породам повышенной щелочности, идущее с востока на запад от Верхояно-Забайкальской орогенной области к более глубинным районам плиты. Такое изменение он объясняет процессами дифференциации щелочноземельной магмы и, следовательно, щелочные породы Центрально-Алданского района относит к дифференциатам этой магмы, хотя и не решает вопроса о причинах отщепления таких богатых щелочами расплавов.

В работе, посвященной вопросам генезиса щелочных пород (Апельцин, Нечаева, Шейнманн, 1961), приводятся данные, показывающие отсутствие влияния процессов гибридизма на генезис щелочных пород, образование которых связывается исключительно с явлениями дифференциации магмы. Вопрос о генезисе щелочных пород Центрального Алдана этими авторами не решен однозначно; так, Ф. Р. Апельцин относит их к ортоклаз-габброидному или лейцит-габброидному типам, а Е. А. Нечаева допускает, что они могут являться дифференциатами гранитной магмы.

В западной и центральной частях Алданского щита на архейских породах фундамента лежат карбонатные отложения платформенного чехла нижнекембрийского возраста, в нижних горизонтах которых преобладают доломиты. Восточнее, в Учуро-Майском районе, разрез пород платформенного чехла начинается конгломератами, крупнозернистыми песчаниками и алевролитами рифея, выше которых несогласно залегают те же кембрийские карбонатные отложения.

В Центрально-Алданском районе карбонатные породы кембрия лежат почти горизонтально, со слабым наклоном к северу. Они перекрываются нижне- и среднеюрскими песчаниками, алевролитами и аргиллитами, сохранившимися от размыва только на наиболее возвышенных участках водоразделов.

В последние годы установлено, что в нескольких пунктах Центрально-Алданского района нижне- и среднеюрские отложения перекрываются вулканогенно-осадочными образованиями средне-верхнеюрского возраста. Вулканогенно-осадочная толща представлена лавами и туфами щелочноземельного состава, переслаивающимися с аргиллитами. Вулканические породы образуют иногда крупные вулканические постройки, в которых устанавливаются кальдеры проседания, окруженные кольцевыми дайками (Кравченко, 1959). Центральный тип вулканических излияний, ограниченность распространения вулканических пород и разнообразие их состава свидетельствует о том, что вулканогенная толща не распространялась на весь Центрально-Алданский район. По-видимому, в этом отношении был прав Ю. А. Билибин, который относил магматические породы Алдана к гипабиссальным и субвулканическим фациям, застывшим на глубине от 100 до 1000 *м*, однако не исключал возможности, что в ряде случаев магма могла достигать поверхности и давать эффузивные породы.

В структурном отношении Центрально-Алданский район относится к центральной части Алдано-Учурского сводового поднятия. Образование этого сводового поднятия, так же как сводового поднятия Станового хребта и разделяющего их Южно-Алданского прогиба, произошло в мезозое в результате коробления жесткого участка земной коры, каким являлся архейский комплекс Алданского щита и протерозоиды Станового хребта (рис. 1) (Молчанова, 1964). Такое коробление было реакцией на интенсивные тектонические движения, происходившие в располагавшейся восточнее крупной мезозойской геосинклинальной системе Тихоокеанского пояса. М. С. Нагибина ($1963_1$) называет этот процесс «оживлением» древнего основания под влиянием молодых тектонических движений. Одновременно с образованием сводовых поднятий

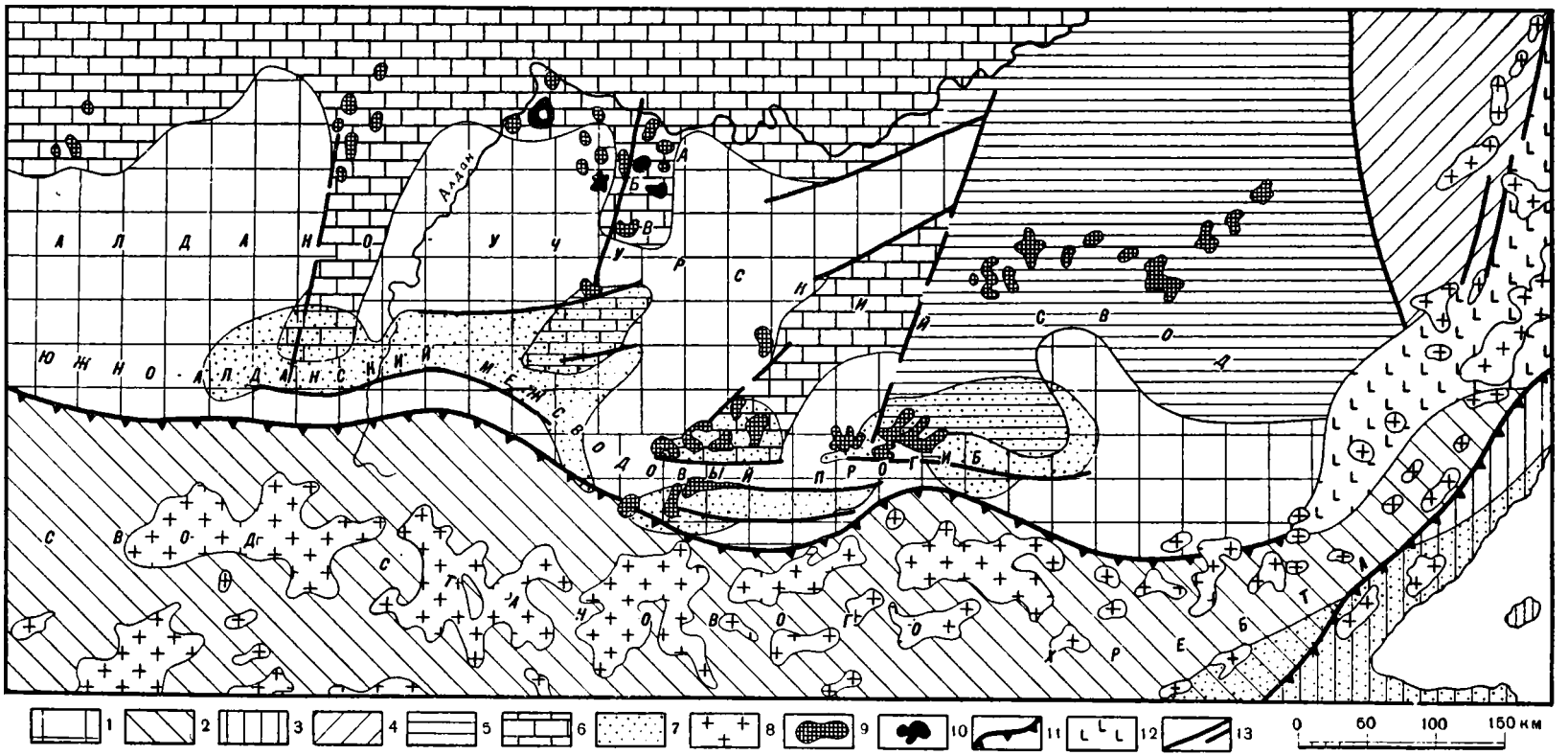


Рис. 1. Размещение мезозойских интрузивных пород в Алдано-Учурском сводовом поднятии

*1* — архейские структуры, *2* — протерозойские складчатые структуры, *3* — герцинские складчатые структуры, *4* — область перикратонного опускания, *5* — рифейские терригенные отложения платформенного чехла, *6* — кембрийские карбонатные породы платформенного чехла, *7* — мезозойские впадины восточноазиатского типа, *8* — мезозойские гранитоиды сводового поднятия Станового хребта и Охотского вулканогенного пояса, *9* — мезозойские интрузивные породы Алдано-Учурского сводового поднятия щелочноземельного (гранитоидного) состава, *10* — щелочные породы Алданского комплекса, *11* — краевые разломы глубинного заложения и связанные с ними зоны прогибов, *12* — эффузивы Охотского вулканического пояса, *13* — разломы. *А* — Джекондинский участок (гольцы Шаман, Вулкан, Острый). *Б* — Якокутский участок (гольцы Щелочной, Спирин, Гробовой и др.). *В* — Юхтинский участок

происходило подновление заложенной еще в протерозое зоны субширотных глубинных разломов и образование Южно-Алданского межсводового прогиба, к которому приурочена система впадин, выполненных юрскими и меловыми осадками. М. С. Нагибина выделяет подобные впадины и прогибы в особую восточноазиатскую группу.

Центральная часть Алдано-Учурского сводового поднятия в общем свободна от отложений платформенного чехла, за исключением отдельных опущенных участков, располагающихся между разломами субмеридионального направления. Центрально-Алданский район, где сохранились карбонатные породы кембрийского чехла, представляет собой подобный опущенный блок.

Процессы коробления, вызвавшие в краевой части древней Сибирской платформы образование сводовых поднятий и разделяющих их прогибов и подновление глубинных разломов, по-видимому, сопровождалось зарождением магматических очагов гранитоидного состава, давших в пределах сводового поднятия Станового хребта огромное количество мезозойских гранитных интрузий. В Алдано-Учурском сводовом поднятии интрузии мезозойского возраста пользуются гораздо меньшим развитием. Вероятно, это объясняется тем, что воздымание и все другие процессы «оживления» в поднятии Станового хребта происходили более интенсивно, что вызвало образование более крупных магматических очагов. В Алдано-Учурском сводовом поднятии поступление с глубины магматического расплава шло лишь в наиболее нарушенных участках, какими являлись участки, прилегающие к крупным поперечным субмеридиональным разломам.

Среди мезозойских гранитоидов сводового поднятия Станового хребта устанавливается последовательная смена пород от гранодиоритов через нормальные граниты к гранитам повышенной кислотности и щелочности аляскитового типа, что, возможно, связано с процессами дифференциации, происходившими в гранитном магматическом очаге. Помимо такого изменения состава гранитоидов, в сводовом поднятии Станового хребта наблюдается закономерное омоложение возраста гранитоидов в направлении с запада на восток. Так, в западной части этого поднятия развиты массивы гранитоидов, имеющие возраст от верхнего триаса до верхней юры, в центральной части — от нижней юры до нижнего мела, а в восточной — от верхней юры до верхнего мела (Молчанова, 1964).

В Алдано-Учурском сводовом поднятии также наблюдается омоложение в возрасте мезозойских магматических пород с запада на восток: в Центрально-Алданском районе они сформировались в период от средней юры до нижнего мела, а на востоке, в Учуро-Майском районе,— в верхней юре, нижнем и верхнем мелу.

В восточной части Алдано-Учурского сводового поднятия, где отложения платформенного чехла представлены рифейскими терригенными породами, мезозойские интрузии имеют преимущественно гранитоидный состав и среди них отсутствуют щелочные породы, аналогичные алданскому щелочному комплексу.

Как уже упоминалось выше, среди мезозойских магматических пород Центрально-Алданского района щелочные сиениты и псевдолейцитовые породы составляют лишь незначительный процент, бо́льшая же их часть представлена щелочноземельными сиенитами, граносиенитами и эгириновыми гранитами, т. е. породами, которые также следует отнести к гранитоидному ряду.

Для пород алданского комплекса Ю. А. Билибиным устанавливается следующая последовательность образования: 1 — пластовые интрузии кварцевых и бескварцевых порфиров, 2 — лакколиты, штоки и дайки разнообразных щелочных пород (псевдолейцитовых порфиров, нефелиновых, щелочных сиенитов и т. д.), 3 — лакколиты, штоки и дайки ще-

лочноземельных пород, 4 — штоки и дайки эгириновых гранитов, граносиенитов и т. д. Ю. А. Билибин объясняет появление кварцевых порфиров на ранней стадии внедрения пород алданского щелочного комплекса тем, что при своем поднятии с глубины трахибазальтовая магма проходила через мощную сиалическую оболочку, расплавляла ее и, загрязняясь веществом сиаля, приобретала кислый состав, отвечающий кварцевым порфирам.

В 1962 г. автором проводились исследования в Центрально-Алданском районе, во время которых был сделан ряд маршрутов в Якокутском, Джекондинском и Юхтинском участках развития пород алданского щелочного комплекса. Большим затруднением в изучении геологического строения и условий формирования магматических пород является очень плохая обнаженность района — вершины и склоны гольцов обычно покрыты сплошными осыпями, а коренные обнажения весьма редки. Тем не менее наблюдения, сделанные в единичных коренных выходах, и чисто петрографические данные, полученные при изучении собранного каменного материала, позволяют в общих чертах наметить иную последовательность формирования пород алданского комплекса и поставить вопрос о связи щелочных пород района не с базальтовой, а с гранитной магмой.

Полученные данные позволяют предположить, что магматические породы формировались в две фазы; первые порции магмы имели состав щелочноземельных сиенитов и к породам первой фазы относятся сиениты, кварцевые сиениты, сиенит-порфиры и ортофиры.

Шонкиниты и монцониты представляют собой эндоконтактовые фации щелочноземельных интрузий первой фазы, а псевдолейцитовые (эпилейцитовые) порфиры и псевдолейцитовые сиенит-порфиры, по-видимому, являются эндоконтактовыми фациями субвулканических разностей той же фазы. Щелочные сиениты, отнесенные Ю. А. Билибиным вместе с другими щелочными породами к самостоятельной фазе, имеют метасоматический генезис и образовались в результате воздействия на щелочные породы первой фазы послемагматических растворов.

К породам второй фазы принадлежат гранит-порфиры, граносиенит-порфиры и эгириновые граниты, однако выделение их в значительной степени условно, поскольку пересечение ими пород первой фазы наблюдать не удалось, возможно, из-за отсутствия обнажений.

## ПОРОДЫ ПЕРВОЙ ФАЗЫ

Магматические тела, сложенные породами первой фазы, в зависимости от условий их залегания представлены гипабиссальными полнокристаллическими щелочноземельными сиенитами, субвулканическими сиенит-порфирами и эффузивными разновидностями состава ортофиров. Породы щелочного комплекса, как будет показано ниже, развиты в виде небольших участков как среди гипабиссальных щелочноземельных сиенитов, так и среди их субвулканических аналогов — сиенит-порфиров.

### Гипабиссальные породы

В Джекондинском участке щелочноземельные сиениты и сиенит-порфиры слагают северный и западный склоны гольца Вулкан, гольцы Шаман и Шаманенок; в Якокутском участке — гольцы Спирин, Орочен, Геологический и Гробовой. К западу и северо-западу от Якокутского участка расположена серия лакколитов, также сложенная различными разновидностями щелочноземельных сиенитов: гольцы Зверевский, Примус, Вуз, Паленый, Шапка Мономаха и многие другие. Ими же сложен ряд гольцов Юхтинского участка.

Щелочноземельные породы Джекондинского, Юхтинского и частью Якокутского участков залегают в карбонатных породах кембрийского

платформенного чехла, но многие выходы расположены у границ распространения карбонатных пород чехла или среди архейских гнейсов. Лакколит гольца Паленого находится среди пород архея, однако шурфом, пройденным на южном склоне, были вскрыты серые и белые тонкозернистые слабо мраморизованные доломиты и пироксеновые скарны. По-видимому, шурф достиг подошвы лакколита, внедрившегося в нижние горизонты кембрийской карбонатной толщи, которые оказались захороненными под ним и, таким образом, сохранились от эрозии. Факт нахождения на гольце Паленом карбонатных пород кембрийского чехла позволяет предположить, что граница их распространения в мезозое проходила несколько западнее, чем теперь.

В пределах одного лакколита наблюдается изменение состава и структур слагающих их пород. В центральных частях магматических тел породы более лейкократовые и лучше раскристаллизованы. Они представлены среднезернистыми щелочноземельными сиенитами, иногда порфировидной структуры, розовой или розовато-серой окраски. К периферическим частям магматических тел породы становятся более мелкозернистыми. В краевых зонах лакколитов наблюдается большое количество различных по величине и форме ксенолитов перекристаллизованных и переработанных карбонатных пород. Размеры таких ксенолитов варьируют от долей сантиметров до нескольких метров. В нескольких случаях были встречены ксенолиты карбонатных пород, представляющие собой маломощные пластины, сохранившие в теле лакколита почти горизонтальное залегание (южный склон гольца Шаман).

Карбонатный материал сохраняется обычно в центральных частях ксенолитов, где они представлены среднезернистыми мраморами. Все мелкие ксенолиты, так же как и периферические части крупных ксенолитов, превращены в магнезиальные скарны. Скарны сложены гранобластовыми зернами очень бледноокрашенного диопсида ($Ng \angle C = 38°$), который составляет до 80—90% объема породы, единичными зернами ярко-зеленой шпинели (1—2%) и магнетита. По пироксену развивается флогопит в виде чешуй от 3—5 *мм* до нескольких сантиметров в поперечнике, скаполит и кальцит.

Вблизи ксенолитов карбонатных пород, превращенных в магнезиальные скарны, в сиенитах появляется большое количество цветных минералов, и породы, постепенно приобретая все более меланократовый состав, непосредственно в контакте с ксенолитом представлены шонкинитами (рис. 2), в которых лейкократовые минералы уже составляют менее 50%.

Щелочноземельные сиениты состоят из хорошо ограненных зональных кристаллов плагиоклаза (30—40%), имеющих в ядре состав андезина ($An_{30-35}$), а в периферических частях — олигоклаза ($An_{20}$), более редких ксеноморфных неправильных зерен пертитизированного кали-натрового полевого шпата (40—45%), удлиненных призм пироксена (10—15%), биотита и гастингсита (5—10%). Размеры кристаллов плагиоклаза и зерен кали-натрового полевого шпата обычно колеблются от 0,5 до 4—5 *мм* в поперечнике; нередко последний образует кайму вокруг плагиоклаза, а также слагает крупные порфировидные выделения, достигающие 12—15 *мм* в поперечнике. Призматические кристаллы пироксена, обычно имеющие в длину 2—3 *мм*, представлены бледно-зеленым авгитом ($Ng \angle C = 42—45°$). Нередко авгит обрастает каймой эгирин-авгита ($Ng \angle C = 52°$), который в ряде случаев слагает почти все зерно пироксена. Пироксен обычно свежий или замещен биотитом, а иногда его обрастают и, по-видимому, замещают более крупные неправильной формы пойкилобластовые выделения гастингсита, плеохроирующего от темно-сине-зеленого до бледно-буровато-зеленого тонов ($Ng \angle C = 22—25°$).

Сиениты содержат значительное количество титанита и апатита, часто образующих крупные идиоморфные зерна и выделения рудного минерала, количество которого достигает 2—3%.

Часто между довольно крупными кристаллами перечисленных минералов располагается очень небольшое количество мелко- или тонкозернистой основной массы гранитовой или аллотриоморфно-зернистой структуры, состоящей из зерен плагиоклаза, кали-натрового полевого шпата и рудного минерала, кроме того, иногда появляются мелкие зерна кварца, количество которого не превышает 5—10%.

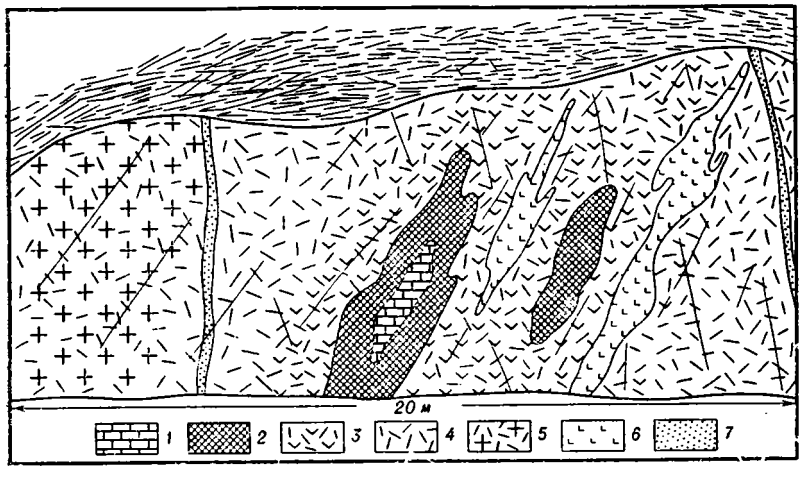


Рис. 2. Ксенолит нижнекембрийских доломитов в массиве кварцевых сиенитов

*1* — доломиты $Cm_1$, *2* — скарны, *3* — шонкиниты и монцониты, *4* — щелочноземельные сиениты, *5* — кварцевые сиениты, *6* — крупнозернистые щелочные сиениты пегматоидного облика, *7* — кварцевые жилы

Обычно плагиоклаз составляет около 40% объема породы при примерно равном количестве кали-натрового полевого шпата, реже встречаются разновидности, в которых плагиоклаз преобладает, но имеются также щелочноземельные сиениты, где кали-натровый полевой шпат составляет более 50% и, таким образом, породы приближаются к щелочным сиенитам.

Шонкиниты и монцониты не образуют самостоятельных магматических тел, а слагают среди сиенитов меланократовые участки вокруг ксенолитов карбонатных пород, превращенных в скарны. Эти меланократовые участки состоят из крупных (до 5 *см* в поперечнике) зерен полевого шпата, переполненных мелкими зернами пироксена: одно такое зерно кали-натрового полевого шпата нередко занимает весь шлиф. Кроме мелких зерен пироксена, в кали-натровых полевых шпатах оказываются включенными мелкие идиоморфные зерна плагиоклаза, пироксена, апатита, титанита, а в ряде случаев и нефелина. Пироксен, кроме зерен, включенных в полевой шпат, образует более крупные кристаллы, по составу отвечающие диопсид-авгиту ($Ng \angle C = 40—42°$), которые обрастают каймой эгирин-авгита ярко-зеленой окраски. Нередко имеются также скопления мелких гранобластовых зерен диопсида, сходных с диопсидом магнезиальных скарнов, возможно представляющие собой реликты последних. К выделениям пироксена приурочены зерна титанита, граната (темно-бурого меланита), а также анальцима и цеолитов, образовавшихся, вероятно, по нефелину, и крупных неправильных зерен рудного минерала. Плагиоклаз, так же как и пироксен, образует более крупные кристаллы, состав которых более основной, чем в сиенитах ($Ап_{45-48}$).

Количественные соотношения всех перечисленных минералов весьма непостоянны и меняются иногда даже в пределах одного образца. Отдельные участки, богатые плагиоклазом, по составу отвечают монцонитам, другие, сложенные главным образом кали-натровым полевым шпатом и пироксеном с небольшим количеством плагиоклаза и иногда нефелина, соответствуют шонкинитам.

По мере удаления от ксенолита содержание пироксена в породе быстро уменьшается, одновременно происходит раскисление плагиоклаза и постепенно порода приобретает состав сиенита, в котором нередко кали-натровый полевой шпат составляет до 50%. Такое последовательное изменение состава пород видно из таблицы 1.

Таблица 1

**Минералогический состав гипабиссальных пород**

| Породы | Пи | Пл | Би | Не | Кш | Кв |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Кварц. сиенит | 10—15 | 35—40 | 10—15 | — | 30—35 | 5—10 |
| Щелочнозем. сиенит | 15—20 | 35—40 | 5—10 | — | 35—40 | — |
| Монцонит | 30—40 | 20—25 | — | — | 35—45 | — |
| Шонкинит | 45—50 | 0—5 | — | 0—5 | 40—45 | — |

Таким образом, щелочные породы основного состава типа шонкинитов и монцонитов не представляют собой самостоятельных фаз внедрения щелочной основной магмы, а являются эндоконтактовыми образованиями, продуктами магматического замещения щелочноземельной магмой вмещающих доломитов, превращенных метасоматическими процессами в магнезиальные скарны. Безусловно, такие же процессы взаимодействия между магмой и доломитами имели место не только вблизи ксенолитов, но и в контакте с вмещающей толщей.

## Субвулканические породы

Типичные щелочные породы алданского комплекса широко развиты в Якокутском участке. Здесь выходят разнообразные порфиры, в том или ином количестве содержащие псевдолейцит. По степени раскристаллизации их следует относить к субвулканическим образованиям. Эти щелочные субвулканические породы развиты по левым притокам верхнего течения р. Якокут — в верховьях ключа Перевального и Узкого, а в самой вершине ключа Узкого и на водоразделе его с ключем Геологическим скважинами и шурфами вскрыты светлые мраморизованные доломиты. К сожалению, контакт доломитов с магматическими породами не вскрыт, но по обильным свалам можно проследить постепенное изменение состава щелочных пород от контакта с вмещающей карбонатной толщей к центральной части лакколита, слагающего голец Щелочной.

В непосредственной близости к контакту выходят псевдолейцитовые (или эпилейцитовые) порфиры и их брекчиевидные разности. Эти породы имеют наиболее темную окраску, меланократовый состав и слабую степень раскристаллизации. Дальше от контакта развиты псевдолейцитовые сиенит-порфиры, несколько лучше раскристаллизованные и более светлой окраски. Бо́льшая часть гольца Щелочного сложена мелкозернистыми и мелкопорфировидными сиенитами, но в отдельных местах они сменяются крупнозернистыми или пегматоидными щелочными сиенитами, состоящими на 80—90% из крупных кристаллов серого полевого шпата. Такая последовательная смена пород от периферии к центральным частям лакколита указывает на несомненное влияние близости контакта.

Псевдолейцитовые и эпилейцитовые порфиры представляют собой афанитовые, тонкозернистые и реже мелкозернистые

породы иногда почти черной, темно-серой или серой окраски. В основной массе резко выделяются трапецоэдрические или неправильной формы вкрапленники псевдолейцита, размер и количество которых весьма непостоянны. Часто они имеют 2—3 *мм* в поперечнике и составляют до 50% объема породы, иногда же достигают 15—20 *мм*, но встречаются лишь спорадически. Кроме вкрапленников псевдолейцита, имеются вкрапленники пироксена, а в наиболее светлых разновидностях появляются мелкие вкрапленники ортоклаза и плагиоклаза.

Наиболее меланократовые псевдолейцитовые порфиры имеют почти черную окраску, на 40—50% состоят из мелких зерен темно-зеленого пироксена, обычно располагающихся кучно, и мельчайших округлых выделений псевдолейцита (0,02—0,05 *мм* в поперечнике), придающих породе микроцелляровую структуру. В этих породах содержится много мелких зерен магнетита, титанита и апатита. Более светлые псевдолейцитовые порфиры содержат вкрапленники пироксена и более крупные (от 2 до 10 *мм*) вкрапленники псевдолейцита.

Основная масса состоит из мелких зерен пироксена, обычно почти полностью замещенных биотитом. Количество вкрапленников псевдолейцита сильно варьирует, иногда они составляют более 50% объема породы и почти вплотную соприкасаются друг с другом, разделяясь лишь узкими участками, сложенными мелкозернистым пироксеном. В других случаях они значительно отдалены друг от друга и между ними располагается пироксеновая мелкозернистая основная масса, на фоне которой выделяются более крупные вкрапленники пироксена, часто имеющие зональное строение. Ядро вкрапленников принадлежит зеленоватому авгиту ($Ng \angle C = 45—50°$), а периферическая кайма — более ярко окрашенному эгирин-авгиту ($Np \angle C = 4—7°$). Мелкозернистый пироксен основной массы обычно также представлен эгирин-авгитом.

Вкрапленники псевдолейцита имеют трапецоэдрическую, округлую или удлиненную форму и представлены срастаниями ортоклаза и нефелина, размеры которых колеблются от 0,01—0,03 до 0,2—0,3 *мм*. Нефелин в псевдолейците содержится в подчиненном количестве относительно ортоклаза и образует с ним в краевой части вкрапленника тонкие срастания, сходные со сферолитовыми, тогда как центральная часть вкрапленника обычно сложена только ортоклазом. Тонкие выделения нефелита, как правило, замещены чешуйками мусковита, и, по сути говоря, вкрапленники представлены не псевдолейцитами, а эпилейцитами.

Многочисленные мелкие зерна акцессорных минералов, к которым относятся апатит, титанит и магнетит, обычно размещаются среди скоплений мелкозернистого пироксена. В наиболее лейкократовых разновидностях псевдолейцитовых порфиров, кроме вкрапленников псевдолейцита и пироксена, появляются единичные мелкие вкрапленники ортоклаза, периферические части которых обогащаются мелкими зернами эгирин-авгита. Основная масса этих пород содержит ортоклаз и лейсты плагиоклаза ($An_{25-30}$) в количестве около 15—20% объема породы.

Брекчиевидные породы содержат угловатые обломки псевдолейцитовых порфиров, размером от 0,5 до 10 *см* и более в поперечнике. Кроме обломков порфиров, в брекчиевых породах имеются ксенолитоподобные участки, целиком состоящие из мелких гранобластовых зерен пироксена, по которым развиваются более крупные неправильной формы порфиробласты пироксена микропойкилитового строения. По всей вероятности, эти участки являются мелкими ксенолитами пироксеновых скарнов, аналогичными ксенолитам, встреченным в щелочноземельных сиенитах.

Цемент в брекчиевых породах имеет переменный состав, обычно отвечающий составу более лейкократовых разновидностей. По-видимому, эти брекчии не являются вулканическими брекчиями, а представляют собой приконтактовые участки лакколита, аналогичные «эруп-

тивным брекчиям» эндоконтактов массивов, в которых раздробленные доломиты в различной степени подвержены метасоматической переработке и замещению магматическим расплавом.

Псевдолейцитовые и эпилейцитовые сиенит-порфиры слагают более удаленные от контакта с вмещающими доломитами части Якокутского лакколита и связаны с описанными выше псевдолейцитовыми порфирами постепенными переходами. Они имеют более светлую окраску основной массы и переменное количество вкрапленников псевдолейцита, размеры которых сильно варьируют. Степень раскристаллизации этих пород весьма различна, имеются разности как с тонкозернистой, так и с хорошо раскристаллизованной мелкозернистой основной массой розовато-серой окраски. В отличие от псевдолейцитовых порфиров, они наряду с вкрапленниками псевдо- или эпилейцита и пироксена, постоянно содержат вкрапленники кали-натрового полевого шпата, имеющего в свежих породах темно-серую окраску, удлиненную форму и размеры от 1,5 до 15 *мм*; иногда имеются и вкрапленники плагиоклаза ($An_{25-30}$). Когда количество вкрапленников псевдолейцита или эпилейцита составляет до 30—40% объема породы, тогда они имеют относительно небольшую величину (2—3 *мм*); когда же количество их невелико, они достигают 2 *см* в поперечнике и часто обладают очень правильной трапецоэдрической формой. Вкрапленники пироксена представлены кристаллами эгирин-авгита призматической формы, но обычно замещены биотитом и рудным минералом. Четко устанавливается последовательность образования вкрапленников: первыми кристаллизовались вкрапленники лейцита, разлагавшиеся на ортоклаз и нефелин до начала образования вкрапленников ортоклаза; последние при своем росте иногда включали в себя краевую часть соседнего вкрапленника псевдолейцита, контур которого сохраняется в ортоклазе в виде мелких включений мусковита, заместившего нефелин. Вкрапленники эгирин-авгита, по-видимому, кристаллизовались одновременно с псевдолейцитом.

Основная масса менее раскристаллизованных разновидностей псевдолейцитовых сиенит-порфиров тонкозернистая, состоит из мелких зерен биотизированного пироксена, лейст ортоклаза и олигоклаз-андезина. Между ними распределяются многочисленные мельчайшие зерна магнетита, призмочки апатита и зернистые агрегаты титанита.

Мелкозернистые сиениты, переходящие в порфировидные, слагают вершину гольца Щелочного и некоторые другие вершины Якокутского участка. Они связаны постепенными переходами с породами предыдущей группы. Этот переход выражается в постепенном увеличении размеров выделений кали-натрового полевого шпата и повышении роли плагиоклаза (олигоклаз-андезина), количество которого достигает 20—25% объема породы. В ряде случаев в мелкозернистых сиенитах еще сохраняются выделения эпилейцита, однако они теряют четкость своих границ, и слагающий их ортоклаз как бы сливается с кали-натровым полевым шпатом основной массы, наличие же эпилейцита устанавливается по появлению в некоторых участках мелкого мусковита (по нефелину) и отсутствию в них мелких зерен биотизированного пироксена и рудного минерала, обычных для основной массы.

Порфировидная структура появляется за счет разрастания зерен кали-натрового полевого шпата, который по периферии имеет пойкилитовый характер и, по-видимому, представляет собой начальную стадию развития порфиробластов, характерных для щелочных сиенитов. В них включены мелкие идиоморфные зерна плагиоклаза, пироксена и иногда реликты выделений эпилейцита. Структура основной массы сиенитов приближается к гипидиоморфнозернистой, а в отдельных участках обособляются сферолиты кали-натрового полевого шпата. Цветные минералы представлены авгитом ($Ng \angle C = 42—45°$) или эгирин-авгитом

Таблица 2

**Минералогический состав субвулканических пород**

| Породы | Вкрапленники | | | | | Основная масса | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Общ. | Пи | Лц | Кш | Пл | Общ. | Пи | Лц | Кш | Пл | Бн |
| Псевдолейцит. порфир | 30—40 | 5—10 | 25—30 | — | — | 60—65 | 40—50 | 15—20 | — | — | — |
| Псевдолейцит. сиенит-порфир | 25—30 | 5—10 | 10—15 | 5—10 | 0—5 | 65—70 | 30—35 | — | 35—40 | 5—10 | — |
| Мелкозерн. сиенит (порфировидн.) | 15—20 | 3—5 | (2) | 5—15 | 5—10 | 75—85 | 5—10 | — | 40—45 | 20—30 | 5—10 |

($Np \angle C = 8—10°$), но чаще от него остаются лишь идиоморфной формы участки, выполненные хлоритизированным биотитом, рудным минералом и лейкоксеном. Изменение минералогического состава субвулканических пород иллюстрируется таблицей 2.

Щелочные сиениты слагают среди псевдолейцитовых сиенит-порфиров и мелкозернистых сиенитов гольца Щелочного неправильной формы участки и жилообразные выделения, мощность которых варьирует от миллиметров до нескольких метров. Это разнозернистые породы, в которых кали-натровый полевой шпат резко преобладает над всеми другими компонентами. Встречаются мелкозернистые порфировидные разновидности с аллотриоморфной преимущественно полевошпатовой основной массой, на фоне которой развиваются неправильной формы порфиробласты более позднего кали-натрового полевого шпата. Они имеют неровные, изрезанные контуры, включают в себя мелкие зерна основной массы, в том числе сильно пелитизированные зерна более раннего ортоклаза, серицитизированного плагиоклаза, эгирин-авгита и биотита.

По мере разрастания порфиробластического кали-натрового полевого шпата порода приобретает крупнозернистое или даже гигантозернистое сложение с величиной индивидов полевого шпата до 5—6 *см*, содержание его достигает 90% объема породы. Реликты мелкозернистой основной массы включены в периферические части крупных зерен кали-натрового полевого шпата или находятся в интерстициях. Иногда щелочные сиениты приобретают трахитоидную текстуру благодаря ориентированному расположению удлиненных кристаллов кали-натрового полевого шпата; мелкие кристаллы плагиоклаза ($Ап_{28-30}$), эгирин-авгита и биотита основной массы зажаты между этими крупными индивидами. Кроме порфиробластов полевого шпата, происходит образование гастингсита, коричневого граната (меланита) и магнетита, которые замещают эгирин-авгит и биотит. Более поздняя альбитизация и цеолитизация накладывается на щелочные сиениты в той же мере, как и на все другие породы. Щелочные сиениты являются типичными метасоматическими породами, образовавшимися, очевидно, в раннюю послемагматическую стадию в результате воздействия на псевдолейцитовые сиенит-порфиры и мелкозернистые сиениты калиево-кремнекислых растворов.

## Вулканические породы

Ортофиры и ортофировые брекчии представляют собой собственно эффузивную фацию пород первой фазы. Они имеют ограниченное распространение, были обнаружены в районе гольцов Острого и Вулкана (Джекондинский участок), где образуют крупную вулканическую постройку с кальдерой проседания, окруженную дайкой сиенитов (Кравченко, 1959).

Эффузивы представлены стекловатыми или тонкозернистыми ортофирами от почти черной до светло-серой окраски. На более темном фоне в некоторых разновидностях отчетливо видны белые таблитчатые вкрапленники полевых шпатов или черные вкрапленники пироксена. Вкрапленники полевых шпатов представлены плагиоклазом ($An_{30-40}$) и не пертитизированным ортоклазом. Пироксен вкрапленников имеет состав диопсид-авгита ($Ng \angle C = 40—42°$). Основная масса тонкозернистых ортофиров трахитовой или ортофировой структуры сложена микролитами ортоклаза, мелкими зернами пироксена, последние нередко замещены биотитом и магнетитом. В некоторых образцах окисленный рудный минерал составляет до 10% и более. Выделений псевдо- или эпилейцита в этих породах не обнаружено, за исключением одного образца лавовой брекчии ортофира, где был встречен обломок эпилейцитового порфира 2 *мм* в поперечнике, совершенно аналогичного эпилейцитовым порфирам Якокутского участка.

Стекловатые разности ортофиров также содержат мелкие, 0,3—0,5 *мм* в длину, вкрапленники плагиоклаза ($An_{35-40}$), ортоклаза и диопсид-авгита, а основная масса криптокристаллическая с ясными следами течения, видимыми по сгущению и разряжению пылевидных частиц рудного минерала; хорошо видно, как она обтекает вкрапленники. Показатель преломления стекла несколько ниже показателя канадского бальзама.

Лавовые брекчии содержат обломки кристаллов плагиоклаза, ортоклаза, пироксена и разнообразных ортофиров, а в единичных случаях — эпилейцитовых порфиров. Как правило, породы обломков более раскристаллизованы, чем цементирующий их криптокристаллический лавовый материал.

## ПОРОДЫ ВТОРОЙ ФАЗЫ

К породам второй фазы относятся пластовые интрузии и лакколиты гранит-порфиров (кварцевых порфиров, по Ю. А. Билибину) и граносиенит-порфиров, а также мелкие штоки эгириновых гранитов, хотя, как уже говорилось выше, это выделение достаточно условно.

Особенно широкое развитие имеют гранит-порфиры к западу от Якокутского участка, где они слагают левый склон ключа Геологического, голец Дорожный и ряд более мелких гольцов вблизи Амуро-Якутской магистрали. В Юхтинском участке развиты граносиенит-порфиры, от которых наблюдаются переходы к гранит-порфирам.

Гранит-порфиры — светлые желтоватые или розоватые порфировые породы, состоящие из вкрапленников белого плагиоклаза, розового кали-натрового полевого шпата, серого кварца и пироксена, и мелкозернистой основной массы. Вкрапленники плагиоклаза распространены наиболее широко, они имеют размеры от 0,5 до 1,0 *см* и представлены идиоморфными зональными кристаллами олигоклаз-андезина ($An_{25-30}$), часто сильно серицитизированного. Более крупные единичные вкрапленники кали-натрового полевого шпата, достигающие 3 *см* в длину, обычно сильно пелитизированы, особенно по периферии кристалла. Нередко вкрапленники плагиоклаза обрастают каймой кали-натрового полевого шпата, и за счет этого их размеры значительно увеличиваются. Неправильные, сильно оплавленные вкрапленники кварца имеют весьма непостоянные размеры. В небольшом количестве в гранит-порфирах содержатся вкрапленники пироксена в виде некрупных (0,5—2,0 *мм*) идиоморфных кристаллов бледно-зеленого авгита, обычно сильно разложенного, а иногда полностью замещенного рудным минералом, эпидотом и кальцитом. В отдельных случаях пироксен замещен густо окрашенным амфиболом.

Основная масса гранит-порфиров состоит из мелких зерен кали-натрового полевого шпата, кислого плагиоклаза ряда олигоклаза и кварца.

Она имеет аплитовую или микропойкилитовую структуру, переходящую в сферолитовую. Величина зерен основной массы варьирует в довольно широких пределах — от 0,01—0,05 *мм* в тонкозернистых разностях до 0,1—0,5 *мм* — в мелкозернистых. Из акцессорных минералов встречаются те же титанит, апатит и магнетит, как и в других породах.

На гранит-порфиры наложна поздняя альбитизация, сопровождающаяся серицитизацией плагиоклаза. Альбит в виде пятнистых пертитов замещения развивается по кали-натровому полевому шпату; отдельные пятна, сливаясь целиком, замещают все зерно, образуя шахматный альбит. На более слабой стадии альбитизации тонкая каемка альбита окружает зерна и кали-натрового полевого шпата и плагиоклаза.

Граносиенит-порфиры и порфировидные граносиениты связаны постепенными переходами с описанными гранит-порфирами и отличаются от последних тем, что в них кварц не образует вкрапленников, а содержится только в основной массе в количестве не более 10—15%. В этих породах увеличивается количество кали-натрового полевого шпата, который не только обрастает кристаллы плагиоклаза, но и почти целиком его замещает. Некрупные вкрапленники пироксена представлены авгитом, нередко обрастающим каймой эгирин-авгита.

Основная масса сложена зернами олигоклаза (35—40%), кали-натрового полевого шпата (40—50%) и кварца (10—15%), размеры которых сильно варьируют и в порфировидных граносиенитах достигают нескольких миллиметров; структура основной масса меняется от гипидиоморфнозернистой в порфировидных разновидностях до микроаплитовой и микропойкилитовой в граносиенит-порфирах.

Среди гранит-порфиров и граносиенит-порфиров в ряде пунктов (верховья кл. Геологического, кл. Карстовый — приток р. Б. Юхты) были обнаружены крупные ксенолиты доломитов, достигающие нескольких метров. Вблизи вмещающих их гранит-порфиров доломиты превращены в магнезиальные скарны, совершенно тождественные скарнам, развивающимся по ксенолитам среди щелочноземельных сиенитов гольца Шаман, Гробового и др., а в эндоконтакте также образуются шонкиниты и монцониты, обогащенные пироксеном и кали-натровым полевым шпатом (до 40—60%). При микроскопическом изучении этих эндоконтактовых разновидностей устанавливается полное их тождество с шонкинитами и монцонитами, встреченными среди щелочноземельных сиенитов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Имеющиеся структурные, петрологические и петрохимические данные говорят о том, что мезозойские щелочные породы Центрально-Алданского района являются производными гранитной магмы, внедрение которой в виде многочисленных мелких тел происходило на всей территории Алдано-Учурского сводового поднятия. Серия пород повышенной основности и щелочности формировалась в результате активного взаимодействия кислой магмы с доломитовой толщей платформенного чехла, в которую она внедрялась. В тех случаях, когда магма такого же состава внедрялась в терригенную толщу (восточная часть Алдано-Учурского сводового поднятия), образования щелочных пород не происходило.

Проблема образования щелочных пород за счет ассимиляции известняков гранитной магмы была впервые разработана Р. Дели еще в 1910 г. В последние годы процессы взаимодействия гранитной магмы с карбонатными породами неоднократно рассматривались Д. С. Коржинским в его работах, посвященных развитию выдвинутой им гипотезы магматического замещения.

В Центрально-Алданском районе внедрение магмы происходило в две фазы; магматический расплав первой фазы отвечал составу щелоч-

ноземельных сиенитов, тогда как расплав второй фазы отвечал составу граносиенитов или гранитов повышенной щелочности. Согласно гипотезе Д. С. Коржинского, богатые щелочами магматические растворы, поступавшие в доломитовую толщу, метасоматически замещали доломиты и преобразовывали их в магнезиальные скарны (Жариков, 1960). Затем скарны под воздействием новых порций магматических растворов подвергались расплавлению и магматическому замещению (Коржинский, 1957, 1962).

Образовавшийся таким путем in situ гибридный расплав обладал высоким химическим потенциалом оснований (MgO и CaO), что приводило к резкому повышению химической активности всех оснований, в том числе и щелочей, поступавших из магматического очага. Это вызывало кристаллизацию в краевых частях лакколита пород, богатых пироксеном и лейцитом — псевдолейцитовых порфиров.

Резкое повышение химической активности щелочей и других оснований в приконтактовых частях массивов вызывало диффузию их во внутренние части массива, причем более легкоподвижные щелочи проникали на большее расстояние от контакта, чем MgO и CaO («обратная волна щелочности» — по Д. С. Коржинскому). Благодаря этому в некотором удалении от контакта кристаллизовались псевдолейцитовые сиенит-порфиры, в которых содержится уже меньше пироксена и лейцита, но появляется кали-натровый полевой шпат. Количество последнего постепенно возрастает, кроме того, начинает выделяться плагиоклаз, и при уменьшении количества пироксена и исчезновении лейцита порода приобретает состав щелочноземельного сиенита.

Подобная же смена состава пород наблюдается и внутри массивов щелочноземельных сиенитов и граносиенитов вблизи включенных в них ксенолитов магнезиальных скарнов. Непосредственно в контакте с ксенолитом образуются шонкиниты — породы, богатые пироксеном и кали-натровым полевым шпатом, а иногда содержащие небольшое количество нефелина или анальцима. По мере удаления от ксенолита количество содержащегося пироксена, а затем и кали-натрового полевого шпата постепенно уменьшается, появляется плагиоклаз, и порода приобретает состав щелочноземельного сиенита или кварцевого сиенита. Щелочные сиениты, слагающие неправильные жилоподобные и гнездообразные участки пегматоидного типа, образовались в результате наложения на ранее закристаллизовавшиеся породы процесса калиево-кремнекислого метасоматоза послемагматической стадии.

Таким образом, необходимым условием для образования щелочных пород Центрально-Алданского района за счет гранитной магмы являлось наличие таких обогащенных MgO и CaO пород, какими были доломиты платформенного чехла. Однако ту же роль могли играть и другие породы, достаточно богатые магнием и кальцием; примером этому служат массивы Ковдер, Инагли и Чад, известные на Алданском щите. Ядра этих массивов сложены рифейскими дунитами, а краевые части — породами повышенной щелочности, имеющими мезозойский возраст. М. А. Богомолов (1964), изучавший эти массивы, пришел к выводу, что щелочные породы, развитые по периферии дунитов, образовались в результате взаимодействия их с гранитной магмой, внедрявшейся в мезозойское время.

Химический состав щелочных пород Центрально-Алданского района показывает, что они насыщены кремнекислотой и по составу скорее отвечают трахиандезитам, чем щелочным базальтоидам и габброидам. Кислые породы второй фазы нередко пересыщены глиноземом, что, так же как и некоторое преобладание Na над K, сближает их с мезозойскими гранитоидами Станового хребта. Косвенным указанием на связь щелочных пород района с гранитной магмой является то, что с ними генетически связаны богатые золоторудные месторождения Алдана.

До недавнего времени считалось невозможным образование гранитной магмы в платформенных структурах. Однако многочисленные геологические данные, полученные в последние годы при изучении дорифейских платформ и палеозойских складчатых областей Востока Азии (протерозоиды Станового хребта юга Сибирской платформы, а также Шаньдунский и Ляодунский щиты Северо-Китайской платформы) (Нагибина, $1963_2$), показали широкое распространение мезозойских гранитных интрузий в зоне, прилегающей к мезо-кайнозойскому Тихоокеанскому поясу. Образование мезозойских щелочноземельных и щелочных пород гранитного ряда Алданского щита по их структурному положению также следует рассматривать как явление, связанное с процессами оживления древних структур, вызванное мезозойскими тектоническими движениями Тихоокеанского пояса.

Изложенная точка зрения на происхождение щелочных пород алданского комплекса не исключает возможности образования сходного состава щелочных пород за счет дифференциации базальтовой магмы. Примером могут служить четвертичные трахибазальты байкальских впадин, однако тектонические условия их формирования совершенно отличны от условий образования мезозойского щелочного комплекса Центрально-Алданского района.

**Литература**


Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А. и Шейнманн Ю. М. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. Сб. Геология месторождений редких элементов. Госгеолтехиздат, М., вып. 12—13, 1961.

Богомолов М. А. Петрология массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите. Автореферат на соискание уч. степени канд. геол.-мин. наук. Ин-т геологии и минералогии рудных месторождений, М., 1964.

Билибин Ю. А. Петрография Алдана. Избр. труды, т. I, Изд-во АН СССР, М., 1958.

Дзевановский Ю. К. К вопросу пространственного распространения мезозойских щелочных и субщелочных пород Алданской плиты. Сб. Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири и Дальнего Востока. Всес. н.-и. геолог. ин-т, нов. сер., в. I, Геол. и пол. ископ., 1956.

Жариков В. А. Магматическое замещение карбонатных толщ. Докл. сов. геол. к XXI сессии на Междунар. геол. конгр. Проблема 14, Изд-во АН СССР, М., 1960.

Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12, 1957.

Коржинский Д. С. Проблема физико-химической теории петрологических процессов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1962.

Кравченко С. М. О вулканогенно-осадочной серии мезозойского магматического комплекса Центрального Алдана. Докл. АН СССР, т. 129, № 4, 1959.

Молчанова Т. В. Внегеосинклинальные мезозойские гранитоиды сводового поднятия Станового хребта и их структурное положение. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1964.

Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 79, $1963_1$.

Нагибина М. С. Впадины и прогибы восточноазиатской группы и их положение в систематике тектонических форм. Из кн. «Проблемы региональной тектоники». Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 92, $1963_2$.



Геологический институт
АН СССР



Статья поступила
11 января 1965 г.

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 2 март — апрель 1965 г.

УДК 551.244(574.1)

В. Г. ТРИФОНОВ, П. В. ФЛОРЕНСКИЙ, А. Е. ШЛЕЗИНГЕР

# РОЛЬ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ ВЕРХНЕТРИАСОВОЙ СТРУКТУРЫ МАНГЫШЛАКСКОГО КАРАТАУ

Рассматривается верхнетриасовая структура Мангышлакского Каратау. Доказывается ее образование под действием выдержанных по направлению горизонтально ориентированных тектонических сил. Обсуждается вопрос о связи этого процесса воздымания и складчатости с предшествующим тектоническим развитием региона: движениями этапа его погружения и осадконакопления.

На полуострове Мангышлак в хребтах Каратаушик, Западный и Восточный Каратау из-под чехла юрских, меловых и кайнозойских отложений выступают на поверхность пермские и триасовые толщи (каратауский комплекс), собранные в крутые складки и нарушенные многочисленными разрывами (Винюков, 1963$_1$; Корженевский, 1958; Мокринский, 1952). Их более мелкие выходы известны также в юго-восточной части полуострова. Каратауский комплекс представляет собой 8-километровую серию осадков без значительных несогласий, расчлененную на ряд свит (Мокринский, 1952; Шлезингер, 1959). В ней намечаются крупные циклы (Мокринский, 1952), в которых почти не выражена нижняя, трансгрессивная серия и широко представлена верхняя, регрессивная. Каждый цикл начинается с глинистых сланцев и алевролитов, которым подчинены мелкозернистые песчаники, а во втором и третьем циклах также известняки. Выше преобладают мелкозернистые песчаники; в верхах циклов появляются линзовидные прослои среднезернистых песчаников и внутриформационных конгломератов. Если отложения начала циклов окрашены в зеленые и серые тона, то в верхних частях распространены красноцветы. Первый цикл (2500—3000 *м*) представлен отложениями биркутской, отпанской и долнапинской свит. Второй цикл (свыше 1500 *м*) охватывает отложения нижнетриасовой (Винюков, 1963$_2$; Кипарисова, 1958; Мокринский, 1952; Шлезингер, 1959) таушикской и среднетриасовой карадуанской свит. К третьему циклу относится акмышская свита (свыше 2800 *м*) карнийского возраста (Кипарисова, 1958), соответствующая только нижней, мелкообломочной части цикла.

Отложения двух первых циклов по условиям формирования мало отличаются от одновозрастных отложений Устюрта (Князев и др., 1963) и Русской платформы; указанные циклы не завершились появлением крупных несогласий. Третий цикл своеобразен. Его нижняя часть представлена мелкообломочными отложениями с прослоями известняков; эти отложения приурочены к зоне Мангышлакского прогиба (Вольвовский и др., 1965; Князев и др., 1963) и накапливались в нем гораздо быстрее, чем осадки предыдущих циклов. Такое ускоренное и локальное прогибание сопровождалось вулканической деятельностью, о чем свидетельствуют прослои туфов (Флоренский, 1964), а в районе пос. Шетпе и Тушибек также туфовых брекчий. После отложения карнийских осад-

ков породы каратауского комплекса подверглись воздыманию и складчатости. Поэтому в разрезе третьего цикла отсутствует его верхняя, наиболее регрессивная часть: она или была размыта, или вообще не накапливалась. Таким образом, в третьем цикле описанная ритмичность дополняется ускорением прогибания вначале и усилением регрессии, воздыманием и складчатостью в конце.

Смятые и частично размытые отложения каратауского комплекса подверглись интенсивному гумидному выветриванию, а затем, в начале юрского периода, были резко несогласно перекрыты отложениями платформенного чехла. Послетриасовые толщи обычно залегают полого. Таким образом, возраст основных деформаций пермо-триасовых отложений четко ограничен концом карнийского века и началом юры, что подтверждается и определением абсолютного возраста аутигенных минералов в зонах разрывов, возникших в процессе складчатости (Муравьев, 1964).

Ниже описаны дислокации пермо-триасовых пород в хребтах Каратау (рис. 1). Здесь распространены линейные складки северо-западного простирания, крупнейшие из которых имеют длину свыше 30 *км* при ширине 5—6 *км*. Наклон крыльев обычно превышает 45°; лишь местами, например, у северо-восточного крыла Отпанской антиклинали (рис. 2), он меньше 20—30°. Юго-западные крылья антиклиналей часто круче северо-восточных и иногда даже несколько запрокинуты. Трещины кливажа, развитые преимущественно в замках антиклиналей, наклонены на северо-восток под углами 70—80°. Разные наклоны крыльев и характер кливажа говорят о падении осевых плоскостей складок также на северо-восток. Замки антиклиналей в современном эрозионном срезе чаще всего имеют форму пологих сводов. Крылья большинства синклиналей сохраняют крутой наклон до самого ядра. В ядрах синклиналей нередки мелкие складки с размахом крыльев от десяти до сотен метров. Указанные различия синклиналей и антиклиналей отчасти обусловлены разными механическими свойствами пород, обнаженных в их осевых частях. В замках антиклиналей залегают плотные, преимущественно песчаные породы пермского возраста, в ядрах синклиналей — менее уплотненные верхнетриасовые толщи с большим содержанием пластичных известняково-терригенных пород.

Все линейные складки рассматриваемой территории имеют общую особенность. В юго-восточных частях они простираются по азимуту 280—300°. Северо-западнее простирание осей постепенно меняется до 315—330°. На северо-запад шарниры складок погружаются, а сами складки расширяются и выполаживаются. Все это позволяет думать, что вдоль южного края выходов пермо-триасовых отложений протягивается зона крупных субширотных разломов, к которым причленяются описанные складки. Действительно, почти повсеместно вдоль южных подножий Мангышлакского Каратау обнаруживаются разрывы, но большей частью они отделяют пермо-триасовые отложения от юрских и меловых, т. е. последние подвижки по ним произошли после триаса, и их роль в формировании верхнетриасовой структуры оценить трудно. Однако наряду с такими разрывами есть нарушения, которые проходят целиком в пермо-триасовых породах и перекрыты юрскими, т. е. возникли и развивались только в доюрское время. К числу последних относится крупный Шетпинский разлом, обнаженный западнее пос. Шетпе на протяжении 10 *км* (рис. 2).

Этот разлом простирается субширотно и состоит из двух основных ветвей, между которыми развиты более мелкие нарушения. Северная ветвь круто (80—90°) наклонена на север, а южная — под таким же углом на юг. В восточной части, близ пос. Шетпе, обе ветви сливаются. К югу от разлома выведены на поверхность породы акмышской свиты, круто (75—90°) падающие на юг или запрокинутые до 60—70°. Между

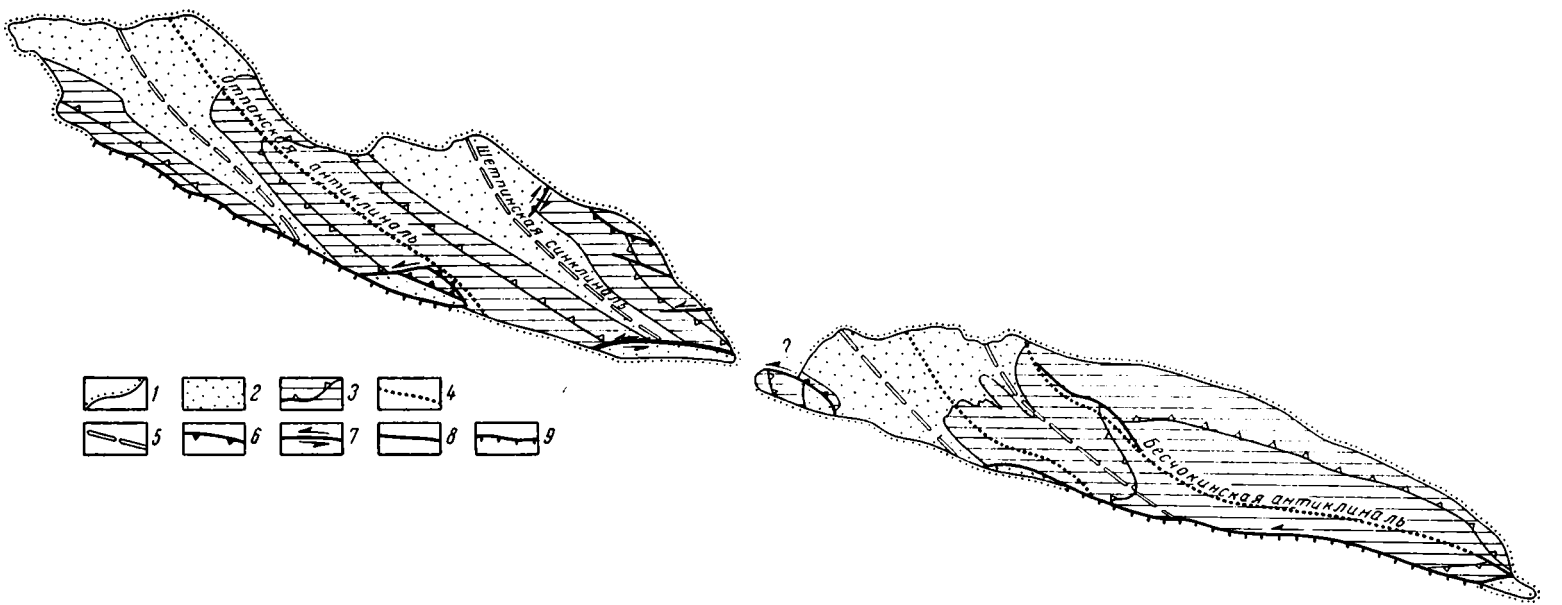


Рис. 1. Структурная схема хребтов Западного и Восточного Каратау

*1* — граница несогласного налегания юрских, меловых и четвертичных отложений; *2* — акмышская свита — $T_3$; *3* — пермские и триасовые отложения без акмышской свиты — $P_2$—$T_2$ и маркирующие горизонты в них; *4* — оси антиклиналей; *5* — оси синклиналей; *6* — надвиги и взбросы; *7* — сдвиги; *8* — разрывы с невыясненным характером смещения; *9* — разрывы, омоложенные в послеюрское время

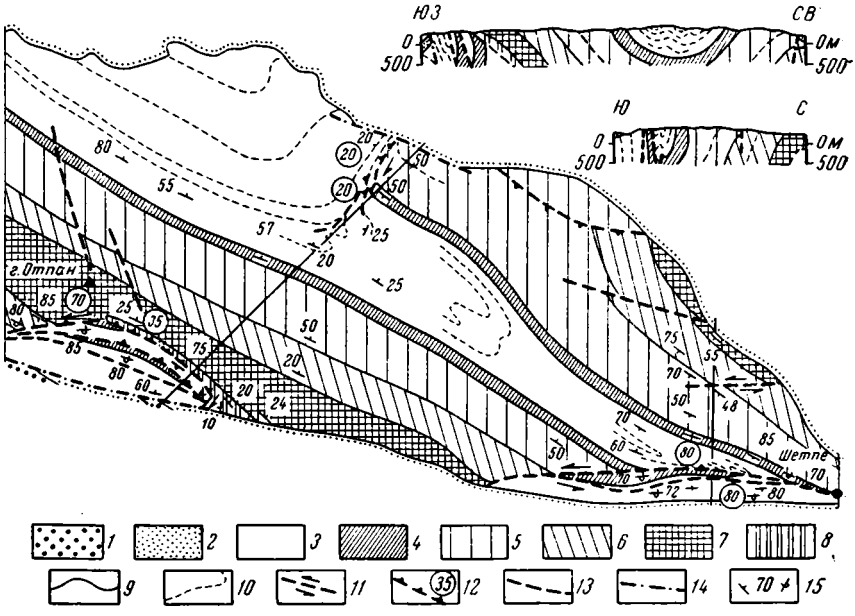


Рис. 2. Геологическая схема восточной части Западного Каратау

*1* — меловые отложения; *2* — юрские отложения; *3* — акмышская свита — $T_3$; *4* — карадуанская свита — $T_2$; *5* — таушикская свита — $T_1$; *6* — долнапинская свита — Pdl; *7* — отпанская свита — Pot; *8* — биркутская свита — Pbr; *9* — стратиграфические границы между свитами; *10* — маркирующие горизонты; *11* — сдвиги; *12* — надвиги (цифрами указан угол падения сместителя); *13* — разрывы с невыясненным характером смещения; *14* — разрывы, омоложенные в послеюрское время; *15* — элементы залегания

ветвями разлома с юга на север сменяются круто стоящие (90±30°) пласты акмышской, карадуанской и таушикской свит. Породы зоны разлома, и особенно его южного крыла, милонитизированы, иногда ожелезнены и окварцованы, причем степень их изменения к востоку возрастает. С севера к разлому причленяется ядро Шетпинской синклинали, сложенное породами акмышской свиты, и ее крылья, сложенные более древними пермскими и триасовыми толщами.

Между двумя ветвями Шетпинского разлома моноклинальное падение пород акмышской свиты нарушено многочисленными мелкими складками с крутыми, иногда вертикальными крыльями и шарнирами. В простейшем случае (рис. 3, *Б*, *В*) эти складки представляют собой небольшие горизонтальные флексуры или сочетания нескольких флексур. Их протяженные крылья имеют широтное или запад-северо-западное простирание. Смыкающие крылья простираются меридионально или на северо-запад и иногда бывают гофрированы. Такие флексуры могли образоваться только при горизонтальном перемещении на запад пород, залегающих сейчас на их северных протяженных крыльях, относительно пород, залегающих на их южных крыльях, т. е. флексурные изгибы как бы повторяют без нарушения сплошности слоев смещения блоков при левом сдвиге. В более сложных случаях (рис 3, *А*) «левосдвиговое» движение при образовании складки проявляется резче; оно приводит к срыву по субширотным плоскостям и появлению дисгармонии между отдельными слоями. Складки, подобные изображенным на рис. 3, ниже называются складками волочения левого сдвига. Размеры складок волочения колеблются от сантиметров до первых десятков метров. Наряду со складками волочения левого сдвига есть формы, которые представляют собой как бы зеркальные отражения описанных изгибов, т. е. образовались при противоположном, правосдвиговом смещении;

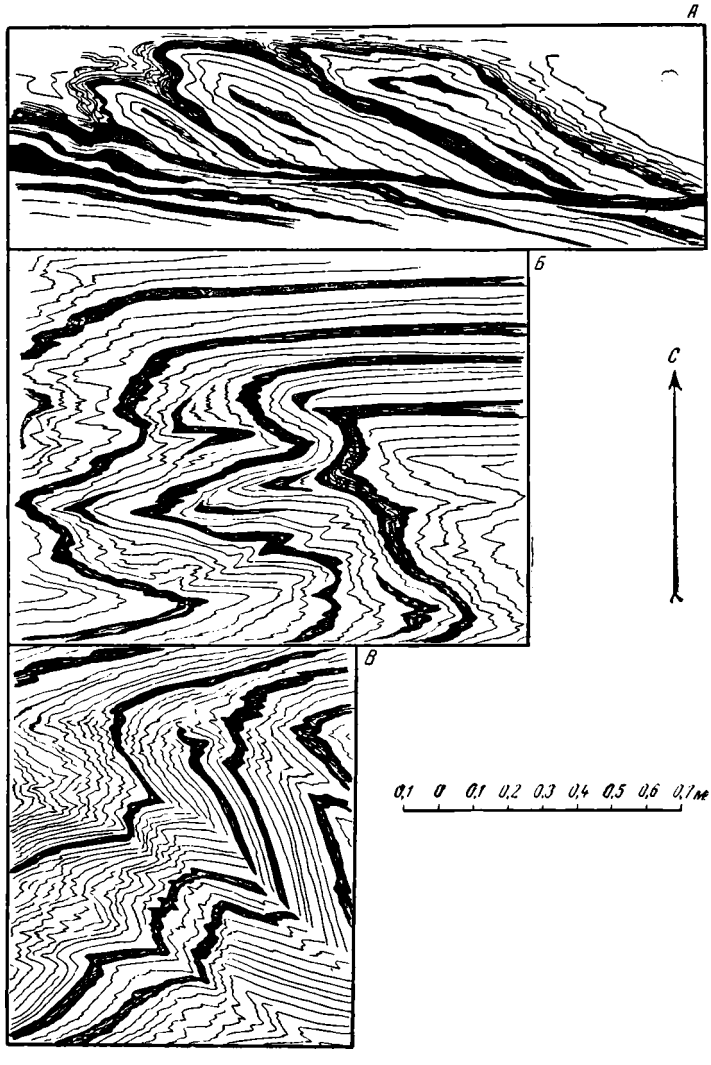


Рис. 3. Складки волочения с крутыми шарнирами (вид сверху). Зона Шетпинского разлома

однако они мало характерны для Шетпинского разлома. Здесь же в отложениях карадуанской и акмышской свит изредка удается наблюдать зеркала скольжения с горизонтальными бороздами вдоль нарушений, параллельных главным ветвям разлома, и трещины растяжения северо-восточного простирания, заполненные кварцем или кальцитом. Сходные дислокации, хотя и более редкие, отмечены к югу от разлома.

Ось Шетпинской синклинали с приближением к разлому меняет простирание с запада на восток от 310 до 285° и причленяется к разлому под углом 10—15°. Здесь к северу от основного ядра синклинали появляется еще несколько приядерных складок, кулисно подставляющих друг друга и последовательно примыкающих к разлому. Шарниры всех складок ядра синклинали близ разлома наклонены на запад под углами около 30°, т. е. гораздо круче, чем шарнир синклинали в части, удаленной от разлома. Таким образом, с приближением к разлому единое ядро Шетпинской синклинали разделяется на несколько складок, которые возле разлома приобретают черты складок волочения левого сдвига.

Все перечисленные морфологические особенности характеризуют Шетпинский разлом как левый сдвиг. Описанные выше изменения строе-

ния Шетпинской синклинали около разлома свидетельствуют об их одновременном и взаимосвязанном развитии. В восточной части, где обе ветви разлома сливаются, его простирание становится запад-северо-западным, наклон достигает 70° СВ, и слои карадуанской свиты на северном крыле запрокинуты; вероятно, здесь наряду со сдвигом по разлому происходило взбрасывание северного крыла.

Примерно на продолжении Шетпинского разлома, на западе Восточного Каратау (см. рис. 1), проходит еще одно крупное нарушение, рассекающее пермо-триасовые толщи и перекрытое юрскими. Его простирание в западной части запад-северо-западное, почти широтное; но восточнее оно становится все более северо-западным. В соответствии с изменением простирания меняется и строение приразломной полосы. В восточной части юго-западное крыло разлома сложено породами акмышской свиты. Они выполняют раскрывающееся на юг центриклинальное замыкание синклинали на северо-востоке которой слои простираются вдоль разлома и падают от него. Северо-восточное крыло разлома также сложено в основном породами акмышской свиты. Они полого падают от разлома, но вблизи него образуют небольшую асимметричную антиклиналь, в ядре которой обнажены породы карадуанской свиты. Разлом проходит по юго-западному крылу антиклинали и наклонен под нее, т. е. на северо-восток. Таким образом, в восточной части рассматриваемое нарушение — надвиг, сопровождающийся принадвиговой антиклиналью.

Западная, субширотная часть разлома крутая. Толщи северного крыла простираются вдоль разлома, толщи южного крыла — косо к нему. В южном крыле угол падения пластов меняется с запада на восток от 20—40° В до 60—70° В — СВ, причем вблизи разлома пласты резко отгибаются к западу. Крутой наклон сместителя и указанные особенности залегания пород южного крыла позволяют предполагать сдвиговые перемещения в этой части разлома.

Вдоль южного склона Восточного Каратау прослеживается крупный разлом, большей своей частью отделяющий пермо-триасовые толщи от юрских и меловых. Он был нами детально изучен к югу от горы Бесчоку. Здесь вблизи разлома пласты юрских пород круто падают на север, а местами даже запрокинуты до 80°. Пермо-триасовые толщи слагают южное крыло Бесчокинской антиклинали и круто наклонены на юго-юго-запад. Непосредственно возле разлома они «стоят на головах». Следовательно, в послетриасовой структуре рассматриваемый разлом — взброс, наклоненный на север под углами 70—80°. Однако в пермо-триасовых отложениях вблизи разлома есть мелкие складки волочения с крутыми шарнирами, сходные со складками волочения левого сдвига в зоне Шетпинского разлома. В юрских отложениях таких дислокаций нет; вероятно, они возникли в доюрский этап жизни разлома, когда он, как и Шетпинский, имел левосдвиговую составляющую смещения.

Описанные линейные складки и разломы — основные элементы верхнетриасовой структуры Мангышлакского Каратау. Кроме них, на рассматриваемой территории есть много складок и разрывов, осложняющих линейные синклинали и антиклинали. К их числу относятся складки волочения с пологими шарнирами, местами развитые на крыльях крупных складчатых форм в пластичных породах, заключенных между твердыми пластами. Они образовались при скольжении твердых пластов один относительно другого в процессе смятия пермо-триасовых отложений.

Крылья линейных складок осложнены многочисленными мелкими надвигами, простирание которых примерно совпадает с простиранием слоев; особенно многочисленны они в Восточном Каратау. Известны и более крупные нарушения такого типа. К ним принадлежит зона надвигов и взбросов, осложняющих юго-западное крыло Отпанской анти-

клинали к югу от горы Отпан (рис. 2). С севера и северо-востока эта полоса нарушений ограничена разломом протяженностью в 7 *км*. Внутри нее прослеживаются два крупных взброса, сместители которых наклонены на северо-северо-восток под углами 60—80°. Взбросы разделяют зону на три удлиненных блока. В двух северных блоках залегают породы карадуанской и акмышской свит, запрокинутые на юг под углами 60—90°. В южном блоке обнажены только породы акмышской свиты, круто (50—90°) наклоненные на северо-северо-восток. Моноклинальное падение слоев в блоках местами осложнено мелкими складками, среди которых отмечены складки волочения левого сдвига; вероятно, по разделяющим блоки разрывам наряду со взбрасыванием происходил левый сдвиг.

Разлом, ограничивающий эту зону с севера и северо-востока, состоит из разнонаправленных отрезков и повсюду наклонен в северных румбах, в сторону более древних пород; однако угол наклона и характер движения по разлому меняются. В центральной части он примерно параллелен оси Отпанской антиклинали и картируется в виде плавной дуги запад-северо-западного простирания на западе и северо-западного — на востоке. Плоскость разлома наклонена под углами 30—45°. По ней полого лежащие пачки пермских пород надвинуты на юго-запад, на запрокинутые пласты среднего и верхнего триаса. Западнее простирание разлома резко меняется до 250—260° З — ЮЗ. Его плоскость круто (60—70°) наклонена на северо-запад. С запада к описываемому отрезку разлома под углом примыкают крутопадающие пласты пермских и нижнетриасовых отложений. Их простирание, обычно северо-западное 300°, близ разлома становится почти широтным (280—290°). Вероятно, здесь по разлому наряду со взбрасыванием происходил левый сдвиг. Сочетание взбрасывания со сдвигом, но уже правым, возможно, имело место в самой восточной части разлома, где его простирание меняется от северо-северо-западного до северо-восточного, а поверхность сместителя круто (50°) наклонена на восток под полого лежащие алевролиты и сланцы биркутской свиты. В целом разлом образует как бы «раму», по которой описываемая зона выдвинута на северо-восток и поддвинута под ядро Отпанской антиклинали.

Кроме продольных нарушений типа надвигов, линейные синклинали и антиклинали осложнены разрывами, направленными косо или поперек простирания складок. Среди них наиболее интересна Акмышская зона пологих разрывов на северном склоне Западного Каратау, которую некоторые геологи (Винюков, $1963_2$; Дьяков, 1957, 1959, 1963) рассматривают как поверхность несогласного налегания средней части акмышской свиты на подстилающие толщи. В зависимости от трактовки геологического строения района Акмышсая по-разному понимается стратиграфия и история тектонического развития всего региона в верхнем триасе. Поэтому мы остановимся на нем подробнее.

Акмышская зона (рис. 4) нарушает ядро и северо-восточное крыло Шетпинской синклинали. Она не продолжается на юго-западное крыло синклинали, где пласты таушикской, карадуанской и нижние горизонты акмышской свит моноклинально падают на северо-восток под углами около 50°. Ближе к ядру наклон пластов уменьшается до 20—25°.

В ядре синклинали восточнее Акмышсая пластичные слоистые породы акмышской свиты смяты в мелкие (амплитуда до 100 *м*) дисгармоничные складки с наклоном крыльев 20—55°. Складки прослеживаются на запад до изгиба Акмышсая. На его западном склоне выходят более высокие горизонты акмышской свиты, которые, в отличие от перемятой толщи, грубослоисты и образуют пологую (углы падения на крыльях до 20°), широкую, раскрывающуюся на северо-запад центриклиналь. Граница дисгармонично перемятой и спокойно залегающей толщи резкая и может быть определена как поверхность срыва. Она проходит

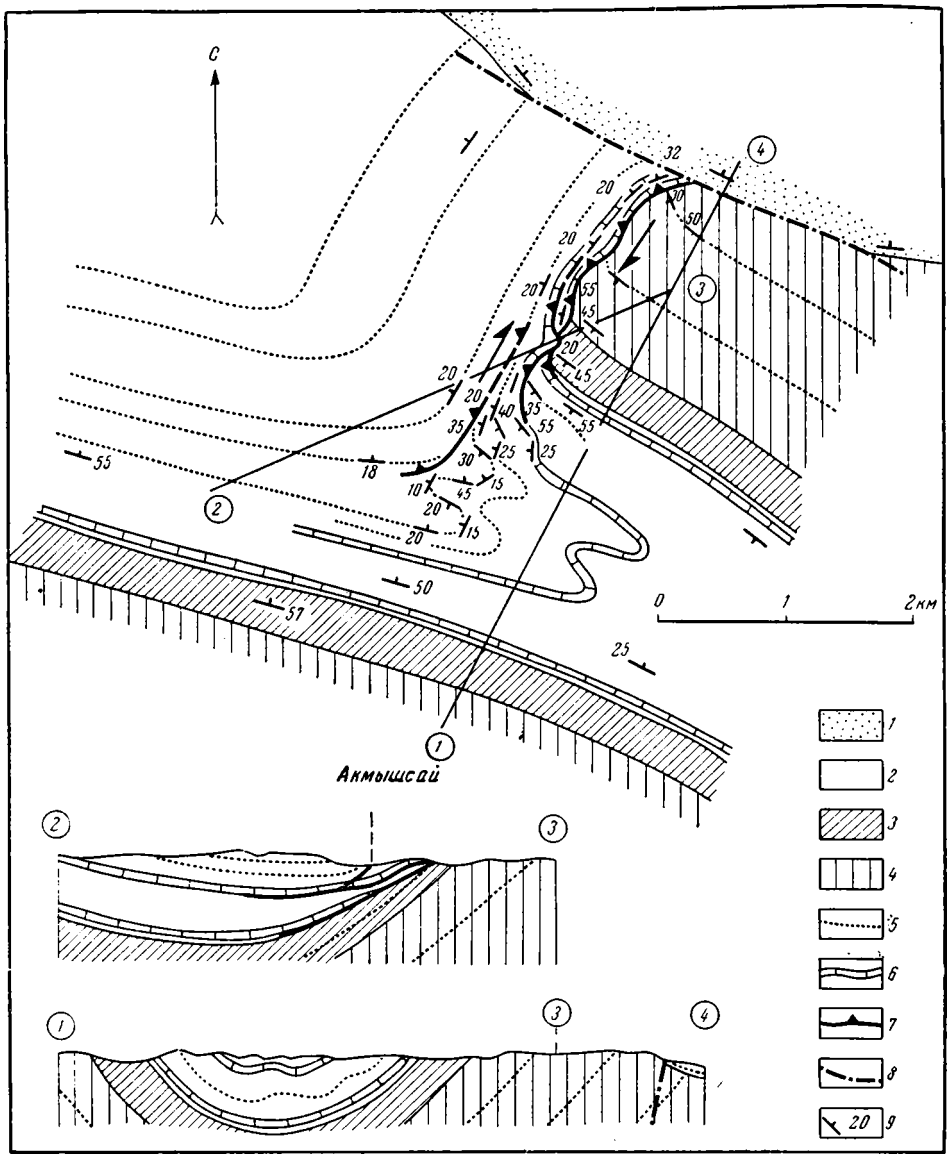


Рис. 4. Схематическая геологическая карта района Акмышского разрыва

*1* — юрские отложения; *2—4* — триасовые отложения: *2* — акмышская свита — $T_3$, *3* — карадуанская свита — $T_2$, *4* — таушикская свита — $T_1$; маркирующие пласты: *5* — терригенных пород, *6* — известняков; *7* — пологие верхнетриасовые разрывы; *8* — крутые послеюрские разрывы; *9* — элементы залегания

по руслу Акмышсая в северо-северо-восточном направлении, а на юге отгибается параллельно южному крылу центриклинали; здесь дисгармоничные складки затухают, и западнее следы срыва отсутствуют. К северу складки также затухают, и описываемое нарушение становится плоскостью межпластового скольжения.

На северо-восточном крыле Шетпинской синклинали, восточнее Акмышсая, отложения акмышской, карадуанской и таушикской свит образуют моноклиналь с углами падения 45—55° ЮЗ. Однако западнее, с приближением к Акмышсаю, пласт известняка, залегающий в 350—400 *м* выше основания акмышской свиты, приобретает сначала субмеридиональное, а затем северо-северо-восточное простирание и падает

на запад под углом 20°. По мере отгибания к северу пласт перекрывает все более низкие горизонты акмышской свиты (преимущественно глинистые сланцы), по-прежнему падающие на юго-запад. В 600 *м* севернее места перегиба пласт известняка выполаживается почти до горизонтального и в виде «языка» длиной около 150 *м* перекрывает нижние горизонты акмышской и верхние горизонты карадуанской свит. Далее к северу наклон пласта известняка вновь достигает 20—30° З — СЗ, и до северного склона хребта, где пласт скрывается под юрскими отложениями, он параллелен нижележащим пачкам акмышской свиты.

Отмеченная параллельность связана с тем, что на участке выполаживания этого пласта другой известняковый пласт, залегающий в 10 *м* выше основания акмышской свиты, с приближением к Акмышсаю также отгибается к северу. Его простирание становится северо-северо-восточным, а угол падения уменьшается до 20—30°. При этом мощность нижнего пласта постепенно сокращается от 15 *м* в тех местах, где он согласно сменял подстилающие толщи, до 5—6 *м* на участке северо-северо-восточного простирания и, наконец, до 1—1,5 *м* вблизи выходов юрских отложений. Отгибаясь к северу, нижний пласт известняка перекрывает основание акмышской свиты (10 *м*), карадуанскую (300—350 *м*) и бо́льшую часть таушикской (около 1000 *м*) свит. Последние сохраняют падение на юго-запад; лишь непосредственно у контакта с известняком они нередко меняют его на запад-юго-западное, повторяя в миниатюре изгиб известнякового пласта. На крайнем севере, в небольшом правом притоке Акмышсая, простирание пласта известняка становится восток-северо-восточным, почти широтным. Здесь на склоне хребта на протяжении 200 *м* он погружается на север под углом 50°, тогда как примыкающие к нему с юга отложения таушикской свиты наклонены под углом 20—25° З-ЮЗ. Северо-восточнее этот пласт скрывается под юрской толщей.

Из приведенного описания видно, что два рассмотренных пласта известняка на участке своего северо-северо-восточного простирания почти параллельны друг другу. Тем не менее мощность пачки разделяющих эти пласты преимущественно глинистых пород здесь сокращена до 150 *м*, в то время как в нормальном залегании на крыльях Шетпинской синклинали она составляет 350—400 *м*. В глинистых сланцах этой пачки видны следы скольжения и выдавливания. Аналогичные сокращения мощности глинистых прослоев отмечены в горизонтах, непосредственно перекрывающих верхний известняковый пласт.

Поверхность несогласия нижнего известнякового пласта с подстилающими толщами неровная и в нескольких местах нарушена мелкими субмеридиональными сбросами амплитудой не более 10 *м*. Породы таушикской и карадуанской свит близ контакта с известняком обелены и сильно трещиноваты. В подошве пласта известняка распространены зеркала скольжения, изредка борозды, которые особенно глубоки (до 15—20 *см*) над твердыми песчаниками подстилающих свит. Там, где ниже пласта залегают мягкие глинистые сланцы, образуются пологие «карманы» и линзы светлой зеленовато-серой глинисто-известковой породы с обломками вышележащего известняка, иногда округленными. Мощность линз — до первых десятков сантиметров. Кверху количество обломков известняка в такой брекчии быстро возрастает, и она сменяется раздробленным известняком. Еще выше степень раздробления уменьшается, и уже через 1—1,5 *м* известняки становятся массивными.

Итак, на восточном склоне Акмышсая, в отличие от других районов Мангышлакского Каратау, два пласта известняков акмышской свиты несогласно перекрывают нижележащие толщи. Поверхности несогласий кулисно надстраивают друг друга и выглядят как пологие разрывы (тектонические глинки, брекчии, зеркала скольжения, борозды, волнистость поверхности несогласия в зависимости от твердости подстилаю-

щих пластов). Выше несогласно залегающих пластов видны следы скольжения, выжимания и вследствие этого частично выклинивания наиболее пластичных глинистых пачек и прослоев. Наконец, в северной части несогласной границы известняки падают круче (50°), чем примыкающие к ним породы таушикской свиты (25°). Все изложенное показывает несостоятельность представлений о стратиграфическом характере несогласия и разделения акмышской свиты по этой поверхности на карасайскую и торышско-акмышскую свиты (Винюков, $1963_2$; Дьяков, 1957, 1959, 1963). Оба пласта известняка оказываются надвинутыми на подстилающие породы. Отмечены даже случаи, когда надвиги во фронтальной части переходят в покровы, один из которых, протяженностью в 150 *м*, упомянут выше.

Описанные кулисно подставляющие друг друга надвиги, плоскости скольжения, а на юге поверхность срыва в отложениях акмышской свиты составляют сложный субмеридиональный Акмышский разрыв. С образованием разрыва часть ядра и северо-восточного крыла синклинали, расположенная восточнее разрыва, оказалась сильно сжатой, а другая часть осталась слабо деформированной. Таушикская и карадуанская свиты в восточном крыле разрыва были приведены в соприкосновение с акмышской свитой, а нижние горизонты акмышской свиты восточного крыла смещены к югу относительно их продолжения в другом крыле (см. рис. 4). Эти данные дают основание полагать, что по Акмышскому разрыву произошел правый сдвиг. Однако, перемещаясь к югу, наиболее крупные пласты известняка, а вместе с ними и вышележащие глинистые пачки акмышской свиты не разрывались, а изгибались и растягивались. При этом они несколько надвинулись на подстилающие породы, образовав систему Акмышских разрывов. Разрывы не распространялись на юго-западный борт Шетпинской синклинали. Последний выступал в роли упора, вблизи которого при движении восточного крыла разрыва к югу возникли дисгармоничные складки; они полностью компенсировали сдвиговое смещение.

Мелкие сдвиги, простирающиеся под острым углом к осям складок, наблюдались в разных частях хребтов Каратау. Среди них есть правые и левые сдвиги, причем первые примерно меридиональны, а вторые широтны. Отмечены также сбросы и заполненные кварцем, кальцитом или баритом трещины растяжения. Они простираются на северо-восток и наиболее характерны для замков и крыльев антиклиналей. В ядре синклинали хребта Каратаушик распространены продольные сбросы.

Итак, в верхнетриасовое время на территории хребтов Каратаушик, Западный и Восточный Каратау возникли крупные линейные складки северо-западного простирания, иногда запрокинутые на юго-запад. В процессе развития, главным образом, на его последних этапах, складки осложнились надвигами, простирающимися параллельно осям складок, субмеридиональными правыми и субширотными левыми сдвигами, а также сбросами и трещинами растяжения северо-восточного направления. Все перечисленные формы образуют структурный парагенез, возникший в условиях горизонтального сжатия в направлении юго-запад — северо-восток, т. е. перпендикулярно осям складок.

Одновременно с ними вдоль современных южных подножий хребтов возникли субширотные левые сдвиги большой протяженности и сопутствующие им более мелкие тектонические формы. Эти левые сдвиги и линейные складки продольного изгиба парагенетически связаны и образовались под действием единой системы горизонтальных напряжений, в которой ось наибольшего сжатия была ориентирована на юго-запад — северо-восток.

Сложная складчатая структура пермо-триасовых отложений, сходная с рассмотренной, распространена и в других частях Мангышлака, где она прослежена по отдельным выходам, буровым скважинам, гео-

физическим измерениям. Она в общих чертах совпадает с зоной максимальных мощностей верхнетриасовых отложений — Мангышлакским прогибом запад-северо-западного простирания. По мере уменьшения мощности верхнетриасовых пород к краям прогиба упрощаются и верхнетриасовые дислокации; особенно резко вкрест его простирания. По материалам геофизики (Вольвовский и др., 1965), подошва Мангышлакского прогиба, т. е. поверхность жесткого субстрата, подстилающего породы каратауского комплекса, залегает полого и не затронута описанной складчатостью. Эта поверхность погружается к центру прогиба, и там, в области наиболее интенсивной складчатости, мощность линзы пермо-триасовых отложений особенно велика.

Изложенные данные о глубинной структуре Мангышлака позволяют высказать следующие соображения. Во-первых, смятие и воздымание пород каратауского комплекса происходили дисгармонично по отношению к субстрату и поэтому не могли вызываться его дифференциальными вертикальными движениями, что лишний раз доказывает их связь с действием горизонтального сжатия. В субстрате горизонтальное сжатие проявилось иначе, возможно, в образовании пологих сколов, не отражающихся на геофизических полях. Во-вторых, область воздымания и складчатости совпадает с Мангышлакским прогибом. Выше было показано, что воздыманию и складчатости предшествовало его ускоренное погружение. Возможно, все эти процессы генетически связаны, т. е. ускоренное погружение Мангышлакского прогиба также вызывалось горизонтально ориентированными тектоническими силами.

### Литература


Винюков В. Н. К вопросу о тектонике пермских и триасовых отложений Мангышлака. В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность Мангышлака». Тр. Всес. нефт. н.-и. геологоразвед. ин-та, вып. 218, 1963 $_1$.

Винюков В. Н. Пермские и триасовые отложения Мангышлака. В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность Мангышлака». Тр. Всес. нефт. н.-и. геологоразвед. ин-та, вып. 218, 1963 $_2$.

Вольвовский И. С. Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И. Верхний структурный ярус фундамента Туранской плиты. Сов. геология (в печати).

Дьяков Б. Ф. Схема тектоника строения и перспективы нефтеносности полуострова Мангышлак. Геол. нефти, № 7, 1957.

Дьяков Б. Ф. Геологическое строение и перспективы нефтеносности полуострова Мангышлак. В кн. «Задачи и перспективы поисково-разведочных работ на нефть и газ в западных районах Средней Азии». Изд-во АН ТуркмССР, Ашхабад 1959.

Дьяков Б. Ф. Геотектоническое районирование и прогноз нефтегазоносности Мангышлака. Тр. Всес. нефт. н.-и. геологоразвед. ин-та, вып. 218, 1963.

Кипарисова Л. Д. Триасовая система. Мангышлак и Туаркыр. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1, Стратиграфия. Госгеолтехиздат, М., 1958.

Князев В. С., Кононова И. Б., Флоренский П. В., Чарыгин А. М., Шнип О. А. Складчатый фундамент Туранской плиты и промежуточный комплекс пермотриаса. В кн. «Закономерности размещения нефти и газа эпигерцинской платформы Юга СССР», т. 1, Гостоптехиздат, М., 1963.

Корженевский Б. А. Тектоника и структурные элементы хребта Каратау. В кн. «Сб. статей молодых научных сотрудн. ленинградских геолог. учреждений АН СССР», вып. I, Изд-во АН СССР, М.— Л., 1958.

Мокринский В. В. Развитие процессов формирования структурных форм и накопления угленосных осадков Мангышлака. В сб. памяти акад. П. И. Степанова. Изд-во АН СССР, М., 1952.

Муравьев В. И. Аутигенные минералы тектонических брекчий Каратау (Мангышлак). Литология и полезные ископаемые, № 2, 1964.

Флоренский П. В. О верхнетриасовых туфах Мангышлака. Докл. АН СССР, т. 154, № 1, 1964.

Шлезингер А. Е. К вопросу о расчленении пермо-триасового (каратауского) комплекса полуострова Мангышлак. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXXIV, 6, 1959.



Геологический институт АН СССР
Комплексная газо-нефтяная экспедиция
Московского института нефтехимической
и газовой промышленности



Статья поступила
19 ноября 1964 г.

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 2 март — апрель 1965 г.

УДК 551.244(235.32)

Л. П. ЗОНЕНШАЙН

# ТЕКТОНИКА И АНАЛИЗ СКЛАДЧАТОСТИ ВЕРХОЯНЬЯ

Верхоянье состоит из зон глыбовой и линейной складчатости. Первые из них отвечают относительно стабильным участкам доверхнепалеозойского основания Верхоянской геосинклинали. Вторые соответствуют более подвижным участкам в этом основании. Складчатая структура сформирована как в результате вертикальных перемещений блоков фундамента, так и в результате горизонтального сжатия. Влияние горизонтальных движений оказывается более существенным по сравнению с вертикальными, роль которых в складкообразующем процессе представляется пассивной.

## ВВЕДЕНИЕ

Работам Н. П. Хераскова (1935), Н. П. Хераскова, Д. М. Колосова (1938), С. В. Обручева (1938), Ю. М. Пущаровского (1960), К. Я. Спрингса (1958), а также А. В. Вихерта и др. (1961), А. В. Лейпцига (1962), И. П. Атласова (1947), Л. А. Сняткова (1958), Т. Н. Спижарского (1937) и др. мы обязаны подробным сведениям о тектонике Верхоянского хребта.

В основу данной статьи положены двухлетние (1962—1964 гг.) исследования автора, проведенные им в разных частях Верхоянья совместно с М. В. Дуранте, Л. М. Натаповым, А. К. Уфляндом, И. М. Сборщиковым, И. Б. Филипповой, И. М. Битерманом, И. К. Рычаговой, К. Б. Дорофеевым и др. Автор глубоко признателен упомянутым геологам, предоставившим материалы в его распоряжение.

Верхоянье занимает внешнюю часть обширной мезозойской Верхоянско-Чукотской складчатой области. Система верхоянских складок, дугообразно изгибаясь, протягивается в виде сигмоиды и приспосабливается к контурам Алданского щита и Анабарского массива. Это обстоятельство позволило в свое время Н. П. Хераскову (Херасков, Колосов, 1938) прийти к выводу, что структура Верхоянья обязана своим возникновением давлению, идущему с востока на запад, благодаря которому перед жестким упором щитов развился фронт складчатости.

До сих пор на всех тектонических картах структура Верхоянья рисуется в виде однообразной системы линейных складок. Более дробное районирование Верхоянья сводится к выделению в его пределах отдельных морфологически выраженных антиклинориев и синклинориев и отдельных их частей.

Действительно, в современной структуре осевая часть Верхоянского хребта, образованная верхнепалеозойскими породами, выступает в виде сложно устроенного антиклинория — Верхоянского — по отношению к Яно-Индигирскому синклинорию и Приверхоянскому краевому прогибу, выполненным мезозойскими осадками (рис. 1). Вместе с тем, как увидим ниже, строение Верхоянья значительно сложней и многообразней и его характеристика не может быть исчерпана выделением антиклинориев и синклинориев.

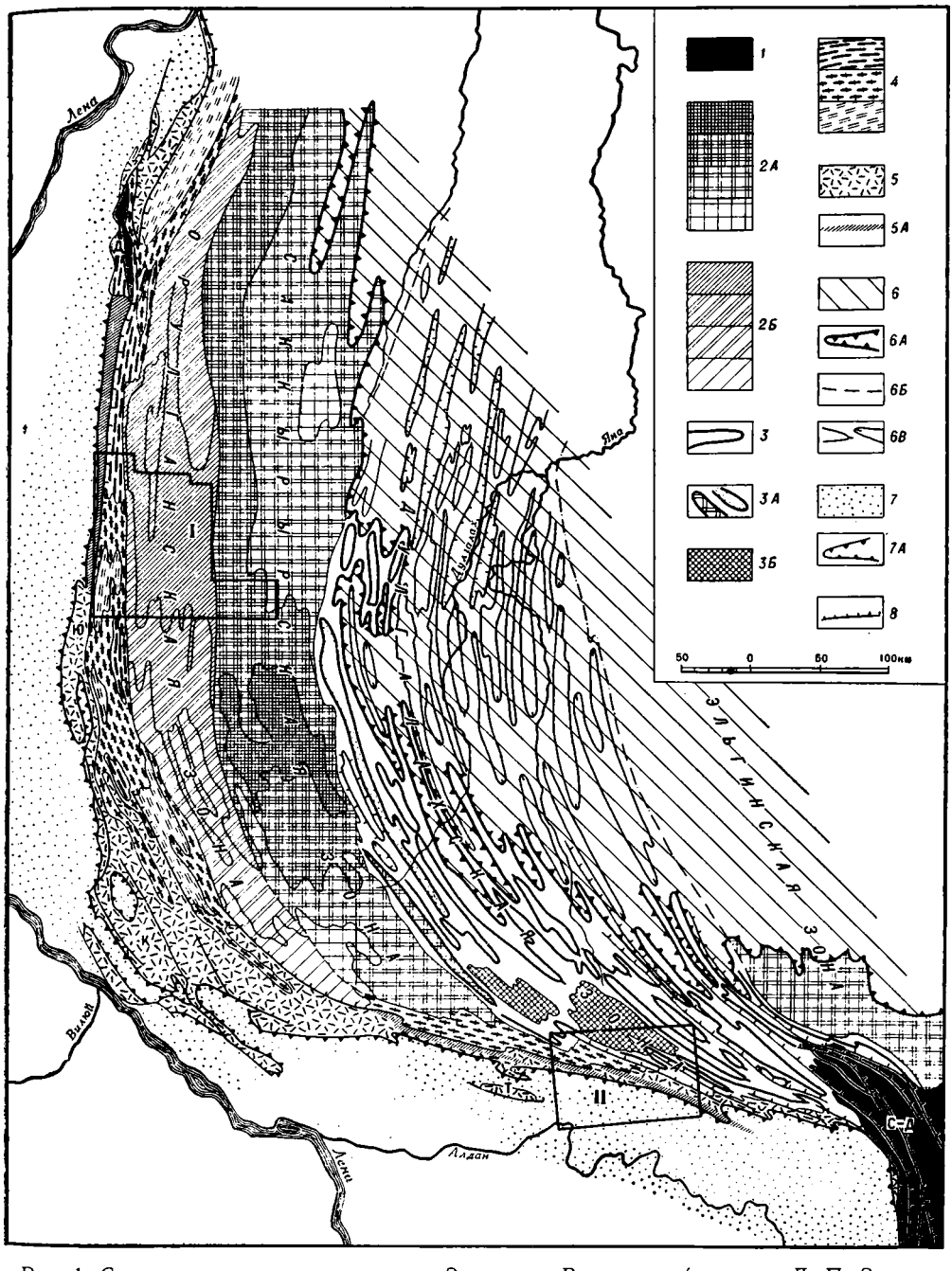


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Западного Верхоянья (составил Л. П. Зоненшайн по материалам Якутского геологического управления, Научно-исследовательского института геологии Арктики и Всесоюзного аэрогеологического треста)

*1* — выступы доверхнепалеозойского основания; *2—3* — **Верхоянский антиклинорий**: *2* — **зоны глыбовой складчатости**; *2А* — зоны коробчатой складчатости, *2Б* — зоны пологих дислокаций, *3* — **зона линейной складчатости**; *3А* — наиболее крупные антиклинали и синклинали, *3Б* — отдельные глыбы с пологими дислокациями; *4* — **зона складок срыва** (внешняя зона антиклинория); *5* — **зона сочленения Верхоянского антиклинория с Приверхоянским краевым прогибом**; *5А* — региональные флексуры; *6* — **Яно-Индигирский синклинорий**; *6А* — граница Яно-Индигирского синклинория (по подошве мезозоя); *6Б* — граница зон глыбовой и линейной складчатости внутри синклинория; *6В* — контуры складок внутри зоны линейной складчатости; *7* — **Приверхоянский краевой прогиб**; *7А* — подошва меловых отложений; *8* — **наиболее крупные разломы**

*Примечание:* Густота штриховки отвечает различной степени поднятости участников: *I* и *II* — контуры схем, изображенных соответственно на рис. 2 и 4.

## ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ

Верхоянье представляет собой своеобразную складчатую страну, во многом отличающуюся от классических геосинклиналей. Не случайно Ю. М. Пущаровский (1960) рассматривал Верхоянье как геосинклинальную зону особого типа — геосиклиналь II рода — по его терминологии, а Ю. А. Косыгин и др. (1962) выделили ее в качестве эпикратонной геосинклинали.

Верхоянье характеризуется некоторыми специфическими чертами.

1. Структура этой области состоит из доверхнепалеозойского основания и покрывающего его складчатого верхнепалеозойско-мезозойского слоистого чехла. Существование такого основания давно уже было показано Ю. М. Пущаровским и др. (1960), предполагающими, что Верхоянская геосинклиналь заложилась в верхнем палеозое на восточном продолжении Сибирской платформы.

Складчатый чехол сложен только терригенными толщами, так называемым верхоянским комплексом (Херасков, Колосов, 1938). Он состоит из бесконечной перемежаемости слоев различной компетентности, что накладывает определенный отпечаток на характер складчатости. Магматизм проявлен крайне слабо.

Структура Верхоянья имеет внешне существенно пликативный облик, крупные разрывы почти полностью отсутствуют, сами складки относительно просты.

2. Изменение фаций и мощностей всех отложений верхоянского комплекса происходит очень плавно и имеет скорее платформенный или близкий к нему характер.

Для большинства эпох намечается последовательная и постепенная смена с запада на восток субконтинентальных и прибрежноморских фаций обстановкой открытого моря. Одновременно несколько возрастают и мощности.

Сколько-нибудь значительные градиенты изменения фаций и мощностей, столь характерные для типичных геосинклиналей, в Верхоянье отсутствуют. Плавный и спокойный, близкий к платформенному характер их изменения находится в резком контрасте с достаточно сложной складчатостью, в общем геосинклинального типа.

Так, например, в бассейне р. Собопол для начала ранней перми вырисовываются широкие (10—25 *км*) фациальные зоны, вытянутые в субмеридиональном направлении. По данным И. Б. Филипповой и М. В. Дуранте, прибрежные фации пляжей и отмелей, развитые вдоль современного края Верхоянского хребта, постепенно сменяются на восток зоной действия приливно-отливных течений и еще далее на восток — фациями открытого моря. Для конца перми также характерно существование широких фациальных зон. На западе протягивается область развития континентальных угленосных отложений береговой зоны, которая переходит к востоку в область прибрежных и морских песчаных осадков.

Аналогичная картина может быть намечена для средне- и позднетриасовой эпохи.

В отдельные эпохи, например в конце ранней перми (в эчийское время), в раннем триасе или в ранне-среднеюрскую эпоху, стабильный однородный морской бассейн распространялся на всей площади Верхоянья, и всякая фациальная зональность исчезала. А. В. Лейпциг (1962) недавно убедительно показал, что на огромной территории Вилюйской синеклизы, Приверхоянского прогиба и Верхоянья в ранней и средней юре существовали палеогеографически сходные условия накопления глинистых и, реже, песчаных осадков с постепенным возрастанием полноты разрезов и мощностей с Сибирской платформы в глубь геосинклинальной области.

Анализ фаций и мощностей, произведенный А. В. Вихертом и др. (1961), А. В. Лейпцигом (1962), показывает, что на территории Верхоянья существовал глубокий прогиб, ось которого в позднем палеозое совпадала, по-видимому, с Верхоянским антиклинорием, в мезозое — сместилась на восток, в область современного Яно-Индигирского синклинория. В мезозое обособилась и другая зона опусканий — на месте Приверхоянского краевого прогиба.

3. Вертикальный ряд геологических формаций складчатого комплекса мезозоид Верхоянья состоит из формаций геосинклинального и платформенного типа.

В основании ряда находятся геосинклинальные терригенные формации верхнего палеозоя. Наиболее характерными их чертами являются: а) монотонное чередование песчаников и алевролитов, лишь местами обособляющихся в более мощные пачки, б) однообразные черные и серые тона окраски, в) крайне малое развитие грубообломочных пород и каких-либо прослоев иного состава, г) незакономерный характер переслаивания, хотя местами наблюдаются ритмично слоистые пачки, обладающие иногда флишеподобным строением, причем отмечается как нормальная ритмичность, так и обратная, д) невыдержанность отдельных пачек на площади на фоне общей постоянности крупных литологических комплексов.

Эти формации отвечают эпохам интенсивного погружения Верхоянской геосинклинали. Среди них можно выделить нижнюю, олигомиктовую, и верхнюю, полимиктовую, формации. Первая относится к среднему и верхнему карбону и нижней перми, местами захватывает и низы верхней перми. В составе обломочного материала ее резко преобладают кварц и полевые шпаты. Полимиктовая терригенная формация включает в себя отложения верхней перми. В ее составе сравнительно больше песчаников, появляются местами грубообломочные породы, в обломочном материале наряду с кварцем и полевыми шпатами присутствуют различные породы, как местные, так и привнесенные извне — эффузивы, кварциты, граниты. В краевых, западных частях Верхоянья эта формация является угленосной. Ее образование происходило, по-видимому, в условиях некоторой дифференциации ложа геосинклинали, когда появились местные слабые поднятия, выступавшие в виде отмелей и пологих островов.

Выше располагаются две одновозрастные формации, относящиеся к нижнему триасу: пестроцветная вулканогенно-осадочная и глинистая. Первая из них тяготеет к западному склону Верхоянья и зоне его сочленения с Приверхоянским краевым прогибом. Она состоит из чередования зеленых, черных и красных алевролитов и песчаников, содержащих подчиненные покровы диабазов, туфов и прослои туффитов. Вулканогенные породы строго приурочены к области сочленения складчатой страны с Приверхоянским краевым прогибом, и их появление, видимо, связано с образованием в раннем триасе зоны интенсивного погружения на месте этого прогиба. Глинистая формация распространена в пределах Яно-Индигирского синклинория, образована почти одними зелеными, реже черными глинистыми породами, содержащими обильную морскую фауну, и отмечает устойчивые условия опускания области синклинория.

Следующая крупная формация — песчаниковая — относится к среднему-верхнему триасу. На западе Верхоянья она формировалась в континентальных условиях и залегает на нижележащих толщах с несогласием, на востоке — в морских и связана с глинистой формацией нижнего триаса постепенным переходом. Для нее примечательно обилие грубообломочных пород — песчаников, реже конгломератов, их существенно аркозовый и полимиктовый состав. По данным А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова (1960), она формировалась за счет привноса

материала из областей, окружающих Верхоянскую геосиклиналь, из районов Сибирской платформы и Охотского массива. Образование песчаниковой формации связано, вероятно, с интенсивными поднятиями в смежных с геосинклиналью зонах.

Весьма своеобразной является вышележащая песчано-глинистая формация юры. Она напоминает платформенные формации и на всей обширной территории восточного склона Сибирской платформы, Приверхоянского прогиба и Верхоянской складчатой зоны образована морскими песчано-глинистыми осадками.

Наконец, формационный ряд Верхоянья венчается нижнемеловым угленосным комплексом, который развит в узкой полосе Приверхоянского краевого прогиба вдоль современного уступа Верхоянского хребта и представляет собой молассу (Зоненшайн, $1964_2$). Мощность достигает здесь 4000 *м*.

4. Складчатость Верхоянья оторвана во времени от седиментации и, по-видимому, является одноактной. В Верхоянье развит единый верхнепалеозойско-мезозойский структурный комплекс, лишенный каких-либо крупных региональных несогласий. Все слои дислоцированы в одном плане и различия в складчатости обусловлены главным образом не положением слоев на определенных стратиграфических уровнях, а их пространственной принадлежностью к той или иной структурной зоне.

Не было и длительной конседиментационной складчатости, поскольку устанавливается резкое несоответствие современных структурных зон с фациальными обстановками прошлого. Каких-либо изменений фаций, связанных со структурными зонами, также не отмечается. Тем самым в складчатой структуре Верхоянья запечатлен единовременный складчатый процесс.

Время складчатости Ю. М. Пущаровским (1960) определяется как верхнеюрское — нижнемеловое. Данные, полученные на западном склоне Верхоянского хребта, показывают, что складчатость скорее всего была нижнемеловой, так как коррелируемые с ней молассовые толщи появляются в Приверхоянском краевом прогибе лишь с нижнего мела (Зоненшайн, $1964_2$).

5. Наконец, по данным Г. Ф. Лунгерсгаузена (1964), время образования гор является более поздним по сравнению со складчатостью; возникновение горного рельефа относится лишь к среднечетвертичному времени.

Специфические особенности развития Верхоянья вызывают необходимость несколько иных методов анализа тектоники, чем те, которые применяются для обычных геосинклиналей. Как известно, наряду с изучением непосредственно самой структуры при выяснении тектоники геосинклинальных областей большое, иногда решающее значение имеет историко-геологический анализ, при помощи которого воссоздается история формирования структур. В Верхоянье, в связи с его особенностями, к детальному тектоническому районированию можно подойти на основе чисто структурного анализа.

## СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

В Верхоянье наблюдается система структурных зон с различной морфологией складок (см. рис. 1). Внешние, западные из этих зон прослеживаются почти непрерывно вдоль края гор, повторяя современный контур складчатой страны. Внутренние, восточные зоны имеют существенно субмеридиональную ориентировку и на юге как бы срезаются контуром широтного отрезка Верхоянья.

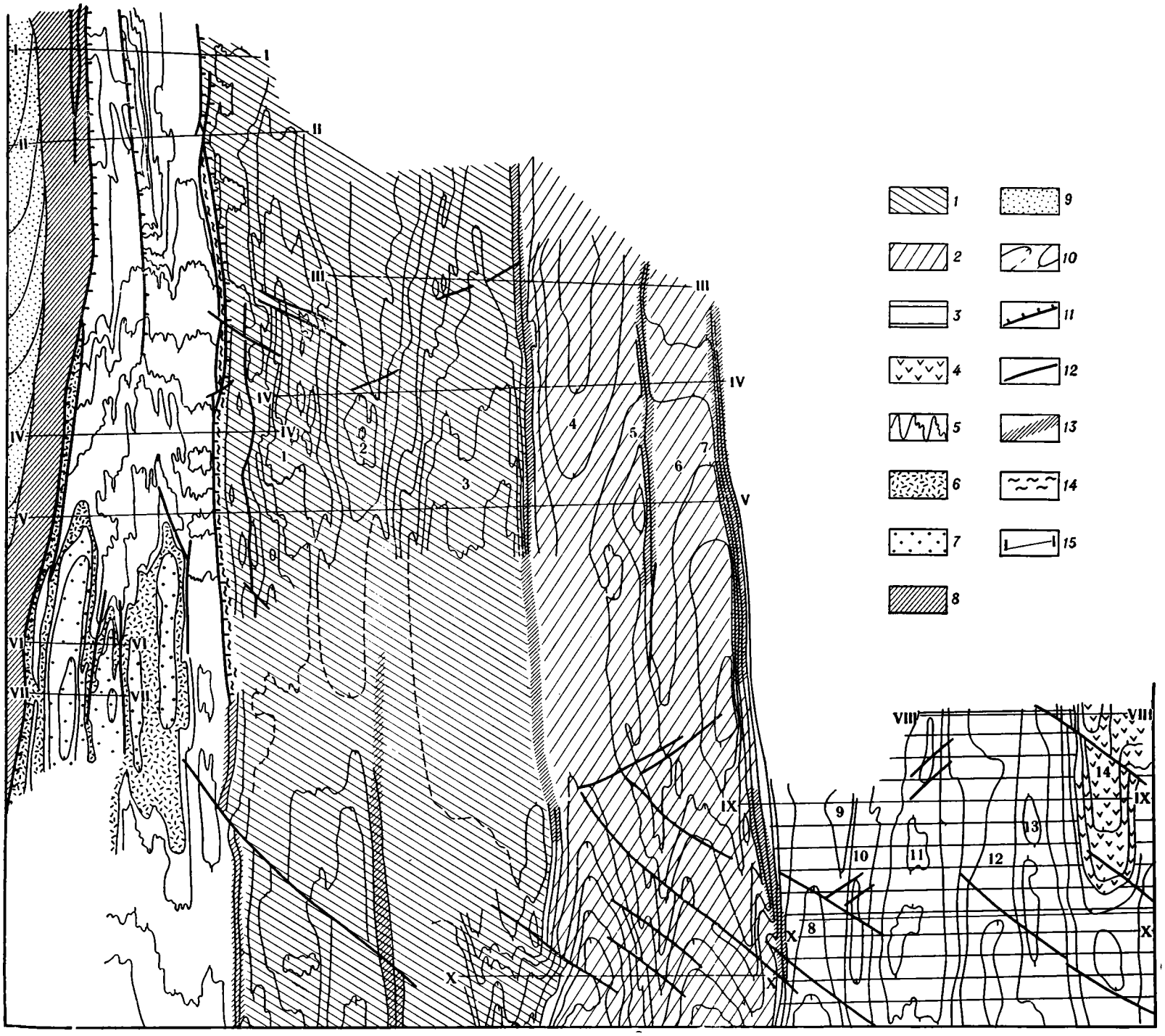


Рис. 2. Структурно-тектоническая схема меридионального отрезка Западного Верхоянья в бассейне р. Собопол (составил Л. П. Зоненшайн с использованием материалов В. А. Бурова, М. В. Дуранте, И. Б. Филипповой, И. М. Битермана, В. И. Осташкиной, В. Н. Рыбченкова):

*1—7* — Верхоянский антиклинорий: *1—2* — **зона коробчатой складчатости:** *1* — подзона развития широких коробчатых антиклиналей и открытых сундучных синклиналей; *2* — подзона развития плоских ступеней и разделяющих их флексур, флексурообразных и гребневидных антиклиналей; *3* — **зона пологих дислокаций** с развитием широких пологих симметричных складок, участков горизонтального залегания слоев и флексур; *4* — глубокие сундучные синклинали в зоне пологих дислокаций; *5* — **зона развития мелких сложных складок, сорванных с основания**; *6—7* — корытообразные синклинали и разделяющие их гребневидные антиклинали в мезозойских отложениях: *6* — в нижнетриасовых, *7* — в средне-верхнетриасовых и юрских; *8* — **региональная флексура**, отделяющая Верхоянский антиклинорий от Приверхоянского краевого прогиба; *9* — **Приверхоянский краевой прогиб.** *Прочие обозначения:* *10* — стратиозогипсы различных опорных горизонтов, проведены через 1000 м; *11* — региональные разломы: взбросы, надвиги; *12* — прочие разломы, сдвиги, сбросы; *13* — флексуры; *14* — зоны смятия; *15* — линии геологических разрезов на рис. 3.

*Цифры на схеме означают*: *1* — Бургабыльская антиклиналь; *2* — Куоландинская синклиналь; *3* — Сетачанская антиклиналь; *4* — Кюелинская синклиналь (ступень); *5* — Имтачанская антиклиналь (флексура); *6* — Тюнкеченская синклиналь (ступень); *7* — Собопольская антиклиналь (флексура); *8* — Оттутахская синклиналь; *9* — Учагин-Барбачинская антиклиналь; *10* — Куобахтахская синклиналь; *11* — Меретинская антиклиналь; *12* — Кимпичэнская синклиналь; *13* — Верхнетокумская антиклиналь. *14* — Кемюсская синклиналь

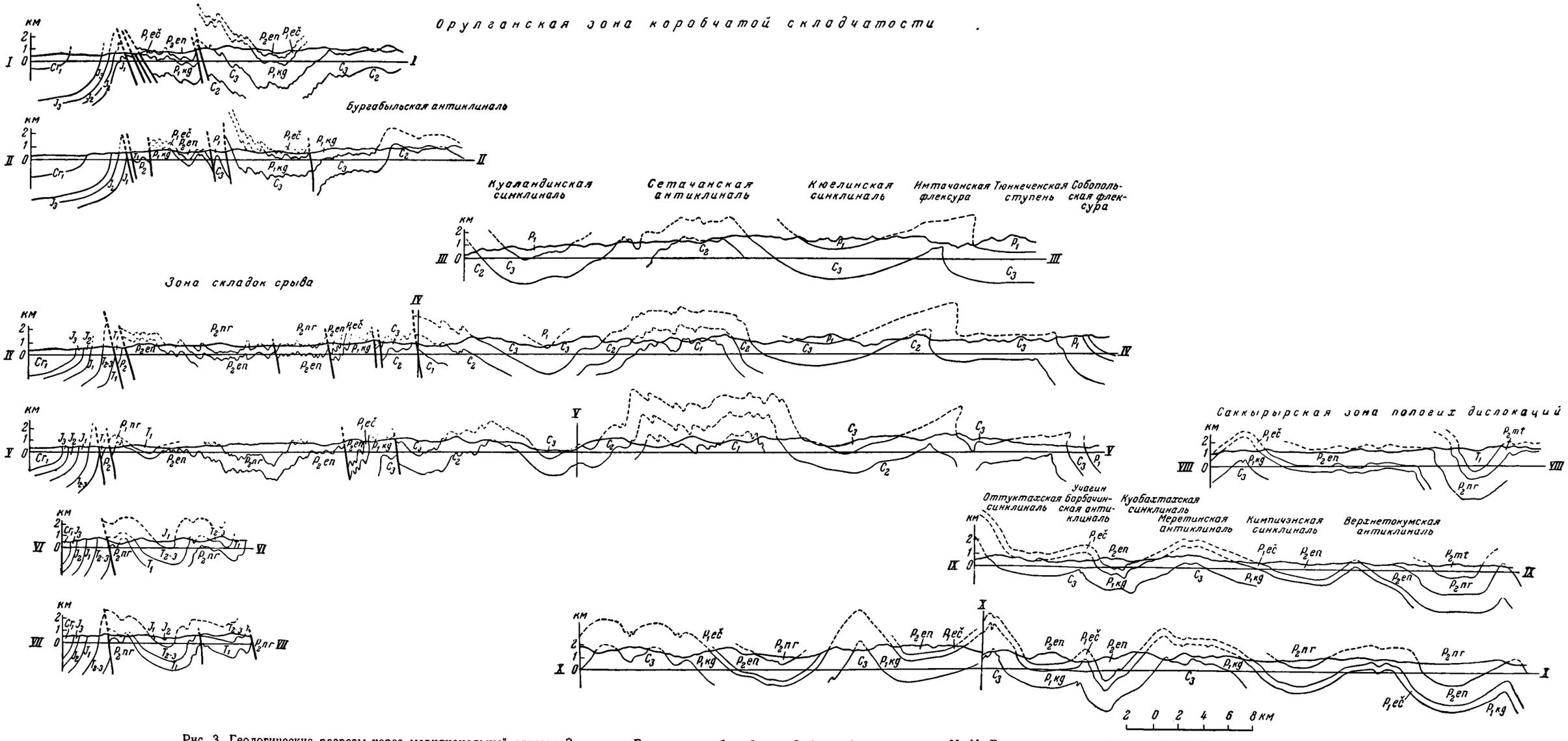


Рис. 3. Геологические разрезы через меридиональный отрезок Западного Верхоянья в бассейне р. Собопол (по материалам И. М. Битермана, М. В. Дуранте, М. В. Сусова, И. Б. Филипповой)

Условные обозначения к рис. 3 и 5: $Cr_1$ — нижний мел; $J_3$ — верхняя юра; $J_2$ — средняя юра; $J_1$ — нижняя юра; $T_{2-3}$ — средний-верхний триас (бегиджанская свита), $T_1$ — нижний триас, кельтерская свита; $P_2mt$ — верхняя пермь, мойторукская свита; $P_2oj$ — верхняя пермь, ойюрдахская свита; $P_2nr$ — верхняя пермь, нерская свита; $P_2en$ — верхняя пермь, эндыбальская свита; $P_1eč$ — нижняя пермь, эчийская свита; $P_1kg$ — нижняя пермь, кыгылтасская свита; $C_3$—$P_1$—верхний карбон—нижняя пермь; $C_3$ — верхний карбон, юпенчинская свита; $C_2$ — средний карбон, собопольская свита; $C_1$ — нижний карбон, дьючанская свита.

## Внешние зоны

К внешним относятся три зоны: Приверхоянский краевой прогиб, зона его сочленения со складчатым сооружением Верхоянья и зона развития мелкой сложной складчатости.

Строение Приверхоянского краевого прогиба подробно освещено в работах Ю. М. Пущаровского (1960), А. В. Лейпцига (1962) и др. и здесь не рассматривается.

Зона сочленения Верхоянского складчатого сооружения и Приверхоянского краевого прогиба слагается мезозойскими породами и протягивается непрерывной узкой полосой вдоль западного края Верхоянья. Видимо, в ее состав можно включить поперечные поднятия: Китчанское, Юндюлюнгское, Тукуланское. В интервалах между этими поднятиями ширина зоны не превышает 10 *км*. Она образована серией региональных флексур, взбросов и надвигов, по которым палеозойские породы Верхоянского антиклинория сменяются мезозойскими отложениями краевого прогиба (рис. 2, 3). В пределах поперечных поднятий зона расширяется, достигая 50 *км* в поперечнике. Здесь наблюдаются параллельные системы флексур, надвигов и гребневидных антиклиналей, между которыми заключены широкие синклинали.

На широтном отрезке Верхоянья зона сочленения состоит из серии кулисообразно подставляющих друг друга региональных флексур и крупных брахисинклиналей (рис. 4, 5). В целом зона имеет здесь широтное простирание, в то время как составляющие ее элементы простираются в северо-западном — юго-восточном направлении, образуя тем самым эшелонированную систему нарушений.

Рассматриваемая полоса является одной из наиболее сильно дислоцированных зон. Она, вероятно, отвечает крупному структурному шву в фундаменте геосинклинали и является по существу поверхностным проявлением глубинного разлома. Отметим сразу, что время заложения этой зоны, очевидно, древнее, так как примерно с ней совпадает граница континентальных и морских фаций верхоянского комплекса. Однако резко она проявилась лишь в эпоху складчатости. Вдоль нее в нижнем мелу образовался уступ, к которому причленялись нижнемеловые осадки. В это же время она получила свое структурное оформление.

Зона развития мелкой сложной складчатости, располагающаяся восточнее, может быть прослежена почти на всем протяжении Верхоянского хребта. Лишь на крайнем юго-востоке в бассейне р. Барая она выклинивается. В ее строении принимают участие как палеозойские, так и мезозойские образования. Палеозойским отложениям свойственна система мелких по амплитуде и протяженности сильно сжатых складок. Размах крыльев варьирует от нескольких десятков до первых сотен метров, такова же и их амплитуда. Как правило, складки симметричные, иногда наклонены на запад в сторону краевого прогиба, очень характерны резкие перегибы в замках. Местами в некомпетентных породах развиты мелкие дисгармоничные складки. Ориентировка этой системы складок подчинена общему структурному плану Верхоянья. Местами структура зоны серией продольных разломов разбивается на отдельные клинья, как правило, более восточные клинья несколько надвинуты на западные. Тем самым намечается определенная вергентность в сторону Сибирской платформы.

Складки, образованные в мезозойских отложениях, более просты — это в основном крупные корытообразные синклинали, также наклоненные на запад, и разделяющие их узкие крутые гребневидные антиклинали, осложненные местами разломами. Более простая их форма обусловлена двумя факторами: во-первых, тем, что в пределах рассматриваемой зоны в триасовых отложениях обнаружены несогласия,

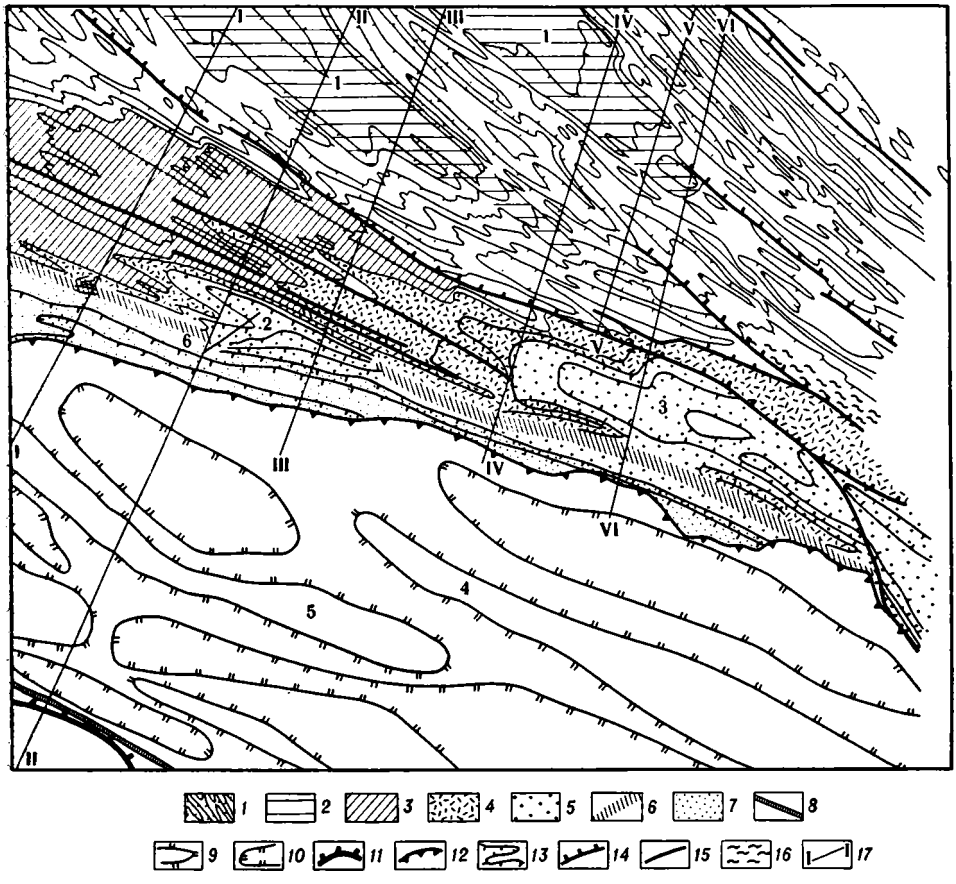


Рис. 4. Структурно-тектоническая схема широтного отрезка Западного Верхоянья на правобережье р. Алдан в бассейне рек Зап. и Вост. Градыга, Барая, Уяна (составил Л. П. Зоненшайн с использованием материалов Л. М. Натапова, А. К. Уфлянда, И. М. Сборщикова, К. Б. Дорофеева):

*1—3* — **Верхоянский антиклинорий**; *1* — зоны линейной складчатости с развитием узких линейных сильно сжатых сопряженных складок; *2* — глыбы с пологими дислокациями с развитием широких пологих брахискладок, флексур, гребневидных антиклиналей и щелевидных синклиналей; *3* — зона развития мелких сложных складок, сорванных с основания; *4—5* — **зона сочленения Верхоянского антиклинория с Приверхоянским краевым прогибом** с развитием широких брахисинклиналей, узких гребневидных антиклиналей, флексур в *4* — нижнетриасовых и *5* — средне-верхнетриасовых — юрских отложениях; *6* — региональная флексура; *7* — **Приверхоянский краевой прогиб**; *8* — примерное положение границы между внутренней и внешней зонами прогиба; *9—10* — контуры погребенных структур: *9* — антиклиналей, *10* — синклиналей; *11* — куполов; *12* — **контур развития кайнозойского слабо дислоцированного чехла**

*Прочие обозначения:* *13* — стратоизогипсы различных опорных горизонтов; проведены через 1000 *м*; *14* — региональные разломы: взбросы, взбросо-сдвиги; *15* — прочие разломы; *16* — зоны смятия; *17* — линии геологических разрезов на рис. 5.

*Цифры на схеме означают*: *1* — Бараинская глыба; *2* — Восточно-Градыгская синклиналь; *3* — Тюлехмасская синклиналь; *4* — Томпорукская антиклиналь; *5* — Эльгэкено-Бараинская антиклиналь; *6* — Сордогинская региональная флексура

которые фиксируют свойственные только этой зоне складкообразовательные движения того времени (Зоненшайн, $1964_1$), и, во-вторых, может быть преимущественно тем, что мезозойские отложения начинаются мощной компетентной толщей среднего — верхнего триаса и почти всего лейаса; можно считать установленным, что чем мощнее компетентный пласт, тем больше радиус образованной в нем складки (Currie a. oth, 1962).

На фоне общей интенсивной перемятости слоев в пределах рассматриваемой зоны вырисовываются на меридиональном отрезке хребта относительно простые более крупные складчатые структуры — откры-

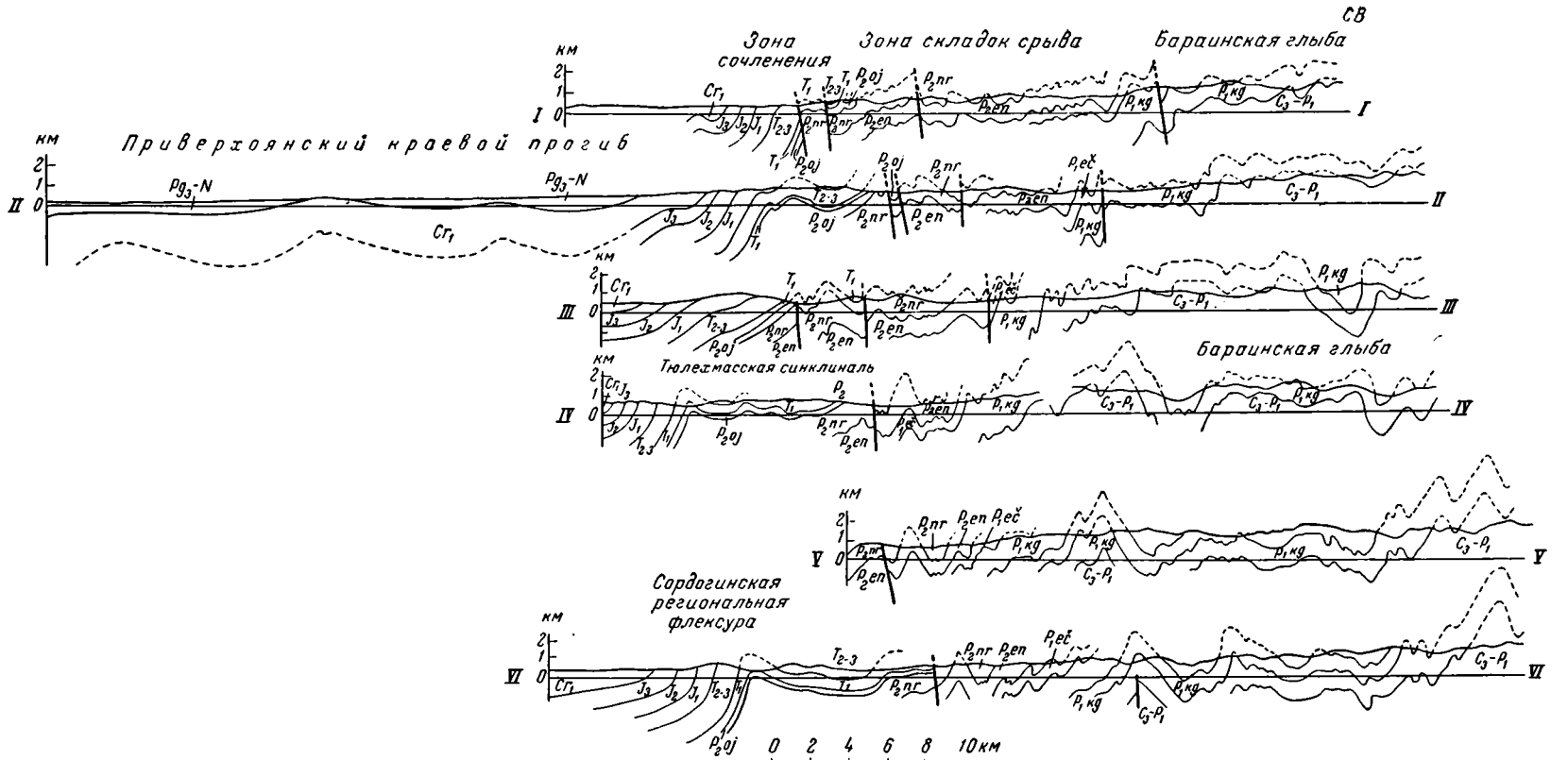


Рис. 5. Геологические разрезы через широтный отрезок Западного Верхоянья (по материалам Л. М. Натапова, И. М. Сборщикова, А. К. Уфлянда) Условные обозначения см. к рис. 3. Линии профилей показаны на рис. 4

тые синклинали и антиклинали, а в широтной части зеркало мелкой складчатости является горизонтальным.

Чисто геометрические соображения показывают, что невозможно представить непрерывное смятие всего чехла слоистых пород в такого рода «гармошку» складок. Неизбежно приходится допускать резкую дисгармонию складчатости. Еще менее вероятно, чтобы одинаково смятыми оказались чехол и основание. Несомненно, что чехол дислоцирован независимо от основания, сорван с него. Происходит то явление, которое в начале нашего века Буксторф (Buxtorf, 1908) на примере Юрских гор описал под названием Abscherung. В то же время, видимо, строение основания контролирует поведение зеркала мелкой складчатости.

## Внутренние зоны

Внутренние зоны по морфологии и генезису разбиваются на две группы. Первая из них включает районы с относительно простым строением. Они выделяются как зоны глыбовой складчатости. Зоны второй группы отличаются более интенсивной дислоцированностью и четко выраженной линейностью складок. Они рассматриваются в качестве зон линейной складчатости. Зоны глыбовой складчатости слагают две широкие полосы, одна из которых тяготеет к осевой части Верхоянского антиклинория, другая располагается на востоке рассматриваемой площади. Зона линейной складчатости зажата между этими полосами и протягивается, пересекая Верхоянский антиклинорий, от хр. Сетте-Дабан в Яно-Индигирский синклинорий.

### ЗОНЫ ГЛЫБОВОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

В пределах Верхоянского антиклинория прослеживаются две таких зоны: коробчатой складчатости (Орулганская) и пологих дислокаций (Саккырырская). Обе они сложены верхнепалеозойскими породами.

Орулганская зона коробчатой складчатости широкой 30—60 *км* меридиональной полосой протягивается от р. Джарджан на севере до среднего течения р. Тумара на юге. Для нее свойственны коробчатые антиклинали, сундучные синклинали, плоские ступени, флексуры, гребневидные антиклинали.

Строение этой зоны в настоящее время лучше всего выявлено на меридиональном отрезке хребта в бассейне р. Собопол (рис. 2, 3). Здесь выделяются две подзоны — западная с развитием коробчатых складок и восточная — с развитием плоских ступеней и флексур.

Первая из них образована двумя крупными (до 10 *км* в поперечнике) антиклиналями коробчатой формы: Бургабыльской и Сетачанской и заключенной между ними сопряженной сундучной синклиналью — Куоландинской. Крылья складок наклонены под углами 60—70°, иногда вертикальны, в широких сводовых частях слои залегают полого, частью почти горизонтально.

Вторая подзона в своих более поднятых участках состоит из двух плоских ступеней шириной в 8—10 *км* и ограничивающих их узких (3—4 *км*) флексур и гребневидных антиклиналей.

Саккырырская зона пологих дислокаций имеет ширину 80—100 *км*. Она прослеживается от бассейна р. Саккырыр на юг до верховьев р. Тумара. Морфологические особенности складок Саккырырской зоны близки к складкам Орулганской зоны. Отличия состоят в том, что здесь наряду с коробчатыми складками широко развиты очень пологие и широкие (5—10 *км*) симметричные складки, большей частью сопряженные. Местами эти складки исчезают и сменяются обширными, почти недислоцированными участками.

Иногда в восточной части Саккырырской зоны появляются глубокие сундучные синклинали, выполненные мезозойскими отложениями.

Наконец, на востоке рассматриваемой площади (см. рис. 1) находится западное окончание еще одной зоны глыбовой складчатости, выделенной впервые К. Я. Спрингисом (1958) и названной им Эльгинским районом спокойных дислокаций. Анализ материалов последних лет позволяет предполагать, что Эльгинский район спокойных дислокаций сливается в единую зону с аналогичным по строению Нижнеянским районом, установленным также К. Я. Спрингисом. Эта зона включает в себя отдельные части как Верхоянского антиклинория, так и Яно-Индигирского синклинория, и в соответствии с этим в ее строении принимает участие вся серия отложений Верхоянского комплекса— от карбона до юры включительно.

По данным К. Я. Спрингиса, структура Эльгинской зоны спокойных дислокаций определяется присутствием участков, часто изометричной формы, в которых слои нарушены крайне слабо. Эти слабо деформированные участки разделены полосами интенсивных дислокаций, слои здесь образуют резкие флексуры и сильно перемяты.

Такие морфологические особенности структуры рассмотренных зон, как развитие коробчатых складок, плоских ступеней, участков пологих залеганий, флексур и гребневидных антиклиналей, с очевидностью указывают на глыбовый характер дислокаций. Глыбовость структуры подчеркивается также поперечными поднятиями и опусканиями. Эти поперечные поднятия (Собопольское в Орулганской зоне, Эчийское — в Саккырырской зоне) и поперечные опускания имеют изометричные очертания, ограничиваясь поперечными флексурными перегибами шарниров складок.

### ЗОНЫ ЛИНЕЙНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

В пределах Западного Верхоянья известна одна зона линейной складчатости — Дулгалахская. Она, дугообразно изгибаясь, тянется от Сетте-Дабанского выступа вначале на северо-запад, пересекает Верхоянский антиклинорий, затем поворачивает на север и входит в пределы Яно-Индигирского синклинория. Ширина зоны достигает 150—200 *км* и в целом соизмерима с шириной зон глыбовой складчатости. В ее строении принимает участие вся серия отложений верхоянского комплекса.

В тех случаях, где простирание Дулгалахской зоны отклоняется от меридионального, ее строение является эшелонированным. Особенно четко эшелонированное расположение структур проявлено в южной части зоны — в бассейне рек Зап. и Вост. Градыга, Уяна, Барая. Здесь видно, как отдельные складки кулисообразно подставляют друг друга (рис. 4).

В целом Дулгалахская зона характеризуется исключительно сильной напряженностью складчатых форм (рис. 5). В ней развиты узкие, линейные, протяженные сильно сжатые складки, большей частью симметричные, реже косые. Отдельные антиклинали и синклинали при ширине 5—10 *км* прослеживаются на расстояние до 150—200 *км*. Крылья наклонены обычно круто — под углами 50—80°, перегибы в замках — резкие. Сильно проявлена мелкая осложняющая складчатость высоких порядков.

По всей вероятности, Дулгалахская зона представляет собой достаточно сложное образование, и в дальнейшем ее удастся более дробно разделить. Имеющиеся уже сейчас материалы показывают, что она неоднородна. Наряду с линейными складками в ней отмечаются изометричные участки пологих дислокаций. Пока выявлено два таких участка, оба они находятся в южной части зоны в бассейне рек Тукулан и Барая. Больший из них и лучше изученный — Бараинский — имеет размеры 60×30 *км*. Он характеризуется развитием пологих брахисинклиналей, флексур, гребневидных антиклиналей и щелевидных синклиналей, обычно непротяженных.

Линейные складки лишь в малой степени приспосабливаются к контурам этих участков пологих дислокаций. Как правило, подходя к ним, они постепенно выполаживаются и затухают, что хорошо видно на юго-восточном окончании Бараинского участка.

Строение рассмотренных участков сходно со структурой зон глыбовой складчатости, они представляют собой отдельные глыбы, сохраняющиеся среди линейных складок.

## ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРУКТУРЫ ВЕРХОЯНЬЯ И СВЯЗЬ ЕГО С ОКРУЖАЮЩИМИ ОБЛАСТЯМИ

Таким образом, в Верхоянье протягиваются зоны слабых, спокойных дислокаций (глыбовой складчатости), разделенные зоной интенсивной линейной складчатости. Это — основная особенность структуры Верхоянья. Она подмечалась и раньше К. Я. Спрингисом (1958), В. В. Еловских (1961) для Западного Верхоянья, аналогичные примеры приводят Г. И. Михеев и К. В. Яблоков (1963) для района хр. Полоусного. И внутри глыбовых зон в деформациях слоистого чехла обнаруживаются как сами глыбы (плоские ступени), так и более подвижные участки в виде флексур, зон смятия, рубцовых складок. И в зонах линейной складчатости местами выступают реликты глыб. Даже во внешней зоне складок срыва (Abscherung) так или иначе проявляются глыбовые дислокации.

Несомненно, что указанные различия в структуре отдельных зон Верхоянья связаны с глубинным строением территории. В морфологии складчатого чехла отражаются особенности строения фундамента геосинклинали. Можно с уверенностью предполагать, что под Верхоянье продолжаются отдельные тектонические элементы прилежащих областей.

Так, Орулганская и Саккырырская зона глыбовой складчатости, вероятно, отвечают достаточно жестким участкам непосредственно самой Сибирской платформы. С юга в основание Верхоянской геосинклинали могут протягиваться платформенные структуры Кыллахского поднятия, находящегося на правобережье Алдана между реками Маей и Юдомой. Судя по линейному расположению глыбовых складок, эти погребенные платформенные структуры разбиты на систему вытянутых тектонических клиньев.

Для Дулгалахской зоны связь с окружающими областями устанавливается более отчетливо благодаря тому, что структуры Сетте-Дабанского выступа на севере переходят непосредственно в складки этой зоны. Структура Сетте-Дабана, подробно освещенная Ю. М. Пущаровским (1957), Т. С. Кирусенко и др., состоит из серии узких тектонических клиньев, в которых наблюдаются достаточно сложные и сильно сжатые складки. К югу, в бассейнах рек Маи и Юдомы, Сетте-Дабанские структуры переходят в так называемую зону переходной складчатости, описанную В. М. Моралевым и А. Л. Ставцевым (1961). Эта зона резко отличается от смежных участков склона Алданского щита, где маломощный платформенный чехол лежит практически горизонтально. В ней резко увеличивается мощность рифейских и кембрийских отложений. Структура, как и в Сетте-Дабане, состоит из узких и протяженных тектонических клиньев с развитием сложных складок.

Линейная складчатость Дулгалахской зоны находится в полном соответствии с линейным и сильно напряженным характером дислокаций основания. В бассейне р. Томпо можно видеть, как многие разломы и отдельные тектонические клинья из Сетте-Дабана протягиваются в Дулгалахскую зону. Вначале они полностью сохраняются, затем при погружении зоны они как будто постепенно исчезают, в действительности же проявляются в морфологии складок верхнепалеозойско-мезозойского складчатого чехла.

Отдельные изометричные глыбы, сохранившиеся в Дулгалахской зоне, отвечают, вероятно, более жестким участкам фундамента. К. К. Шапошников (1962), проанализировав гравиметрические данные, считает, что примерно на этом месте должны находиться погребенные выступы кристаллического фундамента.

Эльгинская зона спокойных дислокаций также имеет прямые структурные связи с окружающими областями. Как было показано К. Я. Спрингисом (1958), она находится на продолжении Охотского массива и, видимо, по ее очертаниям можно установить погребенные контуры этой стабильной глыбы.

Таким образом, зоны глыбовой складчатости отражают устойчивые, слабо нарушенные участки основания Верхоянской геосинклинали, тогда как зона линейной складчатости отвечает подвижным поясам интенсивного дробления этого основания. К сходным выводам недавно пришли Н. П. Башарина и А. К. Башарин (1963).

Особое место занимает внешняя зона Abscherung. Ее строение почти не зависит от особенностей структуры основания. Она целиком подчиняется воздействию мощных боковых давлений, приведших к формированию сложного фронта мелкой складчатости. Что касается характера основания, то он здесь, видимо, такой же, как в смежных глыбовых зонах. Зеркало мелкой складчатости обрисовывает, как указывалось, либо крупные простые (глыбовые?) складки, либо плоские ступени.

Приведенное структурно-тектоническое районирование имеет и определенное практическое значение. Если исключить из рассмотрения подчиненные поперечные гранитоидные пояса, то подавляющее большинство известных проявлений полезных ископаемых, связанных с гидротермальной деятельностью, оказывается сконцентрированным в зонах глыбовой складчатости. Зона линейной складчатости, равно как и внешняя зона Abscherung, практически безрудны. Это связано, вероятно, с тем, что условия интенсивного сжатия в зоне линейной складчатости затрудняли циркуляцию растворов. Очевидно, возможно и более детальное районирование. Так, намечается, что Орулганская зона является преимущественно хрусталеносной, а Саккырырская — полиметаллической.

## МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТОСТИ

Особенности структуры Верхоянья — ее относительная простота, существенно пликативный характер и одноактность формирования благоприятствуют выяснению механизма складчатости.

Полученные материалы позволяют, на мой взгляд, определить влияние вертикальных и горизонтальных движений в формировании складчатости Верхоянья.

### Роль вертикальных движений

Анализ структуры, проведенный в предыдущих разделах, свидетельствует о существенном значении вертикальных движений.

Все Верхоянское складчатое сооружение выступает в виде крупной поднятой глыбы по отношению к Приверхоянскому краевому прогибу. Эта глыба обрублена с запада и юга системой глубинных разломов, образующих зону сочленения краевого прогиба со складчатым сооружением.

Не менее отчетливо вертикальные движения проявляются в строении внутренних зон глыбовой складчатости. Чередование на площади этих зон плоских участков и коробчатых складок с узкими разделяющими их сильно нарушенными полосами может быть объяснено лишь отражением в слоистом чехле глыбовых перемещений фундамента. Не-

сомненно, что ступени и коробчатые складки соответствуют жестким глыбам фундамента, тогда как разделяющие их швы отвечают участкам дробления этого фундамента, в частности разломам, которые лишь в силу большой пластичности слоистого чехла не вышли на поверхность, а отразились в нем в виде флексур или рубцовых складок.

В зонах линейной складчатости влияние вертикальных движений ощущается меньше. Оно обнаруживается здесь достаточно четко лишь в пределах изометричных глыб. В других местах о наличии вертикальных перемещений можно судить лишь косвенно.

Несомненно, что в морфологии крупных форм складчатого чехла отражается глыбовое строение фундамента.

Вместе с тем это не означает, что вертикальные движения являются определяющими, и всю структуру Верхоянья можно объяснить путем трансформации вертикальных сил в горизонтальные хотя бы посредством механизма, предложенного В. В. Белоусовым (1947, 1955, 1962), т. е. пластическим перераспределением материала с поднятых блоков в опущенные. Это кажется на первый взгляд заманчивым, тем более что многие геологические разрезы Верхоянья близко напоминают некоторые профили, приводимые для обоснования своей концепции В. В. Белоусовым. Конкретный структурный анализ и особенности структурного рисунка противоречат, как будет показано ниже, такому предположению.

## Роль горизонтальных движений

Поведение компетентных и некомпетентных пластов. Влияние горизонтальных движений лучше всего выявляется при анализе поведения в складчатой структуре компетентных и некомпетентных пластов[1].

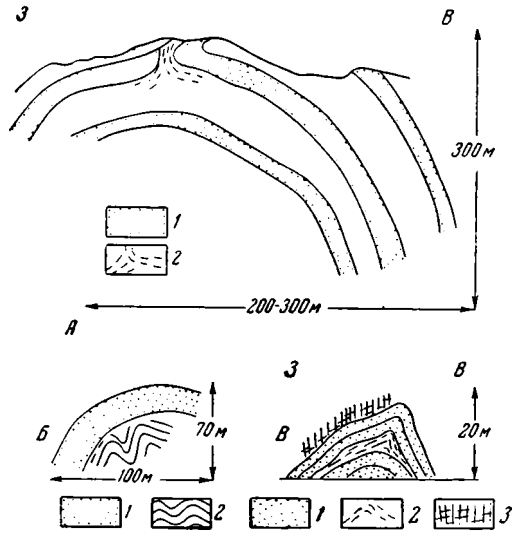


Рис. 6. Различное поведение в складках компетентных и некомпетентных слоев:

*А* — Меретинская, *Б* — Собопольская и *В* — Учагин-Барбачинская антиклинали. Компетентные пласты обозначены точками. Их нормальные мощности во всех частях складки постоянны. Некомпетентные слои либо увеличиваются в мощности в замке складки (*А* и *В*), либо сминаются в мелкие дисгармоничные складки (*Б*)

В структуре Верхоянья широко проявлена дисгармония, связанная с различным поведением компетентных и некомпетентных пластов.

Поведение компетентных пластов. Компетентные пласты повсеместно, во всех частях складок (в замке и на крыльях) сохраняют неизменными нормальные мощности (см. рис. 6, 8, 10). Они смяты, как говорят, по концентрическому закону. В связи с этим внешние, сводовые части антиклиналей более пологие, чем внутренние, замковые, а у синклиналей, наоборот. Компетентные пласты совершенно не затронуты кливажем, имея в виду кливаж скалывания или течения, параллельный осевой поверхности складки. В тонких прослоях алевролитов (некомпетентных пород) всегда обна-

[1] Компетентными пластами в Верхоянье являются достаточно мощные — более 5—10 *м* — слои в пачке плотных крепких песчаников. Содержащиеся в них тонкие пропластки алевролитов включаются также в эти компетентные пласты. Иногда при обилии

руживается интенсивный слоевой кливаж (по слоистости) (рис. 7, 8). Его появление связано со скольжением вдоль этих прослоев смежных песчаниковых слоев. Следы такого скольжения встречаются повсеместно. Они проявлены и в виде перетирания тончайших алевролитовых прослоев (рис. 7, *А*) и в виде разлинзования песчаников с образованием зародышевых форм будинажа (рис. 7, *Б*). Присутствие прослоев пластичных алевролитов облегчает таким образом изгибание компетентных пластов в складки.

Внутри компетентной складки в разных частях породы испытывают различную деформацию. На примере Учагин-Барбачинской антиклинали (рис. 8) хорошо видно, что компетентные пласты на своде испытывают растяжение, а в ядре — сжатие. Более того, компетентный песчаниковый пласт в виде арки воздымается над некомпетентным алевролитовым пластом и образовавшееся пустое пространство выполняется кварц-кальцитовым материалом.

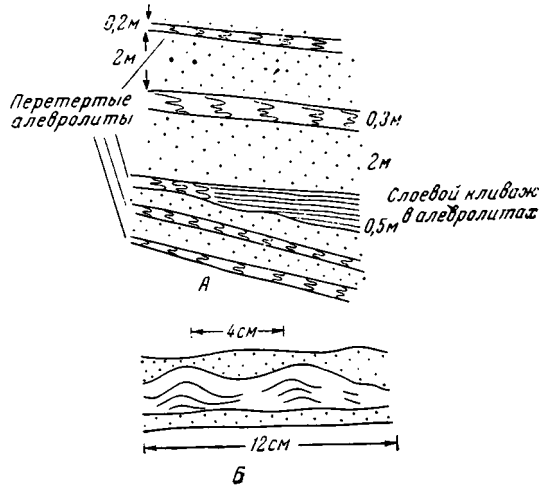


Рис. 7. Следы скольжения компетентных слоев по некомпетентным:

*А* — слоевой кливаж и перетирание тонких прослоев алевролитов; *Б* — возникновение зародышевых форм будинажа. Свод Меретинской антиклинали

Все эти данные с очевидностью указывают, что компетентные слои при смятии в складки подвергались продольному изгибу.

Поведение некомпетентных пластов. Для некомпетентных пластов характерно резкое изменение мощностей в замке и на крыльях складки. Это явление повсеместное (рис. 9, 10), оно обнаруживается при любом достаточно резком изгибе слоев. Иногда встречаются подобные складки, что хорошо видно на рис. 9. Тонкие пропластки компетентных песчаников при особенно резких изгибах, свойственных некомпетентным пластам, начинают разламываться с образованием мелких взбросов и надвигов (рис. 9, б).

Некомпетентные пласты приспособлены к складчатым формам компетентных пластов, среди которых они зажаты. По существу некомпетентные пласты как бы заполняют пространство, каркас которого создан компетентными пластами. Причем наблюдаются различные формы этого заполнения. В одних случаях, как в сильно сжатой Собопольской антиклинали, в некомпетентных пластах появляется мелкая дисгармоничная складчатость (рис. 6, *Б*). В других случаях, как в Учагин-Барбачинской и Меретинской антиклиналях, наблюдается выжимание пластичных алевролитов с крыльев в замок складки (рис. 6, *В*). Здесь степень сжатия меньше, чем в Собопольской антиклинали. Наконец, очень любопытно поведение некомпетентных слоев на участке слабого коробления слоев в Саккырырской зоне пологих дислокаций

---

компетентных пластов образуются мощные компетентные толщи, примером которых может служить песчаниковая бегиджанская серия среднего — верхнего триаса. К некомпетентным пластам относятся мощные алевролито-аргиллитовые пачки вместе с входящими в них тонкими прослоями песчаников. Местами появляются значительные по объему некомпетентные толщи, например, алевролитовая юпенчинская серия верхнего карбона.

в бассейне р. Бытантай. Здесь общее горизонтальное залегание пластов нарушено небольшими флексурными перегибами и щелевидными синклиналями (рис. 10). Форма этих складок резко меняется на коротких расстояниях и в поперечном разрезе и в плане. Складки, как правило, быстро затухают, не прослеживаются ни в более верхних, ни в более нижних слоях, в которых появляются свои осложняющие дислокации. Каждый соседний компетентный пласт здесь деформирован по существу в разные складки, а некомпетентные пласты пассивно приспособлены к их форме. Возникают иногда несколько необычные явления, например увеличение мощности компетентного пласта на крыле складки (правая часть рис. 10).

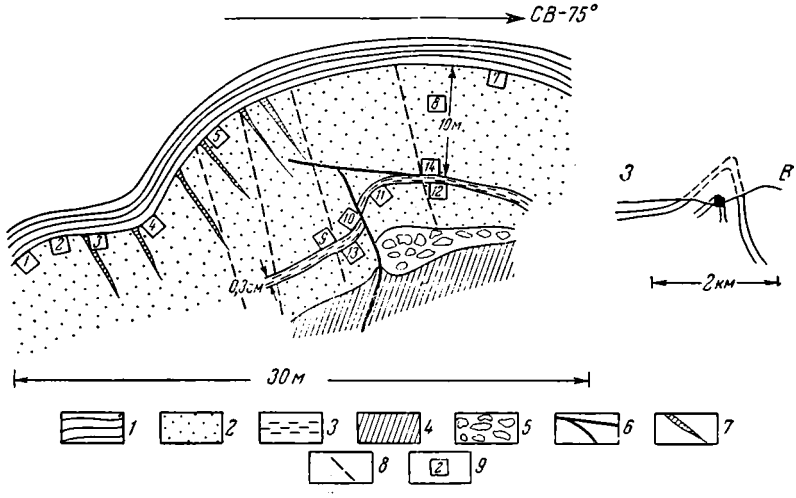


Рис. 8. Свод Учагин-Барбачинской антиклинали:

*1* — некомпетентный прослой алевролитов со слоевым кливажем; *2* — компетентный пласт песчаников; *3* — тонкий прослой некомпетентных алевролитов со слоевым кливажем внутри песчаников; *4* — некомпетентный пласт алевролитов, разбитый кливажем скалывания; *5* — кварц-кальцитовая брекчия; *6* — трещины сжатия; *7* — трещины растяжения; *8* — прочие трещины; *9* — места отбора образцов на петроструктурный анализ

Справа — общий вид Учагин-Барбачинской антиклинали с указанием положения (черный квадрат) рисунка

Благодаря различиям в поведении компетентных и некомпетентных пластов сохраняется на глубину некоторое подобие структуры.

Одно из наиболее характерных морфологических отличий некомпетентных пластов от компетентных состоит в интенсивном развитии в первых из них кливажа скалывания или течения. Кливаж поражает некомпетентные пласты во всех структурных зонах, интенсивность его увеличивается в замках складок. Однако роль его для складкообразования неясна.

Петроструктурным анализом удается установить, что образование некомпетентной складки происходило в две стадии [1]. В первую стадию возникла пологая складка скалывания в результате перемещений по плоскостям скалывания, наклоненным под 45° к горизонту. Во вторую стадию эта первичная складка претерпевала изгиб и становилась более резкой.

Таким образом, компетентный и некомпетентный пласты испытали при складкообразовании различную деформацию. Этот вывод не но-

[1] Петроструктурному анализу складок Верхоянья посвящена специальная статья автора совместно с И. М. Сборщиковым.

вый, хотя иногда и оспариваемый, но петроструктурный анализ открывает сущность упомянутого различия. Если компетентный пласт испытывает однородную деформацию изгиба (причем продольного), то некомпетентный пласт вначале подвергается скалыванию, а затем уже вовлекается в общий процесс изгибания. В этом случае очевидна внутренняя дисгармония складчатости.

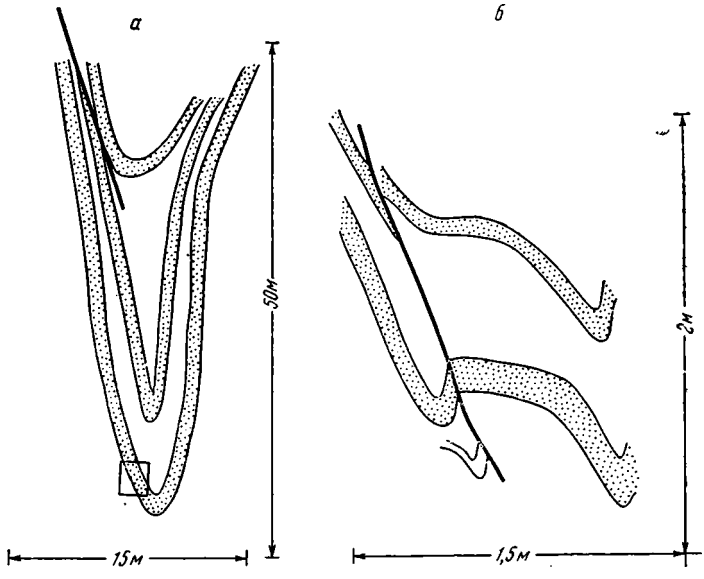


Рис. 9. Некомпетентная подобная складка в бассейне р. Томпо

Точками показаны тонкие прослои компетентных пород: *а* — общий вид складки, б — деталь складки, место очерчено на рис. 9*а* квадратом

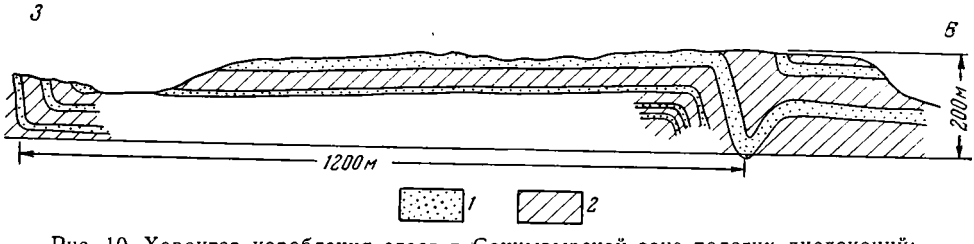


Рис. 10. Характер коробления слоев в Саккырырской зоне пологих дислокаций:

*1* — компетентные пласты (песчаники); *2* — некомпетентные пласты (алевролиты)

Взаимодействие компетентных и некомпетентных слоев может происходить по-разному.

Один из примеров виден на рис. 8, где пласт компетентного песчаника приподнят в виде арки над некомпетентными алевролитами. Возникшее пустое пространство выполнено жильным кварц-кальцитовым материалом. Подобные случаи в Западном Верхоянье многочисленны, и эта закономерность имеет большое практическое значение для поисков хрусталеносных и полиметаллических залежей. Данный пример показывает пассивное поведение некомпетентных пластов.

В других случаях (рис. 6, *А*) на своде один из компетентных слоев песчаника разорван, и в возникшую «расщелину» выжаты некомпетентные алевролиты. Здесь очевидна активная роль некомпетентных пород. Под влиянием давления на крыльях они нагнетаются в свод и, видимо, способствуют его разрыву. Из того же рисунка в то же время

следует, что нагнетание имеет частный характер, разрыву подвергается лишь один компетентный пласт из серии многих.

Может быть, активным воздействием компетентных пластов на некомпетентные можно объяснить образование в последних кливажа. Механизм возникновения кливажа таким способом недавно описан Гонзалес-Бонорино (Gonsales-Bonorino, 1960). Для случая чередования кварцитов и сланцев он показал, что компетентные пласты кварцитов передают давление на некомпетентные сланцевые прослои. При разложении этой сжимающей силы возникают скалывающие напряжения, приводящие к образованию кливажа.

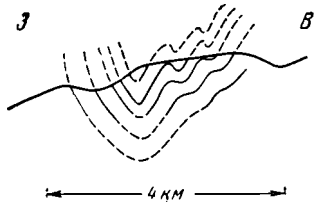


Рис. 11. Куобахтахская синклиналь. Блокированная складка с затуханием мелкой складчатости на глубине

Блокированные складки. В наиболее сжатых антиклиналях и синклиналях отмечается появление дополнительных складок, исчезающих в вертикальном направлении (рис. 11). Генезис этих складок можно объяснить лишь отсутствием свободного скольжения слоев. Подобные складки Г. Д. Ажгирей (1956) называет блокированными. Они легко воспроизводятся смятием зажатой с обоих концов слоистой пачки. В замке антиклинали развивается синклиналь (при увеличении нагрузки — серия складок), в мульде синклинали — антиклиналь.

## Особенности складчатости. Закон компетентных структур

1. Повсюду складки возникли в результате продольного изгиба. Это очевидно для компетентных складок. Участие продольного изгиба доказывается и для некомпетентных складок. Блокированные складки могут возникнуть лишь в результате продольного изгиба.

2. Строение складок определяется компетентными слоями. При складкообразовании действовал так называемый закон компетентных структур, установленный 70 лет назад Б. Виллисом (Willis, 1893). Сущность этого закона состоит в том, что в складкообразовании активными являются компетентные пласты, передающие давление и выдерживающие нагрузку лежащих выше пород. Формой компетентных слоев определяется возникшая структура. В последующие годы выяснилось, что этот закон, подтвержденный многими исследователями [из них назовем хотя бы Биллингса (1949), Де-Ситтера (Sitter, 1936), Рамзея (Ramsey, 1962)], не имеет все же универсального значения. Он проявляется лишь в определенных тектонических зонах, в которых активность движений недостаточна для того, чтобы вызвать пластическое течение всех пород или процессы скалывания, когда разница в деформациях между компетентными и некомпетентными пластами исчезает совсем. В этом случае развиваются процессы скалывания и течения материала с образованием складчатости скалывания или кливажной складчатости (Ситтер 1960, Биллингс, 1949, Ажгирей, 1956) и складок течения.

В нашей литературе закон компетентных структур подвергся существенной критике со стороны В. В. Белоусова (1947), В. В Эза (1958), И. В. Кирилловой (1949), Г. Д. Ажгирея (1947) и др. Основные возражения против него сводятся, во-первых, к тому, что в разных частях складок меняются мощности всех пластов, в том числе и так называемых компетентных, а преобладающий тип геосинклинальной складчатости подобный, и, во-вторых, к тому, что любой пласт должен расплющиваться под нагрузкой лежащих выше пород.

Первое возражение снимается приведенным материалом, указывающим на концентрический характер компетентных складок. Что касается второго возражения, то необходимо учитывать, что нагрузка лежащих выше пород может распределяться равномерно на всю последовательную серию компетентных пластов, каждый из которых воздымается в виде арки над более низкими слоями.

Вместе с тем нельзя принять закон компетентных структур в чистом виде, поскольку этому противоречит широко развитая в районе дисгармония складчатости и сохранение подобия складок на глубину. Закон действует лишь для компетентных пластов, смятых в концентрические складки. Некомпетентные пласты — пассивные в складкообразующем процессе — сминаются, как мы видели, по иному правилу. Такое различное поведение компетентных и некомпетентных пластов при складчатости представляет собой, по-видимому, более общий случай, на что обращали раньше внимание П. Н. Кропоткин (1950), В. В. Эз (1958) и др.

* * *

Указанные две особенности складчатости могли появиться лишь в результате горизонтальных усилий: складки продольного изгиба возникают приложением сил вдоль слоя; ведущая роль в складкообразовании компетентных слоев исключает возможность трансформации вертикальных движений в горизонтальные путем пластического перетекания материала.

Отметим, кстати, что складчатые формы, аналогичные рассмотренным, экспериментально возникали лишь в случаях моделирования продольного изгиба. В экспериментах Виллиса (Willis, 1893), Мида (Mead 1920), Чемберлина и Шепарда (Chamberlin, Shepard, 1923), Кёстера (Köster, 1960), И. М. Кузнецовой (1962) — при продольном изгибе слоистых моделей, образованных перемежаемостью слоев с различной вязкостью, происходило расслаивание моделей с образованием системы арок из относительно более вязких слоев и выжиманием пластичных слоев с крыльев на своды. Мощности более вязких слоев — аналогов компетентных слоев — оставались постоянными во всех частях складки. Чемберлин и Шепард (Chamberlin, Shepard, 1923) специально подчеркивают, что в эксперименте со слоями разной компетентности компетентные слои не искажаются в мощности, а некомпетентные искажаются.

Признаки проявления горизонтальных сил обнаруживаются в Верхоянье повсеместно, в любой складке, вне зависимости от положения в той или иной структурной зоне. Большинство примеров приводилось из зон глыбовой складчатости. Тем самым, несмотря на глыбовый характер крупных структур, устанавливается существование единого поля горизонтальных напряжений, действием которых обусловлено образование непосредственно самой системы складок слоистого чехла. Детальным структурным анализом подтверждается мнение Н. П. Хераскова (1938), сформулированное им в общем виде, о существенном влиянии горизонтальных сил на образование структуры Верхоянья.

## Особенности структурного плана

Существование поля горизонтальных напряжений подтверждается общим дугообразным структурным рисунком Верхоянской складчатой системы, линейностью и большой протяженностью зон. Горизонтальные движения очевидны во внешних зонах Верхоянья, в особенности в зоне Abscherung, структура которой обязана своим возникновением почти только одному тангенциальному давлению. Не менее ярко те же усилия проявлены в зоне линейной складчатости. Образование

узких сильно вытянутых, часто изогнутых (в плане) складок может быть объяснено лишь приложением горизонтальных сил.

Об этом же свидетельствуют различия в поведении складчатости в разных участках дугообразной Верхоянской системы. Если на меридиональном отрезке этой дуги наблюдаются меридиональные же системы складок, то на широтном отрезке обнаруживаются косые к простиранию всей системы северо-западные складки, кулисно подставляющие друг друга. Такие эшелонированные структуры, как показал Кемпбэлл (Campbell, 1958), связаны с действием сил, ориентированных под углом к фронту складчатости.

Весьма любопытно, что эти косонаправленные усилия отражаются и во внутренней деформации горных пород. Как показал петроструктурный анализ, проведенный автором и И. М. Сборщиковым, петроструктурные диаграммы кварца на широтном отрезке являются сложными, в них отмечаются два максимума, один из которых имеет «*b*»-поясное расположение, другой совпадает с простиранием складчатых структур (осей складок). Поясной максимум связан с образованием самих складок. Появление максимума вдоль оси складок (случай крайне редкий) может быть объяснено воздействием сил, косых к простиранию складки. Эти силы раскладываются на две составляющие, одна из которых ориентирована перпендикулярно к простиранию структур и вызывает изгибание слоя в складки, другая, перпендикулярная к первой, направлена по простиранию структур. С ней связаны сдвиговые дислокации.

Нетрудно заметить, что для всей Верхоянской складчатой дуги направление тангенциального давления оказывается одним и тем же — субширотным.

Действие горизонтальных сил находит подтверждение в системе диагональных сдвигов на меридиональном отрезке (см. рис. 2). Ее появление в соответствии с существующими воззрениями (Anderson, 1951, Мудди и Хилл, 1960) может быть объяснено только тангенциальными силами, приложенными в направлении биссектрисы угла между сдвигами. Учитывая северо-западную и северо-восточную ориентировку сдвигов, силы действовали в субширотном направлении.

* * *

Таким образом, в складчатых формах запечатлена сложная деформация. С одной стороны, в строении Верхоянья отражаются глыбовые перемещения фундамента. С ними связаны наиболее общие черты морфологии структур, разделение на относительно плоские участки и зоны интенсивных дислокаций. С другой стороны, обнаруживается действие тангенциального стресса, обусловившего смятие чехла, облекающего глыбы фундамента в систему складок.

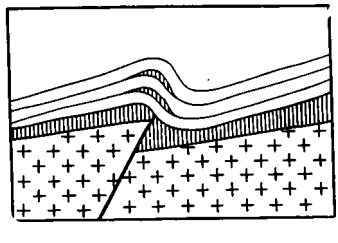

Рис. 12. Образование глыбовых складок в результате движения блоков по наклонным поверхностям (по О. С. Грум-Гржимайло, 1963). Заштриховано—пластичный материал

Оба эти процесса действовали, повидимому, одновременно, и можно думать, что происходили дифференциальные вертикальные движения в обстановке сжатия.

Эти два компонента могли суммироваться в движении блоков основания по наклонным поверхностям. Близкая картина получилась в экспериментах О. С. Грум-Гржимайло (1963) при моделировании глыбовых складок с движением блоков фундамента друг относительно друга не по вертикальным, а наклонным плоскостям (рис. 12).

Учитывая обстановку общего сжатия, можно предполагать, что роль глыбовых перемещений была достаточно пассивной, и сжимающие усилия передавались непосредственно через облекающий эти глыбы слоистый чехол. Не исключено также, что глыбовые перемещения несколько опережали во времени горизонтальные и пр. Однозначного ответа на этот вопрос пока дать невозможно.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье обосновывались следующие два главных вывода.

1. Структура Верхоянья сложная, образована серией зон различной морфологии, в строении которых находят отражение тектонические особенности доверхнепалеозойского основания. Зоны глыбовой складчатости отвечают относительно стабильным участкам фундамента. Зоны линейной складчатости соответствуют подвижным поясам в этом фундаменте.

2. В формировании складчатой структуры принимали участие как вертикальные перемещения блоков фундамента, так и горизонтальное давление, причем в отдельных зонах (глыбовой складчатости) на первый план выходят вертикальные силы, в других (внешних зонах и в зоне линейной складчатости),— напротив, тангенциальные силы. Эта взаимосвязь, казалось бы, противоречивых явлений по существу отражает, если можно так сказать, диалектику складкообразовательного процесса. Однако влияние горизонтальных движений оказывается более впечатляющим по сравнению с вертикальными, роль которых в складкообразовательном процессе представляется пассивной.

### Литература


Ажгирей Г. Д. О механизме складчатости. Сб. Геология и горное дело. Госгеолиздат, М., 1947.

Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд-во Моск. ун-та, 1956.

Атласов И. П. Краткий геологический очерк советской Арктики. Тр. Горно-геол. упр., вып. 33, 1947.

Башарина Н. П., Башарин А. К. Тектоническое развитие Восточного Верхоянья в палеозое. Геология и геофизика, № 5, 1963.

Белоусов В. В. Основные вопросы механизма складкообразования. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 22 (3), 1947.

Белоусов В. В., Черткова В. В. Моделирование складчатости в условиях продольного изгиба. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 30, № 5, 1955.

Белоусов В. В. Проблема происхождения складчатости. В кн. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». Изд-во АН СССР, М., 1962.

Биллингс М. П. Структурная геология. Изд-во иностр. лит., М. 1949.

Вихерт А. В., Возин В. Ф. и др. Геологическое строение и рудоносность Западного Верхоянья. Тр. Якутск. фил. СО АН СССР. Сер. геол., сб. 5, Изд-во АН СССР, М., 1961.

Грум-Гржимайло О. С. Опыт моделирования глыбовых складок хребта Кара-Тау. Тр. Моск. геол.-развед. ин-та, т. XXXIV, 1963.

Еловских В. В. О строении фундамента Верхояно-Колымской геосинклинальной области и его влиянии на металлогению Восточной Якутии. Материалы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, вып. IV, Якутск. книжн. изд-во, 1961.

Зоненшайн Л. П. О несогласиях внутри верхоянского комплекса. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1964 [1].

Зоненшайн Л. П. Нижнемеловая угленосная моласса Приверхоянского краевого прогиба. Сов. геология, № 10, 1964 [2].

Кириллова И. В. Некоторые вопросы механизма складкообразования. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 6 (133), 1949.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилюйской впадины. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 34, 1960.

Косыгин Ю. А. и др. Основные структурные элементы Сибири в позднем докембрии. Геология и геофизика, № 10, 1962.

Кропоткин П. Н. О происхождении складчатости. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы Отд. геол., т. 25, № 5, 1950.

Кузнецова И. М. Выяснение условий возникновения складок продольного расплющивания методом моделирования. В кн. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». Изд-во АН СССР, М., 1962.

Лейпциг А. В. История развития структур восточной окраины Сибирской платформы в мезозое. Геология и геофизика, № 4, 1962.
Лунгерсгаузен Г. Ф. О возрасте Верхоянских гор. Проблемы неотектоники. Тезисы докладов Всес. совещ. по неотектонике. Изд-во Моск. ун-та, 1964.
Михеев Г. И., Яблоков К. В. О тектонике района пологих дислокаций в юго-западных отрогах хребта Полоусный на Северо-Востоке СССР. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1963.
Моралев В. М., Ставцев А. Л. Основные черты тектоники восточной окраины Алданского щита и сопредельных областей. Сб. «Материалы по региональной геологии». Тр. Всес. аэрогеол. треста, вып. 7, 1961.
Мудди Дж., Хилл М. Сдвиговая тектоника. В сб. «Вопросы современной зарубежной тектоники». Изд-во иностр. лит., М., 1960.
Обручев С. В. Очерк тектоники северо-восточной Азии. В кн. «Акад. В. А. Обручеву к 50-летию научной и педагогической деятельности», т. 1, Изд-во АН СССР, М.— Л., 1938.
Пущаровский Ю. М. Стратиграфия и тектоника хр. Сетте-Дебан. Сов. геология, № 59, 1957.
Пущаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозоиды северо-восточной Азии. «Тектоника СССР», т. V, Изд-во АН СССР, М., 1960.
Ситтер Л. У. Структурная геология. Изд-во иностр. лит., М., 1960.
Снятков Л. А., Снятков Б. А. Верхояно-Чукотская складчатая область. В кн. «Геологическое строение СССР», т. III, Госгеолтехиздат, М., 1958.
Спижарский Т. Н. Геологический очерк Лено-Индигирского района. Тр. Аркт. н.-и. ин-та, вып. 87, 1937
Спрингис К. Я. Тектоника Верхоянско-Колымской складчатой области. Изд-во АН СССР, Рига, 1958.
Хераскоп Н. П. Схема тектоники Верхоянской складчатой зоны. Проблемы советской геологии, № 4, 1935.
Хераскоп Н. П., Колосов Д. М. Геология и геоморфология Западного Верхоянья. Тр. Всес. ин-та минер. сырья, вып. 116, 1938.
Шапошников К. К. Строение земной коры на Северо-Востоке СССР по геофизическим данным. Геология и геофизика, № 9, 1962.
Эз В. В. О некоторых закономерностях механизма образования полной складчатости Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 5—6, 1958.
Anderson E. M. The Dinamics of Faulting and Dike Formations, 2-nd edition. Oliver and Boyd. Edinbourgh, 1951.
Belousoff V. V. The Condition of Fold Formation. Intern. Geol. Congr. Rep. 21-th Sess., p. XVIII. «Structure of the Earth's Crust and Deformation of Rocks». Copenhagen, 1960.
Buxtorf A. Geologische beschreibung der Weibenstein Tunnels und seiner Umgebung. Mat. carte géol. Smisse Livr., 21, 1908.
Campbell Y. D. An Echelon Folding. Econ. Geol., v. 53, 1958.
Chamberlin R. T., Shepard F. P. Some Experiment in Folding. J. Geol., v. 31, No. 6, 1923.
Currie I. B., Patnode H. B., Trump R. P. Development of Folds in Sedimentary Strata. Bull. Geol. Soc. America, v. 73, N 6, 1962.
Gonsales-Bonorino F. The Mechanical Factor in the Formation of Schistosity. Rep. of the 21-th Sess. Intern. Geol. Congr., p. XVIII, «Structure of the Earth's Crust and Deformation of Rocks». Copenhagen, 1960.
Koster R. Von Experimentalle Untersuchungen zur Mechanik von Schuppung und Faultung. Rep. of the 21-th Sess. Intern. Geol. Congr., p. XVIII, «Structure of the Earth's Crust and Deformation of Rocks». Copenhagen, 1960.
Mead W. I. The Mechanics of Geological Structures. J. Geol., v. 28, 1920.
Ramsey I. G. The Geometry and Mechanics of Formation of Similar Type Folds. J. Geol., N 3, 1962.
Sitter L. Y. de. Notes on the Mechanism of Folding. Leidsche Geol. Medegeelingen., Deel VIII, 1936.
Willis B. The Mechanics of Appalachian Structures. U. S. Geol. Survey., 13-th Annual. Rep., pt. 2, 1893.

Всесоюзный аэрогеологический трест
Госгеолкома СССР
Москва

Статья поступила
25 ноября 1964 г.

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 2 март — апрель 1965 г.

УДК 551.244(47—13)

Н. А. КРЫЛОВ

# КРУПНЫЕ ЛИНЕЙНЫЕ ПЛАТФОРМЕННЫЕ ДЕПРЕССИИ ЭПИГЕРЦИНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ЮГА СССР

В статье рассматриваются три линейные депрессии — Северо-Туркменская, Манычская и Причерноморско-Североазовская системы прогибов. Дано описание основных черт современного строения и истории мезокайнозойского развития этих депрессий. Установлено принципиальное сходство этих своеобразных платформенных структур. Рассмотрен вопрос о доплатформенной тектонике зон, занятых крупными линейными платформенными депрессиями и показана унаследованность последних от грабенообразных прогибов переходного этапа развития.

Представление о том, что в пределах платформ крупные структуры имеют изометричную — округлую или угловатую форму в настоящее время уже не удовлетворяют тектонистов. Огромный геолого-геофизический материал, накопленный за последние годы, со всей очевидностью показывает, что понятия о сводах и впадинах, синеклизах и антеклизах являются явно недостаточными при тектоническом районировании платформенных территорий. В пределах платформ, особенно молодых, эпипалеозойских, установлено большое количество крупных линейных структур, которые по своим масштабам и сложности строения должны быть отнесены к элементам первого порядка. В то же время по своим особенностям они совершенно не соответствуют определениям свода или впадины.

В пределах эпигерцинской платформы юга СССР крупные линейные структуры развиты чрезвычайно широко. К этой категории тектонических элементов относятся кряж Карпинского, Манычская система прогибов, Мангышлакская и Центрально-Устюртская системы поднятий и ряд других структур. По различию происхождения и особенностям развития в платформенный этап, несомненно, могут быть выделены различные типы линейных тектонических элементов молодых платформ.

Автор сравнивает три линейных депрессии в пределах эпигерцинской платформы юга СССР — Северо-Туркменскую, Манычскую и Причерноморско-Североазовскую системы прогибов, пытаясь выявить общие черты их тектоники.

## I

Северо-Туркменская система прогибов впервые была выделена в качестве единой крупной отрицательной структуры Ю. Н. Годиным (1960) под названием Северо-Туркменского прогиба. При этом Ю. Н. Годин сразу же отметил, что «Северо-Туркменский прогиб — сложная зона, сформированная отдельными впадинами, разделенными поперечными поднятиями и валоподобными выступами фундамента» (стр. 96).

Северо-Туркменская система прогибов имеет протяженность свыше 1200 *км* при ширине около 100 *км*. Она прослеживается от восточного побережья Каспийского моря через Степной Мангышлак, Южный

Устюрт, Северные Каракумы и уходит в Юго-Восточную Туркмению. Простирание этой крупной депрессии в целом запад-северо-западное, но в отдельных местах ее ось простирается почти широтно, в других — почти меридионально. С юга и юго-запада Северо-Туркменская система прогибов сопряжена с Карабогазским сводом, Туаркырским валом, Кумсебшенским поднятием и Центрально-Каракумским сводом. С севера и северо-востока депрессия ограничивается Мангышлакской и Центральной Устюртской системами поднятий и ступенчатым южным склоном Кызылкумо-Нуратинского кряжа (рис. 1).

Северо-Туркменская система прогибов расчленена на отдельные прогибы (с северо-запада на юго-восток): Сегендыкский, Жазгурлинский, Учкудукский, Ассаке-Ауданский, Дарьялык-Дауданский и Заунгузский. Перемычки между этими подчиненными депрессиями имеют характер седловин (Карагиинская и Карынжарыкская) или выступов (Шорджинский и Хивинский), представляющих собой крупные структурные носы с погружающимися к югу шарнирами (рис. 1).

Глубокие скважины, полностью прошедшие платформенный мезокайнозойский чехол или вскрывшие его на большую глубину, бурились лишь в бортовых зонах Северо-Туркменской системы прогибов. О глубинной структуре приосевой части депрессии приходится судить по сейсмическим материалам.

Северо-Туркменская депрессия в целом и составляющие ее прогибы наиболее четко вырисовываются по подошве платформенного чехла (рис. 2). Мощность отложений платформенного комплекса в приосевых зонах прогибов составляют от 3500 до 5500 *м*. В пределах структурных перемычек, разобщающих отдельные прогибы, подошва чехла имеет отметки от 1500 до 4000 *м*. Относительное превышение этих перемычек над наиболее глубокими частями прогибов составляет от 500 до 2000 *м*, а амплитуды прогибов по отношению к поднятиям, обрамляющим Северо-Туркменскую систему с северо-востока и юго-запада, колеблются от 2000 до 5000 *м*. Эти соотношения убедительно указывают на морфологическое единство всей системы прогибов.

Северо-восточный борт Северо-Туркменской депрессии обычно круче, чем противоположный, юго-западный. При этом на значительном своем протяжении он имеет ступенчатый характер. На западе между Беке-Башкудукским валом Мангышлакской системы поднятий и наиболее глубокой частью депрессии выделяется Жетыбайская ступень с глубинами до подошвы платформенного чехла 2500—3000 *м*. Восточнее, в пределах Устюрта, между Центрально-Устюртской системой поднятий и приосевой частью Ассаке-Ауданского прогиба может быть выделена Шахпахтинская ступень. Ступенчатый характер имеет северный борт Дарьялык-Дауданского прогиба, однако структурные ступени поверхности фундамента имеют здесь незначительную ширину. Ступенчатый характер имеет северо-восточный борт Заунгузского прогиба. Здесь по подошве платформенного чехла четко выделяются три ступени: Бухарская, Чарджоуская и Багаджинская, составляющие Бухаро-Хивинскую зону ступенчатого погружения фундамента.

При переходе к более высоким стратиграфическим горизонтам мезокайнозойского чехла резкость проявления и Северо-Туркменской системы прогибов в целом и составляющих ее депрессий последовательно уменьшается. Уменьшаются амплитуды прогибов, более пологими становятся борта депрессии, резкие ступенчатые погружения сменяются более плавными моноклинальными. По кровле юрских отложений вся Северо-Туркменская система прогибов фиксируется достаточно четко, но амплитуды прогибов по отношению к поднятиям северо-востока и юго-запада уменьшаются приблизительно вдвое. В структуре кровли мела (Гарецкий, Самодуров, Шлезингер, Яншнин, 1963) Северо-Туркменская депрессия выражена еще менее резко. Сегендыкский прогиб

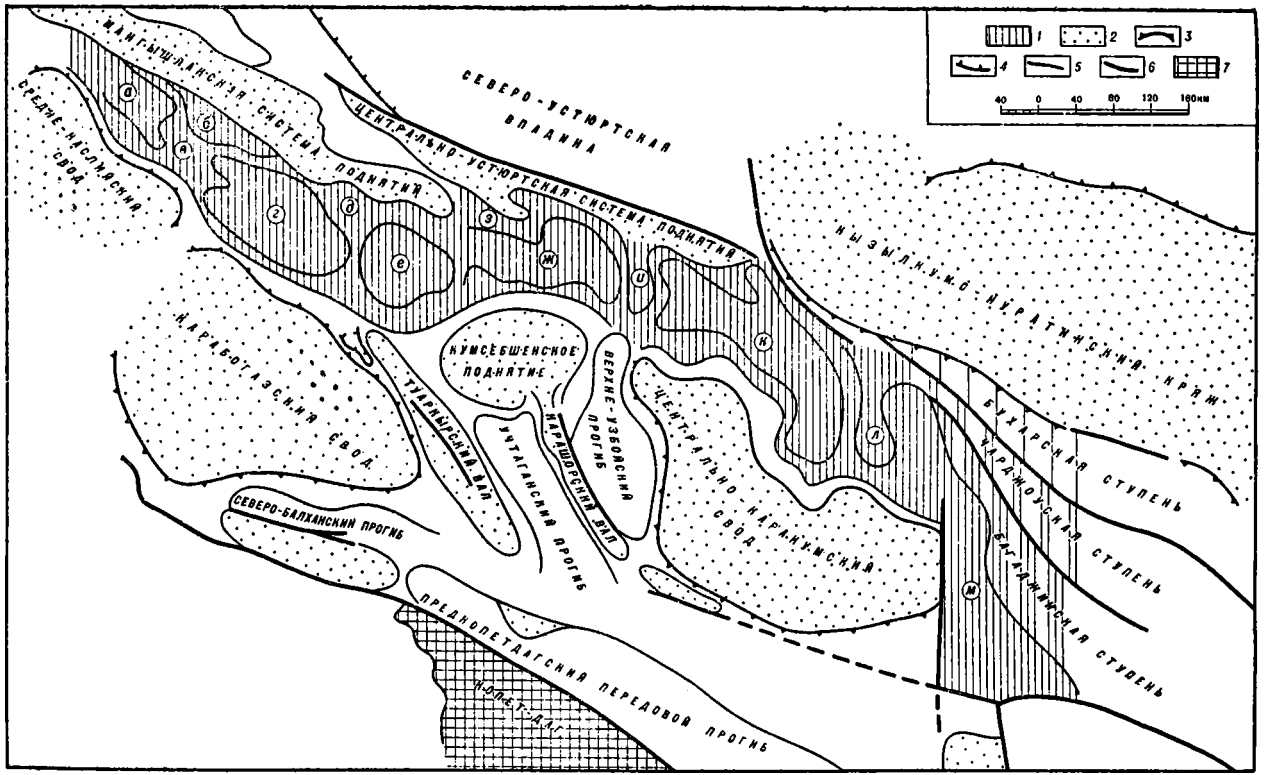


Рис. 1. Обзорная схема Северо-Туркменской системы прогибов и обрамляющих ее структурных элементов:

*1* — Северо-Туркменская система прогибов: *а* — Сегендыкский прогиб, *б* — Карагиинская седловина, *в* — Жетыбайская ступень, *г* — Жазгурлинский прогиб, *д* — Карынжарыкская седловина, *е* — Учкудукский прогиб, *ж* — Ассаке-Ауданский прогиб, *з* — Шахпахтинская ступень, *и* — Шаджинский выступ, *к* — Дарьялык-Даванский прогиб, *л* — Хивинский выступ, *м* — Заунгузский прогиб; *2* — поднятия платформенного чехла запада Средней Азии; *3* — контуры платформенных поднятий первого порядка; *4* — контуры впадин; *5* — контуры прочих структурных элементов; *6* — главнейшие разломы; *7* — альпийская складчатая область Копет-Дага

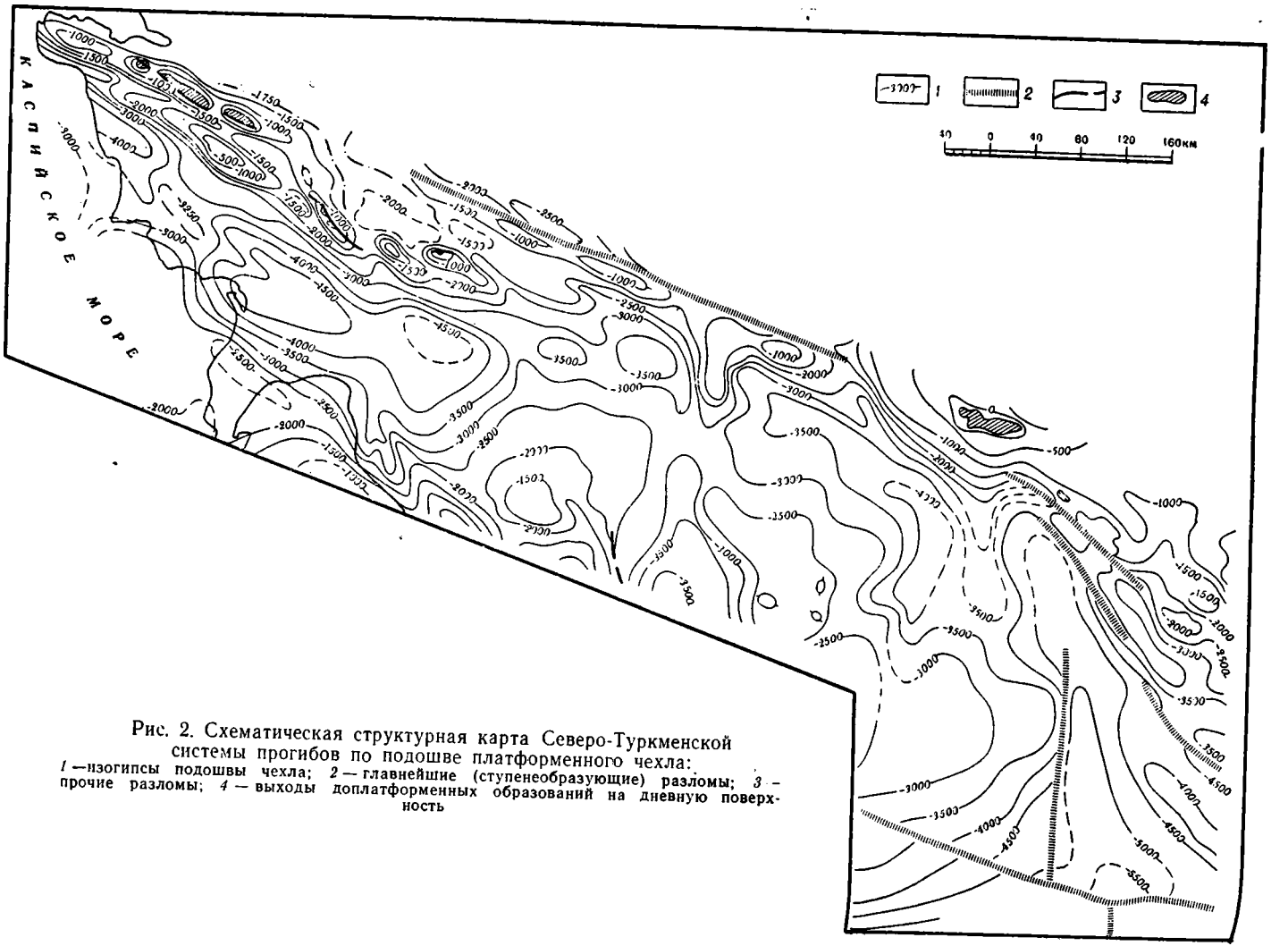


Рис. 2. Схематическая структурная карта Северо-Туркменской системы прогибов по подошве платформенного чехла:

*1* — изогипсы подошвы чехла; *2* — главнейшие (ступенеобразующие) разломы; *3* — прочие разломы; *4* — выходы доплатформенных образований на дневную поверхность

на поверхности меловых отложений вообще не отражается — его сменяет моноклинальное погружение в юго-западном направлении. Амплитуды остальных прогибов второго порядка значительно уменьшаются. Так, в Заунгузском прогибе минимальные отметки подошвы палеогена составляют около — 900 *м*, в Дарьялык-Дауданском около — 700 *м*, в Ассаке-Ауданском и Учкудукском прогибах—500 *м*. Наиболее глубоким прогибом кровли меловых отложений в этой зоне является Жазгурлинский — подошва палеогена залегает здесь в приосевой части на отметках от 1200 до 1300 *м*.

В подошве неоген-четвертичного комплекса более или менее четко выражена только средняя часть Северо-Туркменской системы прогибов, соответствующая Жазгурлинскому, Учкудукскому, Ассаке-Ауданскому и Дарьялык-Дауданскому прогибам второго порядка.

Таким образом, основной особенностью структурных соотношений различных стратиграфических горизонтов в пределах Северо-Туркменской системы прогибов является последовательное выполаживание синклинальных структур вверх по разрезу и их ликвидация в отдельных частях этой крупной линейной зоны.

История формирования Северо-Туркменской системы прогибов в мезозое может быть установлена в настоящее время лишь по наблюдениям за тенденцией изменения мощностей мезозойских горизонтов от поднятий, обрамляющих эту крупную линейную депрессию, к ее бортовым частям и по материалам сейсморазведочных работ, которые дают общее представление о характере изменения мощностей юрских и меловых отложений по нескольким региональным профилям, пересекающим депрессию. О характере изменения мощностей и литофациальных изменений палеогеновых и неогеновых отложений можно судить по материалам структурных и картировочных скважин.

**Изменения мощностей юрских отложений в Северо-Туркменской системе прогибов и в обрамляющих ее поднятиях**

| Поднятие | 0—700 *м* (горный Мангышлак) | 300—850 *м* (Центрально-Устюртская система поднятий) | 0 *м* (Султан-Уиздаг) | 0—70 *м* (Кызылкумо-Нуратинский кряж) |
|---|---|---|---|---|
| Бортовая зона | 1200—1400 *м* (Жетыбайская ступень) | 1100—1200 *м* (Шахпахтинская ступень) | Около 1000 *м* (Ташауз) | 0—700 *м* (Бухарская ступень) 600—1800 *м* (Чарджоуская ступень) 1500—2000 *м* (Багаджинская ступень) |
| Осевая зона | 1700—1800 *м* (Жазгурлинский прогиб) | Около 1500 *м* (Ассаке-Ауданский прогиб) | 1300—1400 *м* (Дарьялык-Дауданский прогиб) | 2000—2600 *м* (Заунгузский прогиб) |
| Бортовая зона | Около 1200 *м* (Чагала-Сор) | — | Около 1000 *м* (склон Центрально-Каракумского свода) | Около 1000 *м* (Склон Центрально-Каракумского свода) |
| Поднятие | 0 *м* (Карабогазский свод) | Около 1000 *м* (Кумсебшенское поднятие) | 150—400 *м* (Центрально-Каракумский свод) | 150—400 *м* (Центрально-Каракумский свод) |

Наиболее интенсивное формирование этой депрессии происходило в юрское время. Приведенные в таблице обобщенные данные об изменении мощностей юрских отложений в нескольких поперечных сечениях Северо-Туркменской системы прогибов показывают, что амплитуда прогибания депрессии по отношению к сопряженным с ней поднятиям колеблется от 1000 до 2500 *м*. Особенно резко возрастают в сторону

прогибов мощности нижней части юрского комплекса — лейаса и догера. При этом в осевой зоне депрессии стратиграфическая полнота юрского разреза увеличивается за счет появления новых горизонтов в низах комплекса и более молодых отложений верхней юры. Сейсмические материалы указывают на принципиальное соответствие характера распределения мощностей юрской толщи современному структурному плану Северо-Туркменской системы прогибов.

В меловое время Северо-Туркменская система прогибов продолжала погружаться интенсивнее, чем сопредельные поднятия. Однако приращение амплитуды прогибов за меловое время было существенно меньшим, чем за юрское. Соответственно и градиенты изменения мощностей меловых отложений в бортовых зонах системы прогибов значительно меньше, чем юрских. Амплитуда погружения Северо-Туркменской депрессии за неоком-аптское время относительно поднятий, сопряженных с ней, составляла 100—700 *м*, за альбский век — 100—400 *м*. Превышение мощностей верхнемелового комплекса в депрессионной зоне по сравнению с поднятиями составляет от 800 до 1000 *м*. Положение зон максимального прогибания в меловое время приблизительно унаследовало положение областей максимальных мощностей юры. Среди прогибов, составляющих Северо-Туркменскую депрессионную зону, в меловое время наиболее интенсивно формировались Жазгурлинский, Заунгузский. С наименьшей четкостью улавливается развитие Дарьялык-Дауданского прогиба. Мощности меловых горизонтов довольно резко увеличиваются в северной бортовой зоне, при движении от Султан-Уиздага к Дарьялык-Дауданскому прогибу, но испытывают лишь очень небольшое сокращение в южной бортовой зоне, при переходе к Центрально-Каракумскому своду.

В пределах Северо-Туркменской системы прогибов весьма четко фиксируется также увеличение мощностей палеогеновых отложений. Более того, в ряде случаев распространение палеогена или, по крайней мере, его верхней части — майкопской свиты и ее стратиграфических аналогов контролируется контурами этой линейной депрессии. Мощности палеогенового комплекса в приосевой зоне Северо-Туркменской системы прогибов колеблются от 500 до 1200 *м*, а на смежных поднятиях или отсутствуют, или не превышают 100—300 *м*. В палеоцен-эоценовое время максимальную амплитуду имело погружение в Заунгузском прогибе. В олигоцене и нижнем миоцене (в майкопское время) наибольшие прогибания были приурочены к Жазгурлинскому прогибу, где в начале олигоцена происходили некомпенсированные погружения (Столяров, Шлезингер, 1962).

Неоген-четвертичный комплекс, начинающийся с отложений среднего и верхнего миоцена, в пределах Туранской плиты повсеместно залегает с размывом на мезозойско-палеогеновых отложениях и образует верхний структурный ярус платформенного чехла. В пределах Северо-Туркменской системы прогибов стратиграфическая глубина предсреднемиоценового размыва обычно сравнительно невелика. Породы верхнего структурного яруса залегают здесь часто на нижнемиоценовых, иногда на олигоценовых и реже на эоценовых отложениях. Начинается же неоген-четвертичный комплекс в западной части этой депрессионной зоны с чокракского горизонта, отсутствующего на смежных поднятиях (Мильничук, 1962), а в восточной части — также, видимо, с более древних горизонтов неогена, чем в поднятых зонах. Таким образом, неоген-четвертичная тектоника в пределах Северо-Туркменской системы прогибов в известной мере унаследовала палеогеновый структурный план. Однако в целом прогибания неоген-четвертичного этапа имели существенно отличный план. Только Жазгурлинский, Учкудукский, Ассаке-Ауданский и Дарьялык-Дауданский прогибы характеризуются максимумами мощностей неоген-четвертичных отложений. Сегендыкский

прогиб оказался на северо-восточном борту более крупной зоны неогеновых погружений, связанной с развитием Терско-Каспийского передового прогиба. Эти интенсивные погружения привели к раскрытию Сегендыкского прогиба, к ликвидации его юго-юго-западного борта не только по палеогеновым, но и по верхнемеловым отложениям (Столяров, Шлезингер, 1962). В неогеновое время происходит значительное смещение осевой зоны Северо-Туркменской системы прогибов к югу. Амплитуды относительного прогибания этой депрессии в неоген-четвертичное время были невелики — десятки и первые сотни метров.

Хотя Северо-Туркменская система прогибов в качестве единой крупной структуры Туранской плиты впервые была выделена Ю. Н. Годиным (1960), существование этой депрессионной зоны было известно и ранее. Западная часть этой депрессии была выделена А. Л. Яншиным (1949, 1951) под названием «Синклинали бессточных впадин», а юго-восточная часть, включающая Дарьялык-Дауданский и Заунгузский прогибы, была названа А. И. Смолко (1934) Хорезмско-Измаильским прогибом. Разграничены эти два крупных и сложно построенных прогиба были по Шорджинскому выступу, который и по последним данным является наиболее высокоподнятой перемычкой в пределах Северо-Туркменской системы прогибов. Однако вряд ли этот выступ, имеющий характер структурного носа с размерами 80×50 *км*, целесообразно считать структурой, разделяющей элементы несравненно более крупные, чрезвычайно сходные и служащие непосредственным продолжением друг друга.

## II

Манычская система прогибов так же пересекает всю Предкавказскую плиту, как Северо-Туркменская — Туранскую. Манычская депрессия прослеживается от южных окраин Донбасса в восток-юго-восточном направлении к Кизлярскому заливу на западном побережье Каспия. На существование прогиба в долине Манычей было указано еще Ф. Ф. Голынцом (1935). Новейшие буровые и геофизические данные позволили установить границы, особенности строения и основные черты истории развития этой структурной зоны (Летавин, 1959; Мирчинк, Крылов, Летавин, Маловицкий, 1963).

Манычская система прогибов имеет протяженность свыше 600 *км* при ширине от 30 до 70 *км*. Она разделена поперечными перемычками на три прогиба второго порядка. Самый западный Тузловско-Пролетарский прогиб протягивается от меридиана Таганрогского залива до г. Сальска. В районе Сальска располагается поперечная седловина, осложненная локальными поднятиями поперечной по отношению к Манычским прогибам ориентировки. Восточнее, в районе оз. Маныч-Гудило, расположен Гудиловский прогиб. Самый восточный прогиб — Восточно-Манычский — отделен от Гудиловского перемычкой, имеющей, видимо, характер седловины.

С севера Манычская система прогибов сопряжена с крупным линейным поднятием — кряжем Карпинского. С юга депрессионная зона окаймляется различно ориентированными и частично разобщенными поднятиями: Азовским выступом, Сальским валом, Ставропольским сводом и Прикумским поднятием. Северный борт Манычской депрессии более крутой и почти на всем протяжении сопровождается разрывами и крутыми флексурами (рис. 3).

Наиболее четко Манычская система прогибов фиксируется по подошве платформенного комплекса отложений, которая залегает здесь на абсолютных глубинах от 1000 до 4000 *м*. В целом мощности осадочного чехла увеличиваются с запада на восток, и каждый более восточный прогиб характеризуется более низкими отметками подошвы платформенного покрова. Тем не менее синклинальная структура Восточно-Манычского прогиба выражена наименее резко.

В более молодых горизонтах чехла Манычская система прогибов выражена менее четко. В кровле нижнемеловых отложений, например, Тузловско-Пролетарский прогиб имеет характер структурной ложбины, открывающейся близ г. Сальска к югу, Восточно-Манычский прогиб практически не отражается, так как он лишен южного борта, и только Гудиловский прогиб имеет ясное синклинальное строение. В кровле эоценовых отложений выражен один лишь Гудиловский прогиб. Последний прослеживается и в более молодых горизонтах палеогена и

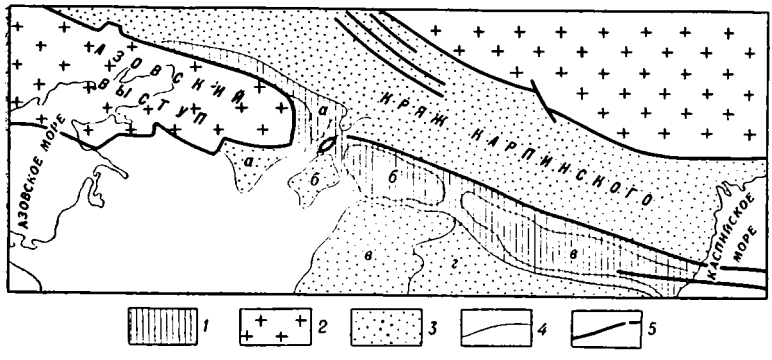


Рис. 3, обзорная схема Манычской системы прогибов и обрамляющих ее структурных элементов:

*1* — Манычская система прогибов: *а* — Тузловско-Пролетарский, *б* — Гудиловский, *в* — Восточно-Манычский; *2* — Русская платформа; *3* — поднятия эпигерцинской платформы: *а* — Калниболотский выступ, *б* — Сальский вал, *в* — Ставропольский свод, *г* — Прикумское поднятие; *4* — контуры структурных элементов, *5* — основные разломы

неогена и достаточно четко отражается даже в современном рельефе. Однако амплитуда Гудиловского прогиба от более древних горизонтов чехла к более молодым существенно сокращается. Так, по подошве платформенного комплекса амплитуда Гудиловского прогиба по отношению к Ставропольскому своду составляет около 1500 *м*, по кровле альба около 800 *м*, а по кровле эоцена не более 500 *м*.

Несмотря на очевидное единство Манычской системы прогибов в современном структурном плане, отдельные прогибы, составляющие эту депрессионную зону, имели, по-видимому, различную историю формирования. Восточно-Манычский прогиб наметился в нижне-среднеюрское время и продолжал активно развиваться до альбского века включительно. В более поздние этапы формирование этого прогиба почти прекратилось. Гудиловский и Тузловско-Пролетарский прогибы начали развиваться, видимо, лишь в нижнемеловое время и продолжали формироваться в верхнемеловую эпоху и палеоцен-эоценовое время. Наибольшую активность сохранил Гудиловский прогиб, который продолжал интенсивно углубляться и в неогеновое время.

С чем связано видимое прекращение формирования Восточно-Манычского и Тузловско-Пролетарского прогибов в кайнозое? Это явление объясняется интенсивными погружениями, охватившими южную часть Предкавказской плиты и создавшими значительный региональный наклон к югу в пределах Западного и Восточного Предкавказья. Формирование этих региональных наклонов особенно существенно проявлялось, начиная с олигоцена, и было обусловлено главным образом развитием Терско-Каспийского и Индоло-Кубанского передовых прогибов. Развитие регионального погружения слоев привело к раскрытию Тузловско-Пролетарского и, особенно, Восточно-Манычского прогибов

в южном направлении. Вместе с тем геоморфологические данные указывают на то, что тенденции к прогибанию сохранились в большей части этой депрессионной зоны до настоящего времени.

## III

Бо́льшая часть Причерноморско-Североазовской системы прогибов располагается в пределах акватории Черного и Азовского морей. Эта депрессионная зона протягивается от левобережья нижнего течения Дуная через северо-западный сектор Черноморского бассейна, Сиваш, северную часть Азовского моря на Ейский полуостров в западном Предкавказье. Протяженность ее составляет около 850 *км*, а ширина не превышает 60 *км*.

Существование этой линейной платформенной депрессии установлено главным образом благодаря геофизическим работам и, в первую очередь, морским геофизическим исследованиям (Чирвинская и Гуревич, 1959; Маловицкий, 1962). Только на самом западе, в нижнем течении Дуная, и на крайнем востоке, на Ейском полуострове, строение депрессии освещено материалами бурения.

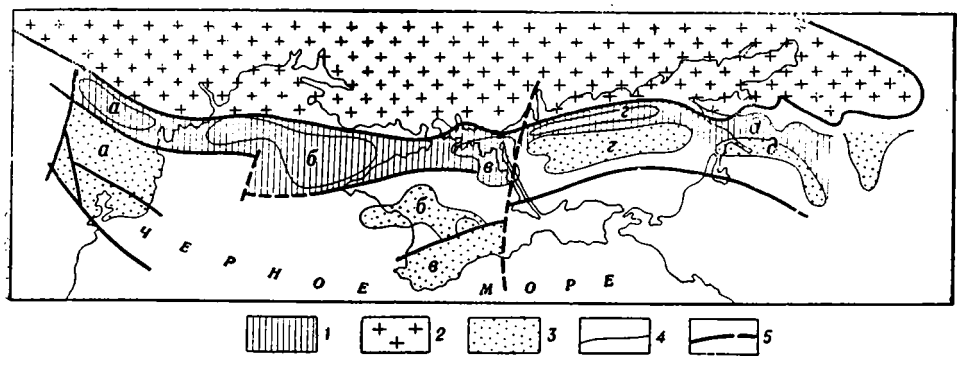


Рис. 4. Обзорная схема Причерноморско-Североазовской системы прогибов и обрамляющих ее структурных элементов:

*1* — Причерноморско-Североазовская система прогибов: *а* — Преддобруджинский (Придунайский), *б* — Каракинитский, *в* — Сивашский, *г* — Североазовский, *д* — Ейский; *2* — Русская платформа; *3* — поднятия эпигерцинской платформы: *а* — Добруджа, *б* — Тарханкутский вал, *в* — Горный Крым, *г* — Азовский вал, *д* — Каневско-Березанский вал; *4* — контуры структурных элементов; *5* — основные разломы

Имеющиеся материалы со всей очевидностью указывают на то, что эта прогнутая зона расчленяется на ряд прогибов второго порядка, разделенных седловидными перемычками (рис. 4). С запада на восток здесь выделяются Преддобруджинский или Придунайский (по М. В. Муратову и др., 1962), Каракинитский, Сивашский, Северо-Азовский и Ейский прогибы.

Глубины до подошвы осадочного платформенного чехла в пределах Причерноморско-Североазовской системы прогибов составляют от 2,5 до 4,5 *км*. С севера рассматриваемая линейная депрессия ограничена на всем своем протяжении Украинским кристаллическим щитом и его восточным погруженным окончанием — Азовским выступом. С юга она сопряжена с различно ориентированными поднятиями эпигерцинской платформы. Прогибы Причерноморско-Североазовской зоны достаточно четко фиксируются по мезозойскому комплексу пород и, видимо, в большинстве случаев отражаются в структуре палеоцен-эоценовых отложений. Майкопские и неогеновые породы обычно образуют региональную моноклиналь с падением на юг (Маловицкий, 1962).

Прогибание этой платформенной депрессии в разных ее частях началось в разное время. Самый западный прогиб второго порядка —

Преддобруджинский (Придунайский) контролирует распространение лейасовых отложений, которые, видимо, выполняют грабен (Сухаревич, 1956). Средне-, верхнеюрские отложения распространены более широко, но в пределах прогиба имеют бо́льшие мощности. Самый восточный прогиб — Ейский — четко фиксируется увеличенными мощностями альбского яруса, верхнемеловых и палеоцен-эоценовых отложений. Отложения более древние, чем альбские, на территории северо-западного Предкавказья и Ейского прогиба, в частности, имеют небольшие мощности и спорадическое распространение. Комплекс геолого-геофизических материалов позволяет считать, что временем интенсивного формирования Причерноморско-Североазовской системы прогиба в целом является мезозой (с начала платформенного осадконакопления) и первая половина палеогена.

## IV

Приведенные сведения об особенностях современного строения и главнейших этапах истории структурного развития показывают поразительное сходство трех крупных линейных платформенных депрессий — Северо-Туркменской, Манычской и Причерноморско-Североазовской.

Действительно, все три депрессии имеют протяженность в многие сотни километров при ширине в десятки километров. Амплитуды этих депрессий по отношению к окружающим их поднятиям составляют от 1 до 5 *км*. Все эти депрессии представляют собой сложно построенные структуры — системы прогибов, разделенные перемычками.

И Северо-Туркменская, и Манычская, и Причерноморско-Североазовская системы прогибов являются древними платформенными структурами,— их развитие отражается в изменении мощностей самых нижних горизонтов осадочного платформенного чехла. Интенсивное формирование этих своеобразных структур происходило в мезозое и, по крайней мере, в первой половине палеогена. При этом с течением геологического времени темп формирования обычно уменьшался. Особенности истории развития Северо-Туркменской, Манычской и Причерноморско-Североазовской систем прогибов определенным образом сказались на характере структурных соотношений различных стратиграфических горизонтов. Все рассматриваемые депрессии наиболее резко отражаются в строении подошвы платформенного комплекса и последовательно выполаживаются с переходом к более высоким горизонтам. Все это позволяет выделить их в один особый тип платформенных депрессий первого порядка.

Основное, на наш взгляд, различие в тектонике Северо-Туркменской, Манычской и Причерноморско-Североазовской систем прогибов заключается в неодинаковой выраженности их в кайнозойских горизонтах. Однако это отличие связано главным образом с внешними факторами — формированием региональных наклонов, обусловленных развитием мобильной альпийской зоны.

## V

Сходство строения и основных закономерностей формирования трех описанных платформенных депрессий наводит на предположение об их более глубоком единстве. В связи с этим постараемся проанализировать предысторию зон, занятых Северо-Туркменской, Манычской и Причерноморско-Североазовской системами прогибов.

В осевой зоне Северо-Туркменской системы прогибов осадочный платформенный чехол нигде, как уже указывалось, скважинами полностью не пройден. Но в пределах северного борта Жазгурлинского и Ассаке-Ауданского прогибов под юрскими терригенными породами

глубокие скважины вскрыли породы, отнесенные по характерным литологическим признакам к пермо-триасу. Это пестроцветные песчано-алевритово-глинистые отложения, характеризующиеся бо́льшим уплотнением, чем перекрывающие их юрские породы. Материалы региональных сейсморазведочных работ позволили определить в основных чертах распространение и характер изменения мощностей пермо-триасового комплекса.

В пределах Ассаке-Ауданского прогиба пермо-триасовые отложения выполняют грабен. Этот пермо-триасовый грабен имеет значительно меньшую ширину, чем платформенный Ассаке-Ауданский прогиб, и несколько смещен к северу относительно оси платформенного прогиба (рис. 5). Мощности пермо-триасового комплекса вдоль оси этого грабена в зоне Ассаке-Ауданского прогиба меняются по данным сейсморазведки КМПВ от 1 до 6 *км*.

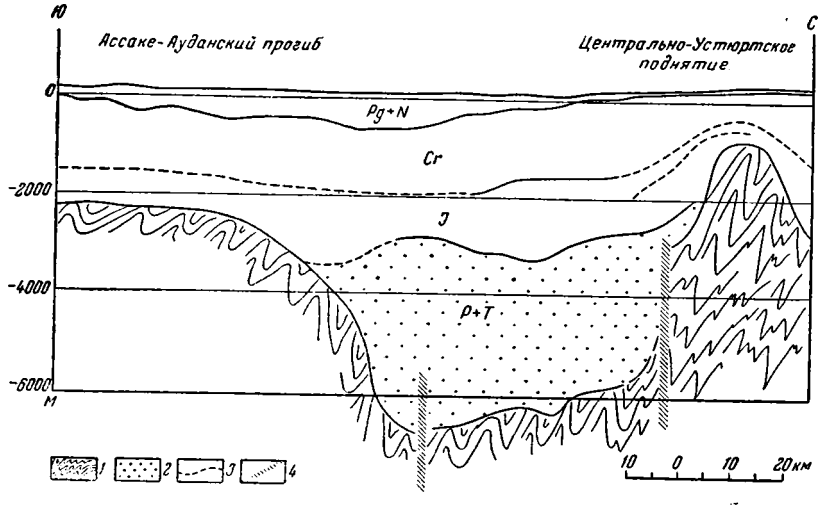


Рис. 5. Геолого-геофизический профиль через Ассаке-Ауданский прогиб (по материалам треста «Спецгеофизика»):

*1* — палеозойский (доверхнепермский) фундамент; *2* — пермо-триас; *3* — преломляющие горизонты; *4* — основные разломы

В западном направлении мощности пермо-триаса возрастают, а ширина зоны его распространения значительно увеличивается. Глубокий желоб в теле герцинского фундамента, выполненный пермо-триасовым комплексом, от северного борта Ассаке-Ауданского прогиба тянется в западном направлении, в сторону горного Мангышлака — платформенной Мангышлакской зоны поднятий, а еще далее к западу пересекает Каспийское море и протягивается в зоне Манычской системы мезо-кайнозойских платформенных прогибов (Мирчинк, Крылов, Летавин, Маловицкий, 1961, 1962). Район современного горного Мангышлака представлял собой наиболее глубокую часть этого, видимо, единого пермо-триасового грабена. Именно в этом Мангышлакском секторе пермо-триасового трога и произошла в конце триаса интенсивная местная складчатость. В Ассаке-Ауданском прогибе и Манычской зоне пермо-триасовые отложения залегают очень полого и мало отличаются по углам наклона слоев от юрских пород.

Учкудукский, Жазгурлинский и Сегендыкский мезо-кайнозойские прогибы сильно смещены к югу от зоны максимальных погружений пермо-триасового времени и интенсивной складчатости верхнего триаса. Эти платформенные прогибы располагаются в пределах южного борта пермо-триасовой депрессии. На территории степного Мангышлака под глубокими юрско-палеогеновыми прогибами мощности пермо-триасово-

го комплекса последовательно сокращаются в южном направлении до полного выклинивания на склоне Карабогазского свода.

Наличие пермо-триасового трога в зоне Манычей в самое последнее время было подтверждено результатами сейсмических работ НИЛНефтегаза. Судя по небогатому еще комплексу данных, пермо-триасовый грабенообразный прогиб располагается непосредственно под осевой зоной платформенной Манычской депрессии, но имеет меньшую ширину, чем платформенные прогибы. Мощности пермо-триаса в Манычской зоне, видимо, колеблются от 1000 до 2000 *м*.

К востоку от Ассаке-Ауданского прогиба, в пределах современного Шорджинского выступа, пермо-триасовые отложения сильно сокращаются в мощности (сообщение Р. И. Абрамсона). Но еще восточнее, уже в пределах Дарьялык-Дауданского прогиба, сейсмические исследования вновь намечают грабенообразную депрессию, выполненную предположительно пермо-триасом мощностью до 3—5 *км*. Анализ гравиметрических материалов указывает на смещение пермо-триасового (?) грабена к северному борту платформенного Дарьялык-Дауданского прогиба.

В самой юго-восточной части Северо-Туркменской зоны, в пределах Заунгузского прогиба, по данным сейсморазведочных работ по региональному профилю Кара-Богаз-Гол — Фараб также развиты пермо-триасовые отложения большой мощности. По материалам указанного профиля пермо-триасовая (?) толща довольно резко выклинивается на бортах Заунгузского прогиба.

Интенсивная складчатость геосинклинального характера, охватывающая пермо-триас центральной части полуострова Мангышлак, считалась явлением исключительным, не имеющим равноценных аналогов в других грабенообразных прогибах, выполненных верхнепермско-триасовыми, триасовыми или триасово-нижнеюрскими породами в пределах зон герцинской консолидации (Крылов, Дитмар, Летавин, 1964). Новые данные по Западному Предкавказью показали, что в пределах Каневско-Березанского вала и Ейского прогиба под платформенным чехлом залегают интенсивно дислоцированные песчано-глинистые сероцветные породы верхнетриасового возраста. Есть основания предполагать, что Каневско-Березанскому платформенному поднятию соответствует глубокий прогиб поверхности герцинского складчатого основания, выполненный толщей триасовых (или пермо-триасовых) отложений, претерпевших локальную складчатость в самом конце триаса. В западном направлении шарнир Каневско-Березанского вала погружается, но приблизительно на его продолжении фиксируется новое платформенное поднятие — Азовский вал. Располагается ли Азовский вал над грабеном, выполненным складчатым триасом или пермо-триасом, или над линейным горстовидным поднятием поверхности доверхнепермского фундамента? Этот вопрос не может быть решен в настоящее время достаточно определенно. Но еще западнее, уже в пределах Каракинитского прогиба, сейсмические исследования дают основание предполагать наличие глубокого и относительно узкого прогиба, выполненного доюрскими слоистыми и практически неметаморфизованными породами. Наконец, в самой западной депрессии Причерноморско-Североазовской системы прогибов — в пределах Придунайского прогиба — под платформенной структурой установлен грабен, заполненный триасовыми породами.

Эти данные о структурах, располагающихся под рассматриваемыми платформенными мезокайнозойскими депрессиями, достаточно ясно показывают, что и Северо-Туркменская, и Манычская, и Причерноморско-Североазовская системы прогибов сформировались над грабенообразными депрессиями, выполненными пермо-триасовыми или триасовыми отложениями. По мнению автора, верхняя пермь и триас в областях

верхнепалеозойской складчатости представляли собой особый переходный этап развития, характеризующийся определенными особенностями тектонического режима. Наиболее характерной чертой развития в этот этап является формирование глубоких и узких грабенов и грабенообразных прогибов.

Наследование платформенными прогибами пермо-триасовых трогов не является идеально точным. Часто грабены переходного этапа развития имеют существенно меньшую ширину, чем платформенные прогибы, и в таком случае иногда наблюдается несовпадение положения осей грабена и платформенного прогиба. Если в пределах пермо-триасового трога произошла складчатость, как, например, на Мангышлаке и в северо-западном Предкавказье, то платформенный прогиб развивается в бортовой зоне этого трога.

Однако, несмотря на отсутствие точного совпадения трогов переходного этапа и платформенных прогибов, связь этих различных депрессий очевидна. Таким образом, три рассмотренные линейные платформенные депрессии не только сходны по морфологии и основным особенностям развития, но и имеют одинаковый генезис — наследуют однотипные структуры доплатформенного этапа развития.

Грабенообразные депрессии, как уже отмечено, являются наиболее характерными структурами переходного этапа развития зон герцинской консолидации. При этом грабены, выполненные переходным комплексом отложений (породами второго структурного яруса фундамента, или — по Н. С. Шатскому (1951) — нижнего структурного яруса платформенного чехла) имеют различные масштабы. Но, независимо от размеров, они сформированы в основном у крупных древних разломов (Крылов, Дитмар, Летавин, 1964). Триасовые (или пермо-триасовые?) грабены, скрытые под платформенной Причерноморско-Североазовской системой прогибов, и пермо-триасовые грабены, располагающиеся в основании Манычской и Северо-Туркменской депрессий, в полном соответствии с общим правилом, также приурочены к крупным тектоническим швам древнего, доверхнепермского структурного плана.

Причерноморско-Североазовская система прогибов скрывает контакт герцинской складчатой области и Украинского массива Русской допалеозойской платформы. Именно в зоне этого контакта, который, судя по всем данным, имел характер краевого шва, и заложился триасовый грабен или система грабенов, составляющие единую зону (Маловицкий, 1964).

Манычская зона пермо-триасового грабена сформировалась у крупного и весьма древнего разлома, который в довизейское время играл роль границы между Русской платформой и палеозойской геосинклинальной областью Предкавказья (Маловицкий, Летавин, 1960).

Анализ геофизических данных (Гарецкий, Шрайбман, 1960; Коц, Теплицкий, 1963) с большой достоверностью показывает, что пермо-триасовые троги, располагающиеся под платформенными прогибами Северо-Туркменской зоны, также развились у крупных разломов доверхнепермского структурного плана. При этом особо следует отметить, что под Северо-Туркменской платформенной депрессией скрыты по крайней мере две различных зоны древних палеозойских разломов. Одна из них имеет субширотное простирание и протягивается от северного погружения платформенной Мангышлакской системы поднятий к южному склону Султан-Уиздага. Вторая имеет субмеридиональное простирание и прослеживается под Заунгузским прогибом по линии смены простираний магнитных аномалий (Коц, Теплицкий, 1963).

Конечно, далеко не все грабенообразные прогибы переходного этапа наследуются в структуре платформенного чехла в виде гораздо более плоских, но четко линейных депрессий. Челябинский грабен в западной, Приуральской, части Западно-Сибирской плиты, выполненный

верхнепермскими (?), триасовыми и отчасти лейасовыми отложениями, односторонние грабены внутренней зоны Аппалачей, заполненые красноцветными породами триасовой серии Ньюарк, и многие другие практически не наследуются в структуре платформенного чехла. Отражение в тектонике платформенного комплекса, видимо,— особенность только крупнейших трогов переходного этапа развития.

## VI

Итак, проведенный анализ позволил наметить особый тип крупных структур платформенного чехла молодых плит — крупные линейные депрессии, соизмеримые по размерам с впадинами, но характеризующиеся по крайней мере десятикратным превышением длины над шириной. Выясняется, что эти особые платформенные структуры наследуют крупные грабенообразные прогибы переходного или предчехольного (по В. Н. Соболевской, 1962) этапа развития. Последние в свою очередь формируются в зонах древних разломов. Таким образом, выделение платформенных структур этого типа позволит не только более обоснованно проводить тектоническое районирование молодых плит, но и предсказывать некоторые важные особенности доплатформенной структуры, скрытой под многокилометровой толщей мезо-кайнозойского чехла.

Вряд ли целесообразно для структур рассматриваемого типа вводить новый термин — лучше всего называть их системами или зонами прогибов. Ни к рассмотренным платформенным депрессиям, ни к грабенам или грабенообразным прогибам, которые наследуются в структуре чехла, нецелесообразно применять название авлакоген, поскольку это понятие, предложенное Н. С. Шатским в последний год жизни, в настоящее время утратило смысл из-за привлечения его к совершенно разнородным структурам, не сопоставимым ни по строению, ни по генезису.

### Литература


Бабаев А. Г., Федотов Ю. А. Структурно-тектонические предпосылки нефтегазоносности Кара-Калпакии. Узб. геол. ж., № 5, 1960.

Гарецкий Р. Г., Самодуров В. И, Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Тектоника платформенного чехла Туранской плиты. В кн. «Проблемы региональной тектоники Евразии». Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 92, 1963.

Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты (Западный Казахстан). Изд-во АН СССР, М., 1960.

Годин Ю. Н. Глубинное геологическое строение западной части Средней Азии по данным геофизических исследований. В кн. «Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии». Гостоптехиздат, М., 1960.

Голынец Ф. Ф. Калмыцко-Сальские степи. В кн. «Природные газы СССР». ОНТИ, 1935.

Коц В. Г., Теплицкий В. А. Тектоническое районирование Восточной Туркмении по данным геофизических исследований. Геол. нефти и газа, № 5, 1963.

Крылов Н. А., Дитмар В. И., Летавин А. И. Об особенностях переходных комплексов зон герцинской и каледонской консолидации. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1964.

Летавин А. И. Новые данные о складчатом основании Предкавказья. Новости нефт. техники, геология, № 7, 1959.

Маловицкий Я. П. Тектоника и история геологического развития Азовского моря Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники. Изд-во АН СССР, М., 1962.

Маловицкий Я. П. Тектоника акваторий южных морей СССР и перспективы их нефтегазоносности (по данным морских геофизических исследований). Автореф. докт. дис. М., 1964.

Маловицкий Я. П., Летавин А. И. О палеозойской истории Донбасской промысловой зоны. Докл. АН СССР, т. 133, № 5, 1960.

Мильничук В. С. Структурные и фациальные особенности неогеновых отложений Закаспия. Тр. МИНХиГП, вып. 36, 1962.

Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. О Манычско-Каратауском грабене. Докл. АН СССР, т. 141, № 4, 1961.

Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. О распространении и условиях залегания переходного комплекса в районах эпигерцинской платформы, прилегающих к Каспийскому морю. Докл. АН СССР, т. 146, № 4, 1962.

Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. Тектоника Предкавказья. Гостоптехиздат, М., 1963.

Муратов М. В., Микунов М. Ф., Чернова Е. С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы. Изв. высш. учебн. завед., Геология и разведка, № 11, 1962.

Наливкин В. Д. Сравнительная характеристика тектонических структур Западно-Сибирской и Скифско-Туранской плит. Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники. Изд-во АН СССР, М., 1962.

Смолко А. И. Геологические наблюдения в Западном Приаралье и восточной части Усть-Урта. В кн «Труды первой конференции по изучению производительных сил Кара-Калпакской АССР», т. I, Кара-Калпакия. ОНТИ, Л., 1934.

Соболевская В. Н. Об этапах тектонического развития огражденных эпипалеозойских плит. Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники, Изд-во АН СССР, М., 1962.

Столяров А. С., Шлезингер А. Е. Тектоника и основные черты развития структурного плана Южно-Мангышлакского плато. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геол., № 3, 1962.

Сухаревич П. М. О стратиграфии и литологии юрских отложений юго-западной части Причерноморской впадины. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1956.

Чирвинская М. В., Гуревич Б. Л. К вопросу о тектонике Причерноморской впадины. Сов. геология, № 4, 1959.

Шатский Н. С. Мезо-кайнозойская тектоника центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности. В сб. «Памяти акад. А. Д. Архангельского». Изд-во АН СССР, М., 1951.

Яншин А. Л. Объяснительная записка к листу L-40. Геологическая карта СССР в масштабе 1 : 1 000 000. Госгеолиздат, М., 1949.

Яншин А. Л. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу. В сб. «Памяти акад. А. Д. Архангельского». Изд-во АН СССР, М., 1951.

Институт геологии и разработки
геологии горючих ископаемых
Госкомитета нефтедобывающей
промышленности и АН СССР

Статья поступила
24 ноября 1964 г.

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 2 март — апрель 1965 г.

УДК 551.247(574.1)

Л. Ф. ВОЛЧЕГУРСКИЙ и В. С. ЖУРАВЛЕВ

# СТРУКТУРНЫЕ СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ СОЛЯНЫМИ КУПОЛАМИ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

## (на примере семейства соляного купола Санкебай-Круглый)

На примере соляного купола-гиганта Санкебай-Круглый и сопровождающих его соляных куполов-спутников в статье раскрываются пространственные и временные соотношения между соляными куполами Прикаспийской впадины, устанавливается возможность выделения среди них первичных соляных куполов и соляных куполов более поздних генераций, а также определения первоначальных мощностей соленосных толщ, пластическое перераспределение которых привело к формированию этих структур.

До недавнего времени почти все вопросы, связанные с формированием и пространственным положением соляных куполов Прикаспийской впадины, ставились и в той или иной мере решались применительно к промысловому району южной Эмбы, охватывающему территорию от низовий рек Эмба и Сагиз до северо-восточного побережья Каспийского моря. Соляные купола обширных пространств междуречья Урала и Волги, перекрытых мощными (до 500—600 *м*) верхнеплиоценовыми и четвертичными отложениями, за редкими исключениями оставались совершенно неизученными. Даже положение большинства из них было определено исключительно по данным гравиметрии. Только с конца пятидесятых годов нашего века здесь в большом объеме проводятся геологосъемочные и сейсморазведочные работы, результаты которых уже сейчас позволяют определить пространственные и временные соотношения, существовавшие при формировании соляных куполов. Эти соотношения именно здесь, в области максимальных глубин залегания подсолевого ложа, устанавливаются наиболее отчетливо. Мы попытаемся показать их на примере семейства соляного купола Санкебай-Круглый.

Соляной купол Санкебай-Круглый является одним из наиболее крупных соляных куполов Прикаспийской впадины. Он расположен в основном на правобережье р. Урал между пос. Мергеневский и пос. Калмыково. Ранее, по данным гравиразведки, здесь было намечено положение нескольких соляных куполов: Круглого, Лебяженского, Сахарного, Мимбая, Санкебая, Итмуруна, Бискудука. Однако данные картировочного бурения и сейсморазведки показали, что здесь в действительности имеется единый огромный соляной купол, площадь разветвленного соляного массива которого составляет 2200 *км*$^2$ при его высоте над подсолевым ложем до 9 *км* и более. По доверхнеплиоценовому срезу свод этого купола прослеживается на абсолютных отметках от —500 до —700 *м*, но в пяти местах он осложнен выступами соляного массива, достигающими абсолютных отметок —350 *м*. Помимо выступов, в пределах свода купола отмечены небольшие по площади понижения кровли соли до абсолютных отметок —1500 *м*. Положение и ориентировка выступов соляного массива подчеркивает его общее

простирание. Изменения простирания позволяют наметить три ветви единого соляного массива — восточную, северную и западную. Восточная его ветвь от района пос. Круглый протягивается на 75 *км* в северо-западном направлении вдоль р. Урал вверх по ее течению. На северо-западе она смыкается с северной ветвью массива, которая простирается почти широтно, но на западе резко отклоняется к югу и переходит в дугообразно изогнутую западную ветвь соляного массива. От восточной и северной ветвей соляного массива отходят по два соляных

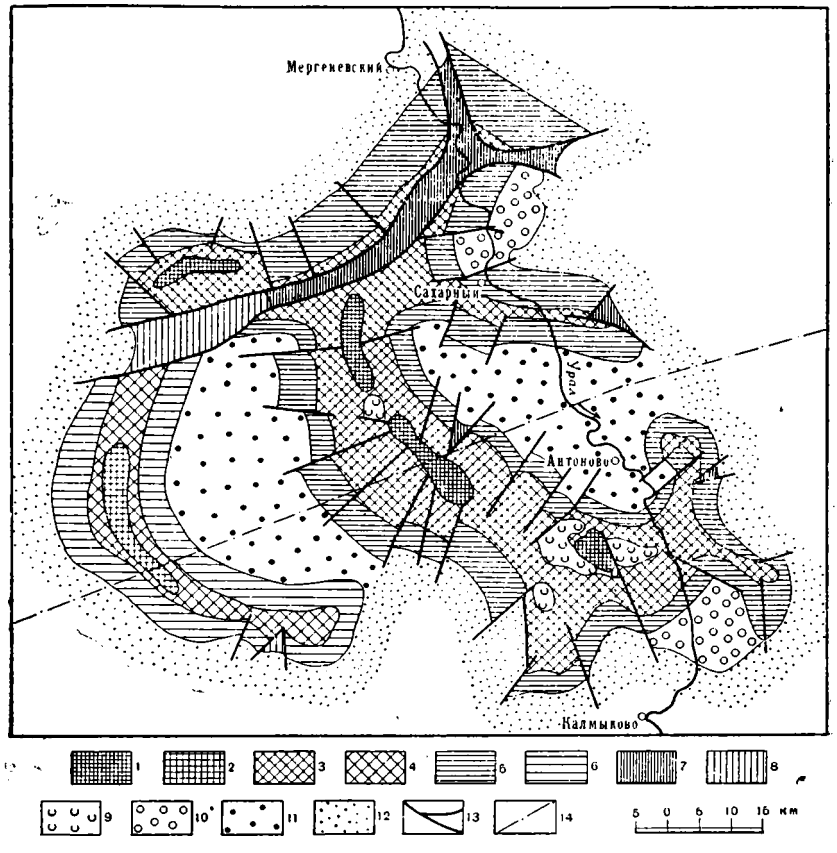


Рис. 1. Тектоническая схема соляного купола Санкебай-Круглый (по доверхнеплиоценовому срезу):

*1* — выходы соляного массива купола на доплиоценовую поверхность по данным бурения и сейсморазведки; *2* — то же, по данным гравиметрии; *3* — свод купола по данным бурения и сейсморазведки; *4* — то же, по данным гравиметрии; *5* — крылья купола по данным бурения и сейсморазведки; *6* — то же, по данным гравиметрии; *7* — грабен купола по данным бурения и сейсморазведки; *8* — то же, по данным гравиметрии; *9* — вдавленные компенсационные мульды; *10* — сопряженные компенсационные мульды; *11* — обрамленные межкупольные депрессии; *12* — внутренние края раскрытых межкупольных депрессий; *13* — дизъюнктивные нарушения (сбросы); *14* — направление сейсмо-геологического профиля АБ

отрога, переходящих на левый берег р. Урал между пос. Калмыково и пос. Антоново (от восточной ветви), а также в районе пос. Сахарный и южнее пос. Мергеневский (от северной ветви). Таким образом, соляной массив купола-гиганта Санкебай-Круглый в плане испытывает два резких изгиба, определяющие положение его ветвей (рис. 1). В этой связи представляется неубедительным утверждение А. П. Шафранова и В. П. Аврова (1963) о том, что его восточная ветвь является самостоятельным Лебяженским соляным гребнем (антиклиналью).

Склоны соляного массива купола-гиганта Санкебай-Круглый крутые, с углами наклона до 80—85°, и обычно имеют ступенчатое строе-

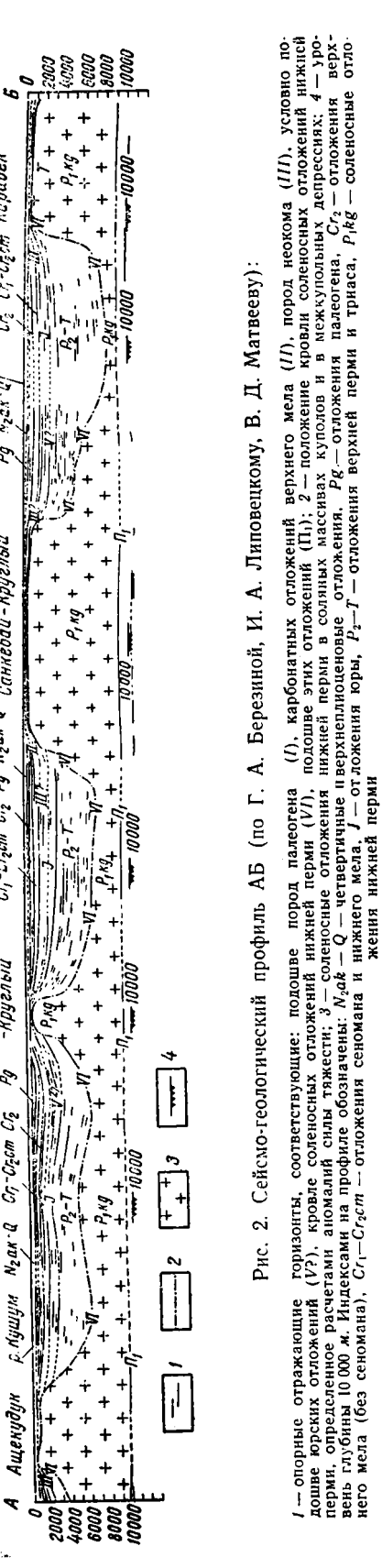


Рис. 2. Сейсмо-геологический профиль АБ (по Г. А. Березиной, И. А. Липовецкому, В. Д. Матвееву):

*1* — опорные отражающие горизонты, соответствующие: подошве пород палеогена (*I*), карбонатных отложений верхнего мела (*II*), пород неокома (*III*), условно подошве юрских отложений (*VI*), кровле соленосных отложений нижней перми (*VI*), подошве этих отложений ($П_1$); *2* — положение кровли соленосных отложений нижней перми, определенное расчетами аномалий силы тяжести; *3* — соленосные отложения нижней перми в соляных массивах куполов и в межкупольных депрессиях; *4* — уровень глубины 10 000 *м*. Индексами на профиле обозначены: $N_2ak$ — *Q* — четвертичные и верхнеплиоценовые отложения. *Pg* — отложения палеогена, $Cr_2$ — отложения верхнего мела (без сеномана), $Cr_1$—$Cr_2cm$ — отложения сеномана и нижнего мела, *J* — отложения юры, $P_2$—*T* — отложения верхней перми и триаса, $P_1kg$ — соленосные отложения нижней перми

ние (рис. 2). Наиболее крутым является северный склон северной ветви соляного массива.

Сложное строение соляного массива купола-гиганта Санкебай-Круглый находит полное отражение в структуре его надсолевых слоев. При доверхнеплиоценовом срезе на широком своде купола прослеживаются маломощные отложения триаса, которые залегают почти горизонтально и в нескольких местах прорваны солью. Над северной ветвью соляного массива купола выделяется продольный грабен, в центральной части которого кровля соляного массива лежит на абсолютных отметках —1100 *м*. Он имеет отчетливое синклинальное строение: в его центре прослеживаются породы эоцена, сменяющиеся к периферии отложениями палеоцена, датского яруса и маастрихта. Сопоставляя установленные бурением мощности надсолевых отложений на крыльях купола с абсолютными отметками залегания в грабене кровли отложений маастрихта (—500 *м*) и кровли соляного массива (—1100 *м*), можно предполагать, что в грабене под породами маастрихта присутствуют все нижележащие отложения верхнего мела, а также породы верхнего альба.

Свод соляного купола-гиганта Санкебай-Круглый оконтурен крыльями, разбитыми многочисленными сбросами на отдельные неравномерно погруженные блоки. Присводовые участки крыльев купола сложены под верхним плиоценом породами юры, которые от свода последовательно сменяются отложениями мела и палеоцена. Углы падения пород в присводовых частях крыльев достигают 20—40°, но к их периферии уменьшаются до 3—5°.

Переходя к краткой характеристике депрессий, сопровождающих и окружающих соляной купол-гигант Санкебай-Круглый, следует отметить, что общепризнанная классификация локальных отрицательных структур Прикаспийской впадины пока еще не разработана. Попытки установления регионально выдержанных типов этих структур пред-

принимались неоднократно (Айзенштадт, Антонов, 1963; Грачев, Джумагалиев, 1956; Колтыпин, 1957; Кононов, 1961; Косыгин, 1950, 1960; Неволин, 1961), но успеха не имели. В данной статье мы принимаем их классификацию, предложенную В. С. Журавлевым, согласно которой среди локальных отрицательных структур Прикаспийской впадины следует различать мульды оседания и компенсационные мульды, а также межкупольные депрессии. Возникновение структур двух первых типов частично (для мульд оседания) и нацело (для компенсационных мульд) зависит от пластического перераспределения соли внутри соляных массивов куполов. Возникновение межкупольных депрессий обусловлено оттоком соли к соляным массивам тех куполов, между которыми они расположены. Интенсивность формирования и внутреннее строение всех этих структур определяется скоростью роста соляных массивов тех куполов, к которым они приурочены (в случае мульд оседания и компенсационных мульд) или которые они разделяют (в случае межкупольных депрессий).

Мульды оседания развиваются на сводовых частях куполов с плосковерхими или, чаще, слабо вогнутыми вершинами соляных массивов. В последнем случае их контуры определяются положением краевых соляных валов, обособляющихся на фоне почти плоских вершин соляных массивов. Эти краевые валы образовались за счет притока соли к соляным массивам куполов из окружающих межкупольных депрессий. Надсолевые слои над центральными, более пониженными участками сводов соляных массивов куполов, неизбежно проседали, занимая место соли, в основном унесенной в растворах при выщелачивании вершин соляных массивов подземными водами, частично оттекавшими к краевым соляным валам. Дополнительная нагрузка на кровлю соляных массивов, возраставшая по мере накопления слоев, выполняющих мульды оседания, постепенно усиливала процессы пластического перераспределения соли в верхних частях соляных массивов. Однако ведущими процессами при образовании мульд оседания все же являлись процессы подземного выщелачивания соли.

Отложения, выполняющие мульды оседания, залегают с резким угловым несогласием либо над более древними отложениями надсолевого комплекса, слагающими своды соляных куполов, либо непосредственно на вершинах соляных массивов куполов. Это позволяет различать среди мульд оседания экранированные (отделенные от соляных массивов куполов надсолевыми слоями) и наложенные (залегающие непосредственно на соляных массивах куполов). Экранированные мульды оседания выполнены наиболее молодыми породами надсолевого комплекса — обычно верхнеплиоценовыми и четвертичными, иногда миоценовыми отложениями. Наложенные мульды оседания бывают выполнены и более древними отложениями — породами палеогена, а на соляных антиклиналях Актюбинского Приуралья — породами мела и юры [1]. Во время, предшествовавшее накоплению слоев, выполняющих наложенные мульды оседания, надсолевые слои над сводами соляных массивов куполов и над соляными ядрами антиклиналей были срезаны эрозией, кровля соли была частично или полностью обнажена, а затем перекрыта слоями, в которых впоследствии развились упомянутые мульды.

На соляном куполе-гиганте Санкебай-Круглый мульды оседания отсутствуют, но они имеются на некоторых окружающих его соляных куполах.

К другому типу локальных отрицательных структур Прикаспийской впадины принадлежат компенсационные мульды. По положению отно-

[1] Мульды оседания Актюбинского Приуралья в литературе зачастую именуются «дизъюнктивными мульдами» (Климов, 1935, Руженцев, 1936). Однако Ю. А. Косыгин (1940, стр. 73) показал, что «...термин «дизъюнктивные мульды», как объединяющий структуры совершенно различного генезиса, должен быть категорически отвергнут».

сительно соляных массивов куполов среди них различаются вдавленные (расположенные внутри соляных массивов) и сопряженные (расположенные по периферии соляных массивов). Соляной купол-гигант Санкебай-Круглый сопровождают обе разновидности этих мульд. Вдавленными компенсационными являются мульды, выявленные на своде этого купола в пределах восточной ветви его соляного массива (рис. 1).

Во вдавленных компенсационных мульдах, сопровождающих купол Санкебай-Круглый, редуцированы отложения триаса, и отсутствуют породы верхней перми. В них нередко непосредственно на соли залегают

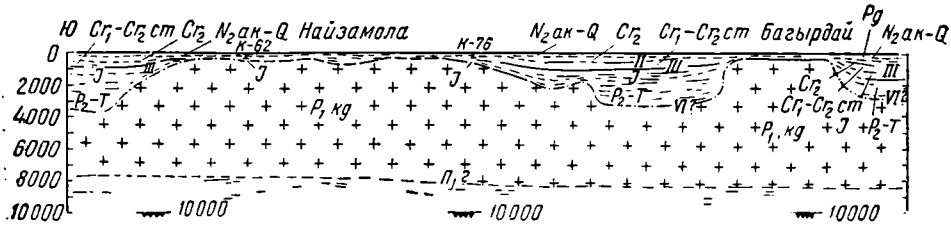


Рис. 3. Сейсмо-геологический профиль через соляные купола Найзамола и Багырдай (по данным Г. А. Березиной, И. А. Липовецкого и В. Д. Матвеева)

[Условные обозначения см. рис. 2.]

отложения апта, альба, сеномана и даже сенона (до маастрихта включительно). Наиболее погруженным частям этих мульд соответствуют площади распространения отложений нижнего и верхнего мела. Мульды эти асимметричны, имеют крутые склоны и часто осложнены сбросами. Формирование их, по-видимому, происходило в различное время, начиная с конца триаса, в связи с обособлением и подъемом выступов соляного массива, осложняющих его вершину. Однако другие вдавленные компенсационные мульды Прикаспийской впадины возникли на более ранних (но всегда не на начальных) стадиях формирования тех соляных куполов, которые они сопровождают. Например, более ранней по заложению является вдавленная компенсационная мульда, лежащая между куполами Багырдай и Найзамола, выявленными к югу от купола-гиганта Санкебай-Круглый на правобережье р. Урал. Данные сейсморазведки показывают, что в северной части этой мульды, приближенной к соляному массиву Багырдай, имеются отложения триаса и, вероятно, верхней перми, мощность которых достигает 1500 *м*, но является значительно меньшей, чем мощность этих же отложений в межкупольных депрессиях, окружающих упомянутые соляные купола (кровля соли в мульде соответственно прослеживается на меньшей глубине, чем в межкупольных депрессиях). В юрское и меловое время вдавленная компенсационная мульда расширилась к югу и легла на периферию соляного массива Найзамола. Обычно принято рассматривать соляные массивы Багырдай и Найзамола как самостоятельные структуры. Между тем, данные сейсморазведки убедительно свидетельствуют о том, что в действительности имеется единый соляной массив Багырдай-Найзамола, вершины которого на ранних (но не на начальных) стадиях развития были разделены активно формировавшейся вдавленной компенсационной мульдой (рис. 3). Однако некоторые вдавленные компенсационные мульды Прикаспийской впадины заложились лишь на поздних стадиях развития соляных куполов и весьма активно формировались в палеогене (мульда, осложняющая свод соляного массива купола Тамдыкуль) и даже в верхнем плиоцене. Так, во вдавленной компенсационной мульде, разделяющей соляные массивы Новобогатинск и Сугур, лежащие в самых низовьях р. Урал на ее правобережье, подошва акчагыла опущена до глубины порядка

3,5 *км* и почти в шесть раз превышает обычную глубину ее залегания над соляными куполами и межкупольными депрессиями центральной части междуречья Урала и Волги.

Сопряженные компенсационные мульды расположены по периферии соляных куполов и обычно отделены от их крыльев флексурами или сбросами. Они, как правило, вписываются в контуры локальных минимумов силы тяжести, соответствующих соляным куполам, причем от межкупольных депрессий бывают отделены заметным флексурообразным перегибом слоев. Так же как и вдавленные, сопряженные компенсационные мульды обычно закладывались и формировались на поздних стадиях развития соляных куполов.

С соляным куполом-гигантом Санкебай-Круглый сопряжены две такие компенсационные мульды: одна из них расположена на юге восточной ветви, а другая — на востоке северной ветви соляного массива (см. рис. 1). При доверхнеплиоценовом срезе эти мульды выделяются достаточно отчетливо по контурам распространения отложений палеогена.

Среди межкупольных депрессий Прикаспийской впадины отчетливо различаются обрамленные и раскрытые. Еще в тридцатые годы нашего века, когда все исследователи принимали, что соляная тектоника во впадине возникла в результате пликативной складчатости, С. В. Шумилин (1933, 1934) допускал, что «в том же направлении, а в некоторых случаях, может быть, даже в большей степени, чем послепермская складчатость, действовала тяжесть юрских и более молодых отложений» (1933, стр. 13). Для подтверждения этого положения он ссылался на район низовьев р. Аще-Уил, где соляные купола Кок-булак, Май-кудук и Джаль-мурза расположены по окружности, обрамляя Комбактинскую сенонскую мульду. Впоследствии, при геологосъемочных работах, которые к настоящему времени охватили почти всю территорию Прикаспийской впадины, такие мульды, точнее межкупольные депрессии, по периферии обрамленные соляными куполами, были обнаружены во многих ее районах. Сопоставляя геологические карты с картами аномалий силы тяжести, П. Я. Авров и Л. Г. Космачева (1960, стр. 22) установили, что обычно «минимумы силы тяжести, а следовательно, и солянокупольные структуры, располагаются периферийно по отношению к максимумам силы тяжести (межкупольным пространствам), кольцеобразно окаймляя последние своими осями». Однако, объясняя закономерности пространственного расположения структур, созданных соляной тектоникой, они допускали, что в конце верхней перми тектонические движения Урала в ослабленной форме охватили Прикаспийскую впадину и привели к образованию брахискладок в ее пределах. Они подчеркивали, что по мере удаления от Урала вглубь впадины «...брахискладки теряют свою направленность и располагаются кольцеобразно или кулисообразно по отношению друг к другу» (Авров, Космачева, 1960, стр. 30). По мнению П. Я. Аврова и Л. Г. Космачевой, только позднее, в результате размыва сводов брахиантиклиналей, произошло перераспределение нагрузок на соленосные толщи нижней перми, причем «поскольку первичные брахискладки по величине и амплитуде подъема были различны, то и движение соли из областей брахисинклиналей в прилежащие брахиантиклинали началось разновременно и происходило с различной интенсивностью» (Авров, Космачева, 1960, стр. 30).

Между тем, данные сейсморазведки убедительно показывают, что в пределах собственно Прикаспийской впадины, лежащей на юго-восточном внешнем углу Русской платформы, подсолевое ложе имеет чрезвычайно пологие наклоны и заведомо не осложнено складками (Журавлев, 1960, 1964; Неволин, 1961). Поэтому, несомненно, что брахискладки П. Я. Аврова и Л. Г. Космачевой возникли в результате

разновременного и разнонаправленного пластического перераспределения соленосных толщ.

Разновидностью обрамленных межкупольных депрессий является депрессия, лежащая между восточной, северной и западной ветвями соляного массива купола-гиганта Санкебай-Круглый. Ей подобна депрессия, расположенная между восточной ветвью соляного массива и соляными отрогами, отходящими от восточной и северной ветвей соляного массива этого купола (см. рис. 1). По положению эти депрессии в данном случае являются скорее «внутрикупольными», но необходимо учитывать, что по размерам купол Санкебай-Круглый является гигантом и его можно рассматривать как «поверхностный» эталон вероятных глубинных соотношений между обычными соляными куполами и межкупольными депрессиями.

Обрамленные межкупольные депрессии почти со всех сторон окружены соляными грядами (на куполе Санкебай-Круглый этим грядам соответствуют ветви и отроги его соляного массива), на фоне которых обособляются соляные массивы куполов. Эти депрессии обычно имеют относительно небольшие размеры и обладают отчетливо выраженным синклинальным строением. Они принимали весьма активное участие в процессе пластического перераспределения соли, причем первоначально, вероятно, были относительно узкими и обладали довольно крутыми бортами. В дальнейшем они заметно расширились, вышли на края растущих соляных массивов, что определило ступенчатую форму склонов этих массивов (см. рис. 2).

Раскрытые межкупольные депрессии в плане чаще всего имеют расплывчатые очертания, а в разрезе — строение, близкое к симметричному, причем размеры их несравненно большие. Наиболее интенсивный отток соли в их пределах, вероятно, происходил с участков, непосредственно прилегающих к соляным массивам куполов.

Соляной купол-гигант Санкебай-Круглый окаймлен раскрытыми межкупольными депрессиями, внутренние края которых постепенно переходят в его крылья (см. рис. 1).

Из относительно удаленных от соляных куполов частей раскрытых межкупольных депрессий, а также из центральных частей наиболее крупных обрамленных межкупольных депрессий отток соли был замедленным. Поэтому там могли образовываться относительные поднятия кровли соли — будущие рудиментарные соляные купола (Журавлев, 1963). Подобный рудиментарный соляной купол достаточно отчетливо намечается в межкупольной депрессии, отделяющей западную ветвь соляного купола-гиганта Санкебай-Круглый от купола Ащекудук (см. рис. 2).

Для обрамленных и раскрытых межкупольных депрессий характерны огромные мощности отложений нижней части надсолевого комплекса — пород триаса (не менее 500—600 *м*) и верхней перми (до 3000 *м* и более). Это показывает, что межкупольные депрессии заложились и развивались одновременно с окружающими их соляными куполами. Они, как и компенсационные мульды, возникли при пластическом перераспределении соленосных толщ, но являются структурами первичными и общими для нескольких куполов. Компенсационные же мульды образовались при перераспределении соленосных толщ не по площади, а внутри соляного массива того купола, который они сопровождают, и поэтому их следует расценивать как структуры вторичные и частные.

Экранированные и наложенные мульды оседания, вдавленные в сопряженные компенсационные мульды, обрамленные и раскрытые межкупольные депрессии являются локальными отрицательными структурами Прикаспийской впадины. Ее региональными отрицательными структурами служат крупные области опусканий, очертания которых

определяются контурами распространения структурных этажей ее осадочного чехла (Журавлев, 1964).

Соляной купол-гигант Санкебай-Круглый окружен семнадцатью соляными куполами, значительно уступающими ему по размерам, причем с севера к нему приближен южный соляной отрог другого соляного купола-гиганта — Челкар (рис. 4). Структурные соотношения

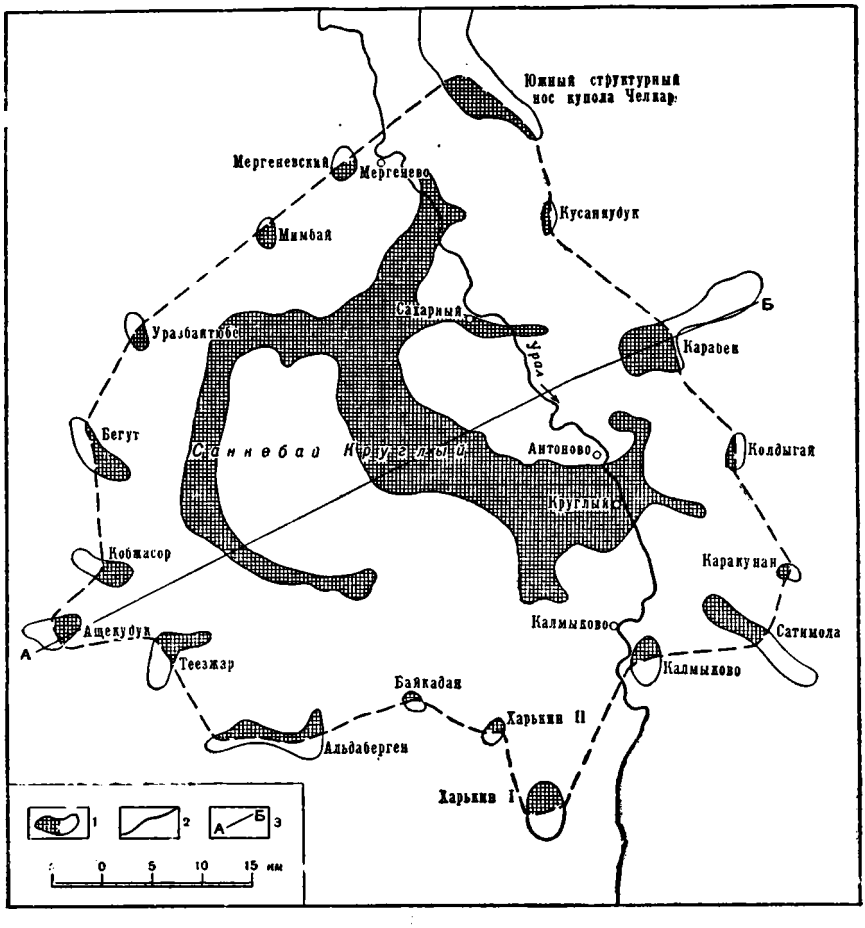


Рис. 4. Схема расположения соляных массивов куполов, принадлежащих семейству Санкебай-Круглый:

*1* — контуры соляных массивов куполов (штриховкой выделены части массивов, образованные солью, поступавшей из района Санкебай-Круглый); *2* — граница площади, для которой произведен расчет вероятной первоначальной мощности соленосных отложений нижней перми; *3* — положение сейсмо-геологического профиля АБ (см. рис. 2)

между этими куполами показывают, что они составляют единое генетическое семейство, причем Санкебай-Круглый является первичным куполом, а окружающие его структуры — вторичными. Подобные семейства куполов были отмечены в Польско-Германской впадине Ф. Трусгеймом (1960), который, в соответствии с рекомендациями Д. Заннемана, различал главные соляные массивы и соляные массивы первой и второй генераций. Т. Д. Паркер и А. Н. Мак-Доуэлл (1957), рассматривая соляные купола побережья Мексиканского залива, допускали, что в штате Техас главный (первичный) купол Спинделтон окружен вторичными соляными куполами — Ловелл-Лейк, Норт-Чик, Амилья, Уэст-Бомонт и Порт-Нечес. Основываясь на результатах экспериментального изучения соляной тектоники, Т. Д. Паркер и А. Н. Мак-

Доуэлл (1957, стр. 65) пришли к выводу, что «наилучшим критерием для определения главных куполов от вторичных, видимо, является характер распределения или структура расположения соляных куполов. Одиночный купол, выдвинувшийся далеко от остальных соляных поднятий, не может быть вторичным и должен рассматриваться как главный купол. Купол вблизи центра дуги или круга из других куполов или соляных гряд должен считаться возможным главным куполом, а структуры, создающие дугу, могут рассматриваться как возможные вторичные купола». Разделяя этот вывод, мы все же должны отметить, что иногда в районе центра такой дуги куполов может находиться не нормально развитый, а рудиментарный соляной купол, возникший над остаточным относительным поднятием кровли соли в центральной части межкупольной депрессии, обрамленной упомянутыми куполами. Поэтому, во избежание ошибок, следует принимать, что первичными куполами во внутренних частях Прикаспийской впадины могут быть только нормально развитые соляные купола, которые от окружающих их и, вероятно, вторичных соляных куполов обычно отличаются относительно большими размерами соляных массивов при небольшой глубине залегания их кровли. Однако последний признак, по-видимому, не является обязательным. Соляные массивы первичных куполов по сравнению с соляными массивами куполов их семейства, возможно, были ранее приближены к дневной поверхности или даже выведены из нее и потеряли часть соли за счет подземного выщелачивания или поверхностной эрозии. В то же время соляные массивы вторичных соляных куполов продолжали воздыматься и могли подняться до уровня вершины соляного массива первичного купола.

Причины возникновения первичных соляных куполов могут быть разными. Они могут определяться неровностями подсолевого ложа, фациальной неоднородностью соленосных толщ, неодновременным прекращением соленакопления (различиями мощности соленосных толщ) и неравномерной мощностью пород, перекрывающих соленосные толщи. В районе купола-гиганта Санкебай-Круглый подсолевое ложе залегает на близких, но все же разных абсолютных отметках, колебания которых достигают 0,4 *км* (см. рис. 2). В настоящее время нет основания для утверждения, что именно этот или какой-либо другой из перечисленных факторов явился определяющим для начала пластического перераспределения соленосных толщ в районе купола Санкебай-Круглый. Однако, несомненно, что по мере зарождения его соляного массива происходило формирование депрессионных понижений — обрамленных (в данном случае «внутрикупольных») и раскрытых межкупольных депрессий. На начальных стадиях развития соляного массива этого купола приток соли шел из ближайших к нему участков депрессий. Поэтому внешние края этих депрессий оказались на более высоком гипсометрическом уровне, чем их внутренние края, прилегающие к формирующемуся соляному массиву. Это определило подток соли также и к внешним краям депрессий, который, в конечном итоге, привел к появлению соляных массивов вторичных соляных куполов-спутников, окружающих первичный соляной купол-гигант Санкебай-Круглый. Таким образом, причины возникновения вторичных соляных куполов определяются исключительно пластическим перераспределением соленосных толщ, начавшемся при формировании первичного соляного купола.

Процесс пластического перераспределения соленосных толщ, вероятно, мог распространяться и на большие площади, определяя появление соляных куполов следующих генераций. При этом, по-видимому, иногда происходила своеобразная интерференция — наложение процессов пластического перераспределения соленосных толщ, обусловленное влиянием нескольких первичных соляных куполов. Может быть, имен-

но эта интерференция во многом определила очертания и ориентировку соляных куполов Прикаспийской впадины и кажущуюся неправильность их распределения. Пластическое перераспределение соленосных толщ, подобно цепной реакции, постепенно охватило всю территорию Прикаспийской впадины и привело к возникновению в ее пределах соляных куполов, сопровождающих их компенсационных мульд и разделяющих их межкупольных депрессий.

Пластическое перераспределение соленосных толщ привело к изменению их первоначальной мощности, которая в межкупольных депрессиях уменьшилась, а в соляных массивах куполов соответственно возросла. Однако, учитывая глубины залегания подсолевого ложа и характер поверхности соли на вершинах и склонах соляных массивов куполов и в межкупольных депрессиях, а также размеры и форму соляных массивов куполов и межкупольных депрессий, мы можем ориентировочно определить первоначальную мощность соленосных толщ. Принимая во внимание крутизну склонов соляного массива каждого купола, можно определить оптимальные сечения соляных массивов, в которых может разместиться весь объем слагающей их соли при вертикальных склонах соляных массивов. Естественно, такие сечения будут бо́льшими, чем сечения через кровли соляных массивов куполов, и меньшими, чем сечения через их основания. Именно такие сечения приняты нами при расчете первоначальной мощности соленосных толщ в районе соляного купола-гиганта Санкебай-Круглый. При этом для соляных куполов — его спутников в расчет принимались лишь обращенные к соляному куполу Санкебай-Круглый части соляных массивов, соль в которые могла поступать из межкупольных депрессий, окружающих первичный купол (см. рис. 4).

Если бы все соленосные толщи района купола Санкебай-Круглый были выжаты в соляные массивы его куполов, то минимально возможную первоначальную мощность соли ($M_1$) мы могли бы рассчитать по формуле:

$$M_1 = \frac{V_1}{S}, \qquad \text{(I)}$$

где $V_1$ — суммарный объем соли в соляных массивах куполов, а $S$ — площадь района. Суммарный объем соли в соляных массивах куполов можно определить по формуле:

$$V_1 = S_1 h_1, \qquad \text{(II)}$$

где $S_1$ — суммарная площадь расчетных сечений всех соляных массивов, а $h_1$ — средняя высота соляных массивов куполов данного района. Площадь расчетного сечения соляного массива купола Санкебай-Круглый достигает 2200 *км*², а суммарная площадь расчетных сечений окружающих его соляных массивов составляет 490 *км*². Для данного района $S_1 = 2690$ *км*², $h_1 = 9$ *км*, а, следовательно, $V_1 = 2690 \times 9 = 24\,210$ *км*³. Общая площадь данного района $S = 12\,700$ *км*², и, отсюда, по формуле (I) можно определить, что $M_1 = 24\,210 : 12\,700 = 1{,}9$ *км*. Вычисленная минимально возможная первичная мощность соленосных толщ оказывается весьма большой, но явно заниженной — в действительности в межкупольных депрессиях данного района не отсутствуют, а сохранились достаточно мощные соленосные толщи, наличие которых весьма убедительно доказано сейсморазведкой (см. рис. 2) [1]. Поэтому при определении истинной первоначальной мощности соленосных толщ необходимо учитывать их современный суммарный объем в межкупольных депрессиях данного района — $V_2$. Суммарная площадь его межкупольных депрессий — $S_2 = 10\,010$ *км*², а средняя мощность соленосных толщ

[1] Пластичная соль, участвовавшая в составе этих толщ, в основном, уже оттекла в соляные массивы куполов.

в их пределах — $h_2$, определенная по целому ряду сейсмических профилей, достигает 3 *км*. По формуле (II) можно рассчитать, что $V_2 = S_2 \cdot h_2 = 10\,010 \times 3 = 30\,030$ *км*³. Истинная первоначальная мощность соленосных толщ $M$ может быть вычислена по формуле:

$$M = \frac{V_1 + V_2}{S} = \frac{24\,210 + 30\,030}{12\,700} = \frac{54\,240}{12\,700} = 4{,}3 \text{ км}. \qquad \text{(III)}$$

При этом следует учитывать, что вычисленная, весьма значительная, первоначальная мощность соленосных толщ может быть даже несколько заниженной, так как при расчетах невозможно учесть то количество соли, которое было унесено в растворах при подземном выщелачивании или поверхностной эрозии соляных массивов куполов семейства Санкебай-Круглый на разных этапах их развития. Принимая расчетную первоначальную мощность соленосных толщ, легко определить, что из межкупольных депрессий данного района к соляным массивам его куполов оттекла толща соли, мощность которой в среднем составляла не менее 1,3 *км*.

Достоверность определенной расчетом истинной первоначальной мощности соленосных толщ в районе соляного купола-гиганта Санкебай-Круглый находит подтверждение в тех расчетах, который недавно выполнили Г. Е.-А. Айзенштадт и Э. И. Герштейн (1963) для более южных районов Прикаспийской впадины. Так, по их данным, для соляного купола Матенькожа, расположенного в 90 *км* юго-восточнее Санкебая-Круглого, первоначальная мощность соленосных толщ составляла 3,9 *км*. Однако соляной купол Матенькожа находится уже в зоне меньших глубин (до 9,5 *км*) залегания подсолевого ложа. Еще далее к югу, по мере воздымания подсолевого ложа, первичная мощность соленосных толщ последовательно и постепенно уменьшается до 1 *км* у соляного купола Прорва, лежащего на южной окраине Прикаспийской впадины, где глубины залегания подсолевого ложа уже не превышают 4,8 *км*. Так же, но более резко изменяется фациальный состав соленосных толщ (их почти чисто соляная фация замещается окраинной, сульфатно-соляной), и сокращается высота соляных массивов куполов (Журавлев, 1963). Поэтому можно думать, что в период накопления соленосных толщ нижней перми наиболее погруженные участки Прикаспийской впадины располагались в областях современных максимальных глубин залегания подсолевого ложа и, в их числе, в районе, к которому приурочено семейство соляного купола Санкебай-Круглый.

Рассматривая процессы формирования мощных соляных толщ, А. Л. Яншин (1961, стр. 10) пришел к выводу, что их мощности «лишь в незначительной степени отвечают консидементационному прогибанию, а в основном отражают глубину бассейна, существовавшую к началу соленакопления». Основываясь на чисто эмпирических данных, он считал, что максимальные мощности соляных толщ одного цикла накопления редко достигают 600—700 *м* и, вероятно, почти никогда не превышают 1000 *м*. Если это так, то для накопления соленосной толщи мощностью до 4,3 *км* в районе соляного купола-гиганта Санкебай-Круглый необходимо было по меньшей мере четыре цикла соленакопления. Как известно, в Польско-Германской впадине установлено четыре цикла соленакопления в цехштейне. Не исключено, что в дальнейшем удастся установить цикличность соленосной толщи нижней перми в Прикаспийской впадине, но это будет возможно сделать лишь в дальнейшем, при более детальном ее изучении и, в частности, по получению результатов бурения сверхглубоких скважин.

## Литература


Авров П. Я., Космачева Л. Г. Механизм образования солянокупольных структур Северо-Прикаспийской впадины. Изв. АН КазССР. Сер. геол., вып. 1 (38), 1960.

Айзенштадт Г. Е.-А., Антонов К. В. Формирование соляных куполов и залежей нефти Южной Эмбы. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та, вып. 207, 1963.

Айзенштадт Г. Е.-А., Герштейн Э. И. О первоначальной мощности кунгурского соленосного комплекса Прикаспийской впадины. Докл. АН СССР, т. 151, № 5, 1963.

Грачев Р. И., Джумагалиев Т. Н. Геологическое строение восточной части междуречья Урал — Волга. Тр. Ин-та нефти АН КазССР, т. 1, 1956.

Журавлев В. С. Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы. Тр. Геол. ин-та, АН СССР, вып. 42, 1960.

Журавлев В. С. Типы соляных куполов Прикаспийской впадины. Сб. «Проблемы региональной тектоники Евразии». Тр. Геол. ин-та. АН СССР, вып. 92, 1963.

Журавлев В. С. Сравнительная тектоника экзогональных впадин Русской платформы. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр., пробл. IV. Деформация пород и тектоника. Изд-во «Наука», 1964.

Климов П. И. Дизъюнктивные мульды восточной части междуречья Урала и Илека. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 13, вып. 2, 1935.

Колтыпин С. Н. Верхнемеловые отложения Урало-Эмбенской солянокупольной области, юго-западного Приуралья и Примугоджарья. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та, вып. 109, 1957.

Кононов Ю. С. К вопросу о формировании соляных куполов Южной Эмбы. Тр. Ин-та нефти АН КазССР, т. IV, 1961.

Косыгин Ю. А. Соляная и гипсовая тектоника Актюбинской области. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1940.

Косыгин Ю. А. Соляная тектоника платформенных областей. Гостоптехиздат, М., 1950.

Косыгин Ю. А. Типы соляных структур платформенных и геосинклинальных областей. Тр. Геол. ин-та. АН СССР, вып. 29, 1960.

Неволин Н. В. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Западного Казахстана. Гостоптехиздат, М., 1961.

Паркер Т. Д., Мак-Доуэлл А. Н. Экспериментальное изучение солянокупольной тектоники. Сб. «Вопросы экспериментальной тектоники». Изд-во иностр. лит., 1957.

Руженцев В. Е. Несколько слов о дизъюнктивных мульдах. Пробл. сов. геологии, № 2, 1936.

Шафранов А. П., Авров В. П. О закономерности размещения солянокупольных структур в Прикаспийской впадине. Нефтегаз. геол. и геофиз. № 2, 1963.

Шумилин С. В. О тектонике Эмбенского района. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 11, вып. 1, 1933.

Шумилин С. В. Геологическое строение районов Кок-булак, Май-кудук и Джальмурза, северо-восточной окраины Урало-Эмбенского района. Тр. нефт. геол. развед. ин-та, сер. Б, вып. 2, 1934.

Яншин А. Л. О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ. Геология и геофизика, № 1, 1961.

Trusheim F. Mechanism of salt migration in Northern Germany. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 44, N 9, 1960.



Всесоюзный Аэрогеологический трест
Госгеолкома СССР
Геологический институт АН СССР



Статья поступила
9 октября 1964 г.

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 2 март — апрель 1965 г.

УДК 551.24+552.6(471.341)

Л. Ф. ФИРСОВ

# О МЕТЕОРИТНОМ ПРОИСХОЖДЕНИИ ПУЧЕЖ-КАТУНКСКОГО КРАТЕРА

Приведены краткие сведения по геологии зоны Пучеж-Катункских дислокаций и критические замечания к двум последним гипотезам их происхождения. Предложена гипотеза метеоритного происхождения дислокации, строение и морфология зоны которых напоминает пологую воронку поверхностного взрыва — метеоритный кратер. Приведены энергетические расчеты и дана оценка массы и размеров астероидального тела, детонация которого могла обеспечить зафиксированный в дислокациях эффект. Показано, что вероятность подобного события является положительной. Время события определяется по стратиграфическим данным концом триаса — началом юры.

Около 100 лет внимание геологов привлекает к себе оригинальное образование в палеозойском чехле Русской платформы, получившее название Пучеж-Катункской или Пучеж-Балахнинской зоны дислокаций. Дислокации этой зоны выражены в интенсивном дроблении и перемятии пород и проявляются в ареале овальной формы между городами Балахна, Юрьевец, Рябов и Семенов к северу от г. Горького. Центр этого ареала находится несколько восточнее села Тонково. За время изучения Пучеж-Катункских дислокаций, считавшихся перспективными на нефть и газ и поэтому достаточно хорошо разбуренных глубокими скважинами, было высказано и опубликовано более 10 гипотез, так или иначе объясняющих происхождение дислокаций, однако большинство этих гипотез представляют в настоящее время лишь исторический интерес. Единодушного решения данный вопрос так и не получил и продолжает оставаться дискуссионным.

Наиболее подробная сводка фактического материала по Пучеж-Катункской зоне дислокаций и наиболее подробный критический разбор гипотез содержатся в прекрасной работе Г. И. Горецкого (1962), в которой автор выдвигает также и новое объяснение дислокациям, как следствию инъективной тектоники. К сожалению, Г. И. Горецким не использована несколько более ранняя работа Л. А. Варданянца (1961), которая ему, по-видимому, не была известна, но которая, на мой взгляд, является очень важной и заслуживает специального внимания, поскольку вносит элемент новизны в старую дискуссию, чего нельзя сказать о новой гипотезе самого Г. И. Горецкого. Последняя связывает образование дислокаций с проникновением в палеозойский чехол Русской платформы интрузии основных или ультраосновных пород, которая лишь предполагается, но, разумеется, ни чем не доказана, и если бы даже и располагалась где-то на глубине, то, как увидим ниже, не могла бы обеспечить грандиозности зоны Пучеж-Катункских дислокаций. Прекрасные качества работы Г. И. Горецкого как библиографической сводки и сводки фактического материала исключают необходимость повторений и позволяют нам ограничиться перечислением ранее выдвигавшихся гипотез в табл. 1, кратким изложением основных

Таблица 1

**Гипотезы, касающиеся происхождения Пучеж-Катункской зоны дислокаций**

| Механизм образования | Авторы, годы |
|---|---|
| Тектоническое образование (без уточнения механизма) | Н. М. Сибирцев, 1896; М. Э. Ногинский, 1932; А. Д. Архангельский, 1922, 1940; Е. А. Модавская, 1933; Д. И. Гордеев, 1934; |
| Соляная тектоника | М. С. Швецов, 1934 |
| Древний карст | В. П. Амалицкий; Н. М. Сибирцев, 1896 |
| Четвертичные гляциодислокации | А. М. Васильницкий и М. Э. Ногинский, 1932; Е. А. Кудинова, 1939; С. Бубнов; Е. А. Молдавская; В. П. Преображенский; А. И. Москвитин; В. В. Ассонов; А. В. Артемьев |
| Древние гляциодислокации | Е. И. Тихвинская, 1956; В. В. Борисова; А. Н. Иванов, 1949 |
| Селевое или пролювиальное образование | М. А. Зенченко и Г. Н. Фредерикс; Г. Ф. Мирчинк, 1946 |
| Древние оползни или древний пролювий (фангломераты) | А. А. Бакиров, 1948; М. П. Казаков, 1950; Н. С. Шатский, 1958 |
| Тектоническое образование гнейсового кряжа с оползанием палеозойских пород | Е. М. Люткевич, 1956, 1959; Е. М. Люткевич и Д. Л. Фрухт, 1954; Д. Л. Фрухт, 1958 |
| Развитие выступа фундамента и тектоническое образование брекчии | С. К. Нечитайло, М. М. Веселовская, Е. Н. Скворцова, 1959; Н. С. Ильина, 1961; Г. И. Горецкий, 1944, 1962 |
| Инъективная тектоника | В. К. Соболев, 1958; Л. А. Варданянц, 1961 |
| Трубка взрыва<br>Метеоритный кратер | Л. В. Фирсов, 1964 (публикуется в данном сообщении) |

выводов Л. А. Варданянца, сжатым изложением основных особенностей зоны дислокаций, критикой в адрес Г. И. Городецкого и Л. В. Варданянца и достаточно подробным разбором новой гипотезы, отнюдь не геологического содержания.

Основные выводы Л. А. Варданянца, опубликованные в 1961 г. в «Известиях Академии наук Армянской ССР», сводятся к несогласию автора со всеми ранее опубликованными гипотезами, к определению Пучеж-Катункской зоны дислокаций как структуры взрывного порядка (трубка взрыва) и к предположению, что взрыв произошел в результате скопления газов в кристаллическом фундаменте платформы. Взрывная гипотеза автора очень хорошо подтверждается многими фактами и подкупает своей новизной, однако квалифицировать взрыв как глубинный автор не имел оснований. В письме в редакцию «Известий Академии наук Армянской ССР» от 27 февраля 1962 г. по поводу статьи Л. А. Варданянца мной был приведен ряд расчетов и соображений в пользу поверхностного взрыва при образовании Пучеж-Катункской зоны дислокаций, который мог произойти в результате падения крупного метеоритного (астероидного) тела. К сожалению, ответа на письмо не последовало, по-видимому, в связи с необычным, отпугивающим содержанием этой негеологической гипотезы, которая применительно к целому ряду структурных форм Земли все упорнее и не без успеха пробивает стену ортодоксальных мнений.

* * *

Две линии скважин (Ежово — Семенов по азимуту 300° и Балахна — Рябов по азимуту 15°), проходящие точно через центр зоны ПКД (здесь и ниже — сокращенное обозначение зоны Пучеж-Катункских дислокаций), позволяют выявить следующую картину. В почти гори-

зонтальном чехле палеозойских отложений (кембрий — пермь) и отложений раннего триаса, достигающих около 2 *км* мощности, образована пологая воронка размером около 60×100 *км*, имеющая в плане овальную форму — несколько вытянутая в восток-северо-восточном направлении (по азимуту 70°). Угол наклона образующей воронки обычно составляет 1—2°, местами доходит до 3° и определяется лишь профилированием по створам скважин. Воронка заполнена интенсивно перемятыми и раздробленными палеозойскими и нижнетриасовыми породами, в которые, особенно в западной части зоны ПКД, в районе долины р. Волги, вмяты в самом разнообразном положении многочисленные отторженцы пластов тех же пород в виде блоков до нескольких сотен метров мощностью и площадью до 1,5 *км*$^2$. Судя по скважинам, поверхность воронки (как не всегда резкий раздел между недеформированными и деформированными палеозойскими породами) опускается от эллиптического периферического контура зоны ПКД к центру, по направлению к селу Тонково, от поверхности до глубины в 500—600 *м* (возможно, до 1 *км* в северо-восточной части зоны ПКД). Л. А. Варданянц и другие авторы отмечают, что в этом же направлении, к центру зоны ПКД, происходит увеличение размеров обломков палеозойских пород и возрастает интенсивность деформаций. Центральная, несколько смещенная к северо-восточному краю, часть зоны ПКД представляет собой мульду, выполненную осадочными породами средней — верхней юры и мела, не затронутыми дислокациями и резко несогласно перекрывающими перемятые и брекчированные породы. Мульда занимает площадь около 40×60 *км* и в центре зоны достигает глубины 400 *м*. Ее возникновение, несомненно, было обусловлено теми же процессами, которые привели к образованию всей зоны ПКД в конце триаса — начале юры, т. е. 180—200 млн. лет назад. Время события определяется вполне надежно по участию в дислокациях, наряду с палеозойскими, раннетриасовых пород и по ненарушенному залеганию средне-верхнеюрских и меловых отложений центральной мульды.

Глубокие скважины вскрывают в центре зоны ПКД, под отложениями юры и мела, на глубинах от 150 до 400 *м*, поверхность, ниже которой породы представляют собой гнейсовую брекчию. Тело гнейсовой брекчии имеет в плане овальную, вытянутую по азимуту около 70°, форму размером около 20×30 *км*. На периферии этого тела гнейсовая брекчия смешивается с деформированными палеозойскими породами. Одной из скважин (линия Ежово — Семенов) гнейсовая брекчия была пройдена полностью; здесь ее мощность оказалась около 100 *м*, и было установлено, что гнейсовая брекчия перекрывает недеформированные породы карбона, залегая выше гнейсового фундамента платформы по крайней мере на 1,5—2 *км* (рис. 1). Скважина глубиной около 850 *м* (линия Балахна — Рябов), пройденная почти в центре зоны ПКД, вскрыв гнейсовую брекчию на глубине около 250 *м*, не вышла из ее толщи. Можно предполагать, что тело гнейсовой брекчии опускается здесь до кристаллического фундамента платформы, т. е. имеет вертикальную протяженность около 2 *км* или более. Ряд скважин показывает увеличение обломков в гнейсовой брекчии до гигантских глыб и блоков с глубиной. Также установлено, что в центре структуры гнейсовая брекчия возвышается в виде «центральной горки» на 100—250 *м* над наиболее глубокими участками мульды.

Л. А. Варданянц определяет тело гнейсовой брекчии как пробку из раздробленных пород кристаллического фундамента, проткнувших деформированные палеозойские породы периферической зоны ПКД. Дробление и смятие палеозойских пород в периферической зоне он ставит в связь с сотрясением при глубинном взрыве, а поднятие гнейсовой брекчии выше уровня кристаллического фундамента относит к последующей стадии развития явления, не расшифровывая сущно-

сти этой стадии и не объясняя причин скопления колоссального количества газов под палеозойским чехлом платформы. В то же время самим Л. А. Варданянцем особенно подчеркивается субаэральный, насыпной характер гнейсовой брекчии, с чем полностью следует согласиться, учитывая изменения размера обломков в брекчии с глубиной и налегание брекчии на недеформированные палеозойские породы по поверхности, срезающей их под углом в 1—2°.

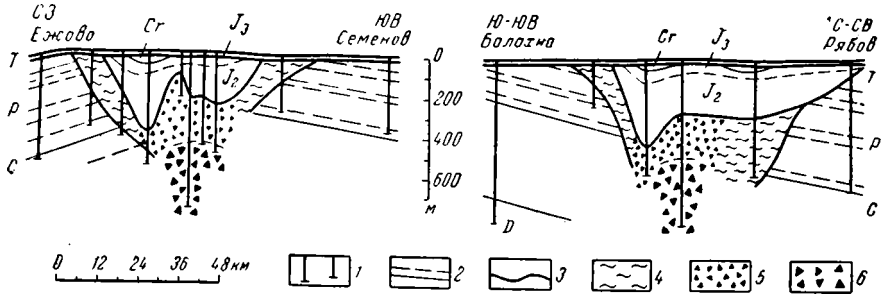


Рис. 1. Строение Пучеж-Катункской воронки. Разрезы по линиям буровых скважин (по Л. А. Варданянцу, 1961)

*1* — скважины; *2* — залегание пород и стратиграфические границы; *3* — поверхность раздробленных и перемятых палеозойских пород и дно воронки; *4* — перемятые и раздробленные палеозойские породы в периферической кольцевой зоне; *5* — гнейсовая брекчия, относительно мелкообломочная; *6* — гнейсовая брекчия крупнообломочная

Приблизительно так же рисует образование гнейсовой брекчии и Г. И. Горецкий (1962, рис. 10), который, однако, связывает образование всей структуры (и тела гнейсовой брекчии, и периферической кольцевой зоны деформированных палеозойских пород) с внедрением глубинной интрузии основных или ультраосновных пород, относит все это к инъективной тектонике, но не раскрывает перед читателем физического смысла предполагаемого им процесса динамического взаимодействия интрузива с окружающими породами.

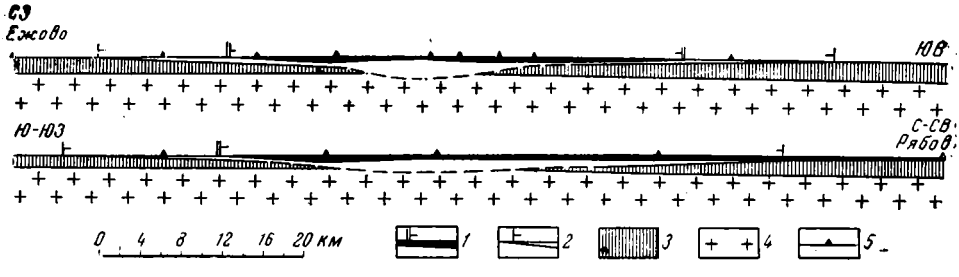


Рис. 2. Строение Пучеж-Катунской воронки. Те же разрезы, что и на рис. 1, но с нормальным (1 : 1) соотношением вертикального и горизонтального масштабов:

*1* — мульда, выполненная средне-верхнеюрскими и меловыми осадочными породами, и ее внешний контур; *2* — дно Пучеж-Катункской воронки и ее внешний контур (центральная горка очень невыразительна); *3* — чехол палеозойских пород мощностью около 2 *км*; *4* — кристаллический (гнейсовый) фундамент платформы; *5* — точки заложения скважин, обозначенных на рис. 1

Следует особо подчеркнуть, что приводимые Л. А. Варданянцем и Г. И. Горецким (а также и другими авторами) разрезы зоны ПКД, построенные по вполне надежным данным глубокого бурения, из-за колоссальной разницы в горизонтальном и вертикальном масштабах приводят к исключительно большому искажению действительной формы воронки ПКД и, соответственно, к выводу о трубке взрыва с пробкой из гнейсовой брекчии или к еще менее обоснованному выводу о глубинной интрузии. На рис. 1 изображены два разреза через зону ПКД в том виде, как они приведены, например, в работе Л. А. Варданянца. Изменение этих диспропорциональных разрезов в нормаль-

ные, с соотношением вертикального и горизонтального масштабов 1 : 1 (рис. 2), сразу же изменяет картину вертикального строения зоны ПКД. В действительности понижение, занятое перемятыми и раздробленными палеозойскими породами и гнейсовой брекчией, представляет собой исключительно пологую воронку, полная глубина которой, если учесть мощность палеозойского чехла и участие в деформациях гнейсов кристаллического фундамента, составляет не менее 2—2,5 *км*, а отношение глубины воронки к ее ширине находится в пределах от 1 : 30 до 1 : 50. Тело гнейсовой брекчии занимает площадь около 500 *км*$^2$ при общей площади всей воронки около 5000 *км*$^2$, или всего около 10%. Центральная горка гнейсовой брекчии (под мульдой с отложениями средней — верхней юры и мела) совершенно незначительно прорисовывается в рельефе (погребенном). Нормальные разрезы с несомненностью подчеркивают принципиально поверхностный характер всей зоны ПКД. Выводы о глубинном происхождении дислокаций есть плод графической иллюзии диспропорциональных разрезов.

Кроме этого, против гипотезы инъективной тектоники можно привести ряд возражений по существу. Известно множество примеров штокообразных интрузивов основных и ультраосновных пород прорывающих и предварительно дислоцированные и спокойно залегающие осадочные породы, и ни в одном случае не наблюдается ни малейшего сходства со структурой зоны ПКД ни по характеру, ни по масштабности явлений (например, основные, ультраосновные и щелочные интрузии Алданского щита, субвулканические штоки и сопряженные с ними зоны дробления Японии и т. п.). Куда более крупные батолиты, чем интрузив, который можно было бы предполагать под зоной ПКД, не вызывают в окружающих породах столь грандиозных и своеобразных деформаций. Весь комплекс структурных и морфологических черт зоны ПКД остается необъясненным гипотезой инъективной тектоники, не обретшей в работе Г. И. Горецкого физической плоти и по сути дела явившейся лишь модификацией более ранней гипотезы соляной тектоники (см. табл. 1), в которой соль заменена магмой. Вообще любой модификации магматической гипотезы образования зоны ПКД самым серьезным образом будет противоречить отсутствие в данном районе каких-либо магматических проявлений (жил, даек, пирокластического материала). Ни один из исследователей ПКД подобных проявлений не отмечает, если не считать указаний на присутствие в перемятых породах и брекчиях цеолитов, которые могли быть отложены и из низкотемпературных растворов экзогенного происхождения.

Гипотезе глубинного взрыва с образованием трубки взрыва, кроме морфологических несоответствий, вытекающих из рассмотрения нормальных разрезов, противоречат также следующие возражения. При глубинном взрыве, обусловленном, по Л. А. Варданянцу, скоплением газов, могло бы быть три случая.

Первый случай. При большом заглублении взрывной камеры (например, в кристаллическом фундаменте) и при образовании более или менее цилиндрической трубки (например, в месте пересечения каких-либо крупных «довзрывных» разломов) ударная волна должна бы была распространиться вертикально вверх как бы по узкому цилиндрическому каналу (кумулятивное действие). Деформации палеозойских пород в широкой (до 20—30 *км*) периферической кольцевой зоне при этом не должно было бы произойти, как не могло вообще произойти образования и всей периферической очень пологой части воронки. Достоверные трубки взрыва не сопровождаются широкими и тем более настолько широкими периферическими зонами деформированных пород и представляют собой действительно кумулятивные образования.

Второй случай. Если энергия взрыва была достаточно велика, а центр взрыва располагался не слишком глубоко (где-то в нижней части палеозойского чехла, как это следует из предположений Л. А. Варданянца), то кумулятивное действие не носило бы четко выраженного характера, и взрыв должен был бы привести к образованию воронки с иным соотношением глубины и диаметра воронки (например, около 1 : 5 или максимально 1 : 10), характерным для воронок взрыва сосредоточенных колоссальных зарядов ВВ.

Третий случай. При недостаточной мощности взрыва вообще мог иметь место камуфлет — дробление пород в довольно тесной зоне взрыва и над ней, без выброса обломков и без образования воронки, но с возникновением положительной структуры — камуфлетного вздутия поверхности — над центром взрыва.

Ни к одному из этих случаев структурно-морфологический облик зоны ПКД не подходит. Заметим также, что достоверно известные, африканские и сибирские, трубки взрыва имеют в большинстве случаев столь незначительные (от нескольких десятков метров до 1 *км*) по сравнению с зоной ПКД размеры (Оффман, 1959), что относить структуру ПКД к подобным трубкам нет оснований и по масштабу данного явления. Далее, предположим, что взрыв был действительно глубинным и произошел в результате скопления газов где-то около глубины в 2 *км*. Листостатическое давление на этой глубине составляет около 500 *атм*, а для развития взрыва было бы необходимо превышение давления газа в камере над литостатическим давлением в несколько раз, при непременном условии — импульсном повышении давления газа. Однако даже и при этом значительно более вероятными были бы прострелы по отдельным каналам (например, по разломам, зонам трещиноватости и т. п.), как это происходило, по-видимому, при образовании кимберлитовых трубок, а не сосредоточенный взрыв, энергии которого все равно не хватило бы для деформации колоссальных объемов пород в широкой зоне. Наконец, грандиозность Пучеж-Катункской взрывной структуры требовала бы не меньшей грандиозности глубинного газового очага со сверхвысоким импульсно возникшим давлением опять-таки где-то на глубине около 2 *км*, но Л. А. Варданянц даже не пытается найти геологически подходящее объяснение этому и не ищет аналогий. В самом деле, даже грандиознейшие вулканические взрывы (Кракатау, Катмаи, Камчатские вулканы) не идут ни в какое сравнение с масштабом Пучеж-Катункской катастрофы.

* * *

Тем не менее особенности зоны ПКД очень выразительно свидетельствуют о ее взрывном происхождении, и, учитывая бесплодность дискуссии, в ходе которой были использованы все возможные и невозможные геологические причины, несомненно, следует попытаться обратиться к причинам негеологического порядка.

Полностью объясняет особенности структуры и морфологии зоны ПКД, представляющей собой поверхностный пологий грандиозный кратер, гипотеза поверхностного взрыва, который мог бы произойти в результате падения крупного метеоритного (астероидного) тела.

Прежде всего, каковы были бы морфологические последствия подобного взрыва, математическая модель которого была дана К. П. Станюковичем и В. В. Федынским (1947)?

При сохранении космической скорости после пробивания атмосферы Земли метеоритное тело могло успеть несколько заглубиться в породы палеозоя, прежде чем произошел взрыв вследствие почти мгновенного гашения скорости в момент удара. В принципе такой взрыв

следует квалифицировать как поверхностный или близкий к поверхности. Часть энергии взрыва, переносимая нижней полусферой ударной волны, центробежно распространяющейся в скальных породах, расходуется на дробление и смятие пород, а также на их уплотнение и уплотнение возникающих брекчий. Особенности пород в зоне ПКД не противоречат этому: так, плотность ненарушенных палеозойских пород составляет 2,04—2,08 (глинистые породы) и 2,15—2,27 (мергели), тогда как плотность глинистых брекчий — 2,12—2,15 и мергелистых брекчий — 2,25—2,35 (Горецкий, 1962). Степень деформации пород резко уменьшается от центра взрыва в связи с прогрессирующей потерей энергии на фронте ударной волны, но при колоссальной силе взрыва эти деформации охватывают широкую зону.

При поверхностном взрыве бо́льшая часть энергии уносится верхней полусферной ударной волны, распространяющейся в воздухе (Покровский, 1964), однако при некотором заглублении метеоритного тела некоторая доля энергии верхней полусферы ударной волны (тем большая, чем больше величина заглубления) также расходуется на деформацию и выброс раздробленных пород, благодаря чему образуется воронка (в случае зоны ПКД — центральная мульда). Часть обломков, получивших ускорения по направлениям, близким к нормали, исчерпав запас кинетической энергии, снова падает в воронку, образуя подобие центральной горки, причем более вероятен возврат в воронку обломков пород из наиболее глубокой и наиболее центральной зоны взрыва (в случае зоны ПКД — это гнейсовая брекчия), чем обломков из поверхностных слоев. Масса обломков с большими начальными моментами количества движения, но с наклонными траекториями рассеивается за пределами воронки.

Эффект образования центральной горки при близком положении поверхностей — разделов плотности пород (кристаллический фундамент — палеозойский чехол) может усугубиться выпячиванием гнейсовой брекчии на фронте отраженной от этих разделов нижней полусферы ударной волны, если эта отраженная волна несет еще достаточно энергии, чтобы преодолеть силы гравитации и сообщить обломкам дополнительный импульс.

Именно такими деталями, имеющими полное сходство с деталями строения зоны ПКД, может быть насыщена картина катастрофического поверхностного или близкого к поверхности взрыва.

Как же обстоит дело с энергетикой этого феноменального взрыва?

Вне зависимости от той или иной природы взрыва, расчеты показывают следующее. Если принять наружный диаметр кольцевой зоны деформированных палеозойских пород в среднем около 80 *км*, среднюю глубину этой зоны около 600 *м*, диаметр тела гнейсовой брекчии около 30 *км* и глубину этого тела (выполняющего нижнюю часть воронки) по крайней мере в 2 *км* (до кристаллического фундамнта и приблизительно на 0,5 *км* ниже), то полный объем Пучеж-Катункского кратера составит $2 \cdot 10^{18}$ *см*$^3$ (2000 *км*$^3$) и масса раздробленных и частично выброшенных пород около $5 \cdot 10^{18}$ *г*, с округлением около 10%. Эти цифры, скорее всего, несколько уменьшены. Объем центральной мульды или объем выброшенных из воронки пород составляет не более чем 15% от указанного количества, что характерно для воронок взрыва с относительно небольшим заглублением взрывной камеры (по сравнению с диаметром воронки).

Экспериментально установлено (Андреев, 1956; Покровский, 1964; Росси, 1948), что расход энергии на дробление (и частичный выброс) 1 *г* пород при взрывах сосредоточенных зарядов ВВ, заглубленных на оптимальную расчетную величину (Покровский, 1964), составляет около 1 *кал* или $4{,}2 \cdot 10^7$ *эрг*. Практика промышленных сверхвзрывов подтверждает это (Каменка, Божко, 1948; Кубалов, 1957). Учитывая

это значение удельной энергии, получаем для полной энергии Пучеж-Катункского взрыва значение порядка $5 \cdot 10^{18}$ *кал*, или $2 \cdot 10^{26}$ *эрг* (пренебрегая значительными потерями энергии), что на несколько порядков больше энергии самых катастрофических землетрясений и энергии Тунгусской катастрофы, определяемой в $10^{22}$—$10^{23}$ *эрг* (Астапович, 1958).

Однако при поверхностных или имеющих небольшое заглубление взрывах величина удельной энергии на дробление и выброс 1 *г* породы резко возрастает в связи со значительными потерями энергии взрыва в верхней полусфере ударной волны. Так, при катастрофическом взрыве в 1921 г. на военном заводе в Оппау, Германия, 4500 *т* ВВ, судя по размерам воронки (диаметр 120 *м*, глубина 30 *м*), она достигла 15 *кал/г*. Во время взрыва атомно-водородной бомбы «Майк» на атолле Эневиток 1 ноября 1952 г. (по данным Р. Лэппа (1959) диаметр воронки 1 миля, глубина 175 футов, тринитротолуоловый эквивалент взрыва 8 мегатонн) удельный расход энергии достиг 23 *кал/г* и т. д. Известная формула М. М. Борескова (Покровский, 1964; Рябуха, 1954; Яхонтов, 1959) и ее варианты, связывающие размеры воронки сосредоточенного оптимального взрыва с количеством ВВ, или энергией взрыва, и предусматривающие приблизительно $\xi = 1$ *кал/г*, или 1 *кг* ВВ (например, тринитротолуола) на 1 *т* породы, для неоптимальных взрывов неверны и дают резко завышенные значения. Не вдаваясь в подробности, отметим, что учет последствий ряда катастрофических взрывов и взрывов атомных и водородных бомб позволил установить следующую приблизительную зависимость между удельной энергией $\xi$ (*эрг/г*) и полной энергией $E$ (*эрг*) взрыва на поверхности или с небольшим относительно поперечных размеров воронки, заглублением взрывной камеры:

$$\lg \xi = 0{,}077 \lg E + 7$$

или, при $\xi$ в *кал/г* и $E$ в *кал*,

$$\lg \xi = 0{,}077 \lg E.$$

Далее, преобразуя формулу М. М. Борескова при $\xi = \varphi(E)$, оказалось возможным связать диаметр воронки $D$ (в *м*) с полной энергией взрыва $E$ (в *эрг*) следующим приблизительным равенством:

$$\lg E = 3 \lg D + 13{,}8.$$

Результаты расчетов по этому равенству почти точно совпадают с результатами расчетов по уравнению из теоретической и экспериментальной модели кратера, разработанной Дж. А. Роттенбергом (Билс, Иннес, 1964). Для случая зоны ПКД (при среднем диаметре кратера $8 \cdot 10^4$ *м*) записанное выше равенство дает значение полной энергии взрыва около $3{,}3 \cdot 10^{28}$ *эрг*, или округленно $3 \cdot 10^{28}$ *эрг*, что по крайней мере на пять порядков превышает энергию Тунгусского взрыва и соответствует термоядерному взрыву с тротиловым эквивалентом в 800 000 мегатонн (одновременный взрыв, например, 16 000 50-мегатонных бомб!). По уравнению из модели Дж. А. Роттенберга полная энергия Пучеж-Катункской катастрофы определяется величиной такого же порядка — $2{,}5 \cdot 10^{28}$—$3 \cdot 10^{28}$ *эрг*. При этом удельный расход энергии превышает 140 *кал/г* ($3 \cdot 10^{28}$ *эрг*: $5 \cdot 10^{18}$ *г* $= 6 \cdot 10^9$ *эрг/г*), тогда как по $\xi = \varphi(E)$ он определяется всего в 37 *кал/г* (или в $1{,}55 \cdot 10^9$ *эрг/г*). Очевидно, определение массы раздробленных, перемятых и частично выброшенных из Пучеж-Катункской воронки пород в $5 \cdot 10^{18}$ *г* является минимальным, не учитывающим большие объемы пород со слабыми деформациями ниже поверхности, образующей воронку. Объем этих пород должен превосходить объем пород над поверхностью, образующей воронку

в 2—3 раза, что характерно для гигантских кратеров от поверхностных термоядерных взрывов.

Каковы должны были бы быть размеры метеоритного тела, которое способно было вызвать взрыв с энергией в $3 \cdot 10^{28}$ *эрг*?

В момент удара полная энергия взрыва метеоритного тела составляет $E = 0{,}5\ mv^2$. Гелиоцентрические скорости метеорных (и астероидных) тел в районе орбиты Земли находятся в пределах 30—35 *км/сек* (Астапович, 1958; Кринов, 1948, 1955; Федынский, 1956) и геоцентрические их скорости в зависимости от угла встречи метеорного тела с Землей колеблются от самых минимальных значений (догоняющие метеориты) до 70 *км/сек* (встречные метеориты). Для простоты расчетов можно принять среднюю геоцентрическую скорость метеоритов в 30 *км/сек*. Крупные и гигантские метеориты способны пробивать атмосферу Земли с незначительным затормаживанием, сохраняя космическую скорость. Принимая для метеорита условно сферическую форму и плотность около 3,75 (средняя плотность всей массы метеоритов), около 3,0 (средняя плотность каменных метеоритов) и около 7,9 (средняя плотность железных метеоритов (Билс, Иннес, 1964; Кринов, 1955), получаем при скорости в 30 *км/сек* следующие значения диаметров метеоритов $d$ (в *м*) из величины полной энергии взрыва $E$ (в *эрг*):

для условного среднего метеорита $d = \sqrt[3]{E} / 2{,}07 \cdot 10^6$;

для каменного метеорита $d = \sqrt[3]{E} / 1{,}92 \cdot 10^6$;

для железного метеорита $d = \sqrt[3]{E} / 2{,}6 \cdot 10^6$.

Таким образом, для образования зоны ПКД необходим был взрыв условного среднего метеорита поперечником 1500 *м*, каменного метеорита —1650 *м* (округленно), железного метеорита —1200 *м*. Подобные метеориты относятся уже к разряду астероидных тел.

* * *

Подтверждают ли конкретные факты реальность подобного космического события — встречи Земли с гигантским метеоритом или астероидом? На этот вопрос следует ответить утвердительно.

На разных континентах известны кратеры диаметром от нескольких метров до нескольких километров, метеоритно-взрывное происхождение которых неоспоримо доказывается находками в них и в их окрестностях никелистого железа и коэссита и наличием характерных взрывных деформаций в породах (Кринов, 1958, 1962; Nininger, 1951; Rinehart, 1958). К их числу относится широко известный Каньон Дьявола в Аризоне поперечником около 1,2 *км*, образованный взрывом железного метеорита (Кринов, 1962; Nininger, 1956; Rinehart, 1958), и целый ряд других кратеров, хорошо выраженных в современном рельефе и представляющих собой относительно молодые (с геологической точки зрения — современные) образования. Однако по масштабам они не идут ни в какое сравнение с древним Пучеж-Катункским кратером. Например, аризонский кратер мог быть образован при взрыве железного метеорита поперечником всего в 18 *м* (расчет произведен по полной энергии взрыва — около $10^{23}$ *эрг*, рассчитанной из диаметра 1200 *м*), что по порядку величин близко к поперечникам крупнейших железных метеоритов, найденных на поверхности Земли, и не может особенно поразить наше воображение.

Однако уже много лет (и в последние годы особенно) самым серьезным образом обсуждается возможное метеоритно-взрывное происхождение ряда гигантских круговых и эллиптических депрессий на поверхности Земли. Круговое озеро Чабб (Унгава, Канада) диаметром около 3,5 *км* и глубиной в 400 *м* относится к метеоритно-взрывным кратерам (Билс, Иннес, 1964; Массальская, 1951; Meen, 1950). При тех же условиях (геоцентрическая скорость метеорита 30 *км/сек* и плотность метеорита около 3,0) для его образования необходим был взрыв каменного метеорита поперечником около 65 *м* (полная энергия взрыва порядка $2 \cdot 10^{24}$ *эрг*). Залив Дип Бей в Северном Саскачеване, Канада, имеющий диаметр 12 *км* при современной глубине в 219 *м*, относится к структурам этой же категории (Билс, Иннес, 1964). Для его образования необходим был взрыв каменного метеорита поперечником в 250 *м*. К. С. Билс и М. Д. Иннес (1964) приводят описания более десяти подобных структур, открытых изучением аэрофотоснимков Канадского щита. Некоторые из них разбурены скважинами, и выявлена картина несомненно взрывных поверхностных кратеров. Предполагается также, что гигантские депрессии заливов Унгава, Святого Лаврентия, Гудзонова (поперечниками 241, 289, 442 *км* соответственно) представляют собой метеоритно-взрывные кратеры большой древности. К числу подобных образований относится и впадина Ашанти на побережье Гвинейского залива. Описаны также скрытые депрессионные структуры, которые не находят приемлемых геологических объяснений. Некоторые из них превосходят 5—10 *км* в диаметре. Одна из скрытых кратерообразных структур взрывного происхождения разбурена скважинами в Гласфорде (штат Иллинойс, США); она имеет диаметр до 4 *км* и погребена осадочными породами верхнего ордовика, силура, девона и карбона; взрыв метеорита произошел в породах кембрия и раннего ордовика в позднеордовикское время (Buschbach, Ryan, 1963). Даже для хорошо выраженных в современном рельефе метеоритно-взрывных кратеров Канадского щита предполагается и устанавливается большая древность их образования — вплоть до докембрия.

Перечень подобных открытий можно было бы значительно продолжить, но и сказанного вполне достаточно, чтобы вызвать серьезное отношение к метеоритно-взрывной гипотезе, хорошо объясняющей особенности чужеродных в геотектонических структурах верхней зоны коры нашей планеты кратерных форм. В заключение этого обзора я привожу табл. 2, в которой для Пучеж-Катункского кратера и некоторых

Таблица 2

**Сравнение Пучеж-Катункского кратера с другими по диаметру, полной энергии взрыва и диаметру космического тела, произведшего взры**

| Кратер | Диаметр кратера, *км* | Полная энергия взрыва, *эрг* | Диаметр космического тела, *м* |
|---|---|---|---|
| Холлфорд, Канада (разбурен) | 2,35 | $8{,}0 \cdot 10^{23}$ | 48 |
| Брент, Канада (разбурен) | 3,5 | $2{,}7 \cdot 10^{24}$ | 72,5 |
| Дип Бей, Канада (разбурен) | 12,2 | $1{,}1 \cdot 10^{26}$ | 250 |
| Клирвотер Лейкс, Канада (частично разбурены) | 24 | $8{,}9 \cdot 10^{26}$ | 500 |
| | 32 | $5{,}2 \cdot 10^{27}$ | 900 |
| Пучеж-Катункский, СССР (разбурен) | 80 | $3{,}3 \cdot 10^{28}$ | 1650 |
| Залив Унгава, Канада | 241 | $8{,}9 \cdot 10^{29}$ | 5050 |
| Дуга залива Св. Лаврентия | 289 | $1{,}6 \cdot 10^{30}$ | 6100 |
| Дуга Гудзонова залива | 442 | $5{,}6 \cdot 10^{30}$ | 9300 |

кратерных форм, описанных К. С. Билсом и М. Д. С. Иннесом (1964), дана оценка полной энергии взрыва и диаметра космического тела, которое могло обеспечить подобный взрыв при скорости удара

30 *км/сек* и плотности самого тела 3,0 *г/см*³. Как видно из этих данных, Пучеж-Катункский кратер — далеко не наибольший.

* * *

Возможна ли встреча Земли со столь крупными космическими телами, вплоть до тел астероидного размера?

Оптические и радиолокационные наблюдения над метеорами (Астапович, 1958; Левин, 1956; Ловелл, 1958; Федынский, 1956) позволяют определить частоту их падения и показывают, что с уменьшением блеска метеоров на каждую звездную величину количество их возрастает примерно в 2,5 раза. Этот же закон распределения свойствен астероидам (Путилин, 1953), что служит одним из доказательств генетического родства между метеоритами, порождающими в атмосфере Земли эффект метеоров (от телеметеоров до болидов), и астероидами (Астапович, 1958; Федынский, 1956).

Экстраполируя данные для телеметеоров, метеоров и болидов от +17 до —14 звездной величины в сторону больших звездных величин (до —50), которые соответствовали бы все более и более крупным космическим телам, вторгающимся в атмосферу Земли, оказывается возможно дать приблизительную оценку массе и размерам этих тел и частоте их выпадения на всю поверхность Земли. Эти данные, осредненные для группы метеорных тел по 5 звездных величин, приведены в табл. 3. Разумеется, они не очень точные, но порядки величин вряд

Таблица 3

**Оценка размеров и вероятности встречи крупных метеоритных тел и небольших астероидов с Землей экстраполяцией статистического материала по метеорам**

| Группы тел по 5 звездных величин | Средняя масса тела, *т* | Средний поперечник тела (при плотности 3,0), *м* | Число выпадений на всю поверхность Земли | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | одно выпадение за время | всего выпадений за 650 млн. лет | всего выпадений за 5 млрд. лет |
| —15 — —20 | 1 | 0,86 | 2 дня | $1{,}25\cdot10^{11}$ | $9{,}5\cdot10^{11}$ |
| —20 — —25 | 100 | 4,0 | 193 дня | $1{,}25\cdot10^{9}$ | $9{,}5\cdot10^{9}$ |
| —25 — —30 | $10^4$ | 18,5 | 53 года | $1{,}25\cdot10^{7}$ | $9{,}5\cdot10^{7}$ |
| —30 — —35 | $10^6$ | 86 | 5,3 тыс. лет | $1{,}25\cdot10^{5}$ | $9{,}5\cdot10^{5}$ |
| —35 — —40 | $10^8$ | 400 | 530 тыс. лет | 1250 | 9500 |
| —40 — —45 | $10^{10}$ | 1850 | 53 млн. лет | 12,5 | 95 |
| —45 — —50 | $10^{12}$ | 8600 | 5,3 млрд. лет | — | 1 |

ли изменятся существенно с накоплением нового статистического материала по метеорам.

Если тела размером с аризонский метеорит теоретически имеют частоту падения приблизительно один случай за 50 лет (видимо, к этому же разряду должны быть отнесены тунгусский и сихотэ-алиньский метеориты, метеориты кратера Баринджер, кратера Одесса и др.), то вероятность встречи Земли с телом поперечником около 2 *км*, как это можно предполагать для Пучеж-Катункской катастрофы (точнее 1650 *м*), составляет один случай более чем на 50 млн. лет. Для космических тел размером около 9 *км*, взрыв которых мог бы обеспечить образование кратерной формы поперечником с Гудзонов залив, вероятность встречи с Землей за геологическое время меньше единицы, а за 5 млрд. лет планетной истории — около единицы. Следовательно, редкость крупных кратерных форм подобного происхождения согласуется с теоретическими предпосылками и подчеркивает малую, но тем не менее положительную вероятность космических катаклизмов.

Из более чем двух тысяч астероидов, для которых к настоящему времени определены параметры орбит, около десяти подходят к Земле на довольно близкие расстояния — от 600 тыс. *км* до 30 млн. *км*, имея период обращения от 1,12 до 4,34 года: Эрот, Ганимед, Альберт, Амур, Алинда, Аполлон, Адонис и др. (Путилин, 1953). 28—30 октября 1937 г. наблюдалось прохождение ныне потерянного астероида Гермес всего в 580 тыс. *км* от Земли, или только в полтора раза дальше орбиты Луны. Поперечник Гермеса по блеску можно было оценить в 1—1,5 *км*. При еще большем приближении Гермес мог бы быть захвачен гравитационным полем Земли, а это было бы, в конце концов, равносильно новой Пучеж-Катункской катастрофе.

* * *

Конечно, самое существенное возражение против метеоритно-взрывной гипотезы образования зоны ПКД может состоять в том, что ни в одной из многочисленных работ, посвященных этому феномену, нет указаний на находки метеоритного вещества. Кстати говоря, оно пока не найдено и в ряде канадских кратерных форм, хорошо разбуренных скважинами. Приводя это возражение, следует, однако, учесть, что, во-первых, специальными поисками метеоритного вещества в породах зоны ПКД никто до сих пор и не занимался, и специальные геохимические, металлометрические исследования здесь не производились; во-вторых, за 180—200 млн лет прошедших с момента Пучеж-Катункской катастрофы, метеоритное вещество могло быть распылено и рассеяно экзогенными процессами, а мы знаем, что и в современных кратерах оно по прошествии нескольких десятков и сотен лет обнаруживается с трудом; в-третьих, взрыв мог привести к ультрамикроскопической и даже ионно-молекулярной дисперсии космического тела; наконец, в-четвертых, падение железо-никелевого тела по крайней мере в четыре раза менее вероятно, чем силикатного, а в последнем случае петрохимический контраст между веществом этого тела и веществом земных пород может быть незначительным. Нельзя считать, что изучение Пучеж-Катункских дислокаций закончено. Настало время взглянуть на них с другой точки зрения.

Метеоритно-взрывная (баллистическая) гипотеза образования кратерных форм далеко не нова и хорошо известна в селенологии, метеоритике и т. п., но консервативный склад геологических традиций и до сего времени препятствует ее привлечению к объяснению генезиса структур. Исключительно большой вклад в развитие этой гипотезы, применительно и к кратерам Луны, и к земным кратерным формам, был сделан американскими астрономами и геологами. Было бы приятно заметить сдвиг в этом направлении в советской геологии. Я бы хотел особенно подчеркнуть, что публикация данного сообщения не есть порождение времени и дань моде. Более 10 лет назад, начиная подборку материалов к баллистической гипотезе, пришлось столкнуться с работами по Пучеж-Катункским дислокациям, дискуссия о происхождении которых уже тогда прочно зашла в тектонический тупик. Автор приносит благодарность А. Л. Яншину за поддержку и интерес к работе.

**Литература**

Андреев К. К. Взрывы и взрывчатые вещества. Воениздат, М., 1956.
Астапович И. С. Метеорные явления в атмосфере Земли. Госфизматиздат, М., 1958.
Билс К. С., Иннес М. Д. С. Опознание древних метеоритных кратеров. Сб. Метеоритика, вып. XXV, Изд-во АН СССР, 1964.
Варданянц Л. А. Трубка взрыва в центральной части Русской платформы. Изв. АН АрмССР, т. XIV, № 2, 1961.

Горецкий Г. И. К познанию природы Пучеж-Балахнинских дислокаций (о проявлениях инъективной тектоники на Русской платформе). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., нов. сер., т. XXXVII. вып. 5, 1962.
Каменка Б. И., Божко Г. А. Массовые взрывы на выброс на строительстве угольных разрезов. Мин-во строит. топливных предпр. СССР, М., 1948.
Кринов Е. Л. Метеориты. Изд-во АН СССР, М.— Л., 1948.
Кринов Е. Л. Основы метеоритики. Гостехиздат, М., 1955.
Кринов Е. Л. Метеориты. Госфизматиздат, М., 1958.
Кринов Е. Л. Метеоритные кратеры на поверхности Земли. Сб. Метеоритика, вып. XXII, Изд-во АН СССР, 1962.
Кубалов Б. Г. Справочник взрывника. Промстройиздат, М., 1957.
Левин Б. Ю. Физическая теория метеоров и метеорное вещество в солнечной системе. Изд-во АН СССР, М., 1956.
Ловелл Б. Метеорная астрономия. Госфизматиздат, М., 1958.
Лэпп Р. Атомы и люди. Изд-во иностр. лит., М., 1959.
Массальская К. П. Большой метеоритный кратер в северо-восточной Канаде. Природа, № 9, 1951.
Оффман П. Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы. «Тектоника СССР», т. IV. Изд-во АН СССР, М., 1959.
Путилин И. И. Малые планеты. Гостехтеоретиздат, М., 1953.
Покровский Г. И. Взрыв. Изд-во «Недра», М., 1964.
Росси Б. Д. Константы взрывчатых веществ для горной промышленности. Углетехиздат, М.— Л., 1948.
Рябуха А. Я. Единая формула для расчета зарядов рыхления и выброса. Промстройиздат, М., 1954.
Станюкович К. П., Федынский В. В. О разрушительном действии метеоритных ударов. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 57, № 2, 1947.
Федынский В. В. Метеоры. Гостехтеоретиздат, М., 1956.
Яхонтов А. Д. Взрывные работы и взрывчатые материалы. Госгортехиздат, М., 1959.
Buschbach T. C., Ryan R. Ordovician explosion structure at Glasford, Illinois. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists XII, v. 47, No. 12, 1963.
Meen V. B. Chubb crater, Ungava, Quebec. J. Roy. Astron. Soc. Canada, v. 44, No. 5, 1950.
Nininger H. H. Condensation globules of meteor crater. Science, v. 113, No. 2948, 1951.
Nininger H. H. Arizona's meteorite crater. Amer. meteor. museum Sedona, Arizona, 1956.
Rinehart J. S. Distribution of meteoritic debris about the Arizona meteoritic crater. Smithsonian Contributions to Astrophysics, v. 2, No. 7, 1958.

Институт геологии и геофизики
СО АН СССР

Статья поступила
21 декабря 1964 г.

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 2 март — апрель 1965 г.

# КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.24(478)

Б. С. СЛЮСАРЬ, В. С. МАКАРЕСКУ

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ МОЛДАВСКОЙ ЮРСКОЙ ВПАДИНЫ

В последние несколько лет получены новые данные по геологическому строению основания Молдавской (Преддобруджской) впадины, позволяющие выяснить генетическую природу и историю формирования этой структурной единицы.

Ранее отмечалось (Сухаревич, 1955, 1957; Гофштейн, 1952), что Преддобруджская впадина расположена в зоне сопряжения докембрийской (Русской) и эпигерцинской (Скифской) платформ. Работами последних лет установлено, что разновозрастные платформы сочленяются по глубинному разлому, проходящему в направлении Баймаклия — Чадыр-Лунга — Тузлы. По глубинам залегания доюрского основания Преддобруджье подразделяется на три зоны: южную, центральную и северо-восточную (рис. 1).

В пределах первой, южной зоны доюрский субстрат, сложенный дислоцированным и метаморфизованным верхнепалеозойско-триасовым комплексом Добруджи, образует две крупные ступени. Западная, представляющая наиболее приподнятую часть эпигерцинской платформы, характеризуется залеганием палеозойских и триасовых пород на глубинах 370—610 *м*. В ее пределах юрские отложения отсутствуют. Восточная ступень погружена на глубину 900—1500 *м* и перекрыта преимущественно верхнеюрскими и, возможно, нижнемеловыми отложениями.

Южная зона по серии крупных сбросов (с амплитудой до 1—1,5 *км*) граничит с центральной зоной. Полоса этих сбросов, выявленная первоначально электроразведкой и сейсморазведкой в районе г. Болграда, в настоящее время прослежена при помощи КМПВ и отчасти бурением на всей территории междуречья Прута и Днестра от г. Кагула через Болград до оз. Сасык.

Центральная зона характеризуется наиболее глубоким залеганием доюрского основания (1200—3500 *м*), причем наименьшие глубины тяготеют к Припрутью. Здесь выделяется ряд крупных блоков, с разной амплитудой смещения, сложенных преимущественно триасовыми и пермо-карбоновыми отложениями (Капцан, Полев, Сафаров, 1963). К востоку глубины залегания фундамента резко возрастают, превышая, судя по данным сейсморазведки, 3,5 *км*. В пределах центральной зоны развиты нижне-среднеюрские (около 2000 *м*) и верхнеюрско-нижнемеловые (до 1900 *м*) отложения.

Центральная зона на севере ограничена глубинным разломом, по которому сочленяются докембрийская и эпигерцинская платформы.

Для северо-восточной зоны характерны глубины залегания доюрских пород порядка 800—1300 *м*. Здесь так же, как и в южной зоне, распространены верхнеюрско-нижнемеловые отложения мощностью в 300—600 *м*.

Изучение литофаций и условий залегания юрских отложений позволило выяснить, что каждой из отмеченных зон и даже отдельных крупных блоков свойственны свои разрезы юрских отложений определенной мощности. Так, в западной части южной зоны юрские отложения отсутствуют (размыты); в восточной части развиты отложения верхней юры и нижнего мела, при этом с запада на восток происходит наращивание разреза за счет появления кимериджа, титона и нижнего мела, не известных на западе. Центральной зоне присущ наиболее полный разрез юрских отложений; нижне-среднеюрские и верхнеюрско-нижнемеловые образования имеют здесь значительную мощность. Характерно, что в западной части центральной зоны, где субстрат залегает относительно неглубоко, развит сокращенный разрез как нижней, средней, так и верхней юры, в то время как в восточной части наряду с общим увеличением мощности наблюдается появление в разрезе более молодых горизонтов верхней юры и нижнего мела. В северной зоне развиты только верхнеюрско-нижнемеловые отложения, стратиграфически представленные полно, но отличающиеся сокращенной мощностью.

Эти данные свидетельствуют о том, что область распространения нижне-среднеюрских отложений повышенной мощности совпадает с наиболее опущенной зоной доюрского субстрата (рис. 2) и контролируются крупными тектоническими нарушениями глубокого заложения. Нижняя и средняя юра выполняют сложный грабен с крутыми ступенчатыми бортами. За пределами этого грабена (центральная зона) нижне- и среднеюрские отложения отсутствуют или представлены маломощными эпиконтинентальными образованиями.

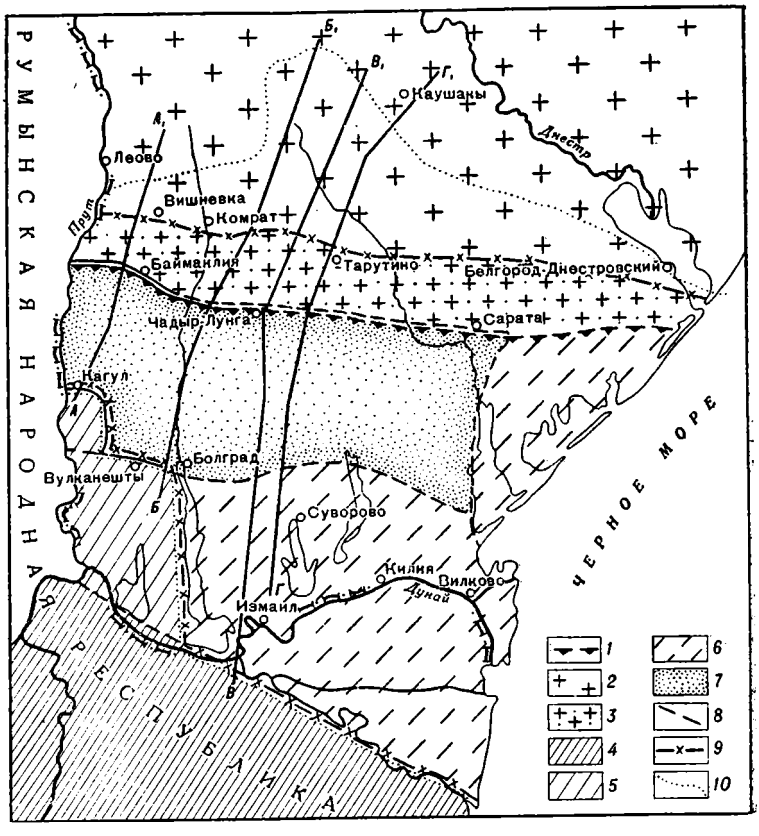


Рис. 1. Схема тектоники южной части междуречья Прут — Днестр:

*1* — граница между Русской и Скифской платформами (глубинный разлом); *2* — юго-западный склон Украинского кристаллического массива, глубина залегания палеозоя — 300—800 *м*; *3* — опущенная часть склона Украинского кристаллического массива, глубина залегания доюрских пород — 1000—1400 *м* (северная зона Молдавской впадины); *4* — герцинско-киммерийские сооружения Добруджи, поднятые выше уровня моря; *5* — наиболее приподнятая часть погребенного склона Добруджи, глубина залегания палеозойско-триасовых пород — 370—610 *м* (западная ступень); *6* — область эпигерцинской платформы, в пределах которой доюрский субстрат опущен на глубины 900—1600 *м* (южная зона Молдавской впадины, восточная ступень); *7* — наиболее опущенная часть доюрского субстрата, глубина — 1100—3500 *м* (центральная зона Молдавской впадины); *8* — разломы, ограничивающие глубоко опущенную часть доюрского основания: *а* — установленные бурением, *б* — геофизикой; *9* — границы Молдавской юрской впадины; *10* — границы современного распространения юрских отложений; *11* — *А—А*₁, *Б—Б*₁, *В—В*₁, *Г—Г*₁ — линии геологических профилей

Верхнеюрские и нижнемеловые отложения, развитые на значительно большей территории, почти целиком перекрывают центральную зону и известны к северу и югу от нее, распространяясь в северную и южную зоны. Они выполняют пологую, чашеобразную, типично платформенную впадину.

Таким образом, нижне-, среднеюрские и верхнеюрско-нижнемеловые отложения слагают две тектонические единицы, различные по своему строению, размерам и конфигурации.

Между этими структурами существует определенная взаимосвязь. Однако обе эти структуры вряд ли можно относить к категории предгорных прогибов, как до сих пор это делалось в отношении Преддобруджской впадины (Гофштейн, 1952; Друмя и др., 1961; Сухаревич, 1955, 1957).

Поэтому для выяснения генетической природы, внутреннего строения и простирания Преддобруджской впадины необходимо изучать раздельно нижне-среднеюрскую и верхнеюрско-нижнемеловую структуры, так как совместное их рассмотрение может привести к противоречивым, на первый взгляд взаимоисключающим друг друга, выводам.

На генезис и простирание юрской впадины существуют две точки зрения. Согласно одной из них, поддерживаемой в основном геофизиками (Сологуб, 1960; Чирвинская, Гуревич, 1959), Преддобруджская впадина имеет субширотное простирание, замыкается

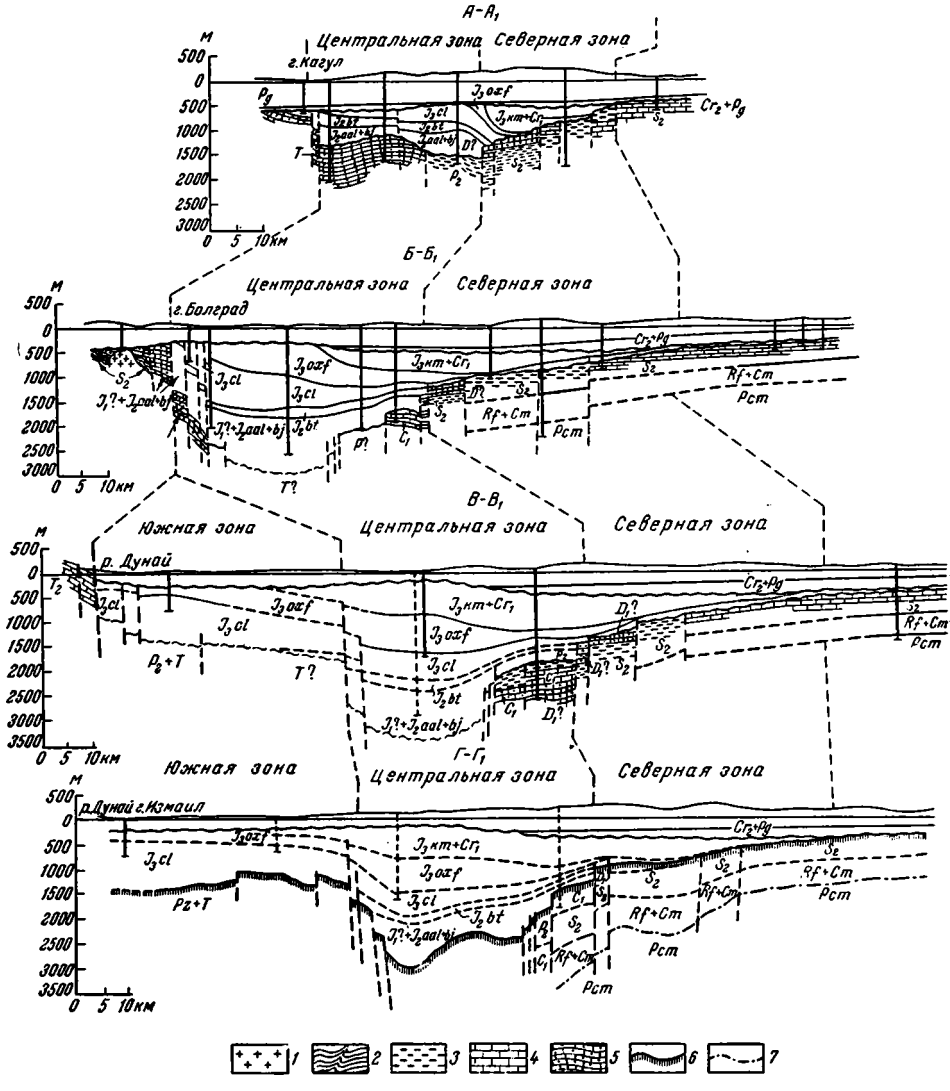


Рис. 2. Геологические профили вкрест простирания Молдавской юрской впадины (профили А—А₁, Б—Б₁, В—В₁ построены по данным бурения и геофизики, профиль Г—Г₁ построен по данным КМПВ):

*1* — палеозойские интрузивные тела; *2* — глинисто-карбонатные сланцы силура; *3* — аргиллито-алевролитовые породы; *4* — известняки; *5* — песчаники; *6* — поверхность палеозойско-триасового субстрата Молдавской впадины по данным КМПВ; *7* — поверхность фундамента докембрийской платформы по данным КМПВ

близ побережья Черного моря и является грабеном, генетически связанным с герцинско-киммерийским орогеном Добруджи.

Большинство же геологов (Гофштейн, 1952; Друмя и др. 1961; Сухаревич, 1957), наоборот, полагают, что эта структура представляет собой типичный предгорный (передовой) прогиб, возникший в связи с горообразовательными процессами в смежной Добрудже и протягивающийся через район дельты Дуная (между Добруджей и о-вом Змеиным) до Черного моря. Они допускают, что прогибу свойственно северо-западное простирание, параллельное простиранию герцинид Добруджи.

Причина разногласия заключается в том, что Преддобруджская впадина рассматривается в целом, без подразделения на две достаточно самостоятельные тектонические единицы. Действительно, нижне-среднеюрский грабен, четко фиксируемый по данным геофизики и отождествляемый некоторыми исследователями (Сологуб, 1960; Чирвинская, Гуревич, 1959) с собственно Преддобруджской впадиной, имеет субширотное простирание и замыкается у оз. Сасык. Вместе с тем верхнеюрско-нижнемеловая впадина, выделяемая геологами по данным бурения, обладает бо́льшими размерами, чем нижне-

среднеюрская, северо-западным простиранием и распространяется на район дельты Дуная.

Большой интерес представляют данные морских геофизических исследований, проведенных в 1961 г. (Корнев, Непрочнов, 1962) в пределах северо-западной части акватории Черного моря. Этими работами по обе стороны от обширного поднятия (в центре которого расположен о-в Змеиный), сложенного дислоцированными породами триаса и рассматриваемого В. А. Корневым как Северо-Добруджская мегаантиклиналь, выявлены два прогиба. Стратиграфический объем осадочных образований, выполняющих северный прогиб, известен (частично верхняя юра и в основном верхний мел, палеоген и неоген); в пределах южной зоны (дельта Дуная, РНР) скважинами вскрыты верхнеюрские отложения (Литяну и др., 1963).

Таким образом, верхнеюрско-нижнемеловая впадина заходит на приподнятую часть герцинского сооружения и сечет его почти вкрест простирания. Подобное явление противоречит гипотезе о предгорном характере Преддобруджской впадины. Если бы эта структура представляла собой предгорный прогиб, то она, естественно, должна была бы располагаться к северу от Северо-Добруджской герцинско-киммерийской мегаантиклинали о-ва Змеиного.

Все эти соображения приводят к выводу о том, что Преддобруджскую впадину нельзя рассматривать как предгорный прогиб орогена Добруджи.

Рядом исследователей (Муратов и др., 1962; Найдин, Петренко, 1961) установлено, что вдоль юго-западной и южной окраин Русской платформы развита серия мезозойских грабенообразных впадин. По нашему мнению, Преддобруджская юрская впадина представляет собой звено в цепи этих краевых наложенных впадин, опоясывающих периферию Русской платформы и развившихся в тектонически мобильных зонах ее сочленения с более молодыми эпипалейзойскими сооружениями.

Необходимо остановиться на вопросе о наименовании рассмотренной тектонической единицы, так как к настоящему времени для нее предложено много терминов: Молдавская депрессия, Преддобруджская впадина, предгорная впадина Добруджи, Добруджский краевой прогиб, Преддобруджский прогиб и др.

По-видимому, от терминов «Преддобруджский прогиб», «предгорная впадина Добруджи» и других, подчеркивающих предгорный характер этой структуры, следует отказаться. Целесообразно в этом вопросе сохранить право приоритета за Г. М. Мургочи (Murgoçi, 1957), который еще в 1911 г. назвал ее Молдавской впадиной.

## Литература


Гофштейн И. Д. Схема тектоники Бессарабии. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Сер. геол., т. 27, № 6, 1952.

Друмя А. В., Иванчук П. К., Каниковский В. И., Негадаев-Никонов К. Н. Тектоника Молдавской ССР. Изд-во АН СССР, 1961.

Капцан В. Х., Полев П. В., Сафаров Э. И. Новые данные о верхнепалеозойских отложениях в Молдавии. Докл. АН СССР, т. 150, № 4, 1963.

Корнев В. А., Непрочнов Ю. П. Новые данные по тектонике северо-западной части Черного моря по данным геофизических и геоморфологических исследований. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 5, 1962.

Литяну Е., Прикэжан А., Балтак Т. Четвертичные трансгрессии Черного моря на территории дельты Дуная. Révue de Geologie et de Geographie, т. 3, № 1, 1963.

Муратов М. В., Микунов М. П., Чернова Е. С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы. Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 11, 1962.

Найдин Д. П., Петренко В. С. Структурное положение верхнемеловых впадин южной части Восточно-Европейской платформы и ее палеозойского обрамления. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 36, № 4, 1961.

Сологуб В. Б. Тектоника передовых прогибов Альпийской геосинклинальной области и сопредельных районов Европейской части СССР. Изд-во АН УССР, Киев, 1960.

Сухаревич П. Н. Юрские отложения Бессарабии. Уч. зап. Кишиневск. ун-та, т. 19, 1955.

Сухаревич П. М. Основные этапы истории развития предгорной впадины Добруджи в юрский период. Уч. зап. Кишиневск. ун-та, т. 25, 1957.

Чирвинская М. В., Гуревич Б. Л. К вопросу о тектонике Причерноморской впадины. Сов. геология, № 4, 1959.

Murgoçi G. M. Opere alese. Ed. Academiei RPR, Bucureşti, 1957.



Институт геологии и полезных ископаемых, Кишинев



Статья поступила 25 ноября 1964 г.

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 2 март — апрель 1965 г.

# КРИТИКА И ДИСКУСИИ

УДК 551.24(5/265)

И. А. СОЛОВЬЕВА

## О КНИГЕ «СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ОБЛАСТИ ПЕРЕХОДА ОТ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА К ТИХОМУ ОКЕАНУ»

**(под ред. Е. И. Гальперина и И. П. Косминской)**

Выпущенная в 1964 г. издательством «Наука» монография «Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану» составлена коллективом авторов — сотрудников Института физики Земли АН СССР под общей редакцией Е. И. Гальперина и И. П. Косминской. Как указано в аннотации, работа представляет собой описание результатов глубинного сейсмического зондирования земной коры, выполненного в период МГГ в Охотском море, Курило-Камчатской зоне Тихого океана, в Прикомандорских районах Берингова моря и Тихого океана и на профиле Магадан-Колыма. Книга содержит 301 страницу печатного текста, более 180 графических иллюстраций (графики, копии сейсмограмм, сейсмические разрезы, схемы строения земной коры) и 18 таблиц. В библиографическом указателе — 120 названий.

В целом работа представляет собой чрезвычайно интересное, основанное на богатом фактическом материале исследование, которое, несомненно, привлечет внимание самых широких кругов геологов и геофизиков. Именно поэтому, как нам кажется, следует остановиться на разборе некоторых вопросов, возникающих при чтении книги «Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану», которые, с нашей точки зрения, имеют принципиальное значение при геологической интерпретации геофизических данных. Таких вопросов, по крайней мере, два. Первый из них касается принципа расчленения земной коры на отдельные слои и комплексы пород, второй связан с выделением различных типов коры.

Рассмотрим оба эти вопроса отдельно.

1. Как известно, в настоящее время общепринято выделять в пределах земной коры три слоя: осадочный, «гранитный» (или кристаллический фундамент) и «базальтовый». В зависимости от имеющихся материалов каждый из этих слоев может быть подразделен на более мелкие комплексы. Основой для выделения слоев служат величины скоростей продольных сейсмических волн. Верхние части «гранитного» слоя характеризуются скоростями порядка 5,6—6,2 *км/сек* (но не ниже, чем 5,5 *км/сек*), скорости в верхних частях «базальтового» слоя— от 6,4 до 7,0—7,2 *км/сек*. Наиболее широким диапазоном скоростей отличается осадочной слой. Величины средней скорости в нем варьируют от 1,6—2,0 *км/сек* (рыхлые неуплотненные осадки) до 5,0—5,5 *км/сек* (вулканогенные образования, сильно уплотненные и метаморфизованные осадочные породы).

В отличие от такого расчленения земной коры, авторы рассматриваемой работы подразделяют кору переходной зоны (Охотское море, Курильская гряда и Курил-Камчатская окраина Тихого океана) на осадочную и консолидированную, причем к осадочной части относят только рыхлые осадки, средние скорости в которых не превышают 3,5 *км/сек*, а под консолидированной корой понимают весь комплекс, пород, залегающих ниже первой сейсмической границы с высокой (как правило, выше 5,5 *км/сек*) скоростью распространения сейсмических волн (стр. 275). Для сухопутного профиля Магадан-Колыма сохранено общепринятое расчленение (стр. 127 и далее).

Принимая во внимание, что при разборе вопросов, связанных с изучением эволюции земной коры в ходе тектогенеза, с выявлением характера происходящих в коре изменений, общей направленности процесса ее развития и целого ряда других проблем, необходимо иметь сравнимые данные по самым различным участкам земного шара, представляется нецелесообразным вводить для переходной зоны особую терминологию.

Употребление понятия «консолидированная кора» тем более необоснованно, что оно не заключает в себе никакого геологического смысла и имеет чисто формальное значение. В главе 12 сами авторы подчеркивают резкую разнородность кровли консолидированной коры, указывая, что на одних участках кровлей консолидированной коры

является «базальтовый» слой, на других — «гранитный», а в ряде случаев — поверхность комплекса вулканогенных или сильно уплотненных осадочных пород.

В то же время в работе термин «консолидированная кора» часто заменяется понятием «фундамент» (гл. 5, 6 и др.) или — «условный гранит» (гл. 9), что, на наш взгляд, вряд ли можно признать удачным, поскольку такая замена терминов вносит дополнительную путаницу.

Нельзя не отметить также, что сам фактический материал, приведенный в рассматриваемой работе, не дает, как нам кажется, оснований вводить новый принцип расчленения земной коры.

Граница со скоростью порядка 6,0 *км/сек* (кровля «гранитного» слоя) прослеживается почти повсеместно в северной и центральной частях Охотского моря, в том числе и там, где выше нее залегают плотные породы (со скоростями 5,2 *км/сек*). Таким образом, для этой части исследуемого региона легко может быть построена схема поверхности «гранитного» слоя. На более южных участках можно говорить либо о полном выклинивании «гранита», либо, если наличие «гранитного» слоя можно предполагать (например, в районе южного звена Курильской гряды и хребта Витязя),— об отсутствии четкой границы между вулканогенным комплексом пород и подстилающим собственно «гранитным» слоем. Далее следует обратить внимание на наличие преломляющих горизонтов со скоростями до 5,0 *км/сек* внутри «осадочной толщи». Такие горизонты обнаружены к северо-западу от Сахалина (профили 11-М и 12-М), в пределах впадины Дерюгина (профиль 10-М) и Южно-Охотской впадины (профиль 14-М), но прослежены они лишь на отдельных участках профилей и не образуют, согласно имеющимся данным, непрерывных границ раздела. Последнее может быть, по-видимому, отчасти объяснено недостаточной детальностью и точностью проведенных исследований, но, возможно, обусловлено и специфическими особенностями строения осадочной толщи на соответствующих участках — постепенным возрастанием упругих свойств с глубиной и отсутствием резких границ раздела. Так или иначе, но наличие высокоскоростных преломляющих горизонтов в рыхлых осадках свидетельствует о присутствии в нижней части разреза достаточно плотных пород, т. е. о существенной неоднородности осадочной толщи. Не исключено, что указанные горизонты в какой-то мере аналогичны поверхности со скоростью 5,2 *км/сек*, обнаруженной в центральной части Охотского моря. Такая аналогия представляется тем более правомерной, что, согласно данным МОВ (гл. 5), осадочная толща северной и центральной частей Охотского моря характеризуется резкой слоистостью, которая проявляется в наличии большого числа отражающих площадок вплоть до глубины 2—3 *км*. Та же слоистость наблюдается ниже границы со скоростью 5,2 *км/сек*, что позволяет, на наш взгляд, относить соответствующий комплекс пород к осадочному чехлу, а не к фундаменту. Следует добавить, что ниже границы со скоростью 6,0 *км/сек* и более отражающих площадок не обнаружено, за исключением небольшого участка на профиле 9-М (между 200 и 250 *км*), где, согласно разрезу (стр. 100), поверхность фундамента построена неуверенно.

Таким образом, по своей внутренней структуре верхняя часть «консолидированной коры» северной и центральной частей Охотского моря до границы со скоростью 6,0 *км/сек* сходна с нижними горизонтами осадочной толщи, и вряд ли правильно их разделять.

В районе Курильской гряды кровля «консолидированной коры» характеризуется наиболее низкими значениями граничных скоростей (преимущественно 5,0 *км/сек*, а близ о. Уруп —4,3 *км/сек*). По мнению Ю. В. Тулиной и В. И. Мироновой, залегающий под этой границей слой, «по-видимому, имеет вулканическое происхождение и сложен вулканическими породами» (гл. 9, стр. 277). Возраст этих образований вряд ли древнее третичного, так как нигде на островах не известны более древние вулканогенные породы. Сама зона Курильской гряды рассматривается большинством геологов как современная геосинклиналь, в которой накапливались и накапливаются мощные толщи вулканогенно-осадочных отложений. Поэтому с геологической точки зрения правильнее было бы относить здесь верхнюю часть «консолидированной коры» к осадочному чехлу (первичные геосинклинальные осадки, по В. Е. Хаину). Мы совершенно согласны с авторами рассматриваемой работы, что в данной зоне, скорее всего, идет процесс формирования земной коры, в частности и ее «гранитного слоя», однако этот процесс, по-видимому, еще не достиг той стадии, на которой «гранитный» слой сформирован окончательно.

Таким образом, отказ от старой терминологии и введение нового понятия «консолидированной коры» не оправдано ни имеющимся фактическим материалом, ни геологическими соображениями и лишь затрудняет использование работы.

2. Не менее важен вопрос о разделении земной коры переходной зоны на различные типы (структуры I порядка).

В работе выделяются четыре основных типа коры: континентальный, океанический, субконтинентальный и субокеанический, которые, в свою очередь, подразделяются на структуры II и III порядков. На фиг. 7.12 (приложение) представлена итоговая схема структур земной коры, на которой авторы попытались показать структуры всех трех порядков. Отметим сразу, что указанная схема чрезвычайно сложна, система принятых на ней условных обозначений, на наш взгляд, неудачна, так как подчеркивает детали, но затушевывает основную картину. Структуры I порядка на схеме пропадают, а наиболее четко выявляются различия в мощности рыхлых осадков. Мы не будем более

детально рассматривать эту схему, а остановимся подробнее на принципах выделения структур I порядка.

Выделение структур I порядка основано на наличии сейсмических материалов разных типов, т. е. записей, различающихся, «в первую очередь, временами прихода волн $P^M$ [1], количеством прослеженных групп первых волн, а также общей характеристикой волнового поля: формой записи, четкостью выделяемых групп глубинных волн, характером их затухания с расстоянием» (стр. 16). Времена прихода волн $P^M$ определяются главным образом глубиной залегания поверхности Мохоровичича, остальные особенности записи зависят от внутренней структуры коры и глубины моря (т. е. мощности слоя воды) на соответствующих участках наблюдений. Отсюда можно заключить, что при выделении основных типов земной коры учитывались все факторы: глубина залегания поверхности Мохоровичича, общая мощность коры, ее внутренняя структура и глубина моря. Против такого принципа трудно что-либо возразить, однако, как мы постараемся далее показать, в рассматриваемой работе он выдержан далеко не всегда.

Обратимся теперь непосредственно к выделенным структурам I порядка.

Основная особенность коры континентального типа, как следует из табл. 12.1 (стр. 288), помимо ее высокой мощности (более 20 *км*),— наличие трех слоев: осадочного, «гранитного» и «базальтового». К этому типу отнесена кора материка, северной и центральной частей Охотского моря, Сахалина и северного и южного участков западного склона Курило-Камчатского глубоководного желоба (стр. 285—286). В то же время в главах 2 и 7 отмечается, что в северной и центральной частях Охотского моря граница раздела «гранит — базальт» прослеживается лишь на отдельных небольших участках наблюдений. На большей части профилей (13-М, 9-М, 14-М, 12-М) эту границу обнаружить не удалось, т. е. здесь не наблюдается четкого разделения «гранитного» и «базальтового» слоев, а потому кору этой части региона нельзя безоговорочно относить к континентальной. В данном случае отсутствие четкой границы «гранит — базальт» является фактором первостепенной важности и не может рассматриваться как частная особенность.

Северный и южный участки западного склона глубоководного желоба характеризуются наличием мощного слоя «базальта», перекрытого толщей пород со скоростями 5,0—5,5 *км/сек*. Сами авторы (стр. 227) подчеркивают, что эта толща может быть только весьма условно отнесена к «гранитному» слою, а несколько выше мы приводили свои соображения в пользу включения данной толщи в осадочный чехол. Так или иначе, но присутствие «гранитного» слоя на западном склоне желоба, по крайней мере, спорно, и выделение здесь участков с континентальным типом коры обосновано недостаточно.

Субконтинентальная кора отличается сравнительно малой мощностью (15—20 *км*), наличием двух слоев — осадочного и «гранито-базальтового» (табл. 12,1) и «промежуточными значениями скоростей» (стр. 286). К этому типу коры «отнесены южные Курильские острова и прилегающие к ним с востока небольшие участки шельфовых зон» (стр. 286). При сопоставлении вышеприведенного определения с сейсмическими разрезами земной коры соответствующих участков обращают на себя внимание следующие факты. Непосредственно под островами данных глубинного сейсмического зондирования нет. Профили подходят к островам Итуруп и Уруп с северо-запада, со стороны Охотского моря (пр. 1-М и 6-М, фиг. 8.5 и 8.6) и с юго-востока, от глубоководного желоба (пр. 1—0 и 6—0, фиг. 9.14 и 9.15). Близ островов сейсмические разрезы, построенные по морским и океаническим профилям, резко отличаются друг от друга. Со стороны Охотского моря около островов земная кора имеет трехслойное строение: под рыхлыми осадками здесь залегает слой пород с пластовыми скоростями 5,5 *км/сек* близ Итурупа и 4,3 *км/сек* близ Урупа, подстилающийся «базальтовым» слоем с пластовой скоростью 6,6 *км/сек*. Правда, данных здесь недостаточно, но они равноточны для всех границ раздела, включая поверхность Мохоровичича (см. фиг. 8,5 и 8,6). Со стороны океана под рыхлыми осадками прослежена граница раздела со скоростью 6,3 *км/сек*, по-видимому погружающаяся под острова. Какова структура коры под самими островами, по этим данным установить невозможно, однако, принимая во внимание широкое распространение на Итурупе и Урупе вулканогенных пород, можно предполагать, что кора там скорее должна быть трехслойной, т. е. что слой со скоростями 4,3—5,5 *км/сек* продолжается под острова со стороны Охотского моря. Следует отметить также, что и на других участках наблюдений — в районе среднего звена Курильской гряды — отмечается понижение граничной скорости на подошве рыхлых осадков со стороны океана (6,3 *км/сек*), в то время как со стороны Охотского моря граничная скорость имеет значение 6,6 *км/сек* (пр. 4—0 и 14-М). Учитывая, что интерпретация морских и океанических профилей проводилась разными авторами (гл. 8 и 9), естественно поставить вопрос: не обусловлены ли такие расхождения некоторыми различиями в методике интерпретации или какой-то систематической ошибкой, допущенной одним из авторов? Во всяком случае, имеющихся данных пока недостаточно, чтобы на их основании в качестве основного признака субконтинентальной коры выдвинуть наличие под островами «гранито-базальтовой» смеси, характеризующейся промежуточными значениями скоростей сейсмических волн.

Субокеаническая кора состоит из двух слоев — толстого осадочного (имеются в виду, по-видимому, только рыхлые осадки) и «базальтового». К этому типу отне-

[1] $P^M$ — волны, связанные с поверхностью Мохоровичича.

сены котловины окраинных и внутренних морей с общей мощностью коры соответственно 10—15 и 20—40 *км*.

От коры океанического типа субокеаническая кора отличается только более мощным слоем рыхлых осадков, что зависит от близости областей сноса, степени замкнутости бассейна и т. п., но не отражает только генезис данного участка. Таким образом, субокеанический тип коры, в отличие от других типов, выделен по совершенно иному признаку, что, на наш взгляд, принципиально неверно. Мы полагаем, что земная кора котловин морей, в лучшем случае, может рассматриваться как подтип коры океанической, так как характер различий между ними существенно иной, чем между остальными типами.

В целом представляется, что классификация структур земной коры переходной зоны недостаточно продумана и нуждается в значительной доработке. Очень жаль, что в книге этому важному вопросу уделено мало внимания. В главе 12 читателю предлагаются лишь окончательные выводы и не приводится сколько-нибудь подробное их обоснование. Может быть, именно поэтому данная часть работы звучит неубедительно.

В заключение хотелось бы подчеркнуть, что в рассматриваемой работе следует четко различать две части: 1) фактическую, в которой рассматривается методика и результаты интерпретации и анализа первичного материала вплоть до построения разрезов, и 2) дальнейшую интерпретацию — построение площадных схем и их анализ, выделение различных типов земной коры, геологическая интерпретация сейсмических данных.

Что касается первой части, то по ней, возможно, могут сделать замечания специалисты-интерпретаторы, нам же она представляется чрезвычайно интересной, достаточно серьезно аргументированной и убедительной. Построенные сейсмические разрезы вместе с данными о средних и граничных скоростях продольных волн, внутреннем строении осадочной толщи, характере границ раздела в земной коре составляют очень ценный материал для решения самых разнообразных вопросов.

Часть вторая, как мы попытались показать, вызывает некоторые принципиальные возражения и является, с нашей точки зрения, весьма спорной. Основные геолого-тектонические выводы базируются на представлении о существовании четырех типов структур I порядка, что само по себе строго не доказано. Вызывает сомнение и геологическая трактовка структур более высоких порядков, причем причиной некоторых ошибочных выводов послужило разделение коры на осадочную и «консолидированную». В частности, авторы книги выделяют в центральной части Охотского моря по рельефу кровли «консолидированной коры» Охотскую возвышенность и относят ее к платформе, не учитывая, что фундамент платформ нигде не имеет граничных скоростей ниже чем 5,5 *км/сек*. Если же включить верхний комплекс пород «консолидированной коры» (скорости 5,2 *км/сек*) в осадочный чехол, а за фундамент принять, как и на окружающих участках, породы с граничной скоростью 6,0 *км/сек*, то на месте Охотской возвышенности обнаруживается глубокий прогиб, заполненный, скорее всего, вулканогенными или вулканогенно-осадочными образованиями. В таком случае наличие тут платформенного участка становится сомнительным. Отнесение Присахалинского и Северного прогибов к «области развивающихся передовых прогибов, которые, очевидно, являются продолжением на северо-восток Сахалинской геосинклинальной зоны» (стр. 291), на наш взгляд, также мало удачно.

В Присахалинском и Северном прогибах не наблюдается подъема поверхности Мохоровичича и утонения кристаллической коры, что имеет место в передовых прогибах геосинклинальных зон.

Отмечаемое авторами книги для коры континентального типа «соответствие между прогибами поверхности и подошвы консолидированной коры при более резких формах последней» (стр. 291) характерно лишь для отдельных небольших участков; в целом в области континентальной коры, как легко видеть по разрезам, наблюдаются самые различные соотношения рельефа основных границ раздела.

Таким образом, к этой второй, геолого-геофизической части работы следует, по-видимому, относиться с большой осторожностью и рассматривать выводы авторов, во всяком случае, как гипотетические, но не достаточно строго обоснованные фактическим материалом.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
6 января 1965 г.

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 2 март — апрель 1965 г.

# ХРОНИКА

УДК 551.24

## О РАБОТЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СОВЕЩАНИЯ — ДИСКУССИИ, СОСТОЯВШЕЙСЯ В г. АШХАБАДЕ

Тектоническое совещание, созванное Госгеолкомом Туркменской ССР и республиканским Научно-техническим горным о-вом рассмотрело три проблемных вопроса: 1) Принципы тектонического районирования юга Туранской плиты, 2) Типы и классификация зон разломов платформенной и горноскладчатых областей территории Туркменской ССР, 3) Геотектоническое положение Б. Балхана. С основными докладами по этим проблемам выступили Г. И. Амурский, А. А. Борисов, К. В. Тиунов. С содокладами, сообщениями и в обсуждении выступили: А. Е. Шлезингер, В. И. Браташ, Ю. Я. Федотов, А. Г. Блискавка, О. А. Рыжков, Г. Х. Дикенштейн, Л. Н. Смирнов, Е. В. Лебзин, В. И. Терехов, В. Н. Крымус, Л. М. Расцветаев, А. А. Николаев, В. Г. Коц, С. С. Чамо, Ю. Н. Хорошилов, В. В. Семенович, В. П. Гавилов, Н. Н. Камышев, В. В. Ишутин, Г. Б. Худайназаров, А. В. Пейве, А. Л. Яншин и др. На совещании в основном присутствовали геологи среднеазиатских производственных и научно-исследовательских организаций и ряда центральных головных институтов. 16 октября была проведена геологическая экскурсия в район Центрального Копет-Дага.

Совещание приняло следующее решение.

1. В связи с предстоящим составлением тектонической карты юга СССР, в целях унификации имеющихся тектонических карт, просить Всес. научн. исследоват. геол. нефт ин-т и Тектонический комитет при Отделении наук о Земле Академии наук СССР провести рабочее совещание с редакторами карт отдельных районов и представителями всех участвующих в составлении организаций по выработке и согласованию легенды этой карты.

2. В связи с неразработанностью вопроса тектонической терминологии и классификации структур молодых платформ и эпиплатформенных орогенических областей, частой противоречивостью в понимании того или иного термина и различиями в способах отображения на картах тектонических элементов разного порядка, создать межведомственную рабочую комиссию по разработке терминологии и классификации тектонических структур юга Туранской плиты и эпиплатформенных орогенических сооружений. Разработанные предложения представить на рассмотрение и утверждение в Тектонический комитет.

3. Учитывая большую практическую важность изучения локальных структур и необходимость разработки их четкой классификации по генетическим, морфологическим и другим признакам, просить заинтересованные организации включить в планы своих работ тематические исследования локальных структур.

4. Считать необходимым специальное рассмотрение вопроса о номенклатуре, строении и классификации предгорных (краевых) альпийских прогибов, для чего просить Тектонический комитет организовать соответствующее совещание и широкую дискуссию в печати по этому вопросу.

5. Исследованиями последних лет установлено наличие большого количества разломов, определяющих, в ряде случаев, характер деформаций мезокайнозойских отложений.

Изучение разломов в этой связи имеет важное научное и практическое значение. Совещание считает необходимыми постановку в производственных и научно-исследовательских организациях специальных исследований разломов по следующим направлениям: а) происхождение и морфология зон разломов, б) классификация по комплексу признаков, в) история развития и влияние на характер деформации осадочного чехла юга Туранской плиты. Считать необходимым приложить к тектонической карте юга СССР схему разломов, составленную в соответствии с указанными пунктами.

6. Совещание считает, что решение вопроса о структурном положении пермо-триасовых отложений имеет большое значение для тектонического районирования территории эпигерцинской платформы юга СССР. В связи с этим желательно провести дальнейшее обсуждение вопроса о структурном положении пермо-триасового комплекса закрытых районов Туранской плиты с привлечением всех имеющихся материалов по геологии аналогичных толщ в других областях герцинской складчатости.

7. Просить Тектонический комитет создать среднеазиатскую секцию комитета со следующими задачами: а) определение важнейших направлений тектонических исследований в западных районах Средней Азии; б) рассмотрение результатов региональных тектонических исследований; в) распространение методики, достижений и опыта тектонических исследований, согласование предложений по тектонической классификации и терминологии; г) организация тектонических совещаний по важнейшим вопросам тектоники запада Средней Азии; д) совещание рекомендует следующий состав среднеазиатской секции тектонического комитета: Ф. А. Арест, Г. И. Амурский, А. Г. Бабаев, А. А. Борисов, М. И. Белеловский, Г. А. Габриэлянц, В. Г. Гарьковец, Г. Е. Дикенштейн, Б. Ф. Дьяков, С. А. Захаров, Л. Н. Смирнов, Б. Б. Таль-Вирский, Ю. А. Федотов. Кураторами — консультантами просит утвердить А. Л. Яншина, А. В. Пейве, В. Е. Хаина.

8. Участники совещания отмечают, что совещание — дискуссия прошло на высоком научном уровне, было интересным и важным, и считают целесообразным проведение и в дальнейшем совещаний по отдельным важнейшим проблемам тектоники запада Средней Азии. Участники совещания считают необходимым одобрить инициативу Геолкома Туркменской ССР и республиканского научно-техн. горн. о-ва в проведении этого совещания. Плодотворной работе несомненно содействовала тематическая направленность и четкая организация работы совещания.

9. Учитывая важность заслушанных докладов и их несомненную ценность для практики геологоразведочных работ, просить Тектонический комитет и Геолком Туркменской ССР опубликовать труды совещания.

*Г. И. Амурский*

# К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

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

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

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

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

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

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

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

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

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

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

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

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

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

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

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

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

13. К статье, превышающей 6 стр. машинописного текста, должна быть приложена аннотация (до 10 строк), для всех статей — краткий реферат для ВИНИТИ (1—2 стр. машинописного текста в двух экземплярах).

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

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

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