

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

3

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1972

## ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАЙ — ИЮНЬ

МОСКВА

№ 3, 1972 г.

## СОДЕРЖАНИЕ

|  |      |
|--|------|
| М. М. Одинцов, Б. М. Владимиров. К проблеме генезиса и структурного контроля кимберлитов   | 3    |
| К. Л. Волочкович, Е. Н. Алтухов, Б. Н. Красильников, А. Д. Смирнов. Опыт типизации геантиклиналей Урало-Монгольского складчатого пояса | 14 ✓ |
| В. А. Дедеев. Тектоническая карта докембрийского фундамента Русской плиты  | 27   |
| В. Д. Парфенов. Значение микроструктурного анализа кальцитовых тектонитов для изучения разрывных смещений                              | 37   |
| Ю. Н. Нагорный, В. Н. Нагорный. О времени и глубине заложения региональных разрывов Донецкого бассейна                                 | 51   |
| О. Томуртогоо. Тектоника и история развития Орхонской впадины (север Центральной Монголии)   | 61   |
| М. С. Дюфур. Основные черты тектоники Центрального Памира  | 75   |
| Л. Г. Данилович. Магматизм и тектоника Карпат  | 87   |
| А. Б. Дергунов. Структуры сжатия и растяжения на востоке Алтая в четвертичное время  | 99   |

## Рецензии

|  |     |
|--|-----|
| Л. П. Зоненшайн. Новый этап в составлении тектонических карт (о «Тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли») | 111 |
|--|-----|

## Хроника

|  |     |
|--|-----|
| Н. А. Богданов. Проблемы тектоники Тихоокеанского региона (XII Тихоокеанский научный конгресс, Канберра, Австралия, 18—28 августа 1971 г.) | 116 |
|--|-----|

## GEOTECTONICS

MAY — JUNE

MOSCOW

№ 3, 1972

## CONTENTS

|   |    |
|---|----|
| <b>M. M. Odintsov, B. M. Vladimirov.</b> To the problem of genesis and structural control of kimberlites . . . . .  | 3  |
| <b>K. L. Volochkovich, E. N. Altukhov, B. N. Krasilnikov, A. D. Smirnov.</b> Typization attempt of geanticlines in the Ural-Mongolian folded belt . . . . . | 14 |
| <b>V. A. Dedeev.</b> Tectonic map of the Precambrian basement of the Russian plate . . . . .  | 27 |
| <b>V. D. Parfenov.</b> Importance of a microtextural analysis of calcite tectonites in studying disjunctive dislocations . . . . .                          | 37 |
| <b>Yu. N. Nagorny, V. N. Nagorny.</b> On the incipience time and depth of regional faults in Donetsk Basin . . . . .  | 51 |
| <b>O. Tomurtogoo.</b> Tectonics and geological history of Orkhonsk depression (north of Central Mongolia) . . . . .   | 61 |
| <b>M. S. Dufloor.</b> Fundamental features in the tectonics of Central Pamirs . . . . .   | 75 |
| <b>L. G. Danilovich.</b> Magmatism and tectonics of the Carpathians . . . . .   | 87 |
| <b>A. B. Dergunov.</b> Compression and extension structures in the east of the Altai during the Quaternary . . . . .  | 99 |

## Reviews

|  |     |
|--|-----|
| <b>L. P. Zonenshain.</b> New stage in the compilation of tectonic maps (On the «Tectonic map of the Pacific Segment of the Earth») . . . . . | 111 |
|--|-----|

## Chronicle

|   |     |
|---|-----|
| <b>N. A. Bogdanov.</b> Tectonic problems of the Pacific area (XII-th Pacific Scientific Congress, Canberra, Australia, 18—28 August 1971) . . . . . | 116 |
|---|-----|

УДК [552.323.6 : 553.061.12] : 551.243

М. М. ОДИНЦОВ, Б. М. ВЛАДИМИРОВ

## К ПРОБЛЕМЕ ГЕНЕЗИСА И СТРУКТУРНОГО КОНТРОЛЯ КИМБЕРЛИТОВ

Рассмотрены два типа древних платформ, различающихся по особенностям строения древнего цоколя и типам магматических проявлений. Устанавливается закономерная связь проявлений кимберлитов с платформами второго типа. На основании анализа современных данных аргументируется образование кимберлитов в результате отделения флюидной фазы из расплавов типа мелилитового базальта.

Одним из важных результатов, полученных при изучении кимберлитов Сибирской платформы, явилось расчленение их на две возрастные группы — палеозойскую и мезозойскую. Этот факт, вместе с известными ранее докембрийскими коренными алмазонасными породами Бразилии и Индии, а также с докембрийскими коллекторами алмазов в Южной и Западной Африке, приводит к выводу о существовании на древних платформах не менее трех эпох алмазо- и кимберлитообразования. В свою очередь это означает, что кимберлитовый магматизм имел место во многих наиболее полно выраженных тектонических циклах древних платформ, основные этапы которых сопровождались достаточно разнообразными вулканическими проявлениями. Поскольку тектонические и вулканические процессы связаны один с другим теснейшим образом и образуют единые циклы, магматические ряды пород можно рассматривать как индикаторы термодинамического состояния коры и их специфические черты привлекать для расшифровки особенностей структурного развития платформ (Одинцов, 1962).

Используя данные о типе и распространенности глубинного магматизма, главным образом неогейского, древние платформы можно подразделить на два типа. Первый — с мало затронутым глубинными разломами фундаментом (Восточно-Европейская, отчасти Северо-Американская платформы), где магматизм имеет слабое развитие, и второй — с существенными и глубинными нарушениями фундамента, его повышенной проницаемостью, массовым внедрением толеитовых базальтов и широким развитием кимберлитов (Сибирская, Африканская, Бразильская, Индийская платформы). Очевидно, имеется прямая связь в данном случае между степенью проницаемости платформ (т. е. количеством и мощностью глубинных разломов) и масштабностью магматических проявлений (Одинцов, Владимиров, 1966; Одинцов, Владимиров, Твердохлебов, 1970).

В первом случае эти процессы имеют характер вторичной активизации, так как в большинстве случаев области вулканизма и структурной перестройки платформ примыкают к разновозрастным геосинклинальным системам. Магматизм здесь менее глубинен и локализуется преимущественно в пределах коры и верхних частей мантии. Тектоническая деятельность охватывает древний фундамент и породы осадочного чехла, но процесс, вероятно, не распространяется на наиболее глубинные подкоровые слои. В горизонтальном направлении отмечается локализация в до-

вольно четко выраженные линейные зоны с основным, средним и кислым вулканизмом. При этом основной вулканизм характеризуется ассоциацией толеитовых и трахибазальтовых магм. К структурам такого типа, в наиболее четком выражении, мы считаем возможным отнести Днепровско-Донецкую впадину. Близка к ней, разумеется только в некоторых отношениях, структура Тиманского кряжа на Восточно-Европейской платформе. В обоих случаях магматические проявления имеют относительно малоглубинный характер (кислые и средние эффузивы и малые интрузии Донецкого бассейна, основные и средние, преимущественно незначительные по объему, гипабиссальные внедрения на Тимане). Нечто похожее мы можем увидеть и в южной части Северо-Американской платформы. При достаточно отчетливо выраженных и многократно повторяющихся явлениях ее вторичной тектонической активизации возникали структуры, близкие к структурам Донецкого бассейна и Тимана (на близость к ним структур Уачита и Вичита уже давно указывалось в литературе). Процессы вторичной активизации здесь не разрушили цоколь внутренней части платформы настолько, чтобы сделать его проницаемым для крупных порций глубинных магм — проницаемыми оказались лишь участки, примыкающие к геосинклинальным областям.

При развитии древней платформы по другому типу тектонические и вулканические процессы развиваются иначе. В горизонтальном направлении они не ограничиваются локальной зоной с формированием структур типа экзогеосинклиналей по М. Кэю, или субгеосинклиналей, по представлениям ряда советских авторов, но охватывают значительную часть платформы, причем контур активной области не имеет линейного характера.

Прогибание, подобное прогибанию, например, Днепровско-Донецкой впадины, обычно отсутствует. Напротив, процесс нередко сопровождается восходящими пульсирующими движениями коры, в результате чего осадконакопление происходит в континентальных условиях. Активные процессы в этом случае приводят к глубокой переработке всей толщи коры, и в частности фундамента платформы. Последний становится проницаемым для глубинных магм, проникновение которых в породы осадочного чехла в сложном тектоно-магматическом цикле создает прежде всего обширные поля плато-базальтов. Именно эти процессы характерны для Сибирской, Индийской, Африканской, Бразильской платформ. Проникновение основной магмы в слои чехла через фундамент платформы осуществляется при этом в масштабах, позволяющих говорить о своеобразном процессе «базальтификации» земной коры на древних платформах второго типа. Так, на Сибирской платформе в слои в пределах осадочного чехла было инъецировано в Тунгусской структурно-вулканической зоне не менее 1—1,5 млн. км<sup>3</sup> трапповой магмы. Это количество, отнесенное к площади трапповой провинции, приблизительно определяемой в 1,5 млн. км<sup>2</sup>, создает «дефицит» массы базальта в подкоровом слое на 1 км по вертикали на всю площадь, что соответствует избытку давления около 3 кбар. Так как, несомненно, процесс шел неравномерно, будучи в отдельных районах более интенсивным, а в других — менее, то следует полагать, что в восходящее движение оказались вовлеченными весьма значительные количества подкорового вещества и на большую глубину (Одинцов, Владимиров, Твердохлебов, 1970).

Механизм тектонической активности на платформах второго типа, по нашему мнению, обладает специфическими чертами, которые исключают применение к нему понятия «активизация» в том смысле, как это делается при характеристике наложенных извне процессов. Если при образовании вторично активизированных зон типа Донецкого бассейна и Тимана деформации охватывают осадочный чехол вместе с цоколем и выражены геоморфологически (Донецкая субгеосинклиналь верхнего палеозоя), а магматизм не имеет специфически глубинного характера, то на плат-

формах второго типа деформации, по-видимому, развиваются снизу, охватывая фундамент платформы в первую очередь и почти не сказываясь на чехле. Во всяком случае нарушений осадочного чехла, равных по масштабам излияниям основной магмы, мы не обнаруживаем ни на Сибирской платформе, ни на ее аналогах — платформах Гондваны.

Обращает на себя внимание и отсутствие у платформ этого типа непосредственных связей с тектоно-магматическими процессами в геосинклиналях; тектоно-магматические циклы соответствуют здесь главным эволюционным эпохам, но имеют самостоятельный и независимый от геосинклинальных систем характер. Яркой иллюстрацией такой закономерности может служить Африканская платформа, развивающаяся в течение всего неогена изолированно от геосинклинальных поясов. В непосредственном окружении Сибирской платформы также отсутствуют типичные геосинклинальные системы, возраст которых соответствовал бы наиболее активной перестройке платформы в герцинскую и альпийскую эпохи. Таймырская и Верхояно-Чукотская области не могут рассматриваться в этом плане как источники тектоно-магматических процессов для всей Сибирской платформы, так как они слишком удалены от ее наиболее насыщенных вулканическими продуктами районов и несоизмеримы с ними по масштабам (Одинцов, 1961).

Сказанное заставляет нас предположить источник энергии, вызывающий активную жизнь платформ второго типа, лежащим в верхней части мантии, где зарождается восходящее движение вещества.

Отмеченные особенности имеют общепринципиальный характер и не отражают всей сложности истории развития и строения платформ второго типа. На базе имеющегося в настоящее время фактического материала можно утверждать, что последние являются гетерогенными образованиями как по характеру составляющих их структурных элементов фундамента, так и по степени и составу насыщающих его вулканических продуктов. Исходя из этих признаков, основными структурными элементами древних платформ мы считаем древнейшие ядра, стабилизированные в докембрийское время — «щиты» в понимании многих исследователей и причисленные к ним области завершённой складчатости байкалиды.

Типичным представителем последних является Ливийско-Нигерийская зона (Владимиров, Одинцов, Рассказчиков, 1970) в Западной Африке. Фундамент этой зоны представляет собой область байкальской складчатости, перекрытой частично палеозойским и мезозойским чехлом. В платформенный этап развития здесь отмечают те же эпохи активности, выраженные разломной тектоникой и вулканизмом, что и в древнейших ядрах, однако характер магматизма свидетельствует о выраженной автономии и малой глубинности процессов (в палеозое и мезозое наблюдается внедрение малых тел щелочных гранитов). Лишь в кайнозое, когда в более древних ядрах вулканизм прекращается, здесь происходит массовое внедрение глубинных щелочных базальтов, но траппы и кимберлиты отсутствуют. Легко видеть, что во времени магматизм развивается по антидромной линии — от кислого к основному, в чем можно усмотреть аналогию с эпиплатформенными орогенными поясами. К этому же типу структур относится Мозамбикский пояс в Восточной Африке.

На Сибирской платформе выделение подобных структурных элементов затруднено в связи с повсеместным развитием здесь осадочного чехла. В первом приближении к этой категории может быть отнесена зона байкалиды Саяно-Енисейской краевой антеклизы.

Щиты являются теми древнейшими структурами платформ, к которым и приурочены известные в настоящее время крупнейшие кимберлитовые провинции. Их стиль развития является прототипом той эволюции, которую вкладывают обычно в понятие древней платформы. Это области с древнейшим и интенсивно метаморфизованным фундаментом, платформенное развитие которых начинается с протерозоя. В их пределах выде-

ляется четыре формационных типа изверженных пород: габбро-норитовый, трапповый, щелочно-ультраосновной и кимберлитовый. Щелочные базальты проявляются здесь только в связи с щелочно-ультраосновными породами и самостоятельного значения не имеют. В виде формационного типа они встречаются в незначительных объемах только в авлакогенных структурах, развивающихся в тесной генетической связи с геосинклинальными системами.

Последовательность проявления ассоциаций в верхних слоях литосферы также закономерна. Первыми появляются габбро-нориты, затем — траппы, перемеживающиеся со щелочно-ультраосновными породами и кимберлитами. Характерной особенностью вулканизма в целом является выдержанность в изменении составов во времени от оливиновых толеитов, через толеиты, к щелочно-ультраосновным породам и кимберлитам. Указанная последовательность свидетельствует о единстве и направленности процессов, обуславливающих и контролирующих магмообразование. Ключом к познанию этих закономерностей является, несомненно, вопрос о генезисе кимберлитов.

Представления о самостоятельном и генетически независимом кимберлитовом (Бобривич, 1969; Бобривич и др., 1959, 1964) или щелочно-ультраосновном (Шейнманн, 1957, 1961) расплаве, последовательно развивавшиеся в последнее десятилетие, начинают вступать в противоречие с геологическими факторами и данными экспериментальных исследований. Несмотря на относительную близость химизма кимберлитов к пиролиту, моделирование ультраосновного расплава повышенной щелочности путем парциального или полного плавления верхней мантии встречает непреодолимые затруднения. Детальный анализ химических особенностей, так называемых протовыделений кимберлитов, приводит к выводу, что большая их часть является ксеногенными образованиями и что кимберлиты могли кристаллизоваться только из остаточных жидкостей. Это заключение подтверждается и непосредственными геологическими наблюдениями: термально-контактный эффект кимберлитов на вмещающие породы и ксенолиты не превышает  $900^{\circ}\text{C}$ . Не подтверждаются и ранее высказанные гипотезы о кристаллизации алмаза из кимберлитового расплава в наиболее глубинную фазу его эволюции в условиях давлений свыше 40—60 кбар.

Природа вкрапленников пиропы, орто- и клинопироксена обсуждалась неоднократно. Доказательства в подтверждение той или иной гипотезы строились главным образом из наблюдений по морфологии кристаллов и их взаимоотношений. Подобный подход к решению проблемы не дал, как известно, преимуществ ни одному из выдвинутых предположений. В настоящее время, когда выполнены экспериментальные работы по фазовым переходам в указанных минералах при различных давлениях и температурах и учтены изменения их химизма при меняющихся термодинамических условиях, появилась возможность вернуться к этой проблеме на новой основе.

Ф. Р. Бойдом и Д. Л. Инглендом (1968) было установлено, что в структуре энстатита при высоких давлениях проявляется в широких пределах парное замещение  $\text{Mg} - \text{Si}$  на  $\text{Al} - \text{Al}$ , при этом вхождение глинозема в октаэдрическую позицию приводит к уменьшению элементарной ячейки в связи с тем, что ионный радиус у  $\text{Al}$  меньше, чем у  $\text{Mg}$ . Однако из-за близости молекулярных весов магния и глинозема плотность энстатитов увеличивается в целом незначительно — до  $3,29 \text{ г/см}^3$  при содержании  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , равном 25 мол.%. Это обстоятельство накладывает ограничения на пределы растворимости глинозема в энстатитах, и глинозем начинает концентрироваться в более плотном пиропе. В конечном счете система  $\text{MgSiO}_3 - \text{Mg}_3\text{Al}_2\text{SiO}_3$  рассматривается как поле твердого раствора, отделенного разрывом несмесимости от чистого пиропы.

Растворимость глинозема в энстатите, сосуществующем с пиропом, зависит как от температуры, так и от давления. Эта зависимость была

экспериментально исследована Ф. Р. Бойдом и Д. Л. Инглендом (1968) по синтетическим системам, а И. Д. Мак-Грегором и А. Э. Рингвудом (1968) на природных минералах из трубки Булфонтейн. Из диаграммы, представленной этими авторами, следует, что в мантии на глубинах 120—140 км, где условия  $P$ — $T$  равны 40—50 кбар и 1100—1300°С, энстатиты, находящиеся в равновесии с пиропом, должны содержать от 0,5 до 2,5 вес. %  $Al_2O_3$ . Как известно, это хорошо согласуется с фактическим материалом: в пироповых перидотитах ромбического пироксена соответствуют именно этим составам. В приближении к кимберлитовому расплаву, кристаллизующемуся при аналогичных и более низких давлениях, температуру следует повысить до 1500°С для 30 кбар, до 1700°С для 40 кбар, так как подобные условия отвечают наиболее легкоплавким жидкостям. В соответствии с этими параметрами энстатиты должны содержать от 6 до 12,5% глинозема. Для так называемых кимберлитовых ортопироксенов подобных составов не было зафиксировано, и по содержанию глинозема они аналогичны энстатитам из пироповых перидотитов. Отсюда следует признать за ними ксеногенный генезис.

Для диопсидовых пироксенов установлены в принципе те же закономерности, но при несколько большей растворимости глинозема (Скиннер, Бойд, 1968). Вместе с тем на основании опытов Б. Дэвиса и Дж. Шерера, показавших, что растворимость  $MgSiO_3$  в диопсиде одинакова при атмосферном давлении и в 30 кбар, Ф. Р. Бойд и И. Д. Мак-Грегор (1968) оценивают температуру кристаллизации вкрапленников диопсидов из кимберлитов и пироповых перидотитов в 900—1300°С, т. е. в тех же интервалах, что и у энстатитов. Сравнительно низкотемпературная природа пиропов подтверждается парагенезисом с малоглиноземистыми пироксенами. Таким образом, и гранаты из пироповых перидотитов и аналогичные по составу гранаты из кимберлитов не могут быть кристаллическими фазами, выделяющимися из магматического расплава.

Представления о ксеногенной природе вкрапленников магнезиального пироба, диопсидов и энстатитов высказывались и ранее (Сарсадских, Ровша, 1960), исходя из особенностей их форм. Недавно эту точку зрения поддержали М. О'Хара и И. Мерси (O'Naga, Mercu, 1963).

Заметно отличаются по химизму диопсиды и гранаты из алмазоносных эклогитов. Их анализы были опубликованы Н. В. Соболевым и И. К. Кузнецовой (1966), А. И. Боткуновым, Н. В. Соболевым и др. (1966). В числе характерных особенностей для клинопироксенов были отмечены: низкая железистость и вхождение всего глинозема в позицию с шестерной координацией, что свидетельствует о кристаллизации минерала в условиях высоких давлений. Не менее важно, как нам представляется, подчеркнуть высокую глиноземистость пироксена в целом (от 7,54 до 9,72 вес. %), так как это свойство свидетельствует еще и о высокотемпературных условиях их кристаллизации (выше 1500°С), несовместимых с температурным режимом мантии на соответствующих глубинах. Наконец, меняющиеся, но достаточно высокие (больше 0,2) соотношения  $Fe/Mg + Fe$  совершенно определенно свидетельствуют о немантийной их природе. Пироксены подобного состава могут кристаллизоваться из сравнительно высокотемпературных расплавов, как это было обосновано экспериментами М. О'Хара (1969).

Столь же специфичны в алмазоносных эклогитах и гранаты. Прежде всего они должны быть отнесены по классификации Н. В. Соболева (1964) к альмандин-пиропам. От пиропов из перидотитовых ксенолитов они отличаются пониженной магнезиальностью (пироповый компонент не превышает, за редким исключением, 45%) и высоким содержанием железистого и кальциевого компонентов. Эти признаки показывают, что кристаллизация гранатов в алмазоносных эклогитах проходила при более низких давлениях, чем в пироповых перидотитах.



Основное возражение против существования первородного кимберлитового расплава возникает при анализе температурного режима кимберлитов. В специальных работах по якутским и африканским кимберлитам единодушно отмечается, что термально-контактные воздействия на вмещающие породы и на ксенолиты не превышают 450—500°С. Эти данные аналогичны контактными эффектам в перидотит-серпентинитовых ассоциациях, для формирования которых гипотеза ультраосновного расплава давно отвергнута (Тернер, Ферхуген, 1961). Если термальные воздействия кимберлитов на ксенолиты принять в 900°С, как это наблюдалось нами в Гвинейской провинции, где имеются роговики санидинитовой фации, то тогда температура кимберлитового расплава при атмосферном давлении не превысит, по-видимому, 1100—1200°С. Отсюда, согласно закону адиабаты, на глубине 100—120 км этот расплав мог иметь температуру не выше 1600—1700°С, что явно недостаточно для прямого плавления пиропового перидотита. При температурах в 1670—1740°С и давлении на систему в 40 кбар происходит лишь частичное плавление гранатового перидотита с выделением жидкой фазы, соответствующей по составу пикриту (Дэвис, Шерер, 1968). Кристаллизация этих жидкостей при атмосферном давлении заканчивается при температурах 1248°.

В реальных геологических процессах даже частичное плавление вещества мантии крайне затруднено из-за значительных различий между начальными точками плавления и геотермой. Так, на глубине 70 км эта разница равна 600°С, на глубине 100 км — 550°, на глубине 180 км — 400° (данные приведены в соответствии с диаграммой Т. Грина и А. Рингвуда, 1968) и при полном плавлении гранатовых перидотитов температурный интервал между точкой их плавления и геотермой увеличится еще на 100—120°С. Отсюда следует, что кимберлитовый расплав, если он существует, может возникать лишь в процессе глубинной эволюции низкоплавких систем типа пикрита.

Возможность выделения при высоких давлениях пикритового расплава, как наиболее низкотемпературной фазы при частичном плавлении пироповых перидотитов, теоретически была обоснована М. О'Хара (1969). Им же предположено, что фракционное отделение из пикритового расплава граната и клинопироксена (при высоких давлениях) может привести к образованию эклогитов и остаточной жидкости, обогащенной  $K_2O$  и сильно недосыщенной в отношении кремнезема. Последняя, по мнению М. О'Хара (1969), может быть источником для высококальциевых и бедных кремнеземом лав, а также для кимберлитового флюида.

Фракционирование пикритового расплава путем отделения оливина при умеренных P—T условиях ведет к его эволюции в толеит-базальтовый расплав. Механизм дифференциации представляется следующим образом. Поскольку выплавляющаяся из пироповых перидотитов жидкость содержит нормативный гиперстен, последующее отделение оливина приведет, при умеренных давлениях, к эволюции ее состава в насыщенный толеитовый расплав. Если пикритовая жидкость начнет кристаллизоваться при высоких давлениях (30 кбар и больше) в изоляции от 4-фазно-перидотитовой ассоциации, то минералами ликвидуса будут гранат и моноклинный пироксен. Подобное направление в кристаллизации должно перевести остаточный расплав в нефелин-нормативный состав. При выпадении граната и моноклинного пироксена остаточная жидкость обедняется  $Na_2O$  и обогащается  $K_2O$  вследствие того, что натрий связывается в пироксене, а калий, не входящий в структуры отделяющихся минералов, накапливается.

Основные положения этой гипотезы подтверждены в настоящее время экспериментальными исследованиями. В работах Б. Дэвиса и Д. Шерера (1968) было показано, что при частичном плавлении пиропового перидотита при давлении 40 кбар наиболее низкоплавкой жидкостью является именно пикрит. Пикритовый состав частично выплавленной

жидкости из пиролита является единственно возможным при давлениях в 30 кбар (Грин, Рингвуд, 1968). При давлениях в 40 кбар фракционирование пикритовой жидкости контролируется оливином, гранатом и моноклинным пироксеном, выделяющимися вдоль моновариантной кривой пироксен+гранат+оливин+жидкость (Дэвис, Шерер, 1968), а при 27 и 30 кбар — гранатом и моноклинным пироксеном (Грин, Рингвуд, 1968; О'Хара, 1969). Выделение граната и моноклинного пироксена при 27 кбар приводит к появлению жидкостей, содержащих нормативный нефелин (Грин, Рингвуд, 1968), как это и предположил М. О'Хара (1969). Таким образом, экспериментальные исследования по основным пунктам находятся в соответствии с гипотезой М. О'Хара. И тем не менее, она нуждается в дальнейшей проверке и доработке, так как гипотетическими продолжают оставаться такие моменты, как конкретный состав остаточной жидкости, а также источники углерода и H<sub>2</sub>O.

Расчеты остаточных жидкостей, образующихся при 27—35 кбар после отделения граната и моноклинного пироксена, показывают (таблица),

**Предполагаемая дифференциация пикрита при давлениях 27—35 кбар путем отделения кристаллических фаз**

| Химический состав отделенных кристаллов | Материал и предполагаемое количество |                   |                                       |
|---|--------------------------------------|-------------------|---------------------------------------|
|   | гранат                               | эклолит природный | гранат + клинопироксен<br>(30%) (10%) |
| SiO <sub>2</sub>                        | 42,16                                | 48,61             | 42,16 53,68                           |
| TiO <sub>2</sub>                        | 0,17                                 | 0,15              | 0,17 0,34                             |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>          | 22,01                                | 13,61             | 22,01 3,84                            |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>          | 2,80                                 | 4,24              | 2,80 2,60                             |
| FeO                                     | 10,25                                | 4,53              | 10,25 3,19                            |
| MnO                                     | 0,06                                 | 0,18              | 0,06 —                                |
| MgO                                     | 17,61                                | 17,09             | 17,61 8,45                            |
| CaO                                     | 4,83                                 | 9,83              | 4,83 23,86                            |
| Na <sub>2</sub> O                       | —                                    | 1,31              | — 2,36                                |
| Ca <sub>2</sub> O                       | —                                    | 0,12              | — 0,12                                |

| Исходная жидкость              | Остаточные жидкости после удаления |       |                   |       |                        |       |
|--------------------------------|------------------------------------|-------|-------------------|-------|------------------------|-------|
|                                | гранат                             |       | эклолит природный |       | гранат + клинопироксен |       |
|                                | 10%                                | 20%   | 10%               | 30%   | 30% + 10%              |       |
| SiO <sub>2</sub>               | 45,51                              | 45,93 | 46,32             | 44,75 | 44,18                  | 45,94 |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,93                               | 2,14  | 2,36              | 2,36  | 2,68                   | 2,70  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12,44                              | 11,41 | 10,15             | 12,25 | 11,80                  | 8,63  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,92                               | 0,73  | 0,45              | 0,09  | —                      | —     |
| FeO                            | 8,67                               | 8,53  | 8,33              | 9,70  | 10,30                  | 8,00  |
| MnO                            | 0,15                               | 0,17  | 0,17              | 0,14  | 0,13                   | —     |
| MgO                            | 18,79                              | 18,93 | 19,13             | 19,20 | 19,50                  | 20,30 |
| CaO                            | 9,67                               | 10,23 | 10,94             | 9,61  | 9,60                   | 12,20 |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,64                               | 1,84  | 2,05              | 1,71  | 1,75                   | 2,09  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,08                               | 0,09  | 0,10              | 0,08  | 0,06                   | 0,14  |

Примечание. Исходная жидкость — по Д. Х. Грину, А. Э. Рингвуду (1968); гранат — по Н. В. Соболеву (1964); моноклинный пироксен — по Е. В. Францесон (1968); трубка «Мир», эклолит — по А. Холмсу (Holmes, 1937); трубка «Робершс Виктор»

что при отсутствии фракционирования в условиях еще достаточно высоких давлений (18—25 кбар) они могут быть исходными для пород щелочно-ультраосновных комплексов: подобные жидкости являются базанитовыми по своему характеру. Они недонасыщены кремнеземом, но содержат значительные количества натрия и глинозема и соответствуют

по составу продуктам, отделяющимся от оливиновых толеитов в результате соосаждения глиноземистого ортопироксена и слабоизвестковистого глиноземистого клинопироксена. Эти расчеты показывают, что эволюция пикритового расплава в кимберлит осуществить путем кристаллического фракционирования невозможно. Этому препятствуют необычные соотношения в кимберлитах глинозема, кремнезема, магния, натрия и калия. Отсюда следует, что при отделении из пикритовой жидкости эклогитов возникают низкокремнеземистые и мафические остатки не калиевого, а натриевого состава. Проблема калия в этой схеме остается неразрешенной. Подобные затруднения с  $K_2O$  имеют место и при воспроизведении процессов дифференциации исходных базальтовых магм (Грин, Рингвуд, 1968). В настоящее время единственно возможным вариантом для разрешения проблемы калия является предположение об участии флогопита в мантийном веществе.

Учитывая эти данные, мы вынуждены отвергнуть возможность существования самостоятельного силикатного кимберлитового расплава и возвратиться на новой основе к схеме А. Холмса (Holmes, 1937), поддержанной М. О'Хара и И. Мерси (О'Нага, Мерсу, 1969), которые образование кимберлитов связывают с отделением флюидной фазы из расплава, соответствующего по химизму меллилитовому базальту, и смешением ее с ксенолитами и ксенокристаллами мантийного вещества (пироповыми перидотитами).

При подобном способе образования кимберлиты оказываются тесно связанными с трапповым и щелочно-ультраосновным магматизмом. В схематичной форме это можно представить так. Парциальное плавление мантии сопровождается отделением низкоплавкого пикритового расплава, который, продвигаясь в верхние структурные этажи и подвергаясь фракционированию путем отсадки оливина на глубинах 60—70 км, отделяет насыщенную кремнеземом жидкость толеитового состава. Последняя является исходной для траппового вулканизма. Выделение из пикритового расплава граната и глиноземистого моноклинного пироксена на более глубоких уровнях (27—30 *кбар*) сдвигает его состав в сторону базанитовых жидкостей, которые являются источником для щелочно-ультраосновных пород. Накапливающаяся в остаточной жидкости флюидная фаза в смеси с обломками мантии (в том числе с ксенокристаллами) является исходной для кимберлитов. Из этого цикла могут выпасть отдельные фазы, однако из геологических наблюдений известно, что в наиболее типичных провинциях отмеченные ассоциации присутствуют в полном объеме, хотя во времени имеет место перемежаемость.

В проблеме происхождения кимберлитов особое место занимает алмаз. Эволюция взглядов на генезис алмазов подробно разбиралась А. Ф. Вильямсом (Williams, 1932), В. С. Трофимовым (1967), В. С. Соболевым (1951), В. Г. Васильевым, В. В. Ковальским, Н. В. Черским (1968) и др. К настоящему времени ценность сохранили только те гипотезы, в которых генезис алмаза рассматривается в прямой связи с особенностями кристаллизации кимберлитов или с фазовыми переходами в мантии.

Кристаллизация алмазов в кимберлитовом субстрате является установленным фактом. Тем не менее физико-химические условия процесса далеки от разрешения и трактуются в настоящее время по-разному, хотя за основу во всех рассуждениях принята расчетная кривая стабильности алмаз — графит. В зависимости от оценки исходных термодинамических параметров все гипотезы можно подразделить на две группы.

Наиболее распространенным является мнение, согласно которому алмаз кристаллизуется при давлениях, превышающих 40 *кбар*. В. С. Соболев (1960) и А. П. Бобриневич (1969) настаивают при этом на выделении его из насыщенного углеродом расплава или посредством фазового перехода из графита. Поскольку оценка давлений произведена ими в соответ-

ствии с экспериментальными данными по синтезу алмаза и с учетом фазовых переходов в мантии при расчетной геотерме, гипотеза являлась самой популярной. В настоящее время ее приложимость к реальным геологическим процессам должна быть подвергнута сомнению.

Уже было обращено внимание на то, что даже в мантии область стабильности алмазов ограничена существующим здесь температурным градиентом (Одинцов, Владимиров, Твердохлебов, 1968). В случае зарождения расплава эти ограничения приобретают характер полной несовместимости между расчетными и экспериментальными температурами, с одной стороны, и температурой расплава — с другой. При 40 *кбар* даже низкоплавкая жидкость появляется при температуре 1670°С (Дэвис, Шерер, 1968). Эта точка превышает стабильную температуру алмаза более чем на 500°С. Подобное температурное несоответствие между расплавом и кривой стабильности прослеживается в области повышенных давлений вплоть до 80 *кбар*, так как здесь низкоплавкие жидкости будут появляться при 2900—3000°С (судя по экспериментальному плавлению гранатовых перидотитов при 30 и 40 *кбар* дГ/дР-18—20°С).

В области пониженных давлений кимберлитовый расплав также уклоняется от экспериментальной и расчетной кривых стабильности алмаза с превышением по температуре на 300—400°С. Таким образом, предположение о кристаллизации алмазов из кимберлитового расплава на ранних этапах его эволюции не согласуется с экспериментальными данными по плавлению гранатовых перидотитов.

Эта ошибка не распространяется на гипотезу В. В. Ковальского (Васильев, Ковальский, Черский, 1968), который считает, что при давлении в 40 *кбар* алмазы кристаллизуются в кимберлитовом расплаве при восстановлении углерода из сложных органических соединений нефти в процессе цепных реакций, протекающих при взрывах в сателлитных очагах. Подобный подход предусматривает почти полную изоляцию системы расплав — газ (кимберлитовый расплав, насыщающийся газами) от влияния геотермы и литостатических нагрузок, т. е. температура и давление создаются энергетическими источниками самой системы. Однако серьезные несоответствия имеют место и в данной схеме. Прежде всего следует отметить необоснованность принятых Р—Т параметров. Необходимые давления в 40—50 *кбар* действительны только для фазовых переходов типа графит — алмаз или для кристаллизации из насыщенного углеродом расплава; на реакции в газовых смесях расчетная кривая стабильности алмаз — графит безусловно не распространяется. Так, Эверсола (Giardini, Tydings, 1962), осуществляя термическое разложение CO<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub>, синтезировал алмазы при  $T=1000^{\circ}\text{C}$  и  $P=2000\text{ атм}$ . Кроме того, эта гипотеза находится в явном противоречии и с геологическими данными. Алмазы встречаются не только в трубках взрыва, но и в жилах, не несущих следов взрывной деятельности. Некоторые кимберлитовые жилы, не превышающие по мощности 10—20 *см*, обнаруживают содержания алмазов до 20 *кар/м<sup>3</sup>* (Лесная Гвинея, Сьерра-Леоне).

К этой же группе гипотез могут быть отнесены и предположения о мантийной природе алмаза (Дю-Тойт, 1957; Сарсадских, Ровша, 1960). Данная точка зрения находится в соответствии с синтезом алмазов и с геологическими фактами. Однако до сих пор существуют сомнения относительно количественной роли таких алмазов в кимберлитах. А. П. Бобривич (Бобривич и др., 1964) приходит к выводу, что количество алмазов, попадающих в кимберлиты из алмазоносных эклогитов, должно быть незначительным. Справедливость подобного заключения может быть подкреплена и вышеприведенным анализом. Следует иметь в виду также и тот факт, что не все алмазоносные эклогиты имеют мантийное происхождение.

Результаты краткого обзора наиболее распространенных представлений о генезисе алмаза свидетельствуют, что наиболее слабым звеном в

проблеме является отсутствие аргументированных данных об источнике углерода и его фазовом состоянии в момент кристаллизации алмаза. В связи с этим наблюдаются разнобой в выборе исходных термодинамических параметров и различия мнений в механизме процесса. В настоящее время основой для суждений о генезисе алмазов в кимберлитах могут служить исследования А. П. Виноградова и О. И. Кропотовой (1967). Исходя из особенностей изотопного состава углерода из различных генетических образований, они пришли к выводу, что непосредственным источником для этого минерала является «тяжелый» ( $C^{13}$ —0,6%) углерод эндогенной углекислоты, в избытке присутствующей в карбонатном цементе кимберлитов. По-видимому, для образования алмаза механизм восстановления углерода до графита и последующий фазовый переход графита в алмаз для кимберлитов может быть исключен. В связи с этим кривая стабильности графит — алмаз не может служить надежной основой в петрологических построениях. Экспериментальных данных об условиях роста алмазов из газовой фазы недостаточно. Однако возможность подобного механизма доказана. Вместе с тем эти эксперименты свидетельствуют о том, что условия образования природного алмаза должны быть пересмотрены в сторону более низких  $P$ — $T$ -параметров.

Резюмируя изложенные выше соображения, мы считаем возможным формулировать следующие общие выводы.

Образование кимберлитов является характерной особенностью развития древних платформ второго типа и повторяется в нем неоднократно в ходе глубинных тектоно-магматических циклов. Этим определяется значительно более широкое распространение кимберлитов, чем это предполагалось ранее.

Термодинамические условия кристаллизации алмазов в кимберлитах имеют также более широкий диапазон, чем это допускалось классической петрологией. Решение проблемы генезиса кимберлитов и алмазов в силу этого оказывается тесно связанным с общей проблемой геологической эволюции древних платформ и условий проявления глубинного магматизма в ходе этой эволюции.

#### Литература

- Бобрневич А. П., Бондаренко М. Н., Гневушев М. А., Красов Л. М., Смирнов Г. И. и Юркевич Р. К. Алмазные месторождения Якутии. Гостехиздат, 1959.
- Бобрневич А. П., Илупин И. П., Козлов И. Т., Лебедев Л. И., Паикратов А. А., Смирнов Г. И. и Харьков А. Д. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. «Наука», 1964.
- Бобрневич А. П. Общие вопросы петрологии кимберлитов.— В сб.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. «Наука», 1969.
- Боткунов А. И., Соболев Н. В., Кузнецова И. К., Харьков А. Д. Новая находка алмазоносного эклогита в трубке «Мир» (Якутия).— Геология и геофизика, 1966, № 11.
- Бойд Ф. Р., Ингленд Л. Л. Система энстатит-пироп.— В сб.: Петрология верхней мантии. «Мир», 1968.
- Бойд Ф. Р. и Мак-Грегор И. Д. Ультрасосновые породы.— В сб.: Петрология верхней мантии. «Мир», 1968.
- Васильев В. Г., Ковальский В. В. и Черский Н. В. Происхождение алмазов. «Недра», 1968.
- Виноградов А. П. и Кропотова О. И. Об изотопном фракционировании углерода в геологических процессах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 11.
- Владимиров Б. М., Одинцов М. М. и Рассказчиков А. Н. Общие черты геологической истории запада Африканской и Сибирской платформ.— Геология и геофизика, 1970, № 1.
- Грин Т. Х. и Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм.— В сб.: Петрология верхней мантии. «Мир», 1968.
- Дэвис Б. Т. и Шерер Дж. Ф. Плавление в сечении диопсид-форстерит-пироп при 40 кбар и 1 атм.— В сб.: Петрология верхней мантии. «Мир», 1968.
- Дю-Тойт А. Геология Южной Африки. Изд-во иностр. лит., 1957.

- Мак-Грегор И. Д. и Рингвуд А. Э. Природная система энстатит — пироп.— В сб.: Петрология верхней мантии. «Мир», 1968.
- Одинцов М. М. Раннемезозойский тектоно-магматический цикл на Восточно-Азиатской платформе.— Геология и геофизика, 1961, № 1.
- Одинцов М. М. Некоторые вопросы тектонического развития платформ.— Геология и геофизика, 1962, № 6.
- Одинцов М. М. и Владимиров Б. М. Некоторые общие закономерности пространственного размещения кимберлитов в земной коре.— В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. «Наука», 1966.
- Одинцов М. М., Владимиров Б. М. и Твердохлебов В. А. Закономерности размещения кимберлитов в земной коре.— Труды сов. геол. к XXIII сессии Междунар. геол. конгр. Сб. «Вулканизм и тектогенез». «Наука», 1968.
- Одинцов М. М., Владимиров Б. М. и Твердохлебов В. А. Глубинный магматизм и структурное развитие древних платформ.— В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия, № 7. «Наука», 1970.
- О'Хара М. Ж. Плавление гранатового перидотита при давлении 30 кбар.— В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. «Недра», 1969.
- Сарсадских Н. М. и Ровша В. С. Об условиях генезиса минералов-спутников алмаза в кимберлитах Якутии.— Зап. Всес. минерал. о-ва, 1960, т. 89, вып. 4, № 7.
- Скиннер Б. Дж. и Бойд Ф. Р. Глиноземистые энстатиты.— В кн.: Петрология верхней мантии. «Мир», 1969.
- Соболев В. С. Геология месторождений алмазов Африки, Австралии, острова Борнео и Сев. Америки. Госгеолтехиздат, 1951.
- Соболев В. С. Условия образования месторождений алмазов.— Геология и геофизика, 1960, № 1.
- Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. «Наука», 1964.
- Соболев Н. В. и Кузнецова И. К. Минералогия алмазоносных эклогитов.— Докл. АН СССР, 1966, т. 167, № 6.
- Трофимов В. С. Основные закономерности размещения и образования алмазных месторождений на древних платформах и в геосинклинальных областях. «Недра», 1967.
- Тернер Ф. И., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд-во иностр. лит., 1961.
- Фрацессон Е. В. Петрология кимберлитов. «Недра», 1968.
- Шейнманн Ю. М. О положении и возрасте щелочных ультраосновных пород Сибирской платформы.— Разведка и охрана недр. 1957, № 1.
- Шейнманн Ю. М. Формация ультраосновных щелочных пород.— В сб.: Геология месторождений редких элементов. Госгеолтехиздат, вып. 12—13.
- O'Hara M. J. and Mersey E. L. Petrology and petrogenesis of some garnetiferous peridotites.— Trans. Roy. Soc. Edinburg, 1969, v. 65 (12).
- Williams A. F. The genesis of the diamonds. London, 1932.
- Giardini and Tydings S. Diamond synthesis observations on the mechanism of formation.— Amer. Mineralogist. 1962, v. 47, No. 11—12.
- Holmes A. A contribution of the petrology of kimberlite and its inclusions.— Trans. Geol. Soc. South Africa, 1937, v. 39.

Институт земной коры  
Иркутск

Статья поступила  
25 августа 1970 г.

УДК 551.242.3.053(574+571.1+517)

**К. Л. ВОЛОЧКОВИЧ, Е. Н. АЛТУХОВ, Б. Н. КРАСИЛЬНИКОВ,  
А. Д. СМЕРНОВ****ОПЫТ ТИПИЗАЦИИ ГЕОАНТИКЛИНАЛЕЙ  
УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА**

По степени магматической активности выделяются антигеоантиклинали. Редкометалльная минерализация преимущественно локализуется в тех разновидностях перечисленных их типов, которые наиболее длительно испытывают относительное воздымание перед эпохой рудообразования.

В зависимости от особенностей строения и истории развития геоантиклиналей намечена их потенциальная перспективность на редкометалльную минерализацию.

**I**

Сравнительно недавно наиболее перспективными объектами для поисков редкометалльных месторождений являлись комплексы синорогенных (по Г. Штилле) батолитовых гранитоидов (Билибин, 1955). За последние 15—20 лет благодаря успехам в развитии науки о Земле число структур и магматических формаций, благоприятных для размещения редкометалльной минерализации, резко возросло. В частности, перспективными оказались изверженные породы всех трех исходных типов магм: гранитной, базальтовой (габброидной) и гипербазитовой, пространственно ассоциирующих с областями геосинклинальных поясов, зонами активизации молодых и древних платформ. В задачу авторов входит рассмотреть лишь ряд геосинклинальных структур, с которыми парагенетически связаны комплексы редкометалльных гранитоидов. Необходимо подчеркнуть, что в своих построениях авторы придерживались известной концепции развития складчатых областей, нашедшей свое наиболее полное отражение в объяснительной записке к тектонической карте Евразии под редакцией А. Л. Яншина (1966), а также в работах Н. П. Хераскова (1963, 1966), М. В. Муратова (1967, 1968 и др.), Н. А. Штрейса (1968), Л. П. Зоненшайна (1970).

Согласно наиболее распространенному в настоящее время представлению (Карпова, 1968, Кузнецов, 1970), крупные ареалы гранитоидов, в том числе и редкометаллоносных, генетически связываются со сводово-глыбовыми поднятиями, возникшими в постгеосинклинальные этапы развития складчатого пояса или в эпохи автономной активизации. Однако наметить пространственную связь таких структур с конкретными металлогеническими зонами практически невозможно, так как орогенные сводовые поднятия занимают огромные площади и охватывают целый ряд разнотипных металлогенических поясов.

В то же время, как показывает опыт наших исследований (Волочкович, Леонтьев, 1964; Волочкович, 1968; Смирнов и др., 1967), определенные металлогенические зоны пространственно тяготеют и к определенным разновидностям геосинклинальных структур, объединенных позднее в единое сводово-глыбовое поднятие. В частности, с геоантиклиналями

парагенетически связаны редкометальные, а с вулканогенными геосинклиналями — полиметаллические и медно-колчеданные рудные зоны. К близким выводам ранее пришли В. И. Смирнов (1962), Н. П. Херасков (1948, 1966).

Таким образом, учитывая структурные формы региона, предшествующие металлогеническим эпохам, можно, по-видимому, более четко наметить контуры тех или иных рудных поясов.

В настоящее время не ясны еще роль и значение для редкометальной металлогении разнотипных геоантиклиналей или структур с ними сходных, не ясны и парагенетические соотношения редкометальных магматических комплексов с «результатирующими» структурами, возникшими в орогенную эпигеосинклинальную стадию развития или в эпоху «активизации» на месте тех или иных геоантиклиналей.

В связи с этим вопрос о типизации геоантиклиналей имеет не только теоретический интерес, но приобретает и большое практическое значение.

В качестве объекта исследований взята часть территории Урало-Монгольского складчатого пояса, включающая складчатые сооружения Монголо-Охотской зоны, Забайкалья, Саяно-Алтая, сопредельные районы Монголии, а также Тянь-Шань и Центральный Казахстан. Большая часть этой площади лично известна авторам.

Вся обозначенная территория Урало-Монгольского пояса подразделена на геосинклинальные системы, заложенные на: а) коре континентального типа с мощным архей-протерозойским гранитно-метаморфическим слоем; б) коре океанического типа, где догеосинклинальный гранитно-метаморфический слой практически отсутствовал; в) коре со слабо развитым гранитно-метаморфическим слоем.

В литературе перечисленные геосинклинальные системы иногда называют соответственно эпикратонными (Косыгин, 1961 и др.), эпиталассократонными (Красильников и др., 1971), эпиквазиталассократонными (Красильников и др., 1971).

В основу выделения эпикратонных геосинклинальных систем положен факт наличия выступов архейского гранитно-гнейсового фундамента в их пределах. Для эпиквазиталассократонных геосинклинальных систем важнейшим признаком является отсутствие видимого гранитно-гнейсового фундамента, наличие слабо гранитизированных (преимущественно зеленосланцевая фация метаморфизма) отложений в нижних частях геосинклинального комплекса, преобладающий основной состав входящих в них вулканогенных пород, преимущественно симатический профиль магматизма для ранних и в меньшей степени для поздних стадий геосинклинального развития. Эти же признаки присущи и эпиталассократонным геосинклинальным системам, но выражены более четко.

В пределах отмеченных систем выделены разновозрастные складчатые зоны, время образования которых определяется по примерному времени появления орогенных эпигеосинклинальных формаций (Херасков, 1963).

Не рассматривая здесь подробно характеристику и принципы выделения геосинклинальных систем, так как этот вопрос обсуждался нами ранее (Красильников и др., 1971), остановимся лишь на типизации геоантиклиналей, входящих в состав этих систем.

## II

Впервые термин «геоантиклиналь» ввел в 1873 г. Дэна (Ирдли, 1954) для обозначения выпуклых изгибов земной коры, противоположных геосинклиналям. В употребляемом в настоящее время смысле термин геоантиклиналь (срединное поднятие в геосинклинали) использовал Э. Ог (1914). В современном учении о геосинклиналях, разработанном А. Д. Архангельским (1947) и его учениками и сменившим первоначаль-



ные представления Дэна — Ога, геантиклинали являются одним из главных составных элементов геосинклинальной области. Однако до сих пор нет единодушного мнения среди геологов о свойствах, особенностях развития и генезисе данных структур.

Большинство исследователей вслед за Н. С. Шатским (1946) рассматривают геантиклиналь как значительный подвижный участок в геосинклинальной системе, отличающийся относительным преобладанием поднятий, который находится внутри геосинклинальной области и характеризуется неполнотой стратиграфического разреза и меньшей мощностью осадочных толщ по сравнению со смежными зонами. Комплексы осадочных толщ, развивающиеся на геантиклиналях, относятся к орогенным геантиклинальным формациям (Херасков, 1963).

В строении наиболее четко выраженных геантиклиналей можно выделить нижний этаж, сложенный формациями, накапливающимися еще в геосинклинальных условиях; верхний этаж, сложенный серией геантиклинальных формаций. Общим для геантиклинальных формаций является их сокращенный разрез, обилие перерывов, пологие дислокации, увеличение роли красноцветов и грубообломочных осадков, более кислый состав эффузивных комплексов по сравнению с синхронными геосинклинальными формациями смежных прогибов. Среди этих формаций можно выделить более грубообломочные (орогенные геантиклинальные) и тонкообломочные (собственно геантиклинальные). Орогенные формации характерны для тектонически более активных структур и часто ассоциируют с вулканическими комплексами. В наиболее крупных геантиклиналях орогенные формации обычно развиваются в центральных (сводовых) частях данных структур, заполняя наложенные впадины, отличающиеся большой изменчивостью своих контуров. Более тонкообломочные геантиклинальные формации накапливаются по периферии поднятия, слагая «наложенные синклинальные прогибы». На поднятиях, достигающих небольшой ширины (20—30 км), наложенных структур, как правило, выделить не удастся. Геантиклинальные формации в таких случаях представлены тонкообломочными, часто карбонатными образованиями, отличающимися лишь в мощности от синхронных осадков смежных зон. Геантиклинальные формации по периферии поднятия постепенно сменяются синхронными им формациями геосинклинального ряда, т. е. устанавливается тесная связь в развитии поднятия и сопряженных с ним зон геосинклинальных прогибов.

Интенсивность и время проявления магматических процессов на геантиклиналях и в смежных прогибах сходны, хотя они различны по качественной характеристике.

В заключительный этап геосинклинального, а в дальнейшем орогенного эпигеосинклинального развития геантиклинали и смежные прогибы объединяются, формируя сводово-глыбовое поднятие и перекрываясь чехлом орогенных эпигеосинклинальных формаций. В это же время отмечается и процесс субсеквентного (по Г. Штилле) или квазикратонного (сводово-глыбового) (по Ю. Кузнецову, 1970) магматизма. Интенсивные складкообразующие движения часто предшествуют накоплению эпигеосинклинальных орогенных формаций, но могут и запаздывать. Как видно из приведенной характеристики, геантиклинали — это весьма активные положительные структурные формы геосинклинальной области, объединяемые со всеми другими ее элементами общностью тектонических процессов.

Все многообразие структур, сходных по формационному признаку с геантиклиналями, можно подразделить на группу активных и пассивных «поднятий». Активные поднятия, к которым относятся все геантиклинали, формируются при преобладающей роли восходящих движений. Пассивные поднятия — при стабильном режиме или в обстановке общего

погружения (краевые части рамы геосинклинальной области, срединные массивы, перекомпенсированные вулканогенные прогибы).

Как известно, восходящие движения земной коры обычно связывают с процессом формирования ее сиалического слоя (гранитизацией), ростом астенолитов или разуплотнением мантии, нисходящие движения — с процессом растяжения коры, либо ее рассасыванием (базификацией), либо уплотнением мантии. Подобные различия в характере эндогенных процессов в корнях пассивных и активных поднятий, видимо, должны сказываться и на металлогенической их специализации.

Ранее среди геоантиклинальных поднятий различными исследователями выделялись те или иные их типы, отличающиеся магматизмом, режимом развития, набором осадочных пород и т. п. (Пейве, 1948; Муратов, 1948, 1949; Штрейс, 1951; Херасков, 1948; Белоусов, 1954; Обуэн, 1967; и др.). Проведенный нами анализ тектонического строения Урало-Монгольского складчатого пояса показывает, что в основу типизации геоантиклиналей можно положить следующие признаки.

**Тип фундамента.** По этому признаку могут быть выделены геоантиклинали, входящие в состав одной из перечисленных выше геосинклинальных систем.

**Местоположение.** Выделяются краевые и внутренние геоантиклинали. Первые располагаются на периферии геосинклинальных систем, вторые — в их внутренних частях.

Особую группу краевых поднятий образуют «перикратонные геоантиклинальные системы» (Косыгин и др., 1968), приподнятые вдоль краевых швов выступы фундамента древних платформ, целиком или частично перекрытые геосинклинальными толщами среднего — верхнего докембрия.

**Возраст формирования геоантиклинали.** В соответствии с временем начала накопления геоантиклинальных формаций геоантиклинали могут подразделяться на ранние, развитие которых начинается на начальных этапах существования геосинклинальных систем, в которые они входят, и поздние. Поздние геоантиклинали обладают, как правило, более мощным комплексом осадков, слагающих нижний этаж структуры.

**Режим развития.** Выделяются «обращенные» геоантиклинали, возникшие на месте длительно развивавшихся глубоких прогибов (осевые поднятия В. И. Смирнова, 1962, интрагеоантиклинали В. В. Белоусова, 1954), и остаточные геоантиклинали. Последние сходны по строению со срединными массивами (в понимании А. Л. Яншина, 1965) или остаточными геоантиклиналями М. В. Муратова (1948), отличаясь от них более интенсивными тектоническими движениями в конечных этапах геосинклинального развития области, сопровождающимися значительной магматической активностью<sup>1</sup>.

**Время интенсивных складкообразующих движений.** Иногда геоантиклинали начинают формироваться после интенсивных складкообразующих движений, и образующийся комплекс геоантиклинальных формаций ложится с угловым несогласием на геосинклинальные осадки («послескладчатые геоантиклинали»). В отличие от зон более древней складчатости или зон «ранней консолидации» эти структуры обладают меньшими размерами, окружены продолжающими свое развитие геосинклинальными прогибами, и формационные ряды их тесно связаны. В более распространенном случае нижний и верхний структурные этажи геоантиклинали связаны постепенным переходом, и интенсивные складкообразующие процессы захватывают оба комплекса осадков одновременно («доскладчатые или конседиментационные геоантиклинали»).

<sup>1</sup> Для выработки более конкретных критериев выделения этих структур необходимы дополнительные исследования.

**Магматизм.** По-видимому, наиболее устойчивым и четко проявленным признаком из отмеченных выше является форма проявления магматической деятельности, отражающая как свойство «субстрата» геосинклинали, так и степень ее мобильности. В связи с этим весьма перспективен, с нашей точки зрения, путь типизации геосинклиналей по степени их магматической активности. Такой принцип для геосинклинальных прогибов использовал Г. Штилле (1964), выделяя эв- и миогеосинклинальные зоны. В отечественной литературе подобная классификация использовалась Н. С. Шатским, А. Л. Яншиным, Н. П. Херасковым, В. Е. Хаиным, А. А. Богдановым и другими учеными. В дополнение к

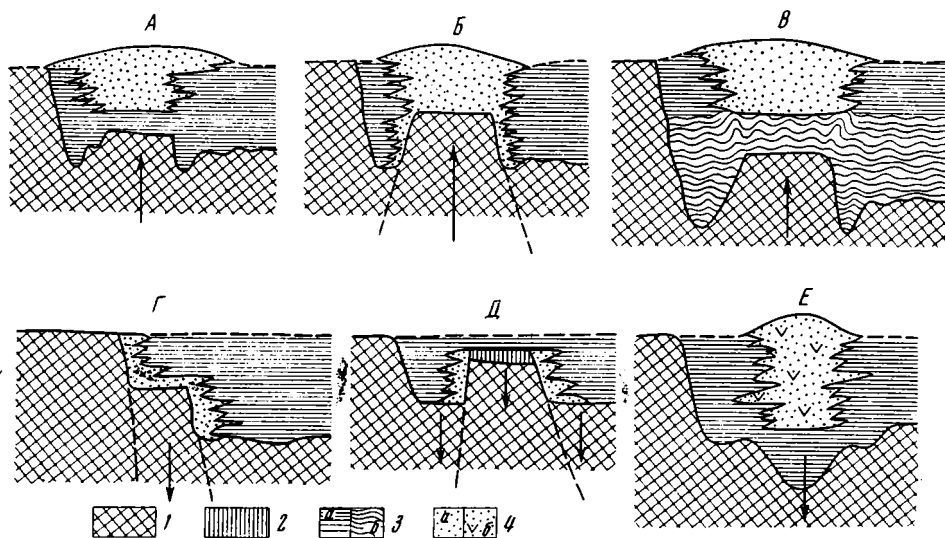


Рис. 1. Принципиальная схема развития поднятий в геосинклинальной области. Активные поднятия — Геоантиклинали: А — обращенные доскладчатые, Б — остаточные, В — обращенные послескладчатые. Пассивные «поднятия»: Г — обрुшенные края зон ранней консолидации, Д — срединные массивы, Е — перекомпенсированные вулканогенные прогибы. 1 — догеосинклинальный «фундамент»; 2 — чехол срединного массива, 3 — геосинклинальный комплекс осадочных формаций (3а — нескладчатый, 3б — складчатый); 4 — геосинклинальный комплекс осадочных формаций (4а — осадочный, 4б — вулканогенно-осадочный)

названным выше типам структур швейцарский геолог Р. Трюмпи в 1960 г. (см. А. Богданов, 1965) предложил выделять промежуточные — лептогеосинклинали. Применяя данную классификацию к геосинклиналям, следует, видимо, различать три их разновидности: магматические, амагматические и промежуточные (умеренно магматические) <sup>1</sup>.

К магматическим геосинклиналям мы относим поднятия, развившиеся из эвгеосинклинального прогиба и унаследовавшие интенсивность его магматической активности; к амагматическим геосинклиналям — поднятия, развившиеся из миогеосинклиналей и являющиеся практически амагматическими; к геосинклиналям промежуточного типа — поднятия, развившиеся из эв- или миогеосинклиналей и на конечных этапах развития характеризующиеся незначительной магматической активностью. <sup>2</sup>

**Состав осадочных формаций.** По составу геосинклинальных формаций выделяются терригенные, карбонатные, терригенно-карбонат-

<sup>1</sup> Имеется в виду лишь доорогенный магматизм как в интрузивной, так и в эффузивной форме.

<sup>2</sup> Применительно к поднятиям подобную терминологию применил Ж. Обуэн (1967), выделяя в зонах эв- и миогеосинклинального пространства соответственно эв- и миогеосинклинали.

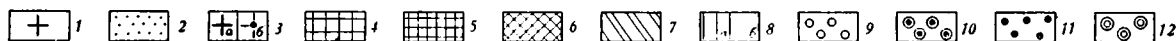
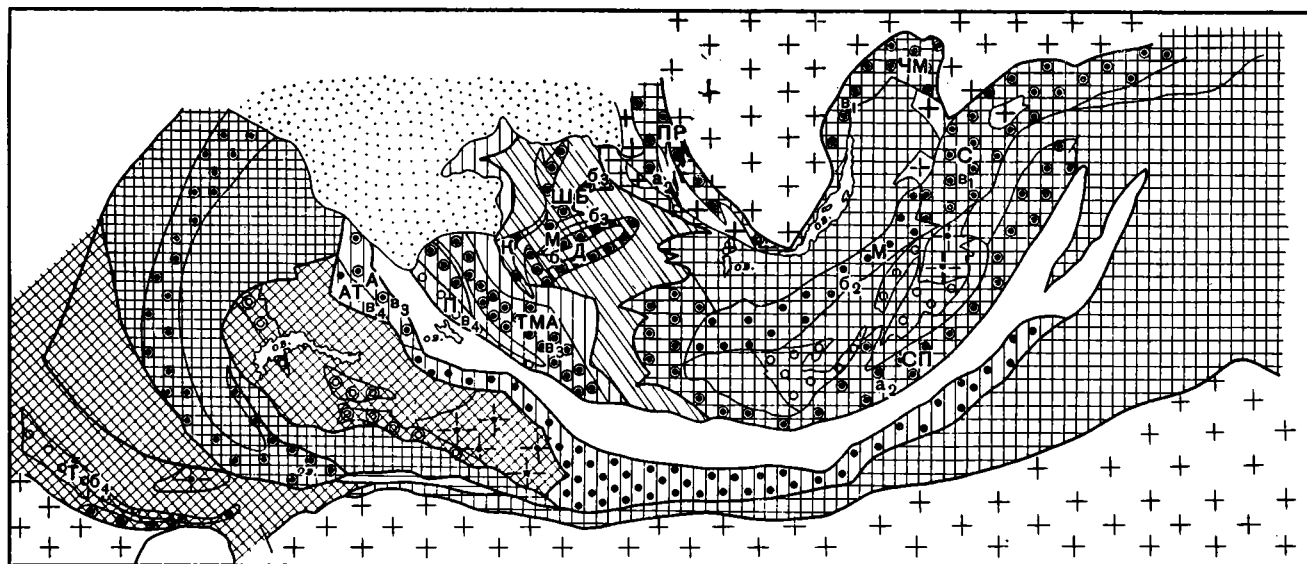


Рис. 2. Схема размещения геосинклиналей в геосинклинальных системах Урало-Монгольского пояса: 1 — кратоны, 2 — чехол Западно-Сибирской плиты, 3 — докембрийские срединные массивы без расчленения: 3а — без чехла, 3б — перекрытые чехлом. Эпикратонные геосинклинальные системы с более молодыми регенерированными геосинклинальными прогибами: 4 — Саяно-Байкальская и Хингано-Гобийская протерозойско-рифейские, 5 — Казахстанская каледонская, 6 — Джунгарская и Тянь-шаньская герцинские гетерогенные области, 7 — Кузнецко-Тувинская раннекаледонская геосинклинальная система, 8 — Монголо-Алтайская герцинская геосинклинальная система (8а — на маломощном гранитно-метаморфическом слое, 8б — на океанической коре). Геосинклинали: 9 — амагматичные, 10 — промежуточного типа, 11 — магматичные, 12 — нетипизированные геосинклинали. Буквы на схеме обозначают: а — остаточные; б — обращенные доскладчатые; в — обращенные послескладчатые; индексы обозначают геосинклинали: а<sub>1</sub>, б<sub>1</sub>, в<sub>1</sub> — протерозойские, а<sub>2</sub>, б<sub>2</sub>, в<sub>2</sub> — рифейские, а<sub>3</sub>, б<sub>3</sub>, в<sub>3</sub> — раннепалеозойские, а<sub>4</sub>, б<sub>4</sub>, в<sub>4</sub> — позднпалеозойские.

Заглавные буквы обозначают названия геосинклиналей: СП — Сапгилеп-Приаргунская, С — Становая, ЧМ — Чуйско-Мамская, М — Малханская, Пр — Присаянская, ШБ — Шорско-Батеневская, К — Катунская, М — Майнская, Д — Джебашская, ТМА — Талицко-Монголо-Алтайская, П — Прииртышская, Т — Туркестанская, А — Аркалыкская, АТ — Ащису-Тарбагатайская

ные, терригенно-вулканогенные, карбонатно-вулканогенные геоантиклинали.

**Размер структур.** Структуры, обладающие меньшим размером, чем геоантиклинали, и характеризующиеся более кратковременным периодом геоантиклинального развития, вслед за Н. А. Штрейсом (1951) мы относим к антиклинальным поднятиям. Если данные структуры парагенетически сопряжены с крупной зоной разломов, то их относят к шовным антиклинальным поднятиям (Херасков, 1948).

Геоантиклинали могут обладать различными сочетаниями перечисленных выше признаков, из которых основное значение, по-видимому, принадлежит характеристике магматической деятельности. В связи с таким подходом все геоантиклинали могут быть отнесены к одному из трех основных типов (см. выше). Остальные признаки являются дополнительными. На прилагаемых рисунках (рис. 1, 2) указаны лишь наиболее существенные из них.

Ниже приведем описание наиболее характерных типов геоантиклиналей Урало-Монгольского складчатого пояса.

### III

**А магматичные геоантиклинали.** Данные структуры встречаются редко и преимущественно в геосинклинальных системах, заложенных на коре континентального типа. К числу наиболее ярко выраженных миогеоантиклиналей относится Туркестанская (Волочкович, 1968). Эта структура расположена в герцинской Алай-Кокшаальской зоне Южного Тянь-Шаня, пространственно совпадает с Туркестанским, Южно-Нуратинским хребтами, Зарабулак-Каратюбинскими горами и Кульджуктау. Протяженность ее более 800 км при ширине от 100 до 40—30 км. Данная структура возникла как относительное поднятие на месте нижнепалеозойского терригенного прогиба в лудловское время и сохраняла тенденцию к воздыманию до конца геосинклинального развития области. От смежных прогибов миогеосинклинального типа она отделена зонами шовных разломов. Комплекс геосинклинальных формаций поднятия (нижний структурный ярус) представлен карбонатно-терригенными образованиями кембрия и ордовика мощностью до 2 км, а также песчано-сланцевыми нижнесилурийскими толщами (мощностью от 3 до 5 км) с широко развитыми горизонтами граптолитовых сланцев. Большая мощность данного комплекса при общем мелководном облике осадков свидетельствует о его формировании в условиях компенсированного глубокого прогиба.

Геоантиклинальный комплекс (верхний структурный ярус) сменяет нижний постепенно без видимого несогласия. В состав его входят красноцветные терригенные, терригенно-карбонатные, молассовидные и изредка порфиоровые формации среднепалеозойского возраста суммарной мощностью от 200—400 до 2500 м. Синхронный ему комплекс осадков в смежных геосинклинальных прогибах достигает мощности 4000—6000 м и представлен преимущественно карбонатной формацией слоистых и массивных известняков и известняково-сланцевыми толщами. Геоантиклинальный режим развития начинается не одновременно на всей площади рассматриваемой структуры. Ранее всего в верхнем ордовике — ландовери он отмечается в ее западной части, в районе Зирабулакских и Каратюбинских гор; в ландовери — венлоке красноцветные терригенные отложения формируются в Южном Нуратау (горы Каракчатау). Лишь начиная с верхнелудловского времени можно говорить о Туркестанской геоантиклинали как о единой структуре. В верхнем силуре — среднем девоне западная часть поднятия опускалась под уровень моря, и здесь формировались карбонатно-терригенные осадки. В отличие от синхронных карбонатно-известняковых толщ смежных прогибов в этих «геоанти-

клинальных» комплексах преобладают доломиты, встречаются горизонты грубообломочных пород, кварцитоподобных гравелитов и конгломератов, а также осадочных брекчий. Интенсивное воздымание геоантиклинали отмечается в верхнем девоне — нижнем карбоне, когда в западной части структуры накапливаются молассовидная порфиновая и терригенная формации верхнего девона и нижнего карбона мощностью в несколько сот метров. Процессы магматизма в пределах поднятия проявились незначительно и лишь в эффузивной форме. Здесь спорадически прослеживается порфировая наземновулканогенная формация верхнеордовикского, нижнесилурийского и верхнедевонского — нижнекаменноугольного возраста. Синхронные этим образованиям вулканогенные толщи в сопредельных геосинклинальных прогибах представлены породами основного состава (диабазовые формации). Усиление магматической активности совпадает по времени с процессом интенсивного воздымания геоантиклинали. В орогенный верхнепалеозойский этап развития геосинклинальной системы Туркестанская геоантиклиналь сливается с окружающими ее прогибами, входя в состав крупного сводового поднятия. В эту же эпоху слагающие ее осадочные толщи испытали наиболее интенсивные складчатые деформации и были прорваны интрузиями гранитоидов. Последовательность магматической деятельности соответствует определенной последовательности в развитии геоантиклинали. Так, западная часть структуры, вступившая в геоантиклинальный процесс раньше, прорвана и более ранними средне- и верхнекаменноугольными магматическими комплексами. В восточной части структуры известны лишь наиболее молодые пермские магматические образования. В обоих случаях гранитоиды умеренной основности не отличаются резко по петрохимическому составу от аналогичных пород, развитых за пределами границ бывшей Туркестанской геоантиклинали. Тем не менее лишь в контурах «поднятия» гранитоиды сопровождаются редкометальной высокотемпературной минерализацией (пегматиты, гидротермалиты). За пределами геоантиклинали с этими гранитоидами связана минерализация более халькофильного геохимического профиля.

Подводя итог, можно сказать, что рассмотренная структура относится к типу поздних обращенных доскладчатых и внутренних геоантиклиналей. Парагенетически с ней связана Каратау-Туркестанская (по Е. Д. Карповой, 1960) редкометальная металлогеническая зона.

Геоантиклинали промежуточного типа. Наиболее распространенным типом геоантиклиналей на территории Урало-Монгольского пояса являются геоантиклинали промежуточного типа. Особо выделяется крупнейшая Сангилен-Приаргунская рифейская геоантиклинальная зона, заложенная на коре континентального типа (Алтухов и др., 1968). Ее протяженность около 2500 км при средней ширине до 200 км. Она расположена в пределах нагорья Сангилен, Центрально-Монгольской зоны и Приаргунья. Границами этой зоны служат системы глубинных разломов, вдоль которых часто развиты офиолитовые пояса.

Основанием для объединения перечисленных территорий в единую структуру послужило сходство строения разрезов докембрия, дислокаций, проявления доорогенного гранитоидного магматизма. От рифейских геосинклинальных зон, расположенных севернее, эта область отличается геоантиклинальным режимом развития, что следует из сравнения одно-возрастных комплексов в этих структурах. Так, возрастной диапазон геосинклинального комплекса прогибов Протеросаяна, Хамар-Дабана и других, представленного вулканогенно-сланцевыми и карбонатными формациями, охватывает протерозой и рифей (интервал времени примерно от 2400 до 800 млн. лет) при суммарной мощности разреза до 15 000 м. Существенно менее полные разрезы докембрия устанавливаются в Сангилен-Приаргунской зоне, где их возрастной диапазон отвечает верхам нижнего протерозоя и рифею (интервал времени от 1900 до 830 млн. лет)

и имеют мощность сводного разреза до 7000 м.<sup>1</sup> При этом характерными признаками толщ геантиклинальной зоны являются: обилие внутриформационных конгломератов, слабое развитие вулканогенных пород (преимущественно среднего и кислого состава), значительная роль карбонатных отложений. Магматическая деятельность, сопровождавшая доорогенное развитие структуры, характеризуется преобладанием гранитов и гранодиоритов, с которыми связаны керамические пегматиты. В краевых частях геантиклинали и в смежных с ней прогибах отмечается увеличение основности продуктов магматической деятельности до диоритов и габбро-диоритов.

Фундаментом Сангилен-Приаргунской геантиклинальной зоны, по-видимому, являются архейские гранитно-гнейсовые комплексы, выступающие на поверхность главным образом в геосинклинальной системе рифеид несколько севернее рассматриваемой зоны и лишь в единичных случаях в ее пределах (Озерский и др., 1970). Широко развитый глыбовый тип дислокации указывает на близость жестких блоков фундамента на площади геантиклинальной зоны.

Особенностью строения зоны является отсутствие нижнего, геосинклинального яруса, поскольку с момента вовлечения ее территории в геосинклинальное развитие непосредственно на архейском фундаменте стали накапливаться геантиклинальные формации.

В основании комплекса геантиклинальных формаций выделяется терригенная (гнейсово-сланцевая) толща, в строении которой участвуют биотитовые, биотито-амфиболовые гнейсы, филлитовидные и другие зеленые сланцы с прослоями амфиболитов, конгломератов, карбонатных пород (тесхемская, урулюнгуевская и другие свиты). Метаморфизм отложений зеленосланцевый и верхних ступеней амфиболитовой фации. Мощность толщи не превышает 2000—3000 м.

Выше согласно залегает карбонатная толща, сложенная мраморами, мраморизованными известняками и доломитами, содержащими комплекс рифейских строматолитов и катаграфий (чартысская, нортуйская и другие свиты). Подчиненную роль в разрезах толщи играют зеленые сланцы и зеленокаменные породы. Мощность толщи от 2000 до 3000 м.

Разрез докембрия завершает зеленосланцевая толща (нарынская, чахыртойская, быркинская и другие свиты), в строении которой главную роль играют разнообразные сланцы с прослоями карбонатных пород и конгломератов. Встречаются остатки рифейских строматолитов и катаграфий. Мощность толщи около 2000—3000 м.

В конце рифея Сангилен-Приаргунская зона вместе с остальными структурами системы рифеид вовлеклась в общее воздымание, ознаменовавшее начало орогенного эпигеосинклинального этапа развития. В это время формируется краевой прогиб рифеид вдоль юго-западной окраины Сибирской платформы и внедряются постскладчатые гранитоиды верхнерифейского возраста, с которыми связана редкометальная минерализация в пегматитах. Таким образом, устанавливается преемственность в химизме продуктов магматической деятельности на орогенном этапе от доорогенного. Примечательно, что постскладчатые орогенные гранитоиды того же возраста и сходного петрографического состава распространены и на площади бывших геосинклинальных прогибов, но редкометальная минерализация в них проявлена гораздо слабее.

В течение палеозоя на площади геантиклинального поднятия происходило формирование межгорных впадин, возникавших под влиянием тектонических процессов в развивающихся геосинклиналях Алтае-Саян-

---

<sup>1</sup> Необходимо подчеркнуть, что суммарная мощность этого разреза не соответствует фактической. В каждом конкретном участке отдельные элементы разреза образуют линзовидные тела и, таким образом, лишь в некоторых внутренних синклиналиях можно предполагать максимальные мощности.

ских и Южно-Монгольских палеозоид. По особенностям развития и по положению в геосинклинальной системе Сангилен-Приаргунская геoaнтиклиналь является краевой, доскладчатой, ранней, не обращенной.

В геосинклинальных системах, образованных на слабо развитом «гранитно-метаморфическом» слое, нам наиболее хорошо известна Талицко-Монголо-Алтайская геoaнтиклиналь промежуточного типа. Она располагается в пределах Горного и Монгольского Алтая, протягиваясь более чем на 1000 км, и достигает ширины 100—150 км (Волочкович, Леонтьев, 1964). От смежных прогибов данная структура отделена зонами долгоживущих разломов. Поднятие развилось на месте рифейско-кембрийско-нижнеордовикского прогиба, выполненного граувакково-сланцевыми и вулканогенными формациями основного состава, суммарной мощностью 10 000—12 000 м. Комплекс геосинклинальных формаций (нижний структурный ярус) рассматриваемой структуры дислоцирован в крупные брахиформные складки размером 15—20 км, осложненные на крыльях линейными складками более мелкого масштаба. После складкообразующих движений предсреднеордовикского времени сформировалось поднятие, и в его пределах накапливался среднеордовикско-девонский комплекс геoaнтиклинальных формаций (верхний структурный ярус) мощностью от нескольких сот до 2000—3000 м. В центральных частях поднятия геoaнтиклинальные формации представлены молассоидными красноцветными толщами, а также кислыми эффузивами и их туфами, выполняющими наложенные впадины. По периферии поднятия в наложенных синклинальных прогибах развиты более тонкообломочные, часто пестроцветные формации терригенно-карбонатного состава, а также более основные эффузивы. Количество вулканогенных пород в геoaнтиклинальном комплексе незначительное и составляет примерно 15% от общего количества осадков; время проявления вулканических процессов ограничено преимущественно эйфельским веком.

В смежных с геoaнтиклиналью прогибах — Ануйско-Цаганурском и Рудно-Южно-Алтайском в это же время накопился мощный комплекс среднепалеозойских карбонатно-терригенных осадков, а также вулканогенных толщ андезито-диабазового состава.

Процессы магматизма в пределах геoaнтиклинали проявились как в эффузивной, так и интрузивной форме. Здесь известны порфировые формации эйфеля, а также гранитоиды ниже- и среднепалеозойского возраста, с которыми связана незначительная редкометальная минерализация.

В верхнепалеозойский орогенный этап развития рассматриваемое поднятие объединилось с окружающими его прогибами, сформировав крупный свод. Отложений этого возраста в пределах поднятия неизвестно, видимо, они размыты. Интрузии верхнепалеозойских гранитоидов имеют ограниченное распространение, тяготея к юго-западному краю структуры, тектонически более активному в период, предшествующий их формированию. Несмотря на петрографическое сходство верхнепалеозойских гранитоидов, развитых на территории Алтая лишь в контурах бывшей геoaнтиклинали, они несут редкометальную минерализацию, что дало основание выделять здесь молибден-вольфрамовый пояс (Нехорошев, 1958) или редкометальную металлогеническую зону (Волочкович, Леонтьев, 1964).

Отмеченные особенности развития структуры позволяют отнести ее к разновидности ранней, обращенной, послескладчатой, внутренней геoaнтиклинали.

Магматические геoaнтиклинали выделяются в пределах геосинклинальных систем с «фундаментом» переходного типа. Они располагаются главным образом вдоль границы Зайсан-Гобийской геосинклинальной системы, заложенной на «океанической» (?) коре. К данному типу структур относится западная часть Чингиз-Тарбагатайской зоны



геоантиклинальных поднятий — Ащису-Тарбагатайская магматическая геоантиклиналь (Волочкович, 1967). Геоантиклиналь протягивается вдоль Чингизского хребта в юго-восточном направлении, захватывает Восточный Тарбагатай и уходит за пределы СССР. Общая ее протяженность на территории СССР более 700 км, ширина 20—30 км. Данная структура развилась на месте рифей-нижнесилурийского эвгеосинклинального прогиба, сложенного офиолитовыми, спилито-кератофировыми и терригенно-вулканогенными (основного и среднего состава) комплексами суммарной мощностью более 14 000 м. Эти образования сложно дислоцированы и слагают нижний структурный ярус поднятия. Несогласно на нем залегают геоантиклинальные формации верхнего структурного яруса. В основании располагается наземная вулканогенная (андезит-базальтовая) формация нижнего — верхнего силура, на которой с перерывом залегают ниже- и среднедевонская наземная вулканогенная (порфирировая) и среднедевонско-нижнекаменноугольная молассовидная формации. Суммарная мощность геоантиклинального комплекса достигает 4000 м. Однако по сравнению с синхронными отложениями смежных прогибов Джунгаро-Балхашской и Зайсанской зон он менее мощный, более грубообломочный и разделен многочисленными перерывами и внутрiformационными несогласиями. В пределах поднятия формировались небольшие интрузии основного и среднего состава, а также гранитоиды, не содержащие редкометальной минерализации.

В орогенный этап развития всей геосинклинальной системы данная эвгеоантиклиналь после кратковременного перерыва местами испытала прогибание. В ее пределах накапливалась вулканогенная моласса андезитового состава верхневизейского — среднекаменноугольного возраста мощностью около 2000 м. Формирующиеся в это время небольшие интрузии гранитоидов практически безрудны в отношении редких металлов.

Как видно из вышеизложенного, рассмотренный тип структуры можно отнести к категории поздних, обращенных, послескладчатых, краевых геоантиклиналей.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Во всех типах геосинклинальных систем в тот или иной момент их развития возникают активно растущие поднятия (геоантиклинали), развитие которых фиксируется соответствующим комплексом осадочных формаций. Более кислый состав магматических пород, развитых в пределах геоантиклиналей по сравнению со смежными прогибами, свидетельствует о явлении латеральной магматической дифференциации, а также о том, что данные структуры своим происхождением обязаны, по-видимому, более длительному и интенсивному процессу формирования их гранитно-гнейсовых корней, что в свое время отмечал Н. А. Штрейс (1968), Н. А. Штрейс, Г. И. Макарычев (1969). В орогенный элигеосинклинальный этап развития геоантиклинали отмирают, входя в состав сводовых поднятий. Однако отмечающееся и в это время различие в составе магматических комплексов свидетельствует о некоторой преемственности в режиме развития орогенного этапа от геосинклинального.

Как правило, с геоантиклиналями и особенно с их частями, вовлеченными в орогенные поднятия, парагенетически связаны редкометальные металлогенные зоны: Каратау-Туркестанская (Карпова, 1960) в Тянь-Шане, Калба-Нарымская (Нехорошев, 1958) и Талицко-Монголо-Алтайская (Нехорошев, 1958; Волочкович, Леонтьев, 1964), Сангиленская и Восточно-Саянская (Смирнов и др., 1967). Отмеченная закономерность прослеживается и в других областях. Так, к структурам, сходным с геоантиклиналями и пространственно связанными с редкометальными поясами, относятся Урало-Тобольская геоантиклиналь (Херасков, 1948),

Сихотэ-Алинское и Хингано-Байджалское поднятия (Усенко, Чеботарев, 1965), область Главного Кавказского хребта (Твалчрелидзе, 1960) и другие.

В геосинклинальных системах, развившихся на коре континентального типа, редкометальная минерализация появляется уже на собственно геосинклинальном этапе развития; в геосинклинальных системах, развившихся на коре океанического и «промежуточного» типов, для ранней стадии такая минерализация не характерна и появляется лишь в орогенном эпигеосинклинальном этапе.

Предварительный анализ соотношения различных типов геосинклиналей с металлогенической зональностью позволяет высказаться о парагенетической связи во многих случаях редкометальных поясов с амагматичными и умеренно магматичными геосинклиналями, а среди них с теми разновидностями, которые перед эпохой рудообразования наиболее длительно испытывали относительное воздымание.

### Литература

- Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д., Булдаков В. В. 1968. Тектонические структуры южного обрамления Сибирской платформы.— В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья, 1968, в. 4, Изд-во Забайк. фил. фил. геогр. о-ва СССР.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Госгеолтехиздат, 1947.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Статья I и II.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геол., 1965, № 5, 6.
- Волочкович К. Л. Геосинклинальные поднятия как глубинные структуры, контролирующие редкометальные зоны.— В кн.: Металлогения Тянь-Шаня. Фрунзе, «ИЛИМ», 1968.
- Волочкович К. Л., Леонтьев А. Н. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. «Наука», 1964.
- Зоненшайн Л. П. Тектоническая история Центрально-Азиатского складчатого пояса. Автореферат докт. дис., М., 1970.
- Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1954.
- Карпова Е. Д. Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира.— В кн.: Закономерности размещения ископаемых, т. 3, Изд-во АН СССР, 1960.
- Карпова Е. Д. Металлогенические провинции сводово-глыбового типа.— В кн.: Металлогения Тянь-Шаня, Фрунзе, «ИЛИМ», 1968.
- Косыгин Ю. А. Типы основных структурных элементов земной коры в позднем докембрии.— Геология и геофизика, 1961, № 1.
- Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А. и др. Структуры ограниченных докембрийских платформ. Докл. сов. геологов к XXIII сес. Междунар. геол. конгр. Пробл. 4, «Наука», 1968.
- Красильников Б. Н., Алтухов Е. Н., Волочкович К. Л., Смирнов А. Д. Домезозойские тектонические структуры южной части Урало-Монгольского пояса.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии, «Наука», Новосибирск, 1971.
- Кузнецов Ю. А. Основные типы магмаконтролирующих структур и магматические формации.— Геология и геофизика, 1970, № 9.
- Муратов М. В. Основные этапы тектонического развития Причерноморья и генетические типы структурных элементов земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.
- Муратов М. В. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран.— В кн.: Тектоника СССР, т. II. Изд-во АН СССР, 1949.
- Муратов М. В. Тектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов в его пределах.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1967, № 10.
- Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые пояса и системы. Их этапы развития и магматизм.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 10.
- Нехорошев В. П. Геология Алтая. Госгеолтехиздат, 1958.
- Обуэн Ж. Геосинклиналии. Проблемы происхождения и развития. «Мир», 1967.
- Озерский А. Ф., Рутштейн И. Г., Смирнов А. М., Шулдинер В. И. Выходы архея в Восточном Забайкалье.— В сб.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970.

- Ог Э. Геология, т. I. Геологические явления. ОНТИ. 1914.
- Пейве А. В. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тянь-Шаньской геосинклинальной области.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 6.
- Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н., Булдаков В. В. Основные факторы редкометалльной металлогенической специализации рифид юго-западного обрамления Сибирской платформы.— В кн.: Материалы к геологической конференции Бурятского геологического управления. Улан-Удэ, 1967.
- Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей.— В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5, Изд-во АН СССР, 1962.
- Твалчрелидзе Г. А. Некоторые особенности металлогении Причерноморской области.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. т. 3, Изд-во АН СССР, 1960.
- Усенко С. Ф., Чеботарев М. В. Структурные особенности локализации оловянных площадей Приамурья.— Сов. геология, 1965, № 11.
- Херасков Н. П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере южного Урала.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Тр. ГИН АН СССР, 1963 в. 91.
- Херасков Н. П. О связи полезных ископаемых с тектоническими структурами континентальной части Евразии.— В кн.: Тектоника Евразии, «Наука», 1966.
- Шатский Н. С. Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 6.
- Штилле Г. Введение в строение Америки. Избр. тр. «Мир», 1964.
- Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала.— В кн.: Тектоника СССР, т. 3. Изд-во АН СССР, 1951.
- Штрейс Н. А. Проблемы связи магматизма со структурами геосинклинальных систем.— В кн.: Вулканизм и тектогенез. Тр. сов. геологов к XXIII сессии Междунар. геол. конгр. Пробл. 2. «Наука», 1968.
- Штрейс Н. А., Макарычев Г. И. О соотношении между магматизмом и структурами геосинклинальных систем.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. «Наука», 1969.
- Яншин А. Л. Проблема срединных массивов. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1965, № 5.
- Яншин А. Л. Тектоника Евразии. Объяснительная записка к тектонической карте. «Наука», 1966.

Институт минералогии, геохимии  
и кристаллохимии редких элементов

Статья поступила  
24 февраля 1971 г.

УДК [551.242.5 : 551.71/72](47)

В. А. ДЕДЕЕВ

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ДОКЕМБРИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА  
РУССКОЙ ПЛИТЫ**

Рассмотрено внутреннее строение раннедокембрийского фундамента Русской плиты, проведено его тектоническое районирование, выделены разновозрастные архейские и раннепротерозойские складчатые системы, срединные массивы и основные зоны глубинных разломов, а также разобран комплекс геолого-геофизических критериев для их выделения.

Поскольку для составления тектонических карт, отражающих состав, строение и возраст складчатого основания древних платформ, данных бурения и геологических съемок явно недостаточно, нами, как и предыдущими исследователями (Фотиади, 1958; Гафаров, 1963; Борисов, 1967; Зандер и др., 1967; Неволин и др., 1968), в основу их составления были положены данные региональных геофизических исследований.

Современная структура фундамента платформ сформирована в два чрезвычайно длительных этапа: геосинклиальный, включая орогенный, и платформенный. Внутренняя структура фундамента была образована преимущественно в первый, геосинклиальный этап, в процессе развития разновозрастных геосинклиальных систем. Этими процессами обусловлены все количественные и пространственные соотношения между осадочными, метаморфическими и магматическими комплексами различных составов и возрастов, между простирающимися структурами и направлениями глубинных разломов геосинклиального заложения, между характером и типом складчатых деформаций и вторичными наложенными процессами гранитизации, метасоматоза и диафореза. Все это находит свое выражение в физических полях, особенно в магнитных, которые определенным образом могут отображать не только вещественный состав, но и пространственные соотношения отдельных структур фундамента.

Платформенный этап развития фундамента также имеет свои особенности. В этот период формируется современный тектонический рельеф поверхности фундамента. Крупные блоки фундамента под влиянием резко дифференцированных преимущественно глыбовых тектонических движений по зонам крупных нарушений и расколов (как унаследованных от разломов фундамента, так и новообразованных) резко меняют свое пространственное положение. Наиболее интенсивные вертикальные движения блоков иногда сопровождаются внедрением платформенных интрузий и даже коренной переработкой структуры земной коры (процессы «базификации» в понимании В. В. Белоусова, 1966; Н. А. Беляевского и др., 1967; А. А. Борисова, 1967 и др.). Эти процессы перестройки земной коры в настоящее время наиболее эффектно видны по данным ГСЗ вдоль зон глубинных разломов в крупных грабенообразных прогибах и желобах (авлакогенах типа Рязано-Саратовского, Днепрово-Донецкого — Беляевский и др., 1967; Бондарчук, 1967; Борисов, 1967; Соллогуб и др., 1966; Субботин и др., 1965). Изменение структуры поверхности фундамента влечет за собой изменение фациального состава и мощности плат-

форменного чехла, что в конечном счете ведет к изменению физических полей.

Внутренняя структура блоков фундамента в платформенный этап развития, как правило, остается неизменной. Поэтому тектонические преобразования поверхности фундамента в платформенный этап развития не нарушают основных элементов взаимосвязи между аномалиями магнитного поля и внутренней структурой фундамента платформ. Магнитные аномалии, обусловленные молодыми платформенными интрузиями (габбро-диабазы, диабазы и др.), которые образовались вдоль глубинных разломов, разделяющих крупные блоки фундамента, обычно очень мелки и занимают весьма ограниченные площади. Влияние таких платформенных магнитных аномалий легко можно учесть при соответствующих тектонических построениях.

Совершенно по-иному обстоит дело в пределах авлакогенов, где земная кора в узких линейных зонах претерпела интенсивную «базификацию», в результате которой были созданы в основном новообразованные высоко интенсивные крупные магнитные аномалии, резко отличные по интенсивности и характеру поля от соседних районов (например, Днепро-Донецкий, Рязано-Саратовский, Колтогорско-Уренгойский авлакогены). Восстановление первичной внутренней структуры фундамента для этих районов практически невозможно, но, учитывая их резко линейный и локализованный характер, здесь можно широко применять методы интерполяции.

Гравитационное поле платформы в связи с тектоническими преобразованиями рельефа фундамента и соответственно мощности и структуры осадочного чехла претерпевает несравненно более существенную перестройку, нежели магнитное поле. Значительные опускания и поднятия блоков фундамента меняют не только интенсивность аномалий, но и их морфологию и простираение. Например, в краевых глубоко погруженных зонах платформ и в глубоких авлакогенах и желобах региональные гравитационные минимумы отражают главным образом рельеф фундамента, а внутренняя плотностная неоднородность фундамента здесь практически не оказывает никакого влияния.

Таким образом, видно, что гравитационные аномалии платформ в значительной степени, особенно в глубоко погруженных зонах, отражают тектонические преобразования поверхности фундамента в платформенную стадию его развития. Магнитные аномалии, напротив, больше связаны с внутренней структурой фундамента, сформированной в основном в доплатформенный этап. Иначе говоря, региональные магнитные и гравитационные поля платформ определенным образом фиксируют главные особенности и преобразования, возникшие на принципиально разных этапах ее развития: геосинклинальном и платформенном. Следовательно, в целях тектонического районирования фундамента по его возрасту и внутренней структуре геомагнитное поле имеет несравненно большие возможности, нежели гравитационное. Поэтому в основном именно эти данные в комплексе с геологическими были широко использованы нами при всех последующих построениях.

Для сохранности внутренней структуры фундамента первостепенное значение имеет продолжительность времени перерыва между консолидацией фундамента и началом накопления осадочного чехла. Возраст консолидации фундамента древних платформ (Восточно-Европейская, Канадская, Сибирская и др.) составляет интервал  $3500 \pm 300 - 1650 \pm 50$  млн. лет, а низов платформенного чехла —  $1800 - 400$  млн. лет (Дедеев, 1965; Кратц и др., 1968; Неелов, 1968; Семененко, 1967; Тугаринов, Войткевич, 1966). Следовательно, для древних платформ промежуток времени между окончанием консолидации фундамента платформ и началом накопления осадочного чехла равен примерно  $600 - 1000$  млн. лет и более. Для молодых, в основном эпипалеозойских, платформ этот

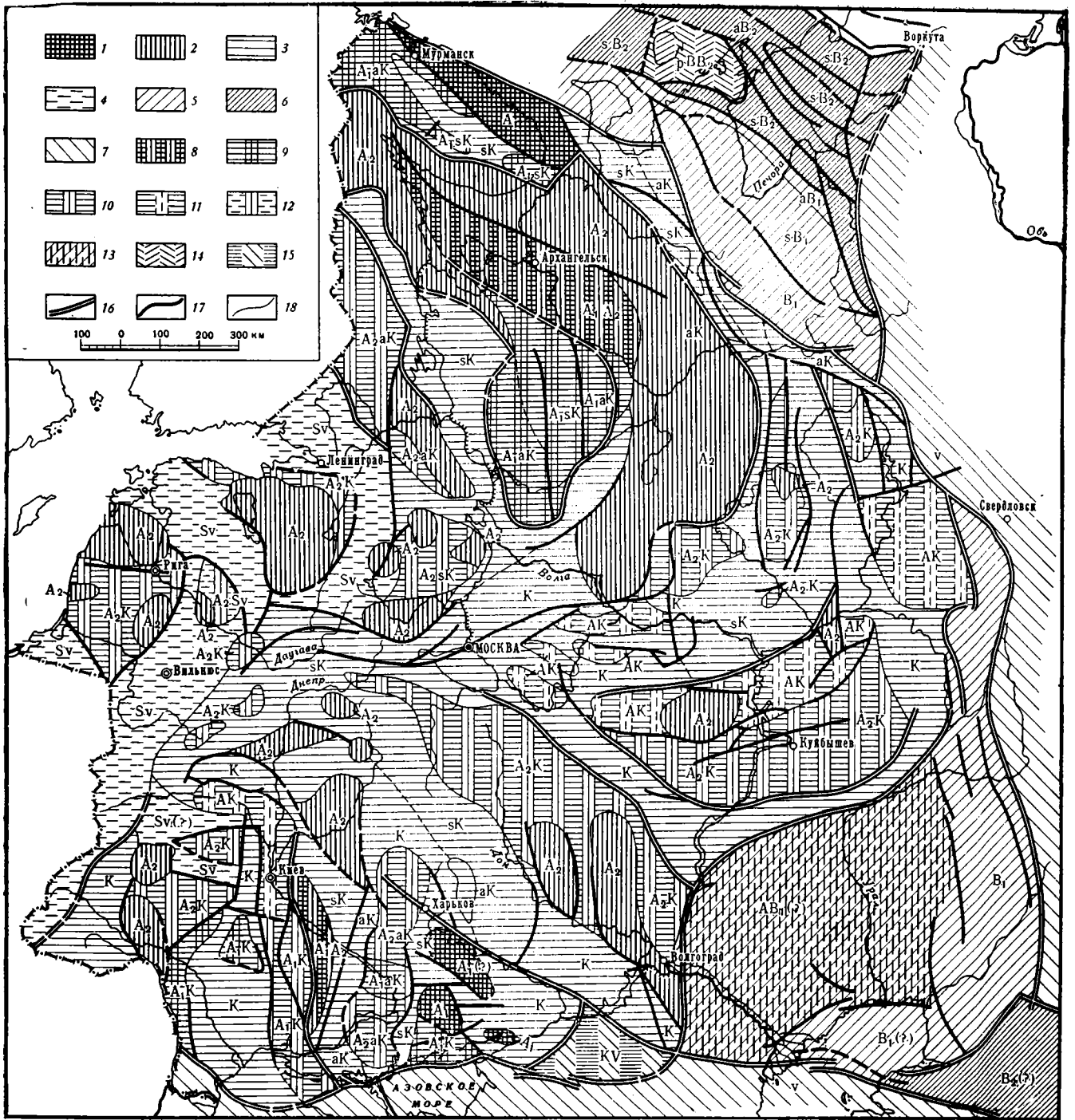


Схема тектонического районирования фундамента Русской плиты. Составил В. А. Дедеев по региональным геолого-геофизическим материалам ИГГД АН СССР, ЗГТ, ВНИГРИ, ВСЕГЕИ, ВНИГеофизики, ИГН АН УССР с использованием отдельных районных авторских макетов К. О. Кратца, А. К. Запольнова (ИГГД АН СССР), А. Н. Берковского, В. Н. Зандера, Л. В. Суворовой, Ю. И. Томашунас (ЗГТ), Г. И. Каляева (ГИН АН УССР), З. А. Крутиковой (ИГ АН УССР). Структуры складчатых областей: 1 — Раннеархейские ( $A_1$ ) срединные массивы по возрасту складчатостей древнее  $3100 \pm 100$  млн. лет; 2 — позднеархейские ( $A_2$ ) складчатые системы и срединные массивы (беломориды, бугиды и близкие им по возрасту зоны складчатостей древнее  $2600 \pm 100$  млн. лет); 3 — раннепротерозойские складчатые системы (карелиды, саксаганиды и близкие им по возрасту зоны складчатостей древнее  $2000 \pm 100$  млн. лет); 4 — раннепротерозойские ( $Sv$ ) складчатые системы (свекофениды, ингулиды и близкие им по возрасту зоны складчатостей древнее  $1650 \pm 50$  млн. лет); 5 — раннебайкальские (довендские) складчатые системы и близкие им по возрасту зоны складчатостей древнее  $650-670$  млн. лет;  $B_1$  — нерасчлененные,  $aB_1$  — передовые поднятия, антиклинории, антиклинорные зоны,  $sB_1$  — внутренние прогибы, синклинории, синклинорные зоны; 6 — позднебайкальские (доордовикские) складчатые системы и близкие им по возрасту зоны складчатостей древнее  $500 \pm 50$  млн. лет;  $B_2$  — нерасчлененные,  $aB_2$  — антиклинории, мегантиклинории и антиклинорные зоны,  $sB_2$  — синклинории, мегасинклинории и синклинорные зоны; 7 — варисийские ( $V$ ) складчатые системы; 8 — переработанные раннеархейские глыбы (блоки фундамента) в позднеархейских складчатых системах ( $A_1A_2$ ); 9 — переработанные раннеархейские срединные массивы (глыбы;  $A_1aK$ ) и блоки фундамента ( $A_1sK$ ) в раннепротерозойских складчатых системах; 10 — то же, но позднеархейские ( $A_2K$ ,  $A_2aK$ ,  $A_2sK$ ); 11 — то же, но нерасчлененные архейские ( $AK$ ); 12 — переработанные позднеархейские срединные массивы в среднепротерозойских складчатых системах ( $A_2Sv$ ); 13 — нерасчлененные архейские массивы, предположительно подвергшиеся тектонической переработке в раннебайкальскую эпоху  $AB_1(?)$ ; 14 — переработанные добайкальские срединные массивы (блоки фундамента) в позднебайкальских складчатых системах ( $aBB_2$ ); 15 — переработанные карельские зоны складчатостей в варисийских складчатых системах ( $KV$ ). Разрывные нарушения; 16 — краевые швы и крупнейший Мангышлакско-Донецкий региональный глубинный разлом; 17 — региональные зоны глубинных разломов; 18 — границы разновозрастных структур.

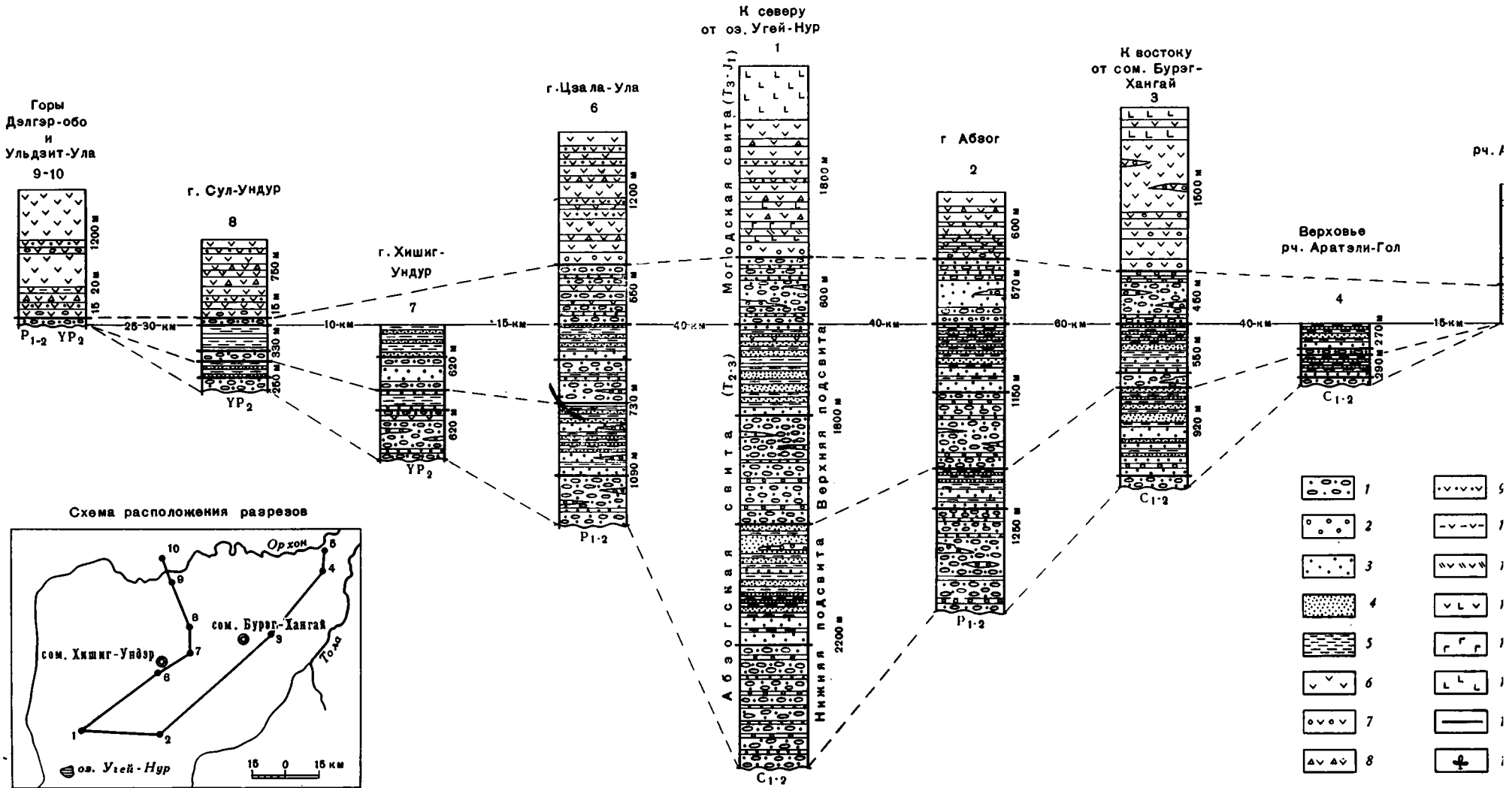


Рис. 1. Схема сопоставления разрезов верхнетриасовых-нижнеюрских отложений Орхонской впадины  
 1 — конгломераты от среднегалечных до валунных; 2 — конгломераты мелкогалечные и гравелиты; 3 — песчаники крупно и грубозернистые; 4 — песчаники средне- и мелкозернистые; 5 — алевролиты; 6 — лавы андезитов и трахиандезитов; 7 — туфо и лаваконгломераты андезитов; 8 — туфы андезитов; 9 — пепловые туфы, туфогенные песчаники; 10 — лавы андезито-дацитов; 12 — лавы андезито-базальтов; 13 — лавы базальтов; 14 — лавы трахибазальтов; 15 — границы толщ; 16 — местоположение сборов растительных остатков

перерыв или практически отсутствует, или не превышает нескольких десятков млн. лет. Максимально, в редких случаях и для небольших изолированных участков, он достигает — 100—200 млн. лет. Эту разницу в длительности перерыва А. Л. Яншин (1965) относит к одному из главных различительных признаков древних и молодых платформ.

В свете вышесказанного очевидно, что на площади древних, дорифейских платформ из-за громадного промежутка времени до начала накопления осадочного чехла все интенсивно складчатые внутренние структуры фундамента, созданные в заключительный орогенный этап развития древних геосинклиналей (протогеосинклиналей, по Шуркину и Митрофанову, 1968), испытали длительную и глубокую эрозию, которая обнажила глубинные сечения земной коры, отвечающие гранулитовой и амфиболитовой фациям метаморфизма. Учитывая возможные термодинамические условия для формирования минеральных ассоциаций гранулитовой фации ( $T = 700\text{—}750^\circ\text{C}$  и  $P = >6 \text{ кбар}$ ), можно полагать, что глубина эрозии на древних платформах достигала 15 км и более. Близкие значения эрозии древних щитов (15—20 км) по этим же данным приводятся А. Н. Нееловым (1968) для Сибирской платформы. На Балтийском щите, например, раннепротерозойские складчатые системы карелид эродированы до своих корневых частей. Кристаллические толщи нижнего протерозоя иногда сохранились только в наиболее погруженных частях крупных синклиналиев, разделенных поднятиями разбитого на глыбы и неоднородно переработанного, реоморфизованного архейского основания карельских структур (Кратц, 1963; Шуркин, 1968 и др.). Однако архейский фундамент в зонах карельских синклиналиев более интенсивно переработан, обогащен многочисленными преимущественно основными интрузиями и хорошо выделяется на магнитных картах полосовыми положительными аномалиями. Напротив, архейский фундамент в пределах карельских антиклиналиев более сильно гранитизирован и потому отображается отрицательными, чаще овальными магнитными аномалиями. Это обстоятельство очень важно, так как на геологических картах Карелии в обоих случаях показывается сплошное развитие архейских пород, по которым отдельные исследователи выделяют даже срединные массивы архейского возраста.

Поэтому для древней, дорифейской Восточно-Европейской платформы, где имеется немагнитный осадочный чехол, а складчатые структуры фундамента перед накоплением чехла истытали процессы активизации и за счет длительной глубокой эрозии размыты практически до своих корней, в целях изучения внутренней структуры фундамента магнитные карты были трансформированы в принципиально новые карты магнитных пород (Зандер и др., 1967). По этим картам с учетом гравиметрических данных и геологии на территории щитов были как бы реставрированы заново контуры складчатых структур. Выявленные закономерности затем были перенесены в погруженные районы Русской плиты и на этом основании проведено тектоническое районирование фундамента всей древней платформы (рисунок).

Магнитные и гравитационные поля Русской плиты и Балтийского щита в основном характеризуются развитием обширных областей с мозаичным строением аномалий, разделенных, а часто и опоясанных зонами линейных максимумов, которые хорошо коррелируются с системой аномалий Балтийского щита. Разно ориентированные и разнообразные по морфологии зоны аномалий в пределах докембрийских платформ можно рассматривать как основание для разделения их на разновозрастные комплексы. При этом области с мозаичным строением полей можно рассматривать в качестве древних массивов более ранней консолидации (докарельские ядра), а обтекающие их системы полосовых аномалий — как области приспособления более молодой карельской складчатости к более древним массивам. Подобные структурные соот-



ношения отчетливо видны в пределах обнаженных областей Балтийского и Украинского щитов.

Сравнение гравитационного и магнитного полей, например, с геологическим строением Карело-Кольского региона показывает, что в магнитном поле, даже в масштабе 1 : 2 500 000, гораздо четче и однозначнее, чем на гравитационных картах, отображаются особенности тех или иных разновозрастных и различных тектонических структур и комплексов кристаллических образований. Так, например, в магнитном поле гораздо резче выражено различие между беломоридами и карелидами, архейскими или протерозойскими антиклинориями и синклинориями и даже между архейскими, нижнепротерозойскими и нерасчлененными нижне- и среднепротерозойскими кристаллическими породами.

Как уже указывалось выше, это можно, по-видимому, объяснить, во-первых, тем, что гравитационное поле, отличаясь от магнитного, в гораздо большей степени затушевано влиянием глубинных факторов. Во-вторых, сама точность исследований гравитационного поля значительно ниже, чем магнитного, поскольку при гравиметровой съемке наблюдения производятся на отдельных точках, а при аэромагнитной — непрерывно вдоль маршрутов. В-третьих, на территории Русской плиты интерпретация гравиметровых съемок в целях изучения фундамента затрудняется также влиянием осадочного чехла, который при магнитных измерениях не является экраном.

Для удобства интерпретации магнитного поля нами широко была использована впервые составленная А. Н. Берковским в 1965—1968 гг. карта магнитных пород фундамента (Зандер и др., 1967). Она характеризует не только форму, простираие и намагниченность отдельных тел, но и дает возможность провести районирование по этим признакам. При этом эталонами являлись разновозрастные и различные геотектонические структуры фундамента Балтийского и Украинского щитов. Простираия магнитных тел в их пределах полностью согласны с простираиями структур фундамента. Это обстоятельство позволило нам широко использовать простираия магнитных тел в пределах плиты не только в целях районирования и выделения различного состава разновозрастных блоков фундамента, но и для выяснения их внутренней структуры.

Территория восточной части Балтийского щита является едва ли не единственной в стране областью, где детальное геологическое картирование докембрийских кристаллических образований еще на самых ранних своих этапах стало сопровождаться широким применением вначале наземных магнитных, а затем аэромагнитных и других геофизических методов. В результате усилий большого коллектива геологов и геофизиков территория восточной части Балтийского щита в настоящее время в геологическом и геофизическом отношении изучена наиболее детально и полно (Варданыц, 1966; Зандер и др., 1967; Кратц, 1963, 1968; Литвиненко, 1968; Фотиади 1958; Цирульникова и др., 1968; Шуркин, 1968 и мн. др.). Поэтому территория Карелии и Кольского полуострова может служить в методическом отношении опорным полигоном при геологическом истолковании геофизических, в первую очередь магнитных, аномалий соседних закрытых территорий. Для обширной территории Балтийского щита имеется большое количество детально изученных и геологически хорошо объясненных магнитных аномалий различного типа. Почти для всех этих магнитных аномалий были произведены пересчеты отдельных графиков, а в отдельных случаях и всей аномалии, на высоты 1—2 км, равные средней глубине залегания фундамента в пределах антеклиз Русской плиты. Эти пересчеты дали возможность представить ту или иную аномалию при условии глубокого залегания магнитного тела, покрытого осадочным чехлом, и тем самым позволили произвести сравнение аномалий, вызванных вполне определен-

ными геологическими объектами, с аномалиями, полученными в результате магнитных съемок Русской плиты.

Анализ магнитных и гравитационных материалов, проведенный в пределах обнаженной части Балтийского и Украинского щитов, позволил установить геофизические характеристики различных структур, тектонических нарушений, комплексов и отдельных литологических разностей пород фундамента. Эти характеристики (морфология магнитного и гравитационного полей, их интенсивность, размеры аномалий, значения намагниченности и плотности) с учетом петрографических исследований керна скважин и определения абсолютного возраста пород, прежде чем быть перенесенными на всю Русскую плиту, были проверены с внесением дополнительных коррективов в пределах относительно хорошо геологически изученных Волго-Уральской и Воронежской антеклиз.

Как уже указывалось выше, при выявлении типичных геофизических характеристик за эталон были взяты разновозрастные и различные геотектонические структуры фундамента обнаженной части Балтийского щита.

Беломорская складчатая система выделяется среди окаймляющих более молодых систем в целом пониженными мозаичными магнитными и гравитационными полями, а на карте магнитных пород (Зандер и др., 1967) малой насыщенностью небольшими телами разнообразной формы, слабой намагниченности (менее  $500 \cdot 10^{-6}$  СГС) и хаотичным взаимным расположением. Вдоль границ Беломорской системы с более молодыми складчатыми системами и зонами переработки, если судить по карте магнитных пород, отмечается как срезание, так и обтекание древних структур молодыми, реже — их торцовое сочленение.

Более молодые, ранне- и среднепротерозойские складчатые системы (карелиды и свекофениды) в магнитном и гравитационном полях отображены большей частью вытянутыми аномалиями. Магнитным телам этих систем свойственны удлиненная форма и значительно более выдержанные линейные простираения, а также более высокие значения намагниченности ( $500—1500 \cdot 10^{-6}$  СГС и выше), чем это наблюдается в Беломорской системе.

Наиболее выдержанные простираения магнитных тел отмечаются в пределах карельской и свекофенской систем и в раннепротерозойском Кейвском синклинории центральной части Кольского полуострова. Для названных геоструктур характерно также относительное однообразие форм и намагниченности магнитных тел. Этими признаками раннепротерозойские системы отличаются от зон раннепротерозойской тектономагматической переработки архейских срединных массивов. В последних (Норвего-Кольская зона) на карте магнитных пород наблюдается значительно меньшая упорядоченность в их расположении. Простираения тел здесь менее выдержанные, встречаются как удлиненные, так и изометричные тела, сильно варьирует и их намагниченность. Часто тела большой намагниченности группируются вдоль определенных зон, по которым, по-видимому, переработка происходила наиболее интенсивно. Области тектономагматической переработки древних массивов характеризуются линейно-мозаичными магнитными и гравитационными полями, в отличие от преимущественно линейного характера этих полей в области собственно раннепротерозойской складчатости.

Тектонические нарушения геофизически отображаются различным образом. Наиболее выразительны нарушения, сопровождающиеся внедрением интрузий. Они выделяются нами в системы или зоны глубинных разломов, под которыми понимаются зоны повышенной проницаемости земной коры. На Кольском полуострове такой, например, является зона Имандра—Варзуги. Эти зоны в магнитном поле характеризуются линейными интенсивными магнитными аномалиями, а в поле силы тяжести — линейными положительными аномалиями и областью больших их

градиентов. На карте магнитных пород зона Имандра — Варзуги отображается интенсивно намагниченными длинными телами, сгруппированными вдоль простираения зоны. Эти тела часто располагаются кулисообразно друг к другу. По данным ГСЗ (Литвиненко, 1968), разломы зоны Имандра—Варзуга и Кейвского синклинория проникают до подошвы земной коры, до глубин 30—40 км и более. В Карелии подобные зоны глубинных разломов более узкие и выполнены они соответственно более тонкими и длинными телами большой намагниченности.

Все глубинные разломы этого типа уверенно выделяются по узким линейным магнитным и гравитационным аномалиям большой протяженности (десятки километров) или по цепочкам локальных, иногда расположенных кулисообразно, часто совпадающих в плане максимумов, свидетельствующих о наличии основных и ультраосновных интрузий вдоль определенных зон повышенной проницаемости земной коры.

Тектонические нарушения, которые, видимо, не сопровождаются интрузиями основной или ультраосновной магмы, выделяются двояко. Во-первых, по региональной смене интенсивности магнитного и гравитационного полей (резкие градиенты, гравитационные ступени), что свидетельствует о наличии четких границ между отдельными блоками, резко отличающимися по насыщенности магнитными телами, минералами или по плотностным свойствам пород. При этом гравитационным ступеням обычно соответствует в плане и резкая смена интенсивности магнитного поля. Во-вторых, по резкой смене характера простираений и конфигураций аномалий магнитного и гравитационного полей.

Во многих случаях выделенным нами разломам соответствуют два или даже три признака. Так, Южно-Кейвскому разлому соответствует гравитационная ступень, цепочки линейно вытянутых аномалий и смена характера аномальных полей  $\Delta T$  и  $\Delta g$ . Все глубинные разломы обычно разграничивают разновозрастные и тектонически различные структуры.

По отмеченным выше геофизическим характеристикам удалось проследить ряд структур обнаженной части Балтийского щита далеко на восток и юго-восток под осадочным чехлом.

По примеру Балтийского щита тектоническое районирование остальной части фундамента Русской плиты основывалось на следующих геофизических характеристиках разновозрастных структур складчатых областей фундамента. Материалы по Украинскому щиту полностью согласуются с этими данными. При этом была использована тектоническая карта Украинского щита, составленная в 1966—1968 гг. под редакцией Г. И. Каляева.

Архейские складчатые системы и срединные массивы, сложенные в общем случае гнейсами, характеризуются в целом пониженными магнитными и гравитационными полями мозаичного характера, хаотическим расположением магнитных тел различной формы с намагниченностью менее  $1000 \cdot 10^{-6}$  СГС, обусловленной процессами метаморфизма, в основном мигматизацией и гранитизацией. При этом самая низкая намагниченность до  $500 \cdot 10^{-6}$  СГС характерна для верхнеархейских высокоглиноземистых гнейсов беломорской системы. Самая высокая намагниченность ( $500—1000 \cdot 10^{-6}$  СГС) соответствует нижнеархейским гнейсам или гранито-гнейсам. Одновременно возможно появление и более высокомагнитных тел за счет интрузий основных пород, а также железистых кварцитов. При преобладании высокоглиноземистых гнейсов, амфиболовых и гиперстеновых гнейсов и интрузий основных пород, характеризующихся плотностью  $2,8—3,0$  г/см<sup>3</sup>, отмечается повышение значений аномалий силы тяжести.

Ранне- и среднепротерозойские складчатые системы (карелиды и свекофениды) в магнитных и гравитационных полях отображаются линейными аномалиями. Магнитные тела имеют удлиненную форму и выдержанные простираения. Их намагниченность дости-

гает  $2500 \cdot 10^{-6}$  СГС с отдельными телами значительно большей намагниченности (до  $7000—8000 \cdot 10^{-6}$  СГС). Величина намагниченности определяется составом нижнепротерозойских пород в зависимости от распространения терригенных, осадочно-вулканогенных эффузивных и интрузивных пород. При преобладании в составе комплекса вулканогенных пород основного состава наблюдается повышение значения силы тяжести.

Раннепротерозойские синклиории и антиклиории, обладая общими для карельских систем геофизическими характеристиками, по ряду признаков резко отличаются друг от друга. При этом синклиории, которые в эвгеосинклинальных областях характеризуются мощными толщами вулканогенных образований и многочисленными интрузиями основных и гипербазитовых пород, на магнитных картах отображаются зонами особенно интенсивных аномалий, а на карте магнитных пород им свойственны зоны с большой насыщенностью сильно магнитными телами ( $1500—2500 \cdot 10^{-6}$  СГС и более). Антиклиориям, как областям интенсивной гранитизации, соответствуют в целом аномалии небольшой интенсивности с меньшей насыщенностью телами относительно небольшой намагниченности (менее  $1000 \cdot 10^{-6}$  СГС), на фоне которых иногда проявляются отдельные более интенсивные аномалии, соответствующие зонам более молодой тектоно-магматической переработки.

Различие между нижнепротерозойскими синклиориями и антиклиориями отмечается также и в поле силы тяжести. Синклиориям соответствуют преимущественно пониженные значения, а антиклиориям — повышенные значения гравитационного поля. Это, видимо, можно объяснить тем обстоятельством, что в ядрах антиклиориев выходят породы более глубинных срезов земной коры, отвечающие обычно более высоким гранулитовой и амфиболитовой стадиям метаморфизма и ультраметаморфизма и соответственно большей плотности. Поэтому над антиклиориями в целом и наблюдаются более повышенные гравитационные поля, нежели над синклиориями.

Переработанные архейские срединные массивы и блоки фундамента в ранне- и среднепротерозойских складчатых системах (зоны тектоно-магматической переработки) характеризуются линейно-мозаичными магнитными и гравитационными полями, насыщенностью магнитными телами различной намагниченности и различной конфигурации при невыдержанном простираии. Сильно магнитные тела, как правило, группируются вдоль отдельных зон, которые связаны с зонами глубинных разломов, по которым, по-видимому, переработка происходила наиболее интенсивно.

При геотектоническом районировании фундамента очень важную роль играет характер простираия магнитных тел на контактах (сревание, обтекание, утыкание). Иногда именно этот признак служил основанием для районирования фундамента, особенно в тех случаях, когда тот или иной блок выпадал из общей стройной системы геофизических характеристик, как, например, архейский Черно-Холуницкий массив. Он не соответствует большинству геофизических признаков архейских срединных массивов. Однако в него утыкаются и его обтекают структуры раннепротерозойской складчатой системы и в его пределах вскрыты породы с абсолютным возрастом архея (скв. Черная Холуница).

Все разновозрастные, различные тектонические структуры, выделенные на основании изложенной методики, были затем сопоставлены с имеющимися данными по определению абсолютного возраста пород, вскрытых скважинами в их пределах. Как правило, при этом были получены хорошие совпадения.

В заключение следует отметить, что благодаря неравномерной геолого-геофизической изученности Русской плиты достоверность выделе-

ния различных разновозрастных блоков фундамента и различных комплексов пород неодинакова. С относительно большей достоверностью произведено картирование восточных, южных, юго-западных и западных районов и с относительно меньшей достоверностью — центральных и северных районов плиты.

Наиболее древние участки консолидации фундамента располагаются на юге и юго-востоке Русской плиты (Украина и Волго-Уральская область). Они представляют собой раннеархейские, а иногда и нерасчлененные архейские срединные массивы внутри более молодых карельских, частично и свекофенских, складчатых систем и зон их тектоно-магматической переработки. Гораздо шире распространены области позднеархейской консолидации фундамента, которые также представлены крупными срединными массивами внутри карелид.

Складчатые системы раннего протерозоя (карельские) и среднего протерозоя (свекофенские) занимают большую часть территории фундамента Русской плиты. Они оконтуривают и окаймляют все архейские срединные массивы. Для складчатых систем этого возраста характерно широкое развитие зон и поясов глубинных разломов (зон повышенной проницаемости земной коры), которые протягиваются на большие расстояния (до 1000 км). В большинстве случаев эти разломы приурочены к границам складчатых структур и крупнейших архейских блоков фундамента. Очень часто по этим зонам разломов раннепротерозойские складчатые системы перерабатывают области архейской консолидации. При этом простирания структур в этих зонах переработки часто согласуются с основными простиранями соседней карельской складчатой системы и потому они приобретают линейно-мозаичный характер геофизических полей.

Глубинные разломы образуют несколько систем, связанных с заложением раннепротерозойских геосинклиналей. Все они являются долгоживущими. В орогенные этапы развития в зоны глубинных разломов обычно возникали узкие длинные грабены (например, Кейвский, Имандра-Варзугский на Кольском полуострове) или межгорные грабенообразные прогибы и депрессия (Карелия), выполненные мощными толщами эффузивных и молассоидных пород. В платформенный этап развития в этих зонах образовались авлакогены (Рязано-Саратовский, Кировско-Кажимский, Абдулинский и др.), крупные грабены (Крестцовский, Средне-Русский) или другие шовные надразломные и приразломные дислокации (Жигулевские, Кинельские и др.).

История формирования современного фундамента Русской плиты отличается огромной длительностью и большой сложностью. При этом процесс эволюции земной коры в их пределах распадается на ряд крупнейших мегациклов длительностью примерно в 600 млн. лет, имеющих планетарное значение (Хаин, 1964; Дедеев, 1965).

В течение двух первых мегациклов (катархей — ранний архей; древнее  $3200 \pm 100$  млн. лет), как показывает анализ фактического материала, настоящие платформы отсутствовали, кроме, возможно, консолидированных ядер (внутренних массивов). В это время господствовал так называемый панэвгеосинклинальный режим. Нормальные условия седиментации, выражающиеся, например, в формировании толщ кварцитов, по-видимому, находились еще в зачаточном состоянии. Большая часть коры в это время имела океанический тип (талассократон).

К началу позднего архея ( $3200 \pm 100$ — $2600 \pm 100$  млн. лет), видимо, образуются первые относительно консолидированные массивы (Кольско-Онежский, Волго-Уральский, Украинский), разделенные позднеархейскими прогеосинклиналями типа Беломорской или Саксаганской.

Эти первые массивы оказались недостаточно устойчивыми, по-видимому, в силу того, что материковая кора была еще очень тонкой. Поэтому вскоре они были раздроблены на крупные блоки, разделенные об-

ширными прогеосинклинальными рвами. В этих прогеосинклиналях аккумулировались продукты разрушения этих блоков и накапливались мощные вулканогенно-обломочные толщи. В дальнейшем, в процессе развития беломорской и других геосинклиналей, они претерпели складчатость, региональный метаморфизм и были прорваны многочисленными интрузиями основных и кислых пород. Одновременно происходила интенсивная тектоно-магматическая переработка и самих раннеархейских массивов.

В конце архея происходит полное замыкание позднеархейских прогеосинклиналей с образованием, видимо, громадных континентальных (Европейской, Азиатской), а может даже и межконтинентальных (Европейско-Африканской) протоплатформ. Этот период ознаменовался массовым внедрением гранитов в пределах бывших прогеосинклиналей и интенсивной гранитизацией и мигматизацией прилегавших древних архейских «обломков».

На рубеже архея и протерозоя ( $2600 \pm 100$  млн. лет) произошла крупнейшая перестройка земной коры (альгоманское «обновление»), завершившаяся новым раздроблением гигантских эпипархейских протоплатформ и заложением новых протогеосинклинальных систем, часто пересекавших древние простирания. Это особенно хорошо видно в пределах Балтийского и Украинского щитов. Из этих соотношений становится ясным, что первоначальная площадь эпипархейских платформ намного превышала области современных архейских срединных массивов, которые представляют собой остаточные образования после альгоманского «обновления».

Раннепротерозойские протогеосинклинальные узкие рвы и желоба, заложившиеся по зонам глубинных разломов, разбили громадную эпипархейскую протоплатформу на множество изометричных и округлых глыб и блоков, которые были разобщены протогеосинклиналями.

В конце раннего протерозоя ( $2000 \pm 100$  млн. лет) произошла новая крупная перестройка структурного плана. Почти весь протогеосинклинальный пояс Европейской части СССР испытал инверсию и замкнулся, спаяв воедино все эпипархейские древние жесткие срединные массивы в единую эпикарельскую Восточно-Европейскую платформу.

В конце раннего протерозоя в геосинклинальной системе карелид и соответствующих им саксаганид в процессе инверсии возникли крупные внутренние орогенные поднятия.

В среднем протерозое в этих редких остаточных протогеосинклинальных свекофенских прогибах, а обычно в межгорных впадинах и грабенах происходит накопление континентальных или прибрежно-морских обломочных пород, сопровождаемых вулканической деятельностью основного состава. Так, на большей части Карелии эти слабо метаморфизованные осадочно-вулканические толщи среднего протерозоя залегают в наложенных мульдах и межгорных депрессиях и только в Приладожье они формируют остаточный свекофенский (позднекарельский по К. О. Кратцу) протогеосинклинальный прогиб.

Однако, несмотря на наличие среднепротерозойских остаточных геосинклиналей, основную роль в формировании древних докембрийских платформ сыграла раннепротерозойская (карельская) складчатость.

В раннем протерозое ( $2600 \pm 100 - 2000 \pm 100$  млн. лет) впервые начинают вырисовываться контуры современного структурного плана, создание которого в основном завершается в позднем докембрии. В это время практически уже наметились все ядра будущих эпикарельских древних платформ, в дальнейшем составившие их кристаллические щиты, а также основные геосинклинальные пояса. Именно с этого времени, т. е. с начала протерозоя, имеются все основания считать, что структурный план современных континентов в целом развивался в основном унаследованно в сторону прогрессивного разрастания консоли-

дированных областей за счет опоясывающих их геосинклинальных поясов. С этого же времени, по-видимому, намечается и дифференциация коры на материковые и океанические участки.

#### Литература

- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия. «Наука», 1966.
- Беляевский Н. А., Борисов А. А. и Вольвовский И. С. Глубинное строение территории СССР.— Сов. геология, 1967, № 11.
- Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. «Недра», 1967.
- Бондарчук В. Г. Геологическая структура Украинской ССР и проблемы тектоники.— Геол. ж. АН УССР, 1967, т. 27, вып. 4.
- Варданац Л. А. Геологическая карта кристаллического фундамента Русской платформы масштаба 1 : 2 500 000. «Недра», 1966.
- Гафаров Р. А. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 8.
- Дедеев В. А. История развития фундамента.— В кн.: Сравнительный анализ нефтености и тектоники Западно-Сибирской и Турано-Скифской плит. Тр. ВНИГРИ, 1965, вып. 236.
- Зандер В. Н., Ю. И. Томашунас, А. Н. Берковский, Л. В. Суворова, В. А. Дедеев и К. О. Кратц. Геологическое строение фундамента Русской плиты. «Недра», 1967.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии.— Тр. Лабор. геологии докембрия АН СССР. Изд-во АН СССР, 1963, вып. 16.
- Кратц К. О., Герлинг Э. К., Лобач-Жученко С. Б. Геохронология докембрия Балтийского щита.— Докл. сов. геол. Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Пробл. 4. Геология докембрия. «Наука», 1968.
- Литвиненко И. В. О некоторых результатах изучения глубинных разрезов различных структурно-фациальных зон Кольского полуострова и Карелии.— В сб.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. «Наука», 1968.
- Неволин Н. В., Богданова С. В., Лапинская Т. А., Подоба Н. В., Ртищева В. Ф. и Серова А. Д. Основные черты строения фундамента Восточно-Европейской платформы.— Докл. сов. геол. Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Пробл. 5. Геологические результаты прикладной геофизики. «Наука», 1968.
- Неелов А. Н. Палеотектоника докембрия Сибирской платформы и некоторые закономерности развития докембрийских подвижных областей.— Докл. сов. геол. Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Пробл. 4. Геология докембрия. «Наука», 1968.
- Семенов Н. П. Детализация геохронологической шкалы докембрия.— В сб.: Вопросы датировки древнейших геолог. образований и основных пород. «Наука», 1967.
- Симоненко Т. Н. и Толстихина М. М. К вопросу о сочленении Урала и Русской платформы. Матер. по общей и региональной тектонике.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия, 1962, т. 85.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павленкова Н. И. Строение земной коры юга Украины по данным глубинных сейсмических исследований.— В сб.: Глубинное строение Кавказа. «Наука», 1966.
- Субботин С. И., Гуревич Б. Л., Кужелов Т. К., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. и Чирвинская М. В. Глубинное строение территории Украинской ССР по данным геофизических исследований.— В сб.: Геологические результаты прикладной геофизики и геофизические исследования строения земной коры. «Недра», 1965.
- Тугаринов А. И. и Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. «Недра», 1966.
- Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения.— Тр. ВСЕГЕИ, 1958, вып. 4.
- Хаин В. Е. Главнейшие этапы и некоторые общие закономерности развития земной коры.— В кн.: Деформации пород и тектоника. «Наука», 1964.
- Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита.— В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. «Наука», 1968.
- Шуркин К. А. и Митрофанов Ф. П. Эволюция магматизма в раннем докембрии.— Докл. сов. геол. Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Пробл. 4. Геология докембрия. «Наука», 1968.
- Цирульникова М. Я., Чечель Э. К., Шустова Л. Е. и Сокол Р. С. Глубинное строение земной коры восточной части Балтийского щита.— В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. «Наука», 1968.
- Яншин А. А. Общие особенности строения и развития молодых платформ.— В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. «Наука», 1965.

УДК 551.24:551.243

В. Д. ПАРФЕНОВ

**ЗНАЧЕНИЕ МИКРОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА КАЛЬЦИТОВЫХ  
ТЕКТОНИТОВ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ РАЗРЫВНЫХ СМЕЩЕНИЙ**

Обсуждается вопрос о возможности использования микроструктурного анализа для определения положения вектора и знака разрывного смещения. При интерпретации диаграмм и определении ориентировки среднестатистических осей главных нормальных напряжений следует учитывать, каким образом осуществлялась пластическая деформация зерен: путем двойникования по  $\epsilon$  или трансляционного скольжения? В первом случае максимумы оптических осей образуют с плоскостью смесителя тупой, а во втором случае острый углы, открытые навстречу направлению перемещения. Использование микроструктурного анализа дает дополнительные сведения о механизме и этапах деформации пород в зонах разрывных нарушений.

Современное исследование разрывов предусматривает не только их геологическое картирование, но и выявление характера палеонапряженного состояния в их зонах и истории движений по ним. При решении всех этих вопросов значительную помощь может оказать микроструктурный анализ тектонитов горных пород — изучение пространственной ориентировки различных направлений в кристаллах минералов: оптических осей, нормалей двойников, динамических направлений  $S$ ,  $T^1$ ,  $L$  (Turner, 1953; 1962; Казаков, 1967), удлинений зерен и т. д. Значительный интерес представляет также использование микроструктурного анализа для определения направления смещения по разрыву. Последнему вопросу и посвящена данная работа.

Существуют два способа определения направления перемещения по разлому при помощи микроструктурного анализа. Первый способ основан на анализе ориентировки удлинений зерен минералов, оолитов и т. д., т. е. на использовании пространственного распределения анизотропии их формы в зависимости от положения направления смещения. Вторым способом исследуется ориентировка элементов внутренней структуры кристаллов: оптических осей, нормалей двойников, динамических направлений.

Первый способ основан на известных положениях теории «эллипсоида деформаций». Он хорошо подтверждается экспериментами по раздавливанию цилиндров из минералов и горных пород, сдвиганию моделей из пластичной глины и канифоли. Эксперименты М. В. Гзовского (1963) и опыты автора показали, что в зоне сдвига блока из однородного материала ось максимального сокращения  $\gamma_3$  в начальный момент деформации ориентирована относительно вектора смещения под углом, близким к  $45^\circ$ . По мере развития скашивания происходил поворот главных осей деформации  $\gamma_1$ ,  $\gamma_3$  так, что тупой угол между осью максимального удлинения  $\gamma_1$  и разломом, открытый навстречу вектору смещения, увеличивался. При значительной пластической деформации ось  $\gamma_1$  практически совпадала с направлением смещения, а ось  $\gamma_3$  рас-

<sup>1</sup> В дальнейшем в тексте и на диаграммах вместо осей  $S$  и  $T$  используются обозначения  $\sigma_3$  и  $\sigma_1$  соответственно.



полагалась нормально к нему и, следовательно, нормально к поверхности основного сместителя. Таким образом, деформация в зоне сдвига была неоднородной. Проведенное автором изучение напряженного состояния в моделях из оптически-активного желатинового студня, склеенного с жестким смещающимся основанием (рис. 1), показало, что неоднородный характер деформации связан с резким падением в зоне сдвига интенсивности касательных напряжений  $\tau_{\max}$  и с изменением ориентировки главных нормальных напряжений  $\sigma$  в направлении поперек ее простираения.

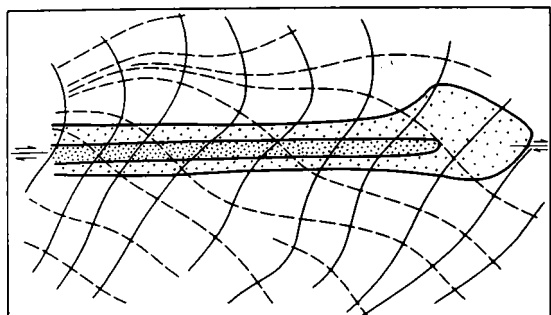


Рис. 1. Распределение напряжений в однородной желатиновой модели при сдвигании (концентрация желатины 15%)  
 1, а — траектории  $\sigma_3$ ; 1, б — траектории  $\sigma_1$ ; 2 — линии равных касательных напряжений; 3 — зона с концентрацией  $\tau$  от 10  $г/см^2$  до 25  $г/см^2$ ; 4 — зона с концентрацией  $\tau$  от 25  $г/см^2$  до 50  $г/см^2$

Неоднородный характер деформации в зоне сдвига наглядно иллюстрируется на примере скашивания модели из влажной глины с нанесенными на нее до деформации окружностями. В процессе сдвига модели окружности превратились в эллипсы, последние оказались наиболее сильно сплюснутыми вблизи оси сдвига. Длинные оси эллипсов образуют с осью модели тупой угол, открытый навстречу вектору перемещения. Подобным же образом в полевых условиях в зонах разрывов ведут себя зерна минералов, оолиты и гальки, расплющивающиеся в направлении  $\gamma_3$  и удлинняющиеся вдоль  $\gamma_1$ . По мере удаления от шва разлома величина деформации и угол вращения этих элементов уменьшаются.

В том случае, когда разрывное нарушение проходит в литологически однородных и изотропных породах, в которых удлинения визуально не обнаруживаются, они могут быть зафиксированы под микроскопом. Для этого из ориентированного в поле образца необходимо вырезать два-три взаимно перпендикулярных шлифа, в каждом из которых следует установить средний азимут простираения удлинений зерен. Ориентировка удлинений большинства зерен в пространстве определяется на сетке Вульфа как линия пересечения двух плоскостей, каждая из которых проходит через нормаль к одному из выбранных сечений и измеренный в нем средний азимут удлинений зерен, т. е. путем объединения в одну проекцию азимутов удлинений отдельных взаимно перпендикулярных сечений. В качестве дополнительного признака для определения направления смещения по разлому следует использовать направление закручивания большинства сигмоидально изогнутых двойников, плоскостей спайности и т. д. зерен, вращавшихся в процессе деформации породы.

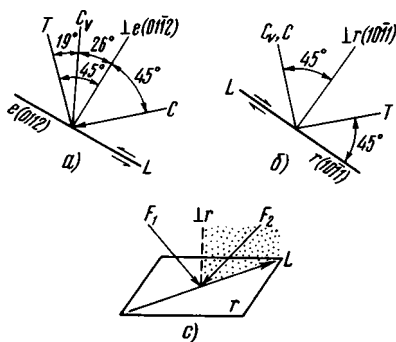
Рассмотренный прием определения направления смещения по разрыву весьма прост и не требует больших затрат времени. Основным его недостатком является невозможность разделить неоднократные движения по разлому. Обычно фиксируется результат деформации породы во время последней наиболее значительной подвижки.

Второй способ основан главным образом на использовании оптической ориентировки кальцитовых и кварцевых тектонитов, возникающей в процессе пластической деформации породы.

Прежде чем перейти к описанию микроструктуры тектонитов изученных нами зон разломов, остановимся на основных результатах лабораторных исследований механизма деформации монокристаллов кальцита и карбонатных пород (Griggs а. о., 1951, 1953, 1960; Turner, 1949, 1953, 1962; Turner а. о., 1956; Розанов, 1962), которые положены нами в основу анализа природных тектонитов.

Рис. 2. Соотношение между динамическими направлениями ( $C$ ,  $T$ ,  $L$ ), оптической осью  $C_v$  и нормальными к  $e$  и  $r$  в кальците при двойниковании ( $a$ ) и трансляции ( $b$ ); ( $c$ ) — соотношение между действующими силами и плоскостью скольжения:

$F_1$  — направление действующих сил, благоприятное для трансляции по  $r$  в направлении  $L$ .  $F_2$  — направление действующих сил, неблагоприятное для трансляции по  $r$ ; точками покрыта область, в пределах которой действующие силы неблагоприятны для трансляции



Ф. Тернер, Д. Григгс и Х. Хэд (1958) доказали, что в зернах кальцита пластическая деформация осуществляется преимущественно двумя способами: либо путем двойникового скольжения по плоскостям тупого ромбоэдра  $e$  ( $01\bar{1}2$ ) вдоль короткой диагонали ромба в направлении от полюса двойника к оптической оси зерна (рис. 2), либо путем трансляционного скольжения по плоскости спайности  $r$  ( $101\bar{1}$ ) или острого ромбоэдра  $f$  ( $0221$ ) в направлении от оптической оси основного зерна к полюсу данного элемента. Скольжение по  $e$  и  $r$  эффективно в широком диапазоне температур  $20-300^\circ$  для  $e$  и  $20-400^\circ$  для  $r$ ) и гидростатических давлений (до  $10^4$  атм). Трансляция по  $f$  эффективна при температуре  $20^\circ$  и в диапазоне  $500-800^\circ$ . Важно отметить также, что скольжение по каждой из указанных плоскостей осуществляется лишь в том случае, когда она расположена благоприятно относительно действия напряжений (см. рис. 2,  $c$ ). Поэтому понятно, что при отсутствии оптической ориентировки в исходном кальцитовом агрегате в процессе деформации в одних зернах будет происходить двойникование, а в других трансляция. Одновременно зерна или отдельные части их будут испытывать внешнее или внутреннее<sup>1</sup> вращение. В результате действия всех этих процессов образуется тектоническая кристаллизационная сланцеватость, выражающаяся в формировании упорядоченной ориентировки оптических осей, удлинений зерен и т. д., плоскости  $e$  в которых расположены неблагоприятно относительно направления сжимающих сил, т. е. создается оптическая анизотропия породы, и даже при сохранении внешних термодинамических условий двойникование может прекратиться и может произойти раздвойникование. Возможно, в основном именно по этой причине, а не вследствие возрастания нагрузки выше  $11250$  кг/см<sup>2</sup>, как это полагал Ю. А. Розанов (1962), одновременно с удлинением зерен и развитием тектонической полосчатости в опытах по раздавливанию карбонатных цилиндров происходило раздвойникование кальцита. Как будет показано ниже, учет фактов вращения плоскостей  $e$ ,  $r$ ,  $f$  и образования ориентировки зерен «по форме», в процессе деформации породы, исключительно важен при выборе способа определения динамических направлений  $\sigma_3$ ,  $\sigma_1$  в кальцитовых тектонитах.

<sup>1</sup> Т. е. вращение по отношению к внутренним координатам, например, относительно оптической оси зерна.

На рис. 2 видно, что в том случае, когда деформация кальцита осуществляется путем двойникования по  $e$  среднестатистическая ось сжатия кристаллов  $\sigma_3$  должна образовать с максимумом оптических осей угол около  $70^\circ$ . При трансляционном же скольжении по  $r$  она должна совпадать с основным максимумом оптических осей, а при скольжении по  $f$  — располагаться к нему под небольшим углом. Следовательно, прежде чем переходить к интерпретации диаграмм, необходимо знать, преимущественно каким способом осуществлялась деформация: путем двойникования или трансляционного скольжения?

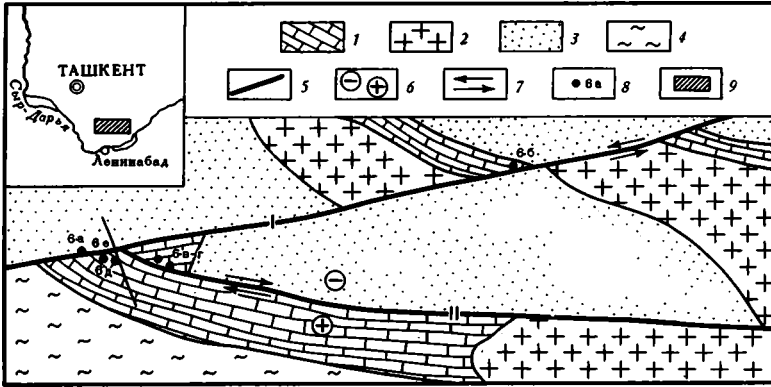


Рис. 3. Геологическая схема зоны сочленения Бирюзового сдвига (I) и Окурдаванского взброса (II)

1 — известняки ( $D_2-C_1$ ), слагающие горст-антиклинали; 2 — гранитоиды ( $C_1-2$ ); 3 — вулканические породы ( $C_2-P_1$ ); 4 — карбонатно-терригенные породы ( $Cr_2-Q$ ), 5 — разломы; 6 — опущенное (минус) и поднятое (плюс) крылья разлома; 7 — направление горизонтальной составляющей смещения по разлому; 8 — места отбора ориентированных образцов; 9 — положение рассматриваемого участка на территории Западного Тянь-Шаня.

Полевые наблюдения и лабораторные исследования (Turner, 1949, 1953; Розанов, 1962) показали, что в известняках с отчетливо выраженной кристаллизационной сланцеватостью ось сжатия  $\sigma_3$  обычно совпадает с главным максимумом двойников по  $e$  и максимумом оптических осей (центром тяжести малого пояса оптических осей) или образует с ними небольшой угол и располагается в области пересечения проекции большинства коротких диагоналей спайного ромбоэдра. При этом положение осей  $\sigma_3$ ,  $\sigma_1$ ,  $L$ , построенных по методу Ф. Тернера, не соответствует истинному. Это противоречие, по-видимому, объясняется тем, что двойники, образовавшиеся в начальный момент деформации, в последующем испытывали пассивное вращение до устойчивого положения соответствующего положению поверхности разрыва, а пластическая деформация при этом осуществлялась главным образом путем трансляционного скольжения. Следует отметить, что нередко основным максимум при этом оказывается растянутым в плоскости  $\sigma_3\sigma_1$ . Иногда фиксируются два максимума, расположенные в той же плоскости. Угол между ними в среднем составляет  $40^\circ$ .

В периферических участках зоны разломов, где пластическое течение породы было незначительным (сдвойникованные зерна характеризуются изометричными очертаниями), т. е. там, где пластическая деформация осуществлялась преимущественно путем двойникового скольжения, главный максимум оптических осей образует с плоскостью сместителя тупой угол, открытый навстречу вектору перемещения. Для этого случая реконструкция динамических направлений должна осуществляться по методу Ф. Тернера. Интересный пример определения

положения и знака смещения вектора этим методом описан Л. И. Лукиным и др. (1965) для зоны Журавлинского надвига.

Отбор образцов. Практика наших исследований показала, что для получения надежных результатов по методу Ф. Тернера необходимо отбирать образцы тектонитов в пределах зоны разлома, но на некотором удалении от шва основного сместителя  $S$ , где порода вследствие значительного пластического течения приобретает отчетливую тектоническую полосчатость. Это расстояние зависит от ширины зоны разлома и обычно составляет дециметры — первые метры, иногда первые десятки метров. Желательно также вырезать шлифы нормально к плоскости  $S$  и проводить измерения в шлифах, вырезанных по 2—3 взаимно перпендикулярным направлениям.

В качестве объекта исследований нами были выбраны хорошо обнаженные региональные разрывные смещения Карамазара (Бирюзовой, Окурдаванский разломы, рис. 3) и Центрального Тянь-Шаня в районе Казарманской впадины (Талассо-Ферганский и Южно-Молдотауский разрывы, рис. 4), история и характер движения по которым сравнительно хорошо изучены в процессе геологического картирования.

*Бирюзовой разлом* — левосторонний сдвиг с суммарной амплитудой горизонтального перемещения около 3 км при вертикальной амплитуде около 300 м (Парфенов, Кондратов, 1966). Он образовался, по-видимому, в среднекаменноугольную эпоху, но основные сдвиговые перемещения по нему произошли в конце палеозоя, после накопления мощных вулканогенных толщ, но до внедрения даек гранит-порфиров и диабазов раннетриасового возраста (во время формирования которых имели место неоднократные левосторонние, местами обратные, сдвиговые подвижки небольшой амплитуды). На рис. 5, а, б показана ориентировка оптических осей кальцитовых тектонитов, взятых из зоны разлома. По характеру узора они могут быть отнесены к  $S$ - и  $R$ -тектонитам. В  $S$ -тектонитах непосредственно из шва разлома большинство кальцитовых зерен имеет форму сплюснутых дисков, расположенных вдоль  $S$ ; главный максимум оптических осей ориентирован нормально к плоскости. Направление и знак смещения при помощи микроструктурного анализа по таким диаграммам определить невозможно. На некотором удалении от шва Бирюзовой разлома полосчатость ориентирована к нему под небольшим углом, а максимум оптических осей образует с плоскостью  $S$  острый угол, открытый навстречу вектору левостороннего сдвига. В  $R$ -тектонитах оптические оси образуют пояс, близкий к плоскости  $ac$  (координаты Зандера), причем дополнительный

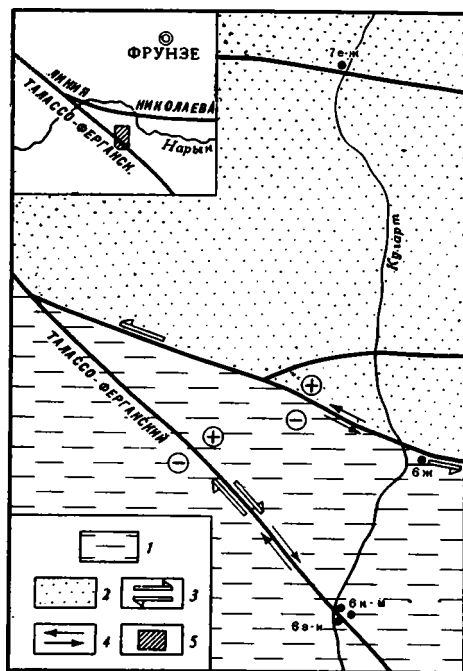


Рис. 4. Геологическая схема зоны Талассо-Ферганского разлома (юго-западное окончание Казарманской впадины)

1 — сланцы и известняки ( $S_2-C_1$ ); 2 — песчаники и конгломераты ( $N_2-Q$ ); 3 — направление горизонтальной составляющей позднегерцинского смещения; 4 — направление горизонтальной составляющей позднечетвертичного смещения; 5 — положение рассматриваемого района на территории центральной части Среднего Тянь-Шаня

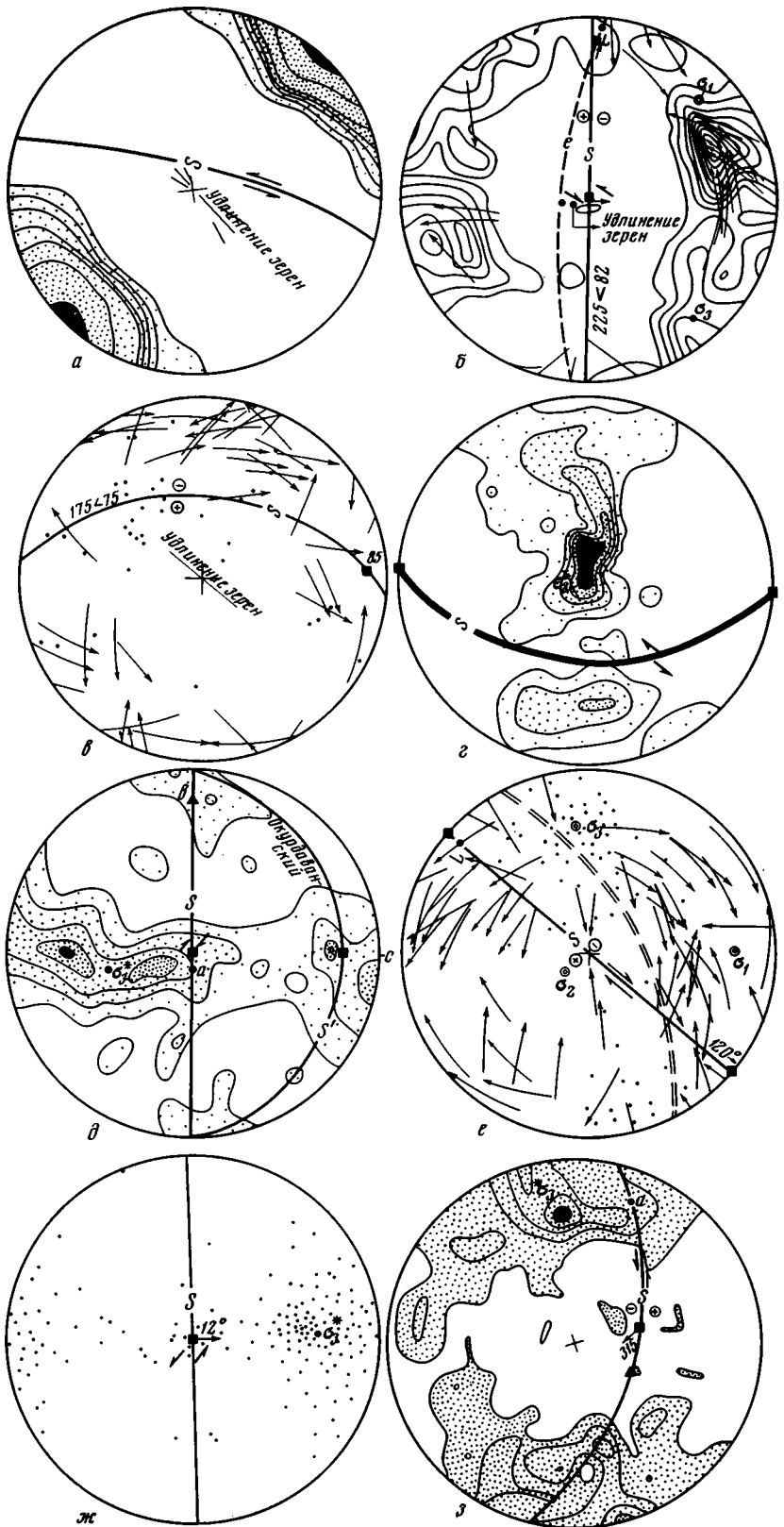


Рис. 5 (а—з)

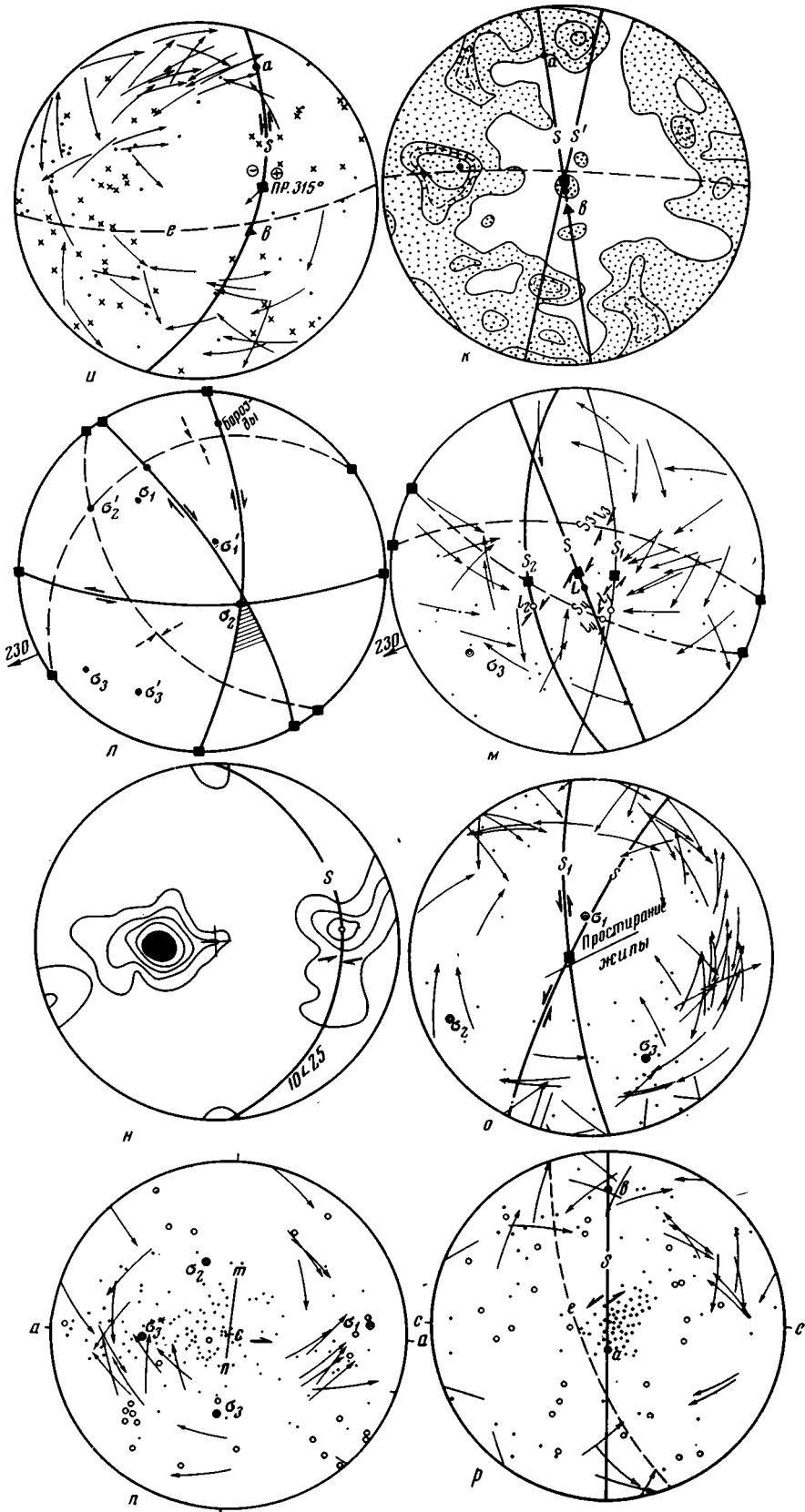


Рис. 5 (u—p)

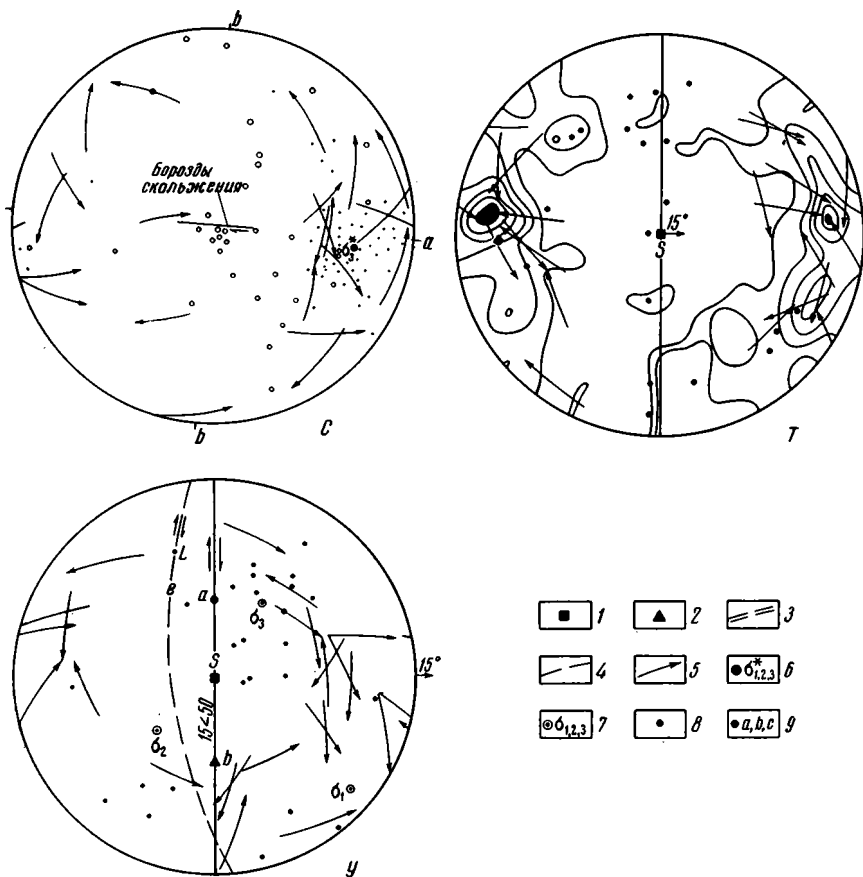


Рис. 5. Диаграммы ориентировок оптических осей и динамических направлений ( $\sigma_3$ ,  $L$ ) кальцитовых тектонитов из зон разломов  
 1 — проекция линии простирания разрывов ( $S$ ), жил и т. д.; 2 — проекция шарнирной линии микросклада волочения; 3 — жилы; 4 — среднестатистическая плоскость двойникового скольжения  $e$ ; 5 — направленные линии скольжения  $L$  (острие стрелки — оптическая ось, окончание стрелки — полюс двойниковой плоскости  $e$ ); 6 — среднестатистические оси нормальных напряжений, установленные, исходя из трансляционного скольжения в зернах; 7 — то же самое, но исходя из двойникового скольжения в зернах; 8 — оси  $\sigma_3$  индивидуальных зерен кальцита, построенные, исходя из двойникового скольжения; 9 — координаты системы Зандера (установлены по полевым наблюдениям)  $a$ - $b$  — полосчатый с отчетливо выраженной кристаллизационной сланцеватостью зерен известняк; шов Бирюзового сдвига:  $a$  — 220 оптических осей кальцита, изолинии через 1—2—... 5, 10, 20%;  $b$  — 115 оптических осей кальцита, изолинии через 1—2—... 9—10%;  $c$ - $d$  — полосчатый известняк, зона Окурдаванского взброса:  $c$  — 35 направлений линий скольжения и осей  $\sigma_3$ ;  $d$  — 248 оптических осей кальцита, изолинии через 1—2—3—4—5%;  $e$  — 193 оптические оси кальцита, изолинии через 1—2—3—4—5%; известняк из зоны сдвига  $S$ , секущего Окурдаванский взброс  $S^1$  под значительным углом;  $e$  — 63 направления линий скольжения и оси  $\sigma_3$  индивидуальных зерен кальцита; кальцитовый прожилок в известняке из зоны Окурдаванского разлома;  $ж$ - $м$  — зона Талассо-Ферганского разлома;  $ж$  — полосчатый известняк; 103 — оптические оси кальцита;  $з$  — известняк; 102 оптические оси кальцита; изолинии через 1—3—5—7—9%;  $и$  — тот же шифр; 44 линии скольжения (крестики) и оси  $\sigma_3$  зерен кальцита;  $к$  — 170 оптических осей обломков кварцевых зерен из милонитизированной карбонатно-сланцево-кварцевой жилы; изолинии через 1—2—2, 5—3—4%; удлиненные обломки вытянуты вдоль  $a$ ; пунктирная линия — среднее положение большинства микротрещин скалывания в кварце;  $л$  — ориентировка главных нормальных напряжений, построенных по данным полевых замеров систем сопряженной трещиноватости сдвигового и надвигового (штриховые линии) типов; заштрихована — область сосредоточения козональных трещин одной системы;  $м$  — 36 направлений линий скольжения и осей  $\sigma_3$  зерен кальцита из милонитизированной карбонатно-сланцево-кварцевой жилы; шов разлома;  $S_1$ - $S_2$  — сопряженные системы двойников сдвигового;  $S_3$ ,  $S_4$  — надвигового типов;  $l$  — проекция среднестатистической линии скольжения двойниковой системы;  $н$ - $с$  — зона Южно-Молдотауского разлома; полосчатый известняк:  $н$  — 110 оптических осей кальцита, изо-

линии через 1—3—5—7—9—10%;  $\sigma$  — 51 направление линий скольжения и осей  $\sigma_3$  зерен кальцита;  $\sigma_{1, 2, 3}$  — среднестатистические оси напряжений индивидуальных зерен; карбонатный прожилок в известняке, секущийся сланцеватостью ( $S$ ;  $S_1$ );  $n$ - $c$  — зеркала скольжений в известняке:  $n$  — 172 оптические оси кальцита, 26 линий скольжения (полые кружки); борозды скольжения ориентированы вдоль  $a$ ; толстая стрелка показывает направление относительного смещения крыла, расположенного выше плоскости чертежа; точки в центре диаграммы и вдоль линии  $m$ — $n$  — оптические оси сильно вытянутых несдвоенных зерен;  $p$  — тот же образец, шлиф сделан перпендикулярно к зеркалу скольжения  $S$ ;  $c$  — 93 оптические оси и 24 оси  $\sigma_3$  зерен кальцита; кружки с точками в центре диаграммы — оптические оси сильно удлинённых несдвоенных зерен;  $t$ ,  $y$  — зона ответвления Талассо-Ферганского разлома;  $t$  — 101 оптическая ось; 19 направлений линий скольжения и осей  $\sigma_3$  обломочных зерен кальцита в известковистом песчанике;  $y$ ,  $ж$  — 25 направлений линий скольжения и осей  $\sigma_3$ ; зерна кальцита из цемента известковистого песчаника

максимум направлен вдоль  $a$ , т. е. вдоль простирания разлома или под небольшим углом к нему.

*Окурдаванский взброс* описан Ф. И. Вольфсоном (1951) и В. Н. Левиным (1965). По нему среднепалеозойские известняки надвинуты на верхнепалеозойские эффузивы. Амплитуда перемещения местами достигает 2 км. Окурдаванский взброс образовался в среднем палеозое несколько ранее, чем Бирюзовый разлом. В конец верхнего палеозоя во время основных подвижек по системе северо-восточных сдвигов отдельные части его были ступенчато смещены по ним на расстояния 1—5 км. Судя по ориентировке опирающихся его кварцевых жил и молодых разрывов, во время позднегерцинского — новейшего тектонических этапов по нему происходили и правосторонние горизонтальные перемещения.

Известняки из зоны разлома характеризуются отчетливой кристаллизационной сланцеватостью. В сильно деформированных образцах двойники развиты слабо. Пластическое течение в них осуществлялось, по-видимому, исключительно путем трансляционного скольжения, и, следовательно, при определении знака смещения следует предположить, что ось  $\sigma_3$  располагалась вблизи основного максимума оптических осей и двойников зерен кальцита.

Ориентировка оптических осей соответствует  $S$ - или  $R$ -тектонитам, аналогичным описанным выше, с той лишь разницей, что ось вращения поясов близка к линии простирания тектонической полосчатости (рис. 5, в). Основной максимум оптических осей образует с плоскостью разрыва острый угол, открытый навстречу вектору вертикального перемещения. Дополнительный максимум обычно ориентирован вдоль направления движения  $a$  или под небольшим углом к нему.

Интересно отметить, что в тех местах, где Окурдаванский разлом пересекается новейшими сдвигами, образуется вторичная гофрировка с круто склоняющимися шарнирными линиями. На диаграммах известняков из зон таких молодых разломов фиксируется пояс максимумов оптических осей, ось вращения которого образует небольшой угол с шарнирной линией (рис. 5, д).

Положение динамических направлений  $\sigma_3$ ,  $\sigma_1$ ,  $L$ , восстановленных по методу Ф. Тернера, в изометрических сдвоенных зернах кальцита<sup>1</sup> из мелких наиболее поздних прожилков (рис. 5, е) подтверждает существование правосторонних сдвиговых подвижек в зоне Окурдаванского разлома в позднегерцинское время.

*Талассо-Ферганский разлом*, согласно В. С. Буртману (1963), представляет собой грандиозный герцинский правосторонний сдвиг с суммарной амплитудой горизонтального перемещения около 200 км. Новейшие и современные движения по нему изучены недостаточно. В Центральном Тянь-Шане, в районе западного окончания Казарманской впадины, его

<sup>1</sup> В данном случае пластическая деформация зерен кальцита, по-видимому, осуществлялась преимущественно путем двойникового.



зона имеет сложное строение. Основной шов представляет собой рифтовую структуру. От него отходят протяженные оперяющие разрывы, по которым, судя по визуальным геологическим наблюдениям, неоднократно совершались как вертикальные, так и горизонтальные подвижки. Так, по одному из ответвлений, проходящему вдоль русла р. Ойканн (см. рис. 4, точка б, ж), достоверно установлено по меньшей мере три разновозрастные подвижки. Наиболее ранняя (по-видимому, позднегерцинская) и наиболее значительная была существенно сдвиговой, левосторонней. В процессе ее в зоне разлома происходили значительные пластические деформации — в палеозойских известняках образовались приразломные складки с крутопадающими шарнирами. Диаграмма ориентировки оптических осей и двойников зерен кальцита из полосчатого известняка с отчетливо выраженной кристаллизационной сланцеватостью по «форме» приведена на рис. 5, ж. Максимум оптических осей ориентирован относительно вектора левостороннего сдвига под острым углом, близким к  $70^\circ$ .

Следующее достоверно устанавливаемое, по-видимому, ранне-среднечетвертичное, перемещение было существенно вертикальным, местами шарнирным. В результате его плиоцен-раннечетвертичные конгломераты и песчаники в северо-восточном крыле разлома были взброшены и наклонены на северо-восток. Амплитуда перемещения составляет десятки метров.

Наконец, наиболее молодое перемещение позднечетвертичного — современного возраста было взбросо-сдвиговым. Величина левостороннего сдвига приблизительно равна 15—20 м, что в общем хорошо согласуется с установленной В. С. Буртманом юго-западнее в верховье р. Пчан величиной сдвига в 40 м по Талассо-Ферганскому разлому. Вертикальная амплитуда перемещения, судя по смещению верхнечетвертичной ( $Q_3$ ) террасы, составляет 5—7 м.

По другим оперяющим разрывам визуально выделить такое количество подвижек не удалось. Поэтому было интересно использовать для этой цели микроструктурный анализ, тем более что в данном районе в зоне разлома наряду с палеозойскими широко распространены неоген-четвертичные карбонатные и кварцевые породы, деформировавшиеся в условиях низкой температуры и небольшого гидростатического давления. На рис. 5, з-м приведены диаграммы ориентировки оптических осей, нормалей двойников и осей  $\sigma$  кальцита из карбонатных тектонитов из зоны разрыва, оперяющего шов Талассо-Ферганского разлома. Он проходит к юго-западу от описанного выше разлома, (см. рис. 4). Падение его сместителя юго-западное; угол падения составляет в среднем  $70^\circ$ . Вмещающие породы представлены среднепалеозойскими известняками. В шве разлома залегает слюдисто-кварцевая жила, разлинзованная и в значительной степени перекристаллизованная в биотито-кварцевый сланец. Биотит и кварц слагают микроскладки волочения, секущиеся сланцеватостью, вдоль которой развит сдвойникованный кальцит, замещающий кварц и биотит и пересекающий мелкие складки волочения. Шарнирные линии их склоняются на юго-восток под углом 25— $30^\circ$ . Характер рисунка мелкой плейчатости указывает на правостороннее сдвиго-сбросовое перемещение.

Ориентированные образцы были отобраны из известняков в шве разлома. Гранобластовая структура породы с отчетливо выраженным удлинением сдвойникованных зерен дает возможность предположить, что пластическая деформация в этом месте осуществлялась преимущественно путем трансляционного скольжения. Это предположение подтверждается микроструктурным анализом. Основные максимумы оптических осей и двойников зерен указывают на сдвиго-сбросовое, по-видимому, правостороннее перемещение (рис. 5, з-и), что хорошо согласуется с полевыми данными. С другой стороны, реконструированные по методу

Ф. Тернера оси  $\sigma_3$ ,  $\sigma_1$  и  $L$  (рис. 5, *и*), характеризуются значительным разбросом и скорее указывают на левостороннее сдвиговое перемещение, что не соответствует геологическим наблюдениям.

Оптическая ориентировка кварца также свидетельствует о существенно вертикальном перемещении, поскольку оптические оси обломков кварцевых зерен из этой милонитизированной жилы в целом образуют пояс вокруг шарнирных линий складок волочения (рис. 5, *к*).

Новейшие подвижки, судя по положению борозд скольжения, были существенно сдвиговыми. Изучение новейшей сопряженной трещиноватости показало, что ось  $\sigma_2$  расположена круто, а ось  $\sigma_3$  ориентирована полого в северо-западном направлении (рис. 5, *л*), что соответствует правостороннему сдвиганию по разлому в это время. На это же указывают ориентировка оптических осей и динамических направлений наиболее поздних двойникованных зерен кальцита из слюдисто-кварцевой жилы (рис. 5, *м*). Среднестатистическая ось  $\sigma_3$  свидетельствует о правостороннем существенно сдвиговом перемещении. Из рис. 5, *м* также следует, что при определении знака смещения по основному шву разлома необходимо обращать внимание прежде всего на характер перемещения по двойникам субпараллельным ему (система двойников  $S_2$ ). Анализ движения по другим системам двойников позволяет выделить сопряженные системы сдвигов ( $S_1$ ,  $S_2$ ) и надвигов ( $S_3$ ,  $S_4$ ). Последние, по-видимому, парагенетически связаны с системами сдвиговых двойников и совместно с ними представляют собой образования, аналогичные системам разрывов и трещин, совместно формирующих так называемые динамопары (сдвиги и надвиги).

*Южно-Молдотауский разлом* — региональный взброс, местами переходящий в надвиг. Он входит в состав «Главной структурной линии» Тянь-Шаня (в широком ее понимании). Плоскость разлома характеризуется северным, местами северо-восточным падением. По данным А. И. Суворова (1963), по зоне «Главной структурной линии» Тянь-Шаня в конце палеозоя — начале мезозоя герциниды Южного Тянь-Шаня были надвинуты на каледониды Северного Тянь-Шаня.

Детальное изучение строения южной части зоны линии Николаева в хр. Молдотау показало, что внутри ее многие отдельные сместители имеют северное падение и представляют собой надвиги, что доказывается пологим склонением шарниров приразрывных складок волочения и положением оперяющих швов сместителя прожилков.

Микроструктурный анализ известняков из зоны разлома обнаруживает принадлежность их к  $S$ -тектонитам (рис. 5, *н*). Главный максимум оптических осей и двойников тектонитов с хорошо выраженной кристаллизационной сланцеватостью указывает на надвиговый тип смещения. Более поздние, по-видимому, новейшие тектонические подвижки также были в основном вертикальными. Об этом свидетельствует ориентировка и характер перемещения вдоль наложенной молодой трещиноватости а также пространственное положение динамических направлений  $\sigma_3$ ,  $\sigma_1$  изометричных зерен кальцита (рис. 5, *о*) в наиболее поздних прожилках, пересекаемых этой трещиноватостью. Следует отметить, что двойниковое скольжение в них осуществлялось по козональным плоскостям  $e$ , ориентированным под различными углами относительно основной системы сланцеватости  $S$ . Среди них выделяются системы круто и полого падающих двойниковых пластинок. Первые из них по направлению смещения аналогичны нормальным сбросам, а вторые — пологим сдвигам. Реконструированные для каждой системы двойников оси  $\sigma_3$  сгруппированы на сравнительно небольшом участке сферы.

Наиболее поздние подвижки в зоне этого разлома, судя по ориентировке борозд скольжения, были сдвиговыми. Они совершались по крутопадающим разрывам субмеридионального простираия и, возмож-

но, были образованы вследствие неодинакового перемещения пород в различных местах надвига. Для изучения механизма микродеформации сдвигания по разрыву нами была проанализирована ориентировка оптических осей зерен кальцита непосредственно из зеркал скольжения. Последние в шлифе имеют следующее строение. Они состоят из полос шириной 0,2—2,0 мм, вытянутых вдоль борозд скольжения. Полосы образованы зернами кальцита, также удлиненными вдоль борозд скольжения (т. е. вдоль  $a$ ). Однако величина удлинения зерен внутри разных полос неодинаковая. Кроме того, в широких полосах, в отличие от узких, кальцит сдвойникован. Если отношение длинных осей зерен к коротким в первых составляет единицы, то в последних оно нередко оказывается свыше 10; местами зерна имеют вид нитей. Оптическая ориентировка является весьма закономерной в пределах всех полос. Но если в широких полосах оптические оси в общем направлены вдоль удлинений зерен в плоскости зеркала (рис. 5,  $p, c$ ), то в несдвойникованных зернах узких полос они ориентированы под значительным углом к плоскости  $S$  (рис. 5,  $n$ ). Этот факт, по нашему мнению, объясняется тем, что в зернах широких полос имело место трансляционное скольжение по плоскости  $f$ , в то время, как в вытянутых зернах узких полос, характеризующихся более значительной степенью деформации, оно осуществлялось по плоскостям спайности  $r$  и сопровождалось раздвойникованием зерен. Следует также отметить, что в узких полосах вкрест их простирания оптические оси оказываются закономерно повернутыми относительно друг друга на несколько градусов в плоскости  $bc$ . Суммарный угол разворота (рис. 5,  $c$ , линия  $mn$ ) достигает 50—55°. В пределах отдельных зерен, судя по характеру погасания, решетка также оказалась закономерно изогнутой в плоскости  $bc$ . По-видимому, разворот оптических осей нитевидных зерен обусловлен существованием борозд скольжения, в углублениях которых главные оси сокращений  $\gamma_3$  ориентированы нормально в каждом данном месте к поверхности борозды, т. е. в углублениях они образуют веер.

Рассмотрим теперь ориентировку динамических направлений  $\sigma_3, \sigma_1$ , построенных по сдвойникованным зернам из широких полос. На рис. 5,  $c$  видно, что среднестатистическая ось  $\sigma_3$  расположена под значительным углом к горизонтальной плоскости (горизонтальный диаметр диаграммы) и почти нормально к направлению борозд скольжения. Таким образом, положение ее соответствует вертикальному перемещению по плоскости смесителя, что противоречит действительности. По-видимому, двойники образовались в начальный момент деформации, а затем по мере развития пластического течения породы были повернуты до настоящего положения.

Таким образом, полевые наблюдения, так же как и лабораторные опыты, свидетельствуют о том, что в известняках, испытывавших в процессе деформации значительное пластическое течение динамические направления, построенные по методу Ф. Тернера, не совпадают с ориентировкой действовавших напряжений. На примерное положение последних указывают главные максимумы оптических осей и двойников кальцитовых зерен.

В заключение коротко остановимся на так называемых ложных тектонитах и возможности отличия их от истинных.

В обломочных карбонатных породах (обломочные известняки, известковые песчаники и др.) мезозойско-кайнозойского возраста для реконструкции динамических направлений прежде всего следует использовать зерна цемента, поскольку обломки карбонатных зерен, образующиеся в результате размыва палеозойских тектонитов, обычно являются уплощенными. При седиментации плоские поверхности их в целом располагались вдоль слоистости. Оптические оси таких зерен нередко ориентированы нормально к их плоским ограничениям, а максимумы их расположены нормально к слоистости. Обычно такие породы обладают весьма

закономерным оптическим узором, хотя последний не имеет никакого отношения к тектонике.

На рис. 5, *г* приведен пример ориентировки такого ложного тектонита. Шлиф сделан из известкового песчаника плиоцен-древнечетвертичного возраста, взятого вблизи зоны новейшего разрыва, оперяющего шов Талассо-Ферганского разлома.

Обломочные зерна кальцита тонко сдвойникованы; вытянуты вдоль слоистости и сланцеватости. Ориентировка оптических осей и нормалей двойников соответствует *S*-тектонитам, а положение построенных по ним динамических направлений  $\sigma_3$ ,  $\sigma_1$ , аналогично таковым из экспериментально деформированных цилиндров известняков, подвергнутых одноосевому растяжению (Turner, Weiss, 1963). Зерна кальцита в цементе изометричные. За исключением немногочисленных двойников, они не несут никаких признаков деформации. Восстановленные по ним динамические направления  $\sigma_3$ ,  $\sigma_1$  (рис. 5, *у*) являются истинно тектоническими. Они не совпадают с описанными выше, но хорошо увязываются с положением осей нормальных напряжений, установленных по полевым геологическим данным (сопряженной трещиноватости и т. д.).

По нашему мнению, одним из признаков, отличающих истинные тектониты от ложных, является положение проекций линий скольжения (стрелки на диаграммах). В тектонитах они обычно группируются в целом вдоль плоскости *ас* (сравни рис. 7, *е* в работе Лукина и др., 1965).

### ВЫВОДЫ

Микроструктурный анализ кальцитовых тектонитов из зон разрывных нарушений во многих случаях позволяет определить направление перемещения по разлому.

Вблизи швов разломов, где тектониты обладают отчетливой кристаллизационной сланцеватостью, пластическая деформация в тектонитах осуществляется преимущественно за счет трансляционного скольжения в зернах по плоскостям *r* и *f*. Максимумы оптических осей и двойников зерен кальцита образуют с плоскостью сместителя острый угол, открытый навстречу направлению смещения. В том случае, когда максимум перпендикулярен к шву разлома *S*, знак разрыва определить невозможно.

Вдали от шва разлома, где тектониты не испытали значительного пластического течения, деформация породы осуществляется преимущественно путем двойникования кальцитовых зерен по плоскостям *e*. Тупой угол, образованный главным максимумом оптических осей с плоскостью *S*, открыт навстречу направлению перемещения. В этом случае кроме измерения ориентировки оптических осей и двойников зерен следует определять динамические направления  $\sigma_3$ ,  $\sigma_1$ , *L*, что дает дополнительные сведения о механизме и этапах деформации.

### Литература

- Буртман В. С. Талассо-Ферганский сдвиг и сдвиг Сан-Андреас.— В сб.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. Изд-во АН СССР, 1963.
- Вольфсон Ф. И. Структура и генезис свинцово-цинковых месторождений юго-западного Карамазара. Изд-во АН СССР, 1951.
- Гзовский М. В. Тектонофизика и тектоника Байджансайского антиклинория, часть III—IV. Изд-во АН СССР, 1963.
- Казakov А. Н. Методическое руководство по динамическому анализу микроструктурных ориентировок карбонатов. «Наука», 1967.
- Левин В. Н. Краткие черты геологического строения района Кансайского рудного поля.— В сб.: Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля. «Наука», 1965.
- Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Кушнарев И. П. Микроструктурный анализ. «Наука», 1965.
- Парфенов В. Д., Кондратов В. А. Особенности формирования сдвиговых нарушений Карамазара.— Геотектоника, 1966, № 1.

- Розанов Ю. А. Экспериментальные исследования деформации горных пород при высоких давлениях и температуре до 200° С.— Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 66.
- Суворов А. И. Главные разломы Казахстана и Средней Азии.— В сб.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. Изд-во АН СССР, 1963.
- Тернер Ф., Григгс Д., Хэд Х. Эксперименты по деформации кристаллов кальцита.— В сб.: Вопросы структурной геологии. Изд-во иностр. лит., 1958.
- Griggs D. T., Turner F. J., Borg J., Sosoka J. Deformation of Yule marble: IV Effects at 150° C.— Bull. Geol. Soc. America, 1951, v. 62.
- Griggs D. T., Turner F. J., Borg J. Deformation of Yule marble: V Effects at 300° C.— Bull. Geol. Soc. America, 1953, v. 64.
- Griggs D. T., Turner F. J., Heard H. C. Deformation of rock at 500° to 800° C.— Mem. Geol. Soc. America, 1960, v. 79.
- Turner F. J. Preferred orientation of calcite in Yule marble.— Amer. J. Sci., 1949, v. 247.
- Turner F. J. Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite three marbles.— Amer. J. Sci., 1953, v. 254.
- Turner F. J. «Compression» and «tension» axes deduced from /0112/ twinning in calcite.— J. Geophys. Res., 1962, v. 67.
- Turner F. J. et al. Deformation of Yule marble. Part 7.— Bull. Geol. Soc. America, 1956, v. 67, No. 9.
- Turner F. J., Weiss L. E. Structural analysis of metamorphic tectonites. N. Y., 1963

Институт физики  
Земли АН СССР

Статья поступила  
3 октября 1969 г

УДК 551.243(477.62)

Ю. Н. НАГОРНЫЙ, В. Н. НАГОРНЫЙ

**О ВРЕМЕНИ И ГЛУБИНЕ ЗАЛОЖЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ  
РАЗРЫВОВ ДОНЕЦКОГО БАСЕЙНА**

Установлен скачкообразный характер увеличения мощности отложений среднего карбона и степени метаморфизма углей в висячих крыльях региональных надвигов на окраинах складчатой части Донецкого бассейна. Делается вывод о том, что они в период накопления осадков карбона являлись конседиментационными сбросами. В период инверсии геотектонического режима в бассейне по плоскостям конседиментационных сбросов произошли взбросовые движения, вызвавшие образование региональных надвигов Донбасса.

По мнению А. З. Широкова (1938), В. С. Попова (1963) и других исследователей, большинство разрывных нарушений Донецкого бассейна по своей природе являются надвигами, возникшими в периоды интенсивных тектонических движений после ранней перми.

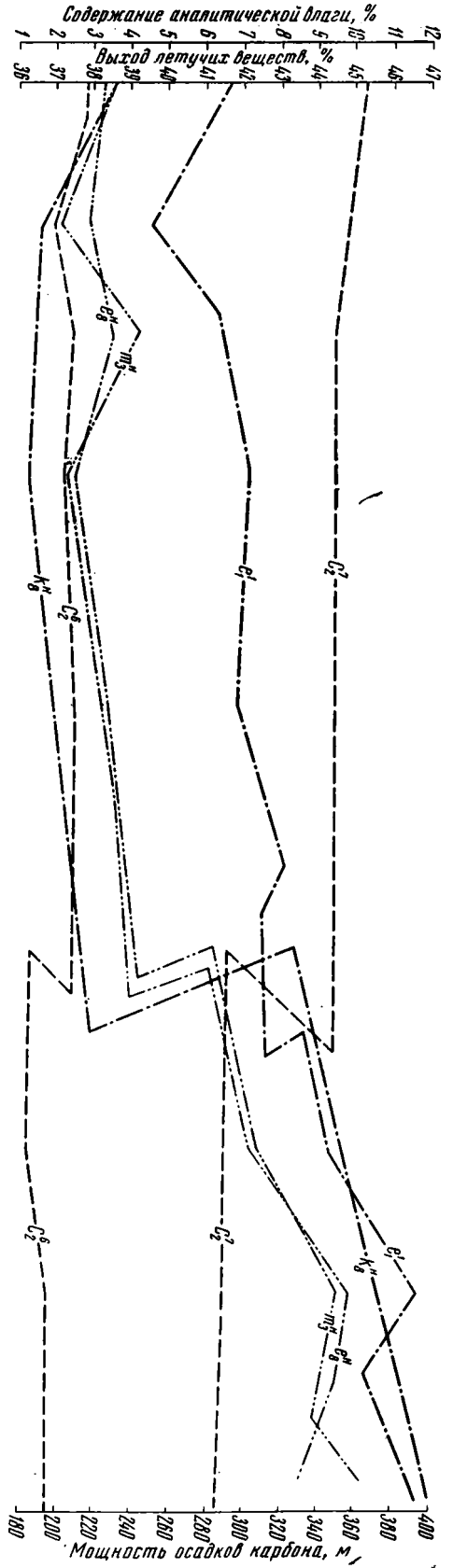
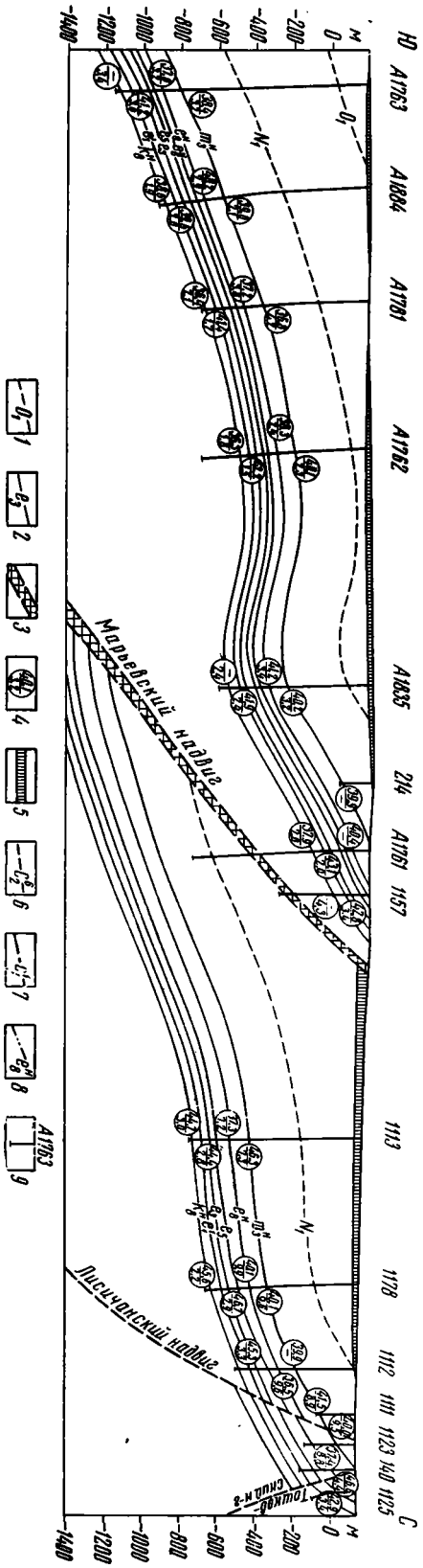
Согласно нашим исследованиям (Ю. Нагорный, 1967; Нагорный, Нагорный, 1969), все детально разведанные надвиги Донецкого бассейна с нормальными амплитудами смещения до 500—600 м полностью угасают на глубинах порядка 2,5—3,5 км и не имеют непосредственной связи с разломами в кристаллическом основании бассейна.

На южной и особенно на северной окраинах бассейна развиты региональные разрывы, отличающиеся от всех остальных надвигов (согласно данным глубокого бурения последних лет) преимущественно крутым падением смесителей (45—70°), значительной величиной двугранных углов, заключенных между смесителями и плоскостью напластования пород (30—75°), большими амплитудами смещения (свыше 600—1000 м), большой протяженностью, отсутствием заметной пространственной и генетической связи с отдельными складчатыми структурами, большой мощностью нарушенных пород в зонах смесителей. Указанные выше особенности региональных разрывов окраинных частей бассейна позволяют предполагать более глубокое и древнее их заложение по сравнению с остальными надвигами бассейна.

Однозначное решение вопроса о времени и глубине заложения региональных разрывов имеет большое теоретическое и практическое значение, так как позволяет установить степень их перспективности в отношении нефтегазопроявлений и рудной минерализации.

В настоящей работе излагаются результаты проведенных авторами исследований в этом направлении на материалах глубокого разведочного бурения последних лет по северной и южной окраинам бассейна.

Природу региональных разрывов изучали и путем анализа мощности осадков карбона, и степени метаморфизма углей на разноименных крыльях дизъюнктивов. В связи с существованием взглядов отдельных исследователей (Левенштейн, 1963) о значительном влиянии современной глубины залегания угольных пластов на степень их метаморфизма потребовалось проведение специальных исследований, чтобы доказать возможность использования основных закономерностей метаморфизма углей для расшифровки геологической истории тектонических структур бассейна. Для этого мы изучали степень метаморфизма углей



на разноименных крыльях всех крупных надвигов Украинской части Донецкого бассейна с вертикальными амплитудами смещения от 80 до 650 м.

Сопоставлялись данные о выходе летучих веществ углей по двойным пересечениям скважинами одноименных пластов в висячих и лежачих крыльях разрывов.

Из двадцати пяти проанализированных дизъюнктивов в 12 несколько более метаморфизованы угли в висячих крыльях (выход летучих веществ ниже на 0,2—2,6% абсолютных), в 3 — в лежачих. У остальных 10 надвигов степень метаморфизма углей на разных крыльях практически одинаковая (разница в выходе летучих веществ не превышает 0,2% абсолютных). Как показал анализ, разница в выходе летучих веществ одних и тех же угольных пластов в висячих и лежачих крыльях этой группы разрывов является величиной случайной, обусловленной точностью ее определения, а также некоторым различием в зольности углей, их вещественно-петрографического состава и степени восстановления в местах проходки скважинами. Что же касается надвигов с более существенной разницей в выходе летучих веществ углей (0,2—0,7%) на разных крыльях, то, как показал детальный анализ их структурных особенностей и пространственного положения относительно линий изометаморфизма, различный выход летучих веществ в этом случае обусловлен в основном горизонтальным смещением линий изометаморфизма.

Таким образом, результаты проведенных исследований свидетельствуют об отсутствии в Донском бассейне заметного влияния глубины залегания угольных пластов на степень их метаморфизма, что в свою очередь указывает на возможность использования основных закономерностей метаморфизма углей для палеореконструкций.

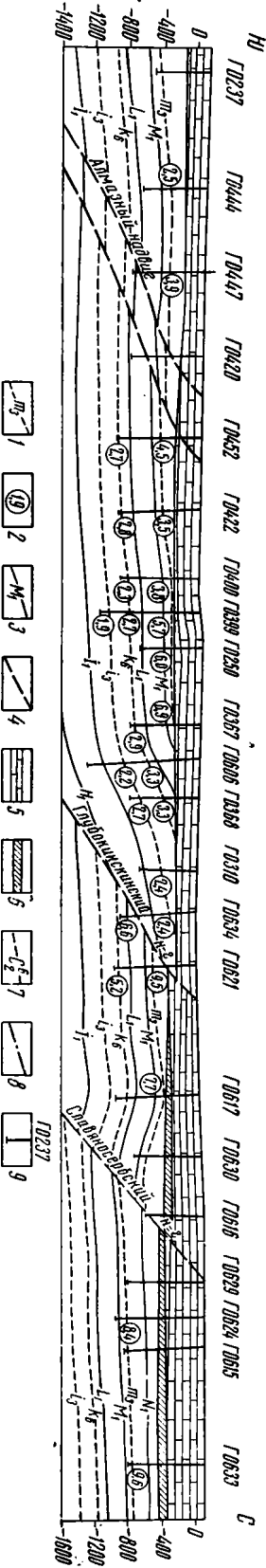
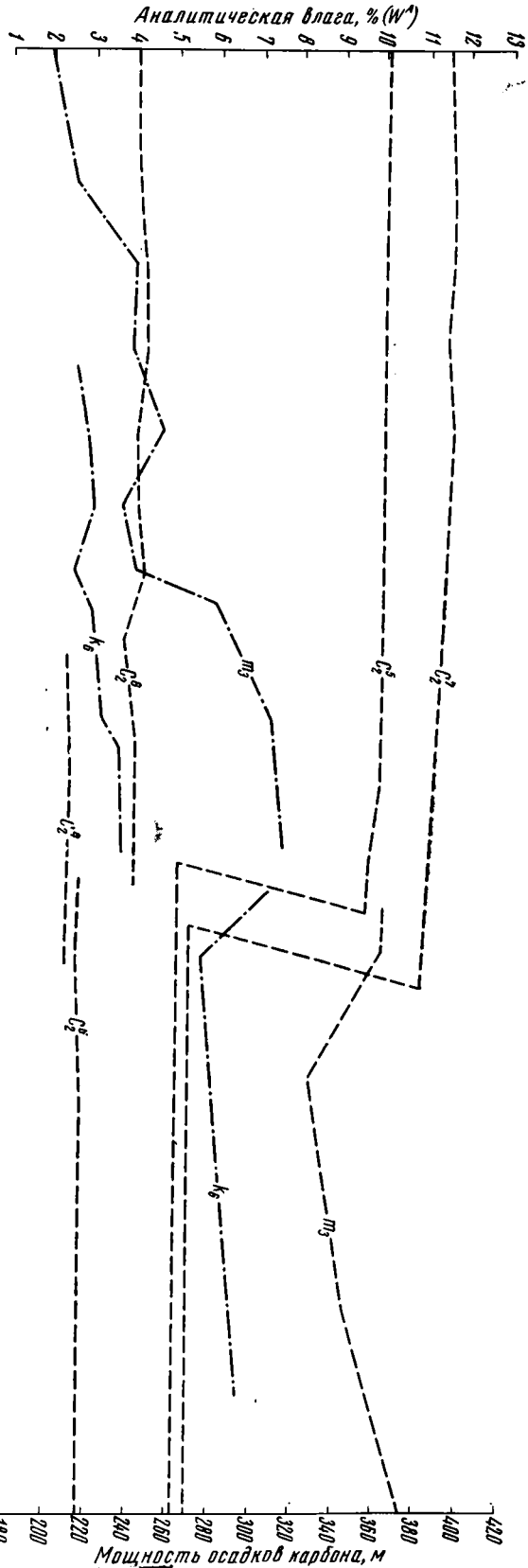
Характер изменения мощности каменноугольных отложений и степени метаморфизма углей на разных крыльях региональных разрывов изучали с помощью геолого-углехимических разрезов. Разрезы строили по отдельным наиболее детально изученным профилям, ориентированным вкрест простирания разрывов. Длину профилей выбирали с расчетом получения достоверных и однозначных данных о закономерностях изменения мощности каменноугольных отложений и степени метаморфизма углей в пределах каждого из сопоставляемых висячего и лежачего крыльев разрывов. В качестве показателей степени метаморфизма углей марок *Г*, *Ж*, *К*, *ОС* и *Т*, согласно существующим рекомендациям (Левенштейн и др., 1967), использован выход летучих веществ; для длинно-пламенных углей и верхов марки *Г* изучалось содержание аналитической влаги. Так как на выход летучих веществ в определенной степени влияет зольность угля и степень восстановленности органического вещества, для анализа подбирали преимущественно пласты, имеющие примерно одинаковую зольность и степень восстановленности на разноименных крыльях разрывов.

По каждому геолого-углехимическому разрезу строились кривые изменения мощности свит среднего карбона, выхода летучих веществ или содержания аналитической влаги в углях. На участках, где отложения отдельных свит смыты, по данным соседних свит на основании «прави-

Рис. 1. Изменение степени метаморфизма углей и мощности осадков карбона в зоне Марьевского надвига

1 — пласты известняков; 2 — угольные пласты; 3 — разрывные нарушения; 4 — данные технического анализа углей; в числителе — выход летучих веществ, в знаменателе — содержание аналитической влаги; 5 — отложения палеогена; 6 — кривая изменения мощности свит карбона; 7 — кривая изменения выхода летучих веществ углей; 8 — кривая изменения содержания аналитической влаги в углях; 9 — скважины





ла» пропорциональности (Ершов, 1933) проводили обоснованную экстраполяцию изучаемых показателей. Указанным методом проанализированы все региональные надвиги Украинской части бассейна: Северодонецкой, Марьевской, Чехировской, Глубокинский, Алмазный, Самсоновский, Каменский, Главный Краснодонский и Мушкетовский.

Выполненные исследования показывают, что мощность каменноугольных отложений и степень метаморфизма углей на северной и южной окраинах бассейна в пределах отдельных тектонических блоков, ограниченных региональными разрывами общедонецкого направления, выдерживаются почти без изменений. На границе смежных блоков, висячих крыльях разрывов, наблюдается резкое скачкообразное увеличение мощности отложений среднего карбона и соответствующее уменьшение выхода летучих веществ углей и содержания аналитической влаги. Так, например, в лежащем крыле Марьевского надвига (рис. 1) мощность свиты  $C_2^7$  уменьшена по сравнению с висячим крылом на 55 м, что составляет 15,7% выход летучих веществ пласта  $K_8^H$  повышен на 5,5% абсолютных. Аналогичная картина наблюдается и у других разрывов.

Наиболее резкие изменения мощности каменноугольных отложений и степени метаморфизма углей отмечены в зонах самых северных региональных дизъюнктивов, кулисообразно сменяющих друг друга вдоль северной границы складчатой части Донецкого бассейна. Так, например, разница в мощности отложений свит  $C_2^5$  и  $C_2^7$  на разноименных крыльях Глубокинского надвига (рис. 2) составляет соответственно 91 м (24,9%) и 112 м (28,7%).

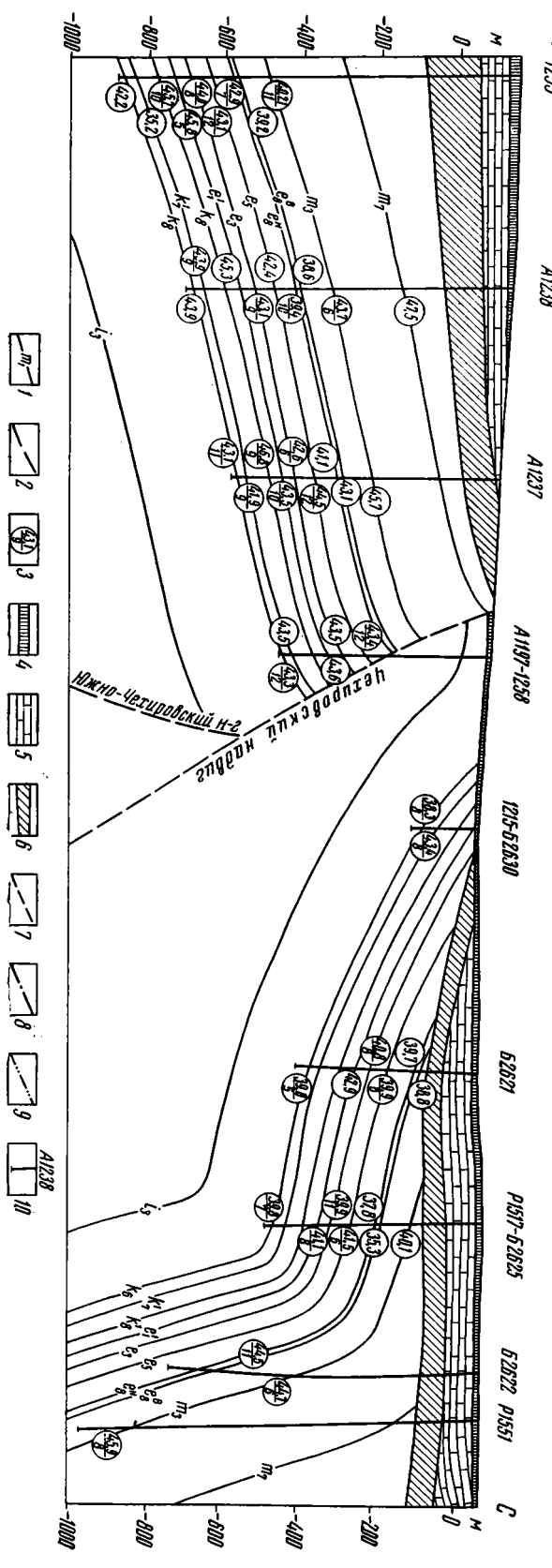
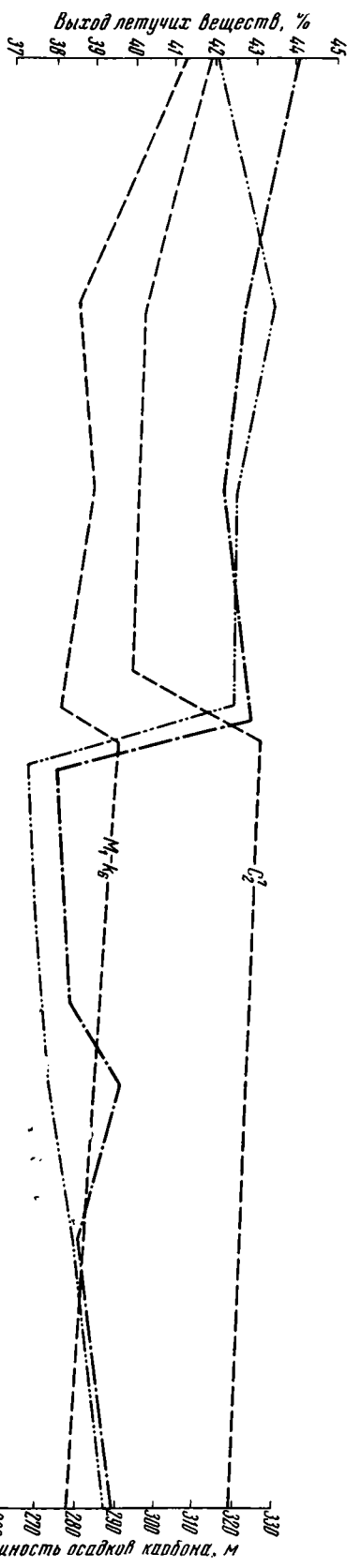
Заметно изменяется здесь также и степень метаморфизма углей, однако в связи с небольшой величиной стратиграфического градиента метаморфизма газовых углей (0,2—0,4% на 100 м) и большим колебанием содержания аналитической влаги наиболее надежным методом изучения разрывов в районах с развитием газовых и длиннопламенных углей является метод мощностей.

Интересно отметить, что у Алмазного надвига наряду с резким уменьшением выхода летучих веществ углей в висячем крыле (на 8,5% абсолютных) изменения мощности отложений стратиграфического интервала  $h_2^B—h_{11}$  свиты  $C_2^3$  не установлено. Особенностью всех разрывов является отсутствие резких изменений мощности каменноугольных отложений и метаморфизма углей на флангах, характеризующихся заметным угасанием амплитуд смещения. Так, например, указанные изменения не фиксируются по Северодонецкому надвику на севере Кременского купола (поле шахты «Кременная» № 1). Не установлено также резких изменений мощности каменноугольных отложений и степени метаморфизма углей у Алмазного надвига на полях шахт Луганского гидрорудника № 1 (см. рис. 2) и Мушкетовского надвига в пределах Донецко-Макеевского угленосного района.

На этих участках, кроме угасания амплитуд смещения, наблюдается также выполаживание смесителей разрывов, уменьшение мощности зон нарушенных пород, а также величины двугранных углов, заключенных между поверхностью смесителей и плоскостью напластования пород (до 10—20°). Здесь же на определенной глубине (около 2—3 км) наблюдается полное угасание разрывов (Нагорный, 1967).

Рис. 2. Изменение степени метаморфизма углей и мощности осадков карбона в зоне Глубокинского надвига

1 — угольные пласты; 2 — данные о содержании аналитической влаги в углях; 3 — пласты известняков; 4 — разрывные нарушения; 5 — отложения мела; 6 — отложения триаса; 7 — кривая изменения мощности свит карбона; 8 — кривая изменения содержания аналитической влаги в углях; 9 — скважины



Полученные результаты указывают на блоковую структуру кристаллического основания Донецкого бассейна и дифференцированный характер движения отдельных блоков по швам глубинных разломов как в период преобладающего погружения, так и в период подъема. Скорость опускания фундамента бассейна в каменноугольное время, а соответственно и интенсивность накопления осадков изменялись от бортов к центральной части региона не плавно, как считалось до настоящего времени (Попов, 1963), а скачкообразно от одного блока к другому. Каждый последующий к центру блок отличался более высокой скоростью опускания и интенсивностью накопления осадков. Интересное исключение в этом отношении составляет тектонический блок, заключенный между разломами фундамента, отражением которых в осадках карбона являются Северодонецкий и Чехировский надвиги. Указанный блок имел более высокую скорость опускания по сравнению со смежным с юга блоком (рис. 3), о чем говорит повышенная мощность карбона на северном висячем крыле Чехировского надвига (свита  $C_2^7$  — на 33 м, стратиграфический интервал  $K_6-M_1$  — на 15 м, что составляет соответственно 10,4 и 5,2%) и более высокая степень метаморфизма углей (выход летучих веществ ниже на 4,8—5,2%).

Обращает на себя внимание значительное изменение во времени скоростей движения блоков фундамента относительно друг друга, что зафиксировано различной величиной скачкообразного изменения мощностей отдельных свит каменноугольных отложений в разноименных крыльях разрывов. Так, например, мощность свиты  $C_2^7$  в лежачих крыльях Глубокинского и Марьевского надвигов уменьшается соответственно на 28,7 и 15,7%, свиты  $C_2^6$  — на 10,8 и 10,0%, свиты  $C_2^5$  — на 24,9% (Глубокинский надвиг). Мощность свиты  $C_2^3$  на разноименных крыльях Мушкетовского надвига изменяется всего лишь на 6%, а у Алмазного надвига изменений мощности этой свиты вообще не фиксируется. Приведенные данные свидетельствуют о региональном характере изменения относительных скоростей движения блоков консолидированного основания в отдельные промежутки времени, отвечающие периодам общего замедления или ускорения нисходящих движений в бассейне.

Опускания по разрывам с различной скоростью отдельных блоков кристаллического основания бассейна обусловили формирование в осадочной толще конседиментационных сбросов, влиявших на окраинных площадях региона на седиментацию среднего и позднего карбона, возможно и ранней перми. По разнице мощностей осадков карбона на разноименных крыльях дизъюнктивов представляется возможным рассчитать примерные амплитуды сбросовых конседиментационных движений в изучаемых свитах. При этом данные о разнице мощностей отдельных изученных интервалов карбона, установленные для каждого разрыва, условно распространялись на всю толщу лежащих выше образований карбона и нижней перми. При наличии данных по нескольким свитам производили расчет средней разницы мощностей осадков на висячих и лежачих крыльях каждого дизъюнктива. Совершенно очевидно, что чем больший интервал каменноугольных отложений участвовал в расчетах тем достовернее ориентировочные амплитуды сбросовых конседиментационных движений, рассчитанные предлагаемым методом для изучаемых свит среднего карбона (табл. 1).

Рис. 3. Изменение степени метаморфизма углей и мощности осадков карбона в зоне Чехировского надвига

1 — угольные пласты; 2 — разрывные нарушения; 3 — данные технического анализ углей: в числителе — выход летучих веществ; в знаменателе — толщина пластического слоя; 4 — отложения палеогена; 5 — отложения мела; 6 — отложения триаса; 7 — кривая изменения мощности свит карбона; 8 — кривая изменения выхода летучих веществ пласта  $I_3$ ; 9 — кривая изменения выхода летучих веществ пласта  $K_6$ ; 10 — скважины

Аналогичные расчеты можно произвести на основании данных об изменении степени метаморфизма углей в висячих и лежачих крыльях региональных разрывов (о выходе летучих веществ и содержании аналитической влаги). Стратиграфические градиенты изменения выхода летучих веществ при расчетах принимались в соответствии со степенью метаморфизма углей изучаемых пластов (Нагорный, 1969). Стратиграфические градиенты изменения содержания углей в углях аналитической влаги определены нами для каждого надвига в отдельности, исходя из фактических данных. По шести разрывам для расчетов примерных амплитуд сбросовых конседиментационных движений использованы данные о выходе летучих веществ углей на разноименных крыльях, по трем — данные о содержании аналитической влаги в углях одноименных пластов (см. табл. 1).

Таблица 1

Определение нормальных амплитуд сбросовых и взбросовых движений в разведенных стратиграфических горизонтах по изменению мощности осадков карбона и степени метаморфизма углей

| Разрыв                | Современная нормальная амплитуда в изученных свитах, м | Разница в мощности осадков на смещенных крыльях, % | Разница в степени метаморфизма углей на смещенных крыльях |       | Градиент метаморфизма, % на 100 м | Амплитуда сбросовых движений |                            | Амплитуда взбросовых движений, м |
|-----------------------|--|--|---|-------|-----------------------------------|------------------------------|----------------------------|----------------------------------|
|                       |  |  | уг, %   | wa, % |                                   | по разнице мощностей, м      | по разнице метаморфизма, м |                                  |
| Северодонецкий        | 750  | 25   | —   | 5,4   | 1,1                               | 530                          | 490                        | 1240                             |
| Марьевский            | 1000   | 20   | —   | 4,1   | 0,7                               | 500                          | 585                        | 1585                             |
| Глубокинский          | 850  | 22   | —   | 1,9   | 0,36                              | 570                          | 530                        | 1380                             |
| Каменский             | 1400   | 17   | 2,2   | —     | 0,4                               | 510                          | 550                        | 1950                             |
| Чехировский           | 750  | 24   | 5,0   | —     | 0,6                               | 620                          | 830                        | 1580                             |
| Алмазный              | 575  | —  | 8,9   | —     | 2,0                               | —                            | 445                        | 1020                             |
| Главный Краснодонский | 600  | 8  | 12,2  | —     | 2,0                               | 440                          | 610                        | 1210                             |
| Самсоновский          | 575  | 7  | 3,3   | —     | 2,0                               | 280                          | 165                        | 740                              |
| Мушкетовский          | 1000   | 6  | 4,0   | —     | 0,6                               | 200                          | 660                        | 1660                             |

Из табл. 1 видно, что значения примерных амплитуд сбросовых конседиментационных движений, полученные путем расчета по разнице мощностей свит и степени метаморфизма углей на смещенных крыльях региональных разрывов, близки между собой. Исключение представляет Мушкетовский надвиг, по которому данные, полученные двумя методами, далеки друг от друга. Столь существенное расхождение в расчетах данных по этому разрыву следует объяснять, по всей вероятности, несоответствием установленной по свите  $C_2^3$  разницы в мощности отложений на разноименных крыльях разрыва (6%) средней разнице для всей лежащей выше толщи каменноугольных и нижнепермских отложений. В этом случае, как впрочем и для всех остальных надвигов, более достоверными следует считать амплитуды сбросовых движений, рассчитанные по разнице степени метаморфизма углей в висячих и лежачих крыльях разрывов, отвечающей суммарной амплитуде конседиментационных движений для изучаемых стратиграфических горизонтов. Как показали расчеты, нормальные амплитуды сбросовых конседиментационных движений в продуктивных свитах среднего карбоната (от  $C_2^2$  до  $C_2^7$ ) составляли 450—830 м.

В период инверсии геотектонического режима в бассейне сохранилась прежняя тенденция к увеличению мобильности отдельных блоков кристаллического основания в направлении от бортовых частей к его центру. В результате более высокой скорости подъема каждого последующего к центру бассейна блока по швам конседиментационных сбросов в оса-

дочном чехле происходили инверсионные разрывные движения взбросового характера. Амплитуды этих движений в изучаемых стратиграфических горизонтах определены исходя из величин сбросовых конседиментационных смещений и современных нормальных амплитуд региональных разрывов (см. табл. 1).

Выполненные расчеты показывают, что суммарные амплитуды взбросовых разрывных движений всех послекарбоновых эпох тектонической активности Донецкого бассейна примерно в 2—3 раза превышают величины конседиментационных сбросовых смещений. При таком соотношении величин смещений по конседиментационным и постседиментационным разрывам следует ожидать, что образовавшиеся в период инверсии геотектонического режима бассейна взбросы не ограничились

Таблица 2

**Ориентировочные значения нормальных амплитуд сбросовых движений и результирующих амплитуд смещения в различных стратиграфических горизонтах карбона, м**

| Разрыв         | Амплитуда сбросовых движений подошв отделов |                |                |                | Результирующая амплитуда смещения подошв отделов |                |                |                |
|----------------|---|----------------|----------------|----------------|--|----------------|----------------|----------------|
|                | P <sub>1</sub>                              | C <sub>3</sub> | C <sub>2</sub> | C <sub>1</sub> | P <sub>1</sub>                                   | C <sub>3</sub> | C <sub>2</sub> | C <sub>1</sub> |
| Северодонецкий | 250   | 530            | 900            | 1350           | 990  | 710            | 340            | —110           |
| Марьевский     | 240   | 500            | 900            | 1340           | 1345   | 1085           | 685            | 245            |
| Глубокинский   | 265   | 570            | 1030           | 1560           | 1115   | 870            | 350            | —180           |
| Каменский      | 220   | 510            | 970            | 1440           | 1730   | 1440           | 980            | 510            |
| Чехировский    | 290   | 620            | 1150           | 1700           | 1290   | 960            | 430            | —120           |
| Алмазный       | 145   | 300            | 530            | 770            | 875  | 720            | 490            | 250            |
| Главный        |   |                |                |                |  |                |                |                |
| Краснодонский  | 160   | 360            | 670            | 960            | 1050   | 850            | 540            | 250            |
| Самсоновский   | 100   | 230            | 440            | 640            | 640  | 510            | 300            | 100            |
| Мушкетовский   | 200   | 420            | 760            | 1240           | 1460   | 1240           | 900            | 420            |

лишь старыми разломами в осадочном чехле, а получили более широкое развитие по простиранию сбрасывателей. Сказанное подтверждается многочисленным фактическим материалом, изложенным выше.

Результаты выполненных исследований позволяют произвести расчет ориентировочных значений амплитуд сбросовых движений и фиксируемых в настоящее время нормальных результирующих амплитуд смещения в различных стратиграфических горизонтах карбона (табл. 2). Для расчетов условно принято, что амплитуда взбросовых движений каждого разрыва примерно одинакова для всех горизонтов. Величина сбросовых перемещений определена, как и в предыдущем случае, по разнице мощности каменноугольных отложений на разноименных крыльях разрывов, условно пространственной на всю осадочную толщу карбона и нижней перми. Разница в мощности отложений карбона и нижней перми на разноименных крыльях Алмазного и Мушкетовского надвигов определена по разнице в выходе летучих веществ. Результирующая величина смещения, наблюдаемая в настоящее время, определена по всем дизъюнктивам как алгебраическая сумма амплитуд сбросовых (отрицательных) и взбросовых (положительных) движений. Как показали расчеты, амплитуды доинверсионных сбросов были довольно значительными, увеличиваясь от молодых к более древним отложениям карбона. Если на границе верхнего карбона и нижней перми их значения достигали всего лишь 100—290 м, то по подошве нижнего карбона они составляли уже 640—1700 м. Вследствие этого результирующие амплитуды региональных разрывов уменьшаются со стратиграфической глубиной от 640—1730 м на границе верхнего карбона и нижней перми до 100—510 м по подошве нижнего карбона. У отдельных разрывов (Се-

веродонецкого, Глубокинского и Чехирского) на уровне подошвы нижнего карбона возможно сохранилась морфология сбросов. В целом, учитывая ориентировочный характер полученных данных, можно с уверенностью утверждать лишь то, что амплитуды конседиментационных сбросов по подошве нижнего карбона примерно были компенсированы взбросовыми движениями периода инверсии геотектонического режима в бассейне. Амплитуда разрывов в кристаллическом фундаменте, ограничивающих отдельные его блоки, в большинстве случаев вряд ли превышает 300—500 м. Достоверность полученных результатов подтверждается геофизическими исследованиями по профилю КСЗ—КМПВ Ново-Азовск—Ворошиловград—Титовка. В западном направлении в связи с резким уменьшением величин восходящих движений, происходивших после ранней перми, компенсирующая роль инверсионных взбросовых движений по швам старых сбросов резко падает. Это хорошо видно из результатов геофизических исследований по профилю Нагайск—Константиновка—Ровеньки, где амплитуды отдельных разломов кристаллического основания бассейна достигают 5—6 км.

Таким образом, все региональные разрывы, развитые в прибортовых зонах бассейна, по своей природе и времени заложения резко отличаются от остальных надвигов, осложняющих его структуру. Зарождение разрывов обусловлено дифференцированным характером опускания отдельных блоков кристаллического основания бассейна. Их формирование происходило одновременно с накоплением осадочной толщи в виде нормальных конседиментационных сбросов. Представления о более позднем времени заложения этих разрывов поэтому являются ошибочными. В период инверсии геотектонического режима в бассейне по швам конседиментационных сбросов путем обращенного наследования развивались взбросы.

Наличие непосредственной связи региональных взбросов окраинных частей Донецкого бассейна с вероятно проникающими в подкоровые массы разломами кристаллического основания делает их наиболее перспективными в отношении поисков нефтегазопроявлений и рудной минерализации.

#### Литература

- Ершов В. З. О синонимике угольных пластов Гришинского каменноугольного района Донецкого бассейна.— Тр. Вседонецк. экспертн. геол. бюро Главугля, 1933, вып. 1.
- Левенштейн М. Л. О генетических закономерностях изменения качества углей в Донецком бассейне.— В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 1. Госгеолтехиздат, 1963.
- Левенштейн М. Л., Комогоров В. В., Гершаник П. Г. Сравнительная оценка физических и химических показателей метаморфизма, применяемых для геолого-геохимических построений.— Тезисы докл. III геол. совещания по твердым горючим ископаемым. М., 1967.
- Нагорный В. Н. О закономерностях изменения степени метаморфизма углей на площади восточного крыла Бахмутской котловины Донбасса.— В сб.: Геология и горное дело. Киевское межобластное правление НТГО, 1967.
- Нагорный Ю. Н. О глубине развития дизъюнктивных дислокаций в Алмазном районе Донбасса.— Тезисы докл. научно-техн. конф. Ворошиловградское областное правление НТГО, 1967.
- Нагорный Ю. Н., Нагорный В. Н. К вопросу о закономерностях изменения степени нарушенности каменноугольных отложений Донбасса с глубиной.— В сб.: Изучение физико-механической свойств горных пород в Донбассе. Украинское республиканское правление НТГО, 1969.
- Нагорный В. Н. Изменение метаморфизма углей в разрезе продуктивной толщи восточного крыла Бахмутской котловины.— Уголь Украины, 1969, № 7.
- Попов В. С. Тектоника Донбасса.— В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 1. Госгеолтехиздат, 1963.
- Широков А. З. О мощности отложений Донецкого карбона.— Сов. геология, 1938, № 12.

УДК 551.243.33 (517)

О. ТОМУРТОГОО

## ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ОРХОНСКОЙ ВПАДИНЫ (СЕВЕР ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ)

Рассмотрены стратиграфия, тектоническая структура и история развития Орхонской раннемезозойской впадины и показано, что в позднем триасе и ранней юре она характеризовалась простой конседиментационной структурой, осложненной в середине юры наложенной постседиментационной глыбовой складчатостью. Подчеркивается, что Орхонская впадина является самостоятельной тектонической структурой, связанной с особым мезозойским этапом развития территории Монголии, и поэтому не может рассматриваться как внутренняя частная структура Орхон-Селенгинского варисийского орогенного прогиба.

### ВВЕДЕНИЕ

Орхонская впадина<sup>1</sup> — наиболее крупная из раннемезозойских впадин севера Центральной Монголии. Она расположена в пределах южного крыла Орхон-Селенгинского каменноугольно-пермского межгорного прогиба, развивавшегося на раннекаледонских структурах Северо-Монгольской складчатой системы. В пространственном отношении впадина занимает междуречье Орхона и Толы, незначительно заходя северным краем на левобережье р. Орхон. В целом впадина имеет удлинненную треугольную форму при ширине, изменяющейся от 80 км на западе до 10—15 км на востоке, и вытянута в северо-восточном направлении более чем на 150 км.

На существование в пределах междуречья Орхона и Толы самостоятельной впадины впервые обратили внимание Ю. Я. Петрович и В. А. Ботезату, производившие в 1958—1959 гг. на этой территории мелкомасштабные геолого-съёмочные работы. Однако они считали, что впадина выполнена верхнепермской молассой, а весь развитый в этом районе комплекс вулканогенных пород отнесли к верхнекаменноугольным и нижнепермским образованиям.

Мезозойский возраст отложений Орхонской впадины был впервые установлен в 1963—1966 гг. в результате исследований В. А. Амантова и Э. В. Михайлова, Т. А. Грецкой, А. А. Моссаковского и Л. П. Зоненшайна. Эти исследователи показали, что в Орхон-Тольском междуречье развиты как пермские, так и более молодые, но близкие им по составу вулканиты мезозойского возраста, причем последние согласно залегают на молассовых образованиях. Выяснилось, что молассы, относившиеся к верхней перми, представляют собой континентальные отложения триасового возраста, которые Ю. Я. Петрович (1963) ошибочно объединил в одну серию со сходными по составу породами ниже- и среднекаменноугольного возраста.

Следует подчеркнуть, что относительно возраста триасовой флоры, собранной из отложений Орхонской впадины, среди палеоботаников существуют разногласия. Г. П. Радченко, давший определения флористических остатков из коллекции В. А. Амантова и Э. В. Михайлова, счи-

<sup>1</sup> Л. П. Зоненшайн (1967) называет ее Абзогской впадиной, что представляется неточным, так как рассматриваемая впадина занимает все междуречье Орхона и Толы, а не ограничивается районом горы или сомона Абзог (ныне Хишиг-Ундэр).



тает ее ниже- и среднетриасовой, а В. А. Вахрамеев, изучивший растительные остатки, собранные Т. А. Грецкой и А. А. Моссаковским, пришел к выводу, что они относятся ко второй половине триаса.

Автор совместно с А. А. Моссаковским на протяжении ряда лет (1967—1970 гг.) детально изучал стратиграфию мезозойских отложений Орхонской впадины и морфологию ее тектонических структур. На основе полученных данных была разработана первая детальная схема стратиграфии нижнемезозойских отложений, подкрепленная значительным палеофитологическим материалом, и были решены некоторые основные вопросы тектоники и истории развития этой структуры.

### ДОМЕЗОЗОЙСКИЙ ФУНДАМЕНТ

Основание, на котором формировались нижнемезозойские отложения Орхонской впадины, представлено разнообразными комплексами. В одних местах (бассейн рч. Харабухайн-гол) это рифейско-нижнекембрийские метаморфические сланцы и песчаники, зеленокаменно измененные эффузивы с горизонтами мраморизованных известняков, сильно дислоцированные и прорванные крупными интрузиями порфиридных плагиогранитов и гранодиоритов. Большинство исследователей (Амантов и Матросов, 1961; Амантов, Борзаковский и др., 1967; Зоненшайн, 1967 и др.) рассматривает эти образования в качестве раннекаледонского складчатого сооружения.

Однако на большей части Орхонской впадины в ее основании располагаются ниже- и среднекаменноугольные терригенные и пермские вулканогенные толщи, принадлежащие Орхон-Селенгинскому верхнепалеозойскому прогибу, сформировавшемуся на раннекаледонском фундаменте в орогенный этап развития варисцид Центральной Монголии (Грецкая, Моссаковский, 1969; Дергунов и др., 1971). Взаимоотношения нижнемезозойских отложений Орхонской впадины с верхнепалеозойским орогенным комплексом Орхон-Селенгинского прогиба необычны и требуют специального рассмотрения.

Дело в том, что нижнемезозойские отложения Орхонской впадины залегают со значительным стратиграфическим перерывом на размытой поверхности различных хорошо палеонтологически охарактеризованных горизонтов верхнепалеозойского орогенного комплекса: в северной части впадины, в районе к востоку от сомона Хишиг-Ундэр — на пермских вулканогенных образованиях и прорывающих их гранитоидах Хухубулакского массива (с радиометрическим возрастом пород, определенным по биотиту, 247 млн. лет); на северо-востоке впадины — в бассейне р. Аратэли-гол и в ее юго-западной части на грядях севернее оз. Угей-Нур — на песчано-конгломератовой толще намюра — низов среднего карбона; в юго-восточной части впадины, в бассейне рч. Харабухайн-гол — на нижекаменноугольной кремнисто-алевролитовой толще и т. д. Однако во всех перечисленных случаях, как это впервые отметили Т. А. Грецкая и А. А. Моссаковский (1969), нижнемезозойские (триасовые) и верхнепалеозойские (каменноугольные и пермские) образования залегают структурно совершенно согласно, совместно дислоцированы и, следовательно, образуют единый структурный этаж.

Видимо, это обстоятельство и послужило поводом для Л. П. Зоненшайна (1967) объединить верхнепалеозойские и нижнемезозойские терригенные и вулканогенные образования в бассейнах Селенги и Орхона в единый орогенный комплекс, локализующийся, по его мнению, в пределах так называемого Селенгинского вулканического пояса. С этим выводом трудно согласиться, так как общие закономерности и условия формирования на территории Монголии верхнепалеозойских орогенных комплексов и нижнемезозойских терригенно-вулканогенных серий были принципиально различными (Нагибина, 1970; Зоненшайн, Маркова, На-

гибина, 1971). Это справедливо и по отношению к нижнемезозойским образованиям Орхонской впадины, которая заложилась не в осевой части Орхон-Селенгинского прогиба, а на его южном, в значительной мере эродированном крыле, на разных горизонтах верхнепалеозойских отложений, наклоненных в соответствии с первичной конседиментационной структурой. Специфика тектонического развития рассматриваемого района заключается в отсутствии складчатых деформаций в период времени между отложением верхнепалеозойских и нижнемезозойских терригенно-вулканогенных серий и в их последующей совместной дислоцированности, что замаскировало их истинные соотношения и создало ложное впечатление о единстве и унаследованности в развитии верхнепалеозойских и нижнемезозойских конседиментационных структур.

### СТРАТИГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Нижнемезозойские терригенные и вулканогенные образования Орхонской впадины отчетливо подразделяются на две согласно залегающие свиты: абзогскую и могодскую.

Нижняя, абзогская свита, начинается с горизонта базальных конгломератов непостоянной мощности, залегающего в одних местах на нижне- и среднекаменноугольных терригенных толщах без признаков углового несогласия, а в других случаях — со стратиграфическим несогласием на пермских основных эффузивах, прорванных верхнепермскими-нижнетриасовыми (?) гранитами. Выше горизонта базальных конгломератов эта свита также имеет в основном конгломератово-песчаниковый состав. Значительное развитие в ее составе получают алевролиты, которые обычно находятся в частом чередовании с песчаниками. В целом практически все разрезы абзогской свиты в пределах Орхонской впадины (рис. 1, см. вклейку к стр. 29) подразделяются на четыре толщи, две из которых имеют конгломератово-песчаниковый, а другие две — песчанико-алевролитовый состав. Двукратная переменяемость толщ грубообломочных и тонкообломочных пород указывает на ритмичный характер строения свиты. Используя эту особенность строения абзогской свиты, можно выделить в ее составе две подсвиты: нижнюю и верхнюю, каждая из которых состоит из конгломератово-песчаниковой и сменяющей ее вверх по разрезу песчанико-алевролитовой толщи, образующих вместе единый крупный седиментационный ритм.

В обеих подсвитах конгломератово-песчаниковые толщи представлены бурыми и серыми полимиктовыми от среднегалечных до валунных конгломератами с гравийно-песчаным цементом и переслаивающимися с ними серыми и серо-зелеными полимиктовыми грубо- и крупнозернистыми часто косослоистыми песчаниками, а песчано-алевролитовые толщи — частым чередованием аналогичных по составу и окраске, но в основном средне- и мелкозернистых песчаников с черными и темно-серыми алевролитами.

Время формирования отложений абзогской свиты достаточно точно определяется как вторая половина триаса на основании находок многочисленных остатков ископаемых растений, приуроченных, как правило, к породам песчано-алевролитовых толщ. Среди этих растений из сборов А. А. Моссаковского и автора В. А. Вахрамеевым и И. А. Добрускиной установлены: *Neocalamites* cf. *carcinoides* Harris, *N. carrerei* (Zeiller) Halle, *N. sp.*, *Equisetites arenaceus* (Jaeger) Schenk, *E. sp.*, *Cladophlebis shensiensis* P'an, *C. sp. Nilssonia sp.*, *Tersiella sp.*, *Glossophyllum sp.* (нижняя подсвита), *Cladophlebis* cf. *ichumensis* Sze, *Cl. cf. tchihatchevii* Heer, *Cl. sp.*, «*Thinnfeldia*» *nordenskioldii* Nath., *Taeniopteris ensis* (Oldh.) Zeiller, *T. sp.*, *Pityophyllum latifolium* Tur-Ket., *P. ex. gr. nordenskioldii* (Heer) Nath., *Tersiella sp.*, *Podozamites sp.*, *Sphenozamites*

sp., *Sphenobaiera* sp., *Pelourdea* sp., а также *Czekanowskia rigida* Heer, *Leptostrobus laxiflora* Heer, *Nilssonia* cf. *decurrens* Phyn., *N.* sp. (верхняя подсвита). По мнению В. А. Вахрамеева и И. А. Добружиной, большинство из перечисленных форм характерно для нижнего и среднего кейпера Европы и Китая (верхи среднего триаса — верхний триас), а несколько из них даже более «молодые» (например, *Nilssonia* cf. *decurrens*). Приведенный список растений, кроме того, свидетельствует о большем разнообразии флористического комплекса верхней подсвиты по сравнению с флористическим комплексом нижней подсвиты, так как он включает кроме членистостебельных, папоротников и кордаитов, представленных в нижней подсвите, много хвойных, гинкговых, цикадовых и отдельные формы чекановские, получивших наибольшее развитие уже в юре.

Представляется, что по своему генезису отложения абзогской свиты являются в основном аллювиально-пролювиальными и лишь тонкопелосчатые алевролиты, вероятно, отлагались в пересыхающих непостоянных озерных бассейнах. Об этом свидетельствует развитие песчаников по всему разрезу свиты и их переслаивание с мощными пачками разногалечных конгломератов, обычно отличающихся слабой сортировкой и окатанностью обломочного материала и неравномерным распределением валунных, средне- и мелкогалечных разностей, наличие на плоскостях напластования песчаников и алевролитов волноприбойных знаков и трещин усыхания, развитие неправильной линзовидной косої слоистости в песчаниках и другие признаки.

Примечательно, что в составе обломочного материала пород абзогской свиты наряду с различными гранитами и пермскими кислыми и средними эффузивами значительное место занимают кварциты, песчаники, характерные красные яшмокварциты и кремнистые алевролиты среднепалеозойской хангайской серии, развитой южнее в пределах Хангай-Хэнтейского варисцидского геосинклинального прогиба.

Как нижняя, так и верхняя подсвиты абзогской свиты резко убывают в мощности при движении с юго-запада на северо-восток и север Орхон-Тольского междуречья. Так, мощность нижней подсвиты, составляющая непосредственно к северу от оз. Угей-Нур 2200 м, при приближении к месту слияния Орхона и Толы резко уменьшается до 1160 м к югу от горы Абзог, 920 м — к востоку от сомона Бурэг-Хангай и 290 м — в верховьях рч. Аратэли-гол (см. рис. 1). В названных пунктах мощность верхней подсвиты составляет соответственно 1800, 1350, 560 и 270 м (рис. 2). Еще более резкое уменьшение мощностей подсвит абзогской свиты наблюдается при движении из района оз. Угей-Нур на север по направлению к сомону Хишиг-Ундэр (см. рис. 1), где мощности нижней и верхней подсвит соответственно достигают: в районе горы Цзалатула — 1090 и 730 м, в районе горы Хишиг-Ундэр — 630 и 620 м, в районе горы Сул-Ундур — 230 и 330 м. Следует отметить, что еще далее к северу и северо-востоку абзогская свита полностью выклинивается, вследствие чего в долине р. Орхон на породах домезозойского фундамента непосредственно залегают базальные горизонты верхней могодской свиты (низовье рч. Аратэли-гол и район горы Дэлгэр-Обо на левобережье р. Орхон).

Таким образом, по изменениям мощностей нижней и верхней подсвит абзогской свиты отчетливо устанавливается, что наибольшее прогибание Орхонская впадина испытывала в юго-западной части междуречья Орхона и Толы. Одновременно хорошо очерчивается северная границы этой впадины, проходившая в период накопления осадков абзогской свиты примерно по долине р. Орхон. Как показали составленные для каждой подсвиты в отдельности схемы изопакит (рис. 2), Орхонская впадина в период отложения в ней осадков абзогской свиты имела простую несколько вытянутую на северо-восток синклинальную форму.

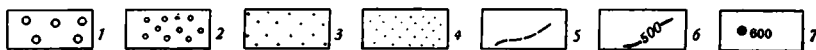
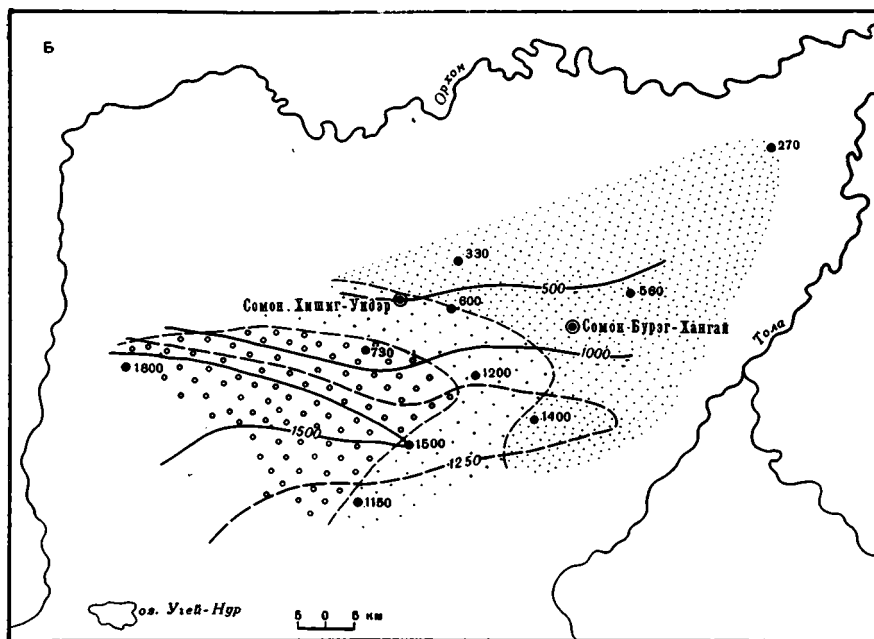
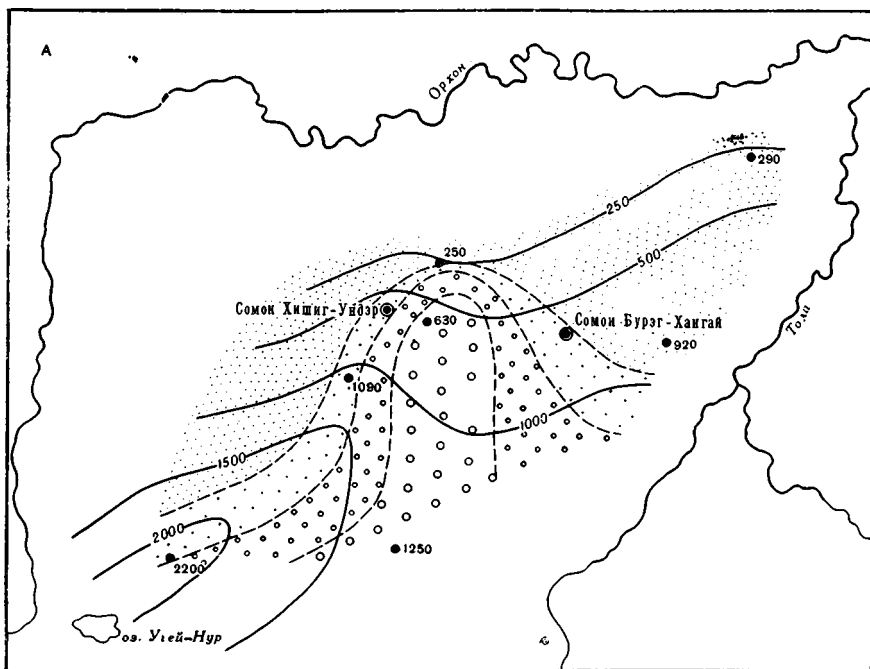


Рис. 2. Фациально-литологические схемы и схемы изопачит верхнетриасовых отложений Орхонской впадины: нижней (А) и верхней (Б) подсвит абзогской свиты  
 1 — конгломератовый тип осадков; 2 — песчанико-конгломератовый тип осадков;  
 3 — конгломератово-песчаниковый тип осадков; 4 — песчаниковый тип осадков;  
 5 — граница разных фациально-литологических типов; 6 — изопачиты; 7 — опорные разрезы, мощность в м

Однако во время накопления верхней подсвиты область максимального прогибания Орхонской впадины несколько сместилась на север до широты сомона Могод. В результате анализа фациально-литологического состава отложений абзогской свиты устанавливается (см. рис. 2), что в обеих ее подсвитях грубообломочные (конгломератовые и песчано-конгломератовые) фации располагаются на юге, совпадая с участками наибольшего прогибания Орхонской впадины, тогда как при приближении к северному и северо-восточному ее бортам они постепенно становятся менее грубыми (конгломератово-песчаные и песчаные фации). Показательно, что при этом пространственное расположение фаций в каждой подсвите не остается постоянным и находится в соответствии с расположением оси впадины. Из всего этого следуют два вывода: 1) обломочный материал сноился в Орхонскую впадину с юга, со стороны Хангайского варисцийского горного сооружения; 2) формирование структуры Орхонской впадины происходило в тесной связи с прогибанием ее ложа, компенсировавшегося осадконакоплением, а это указывает на ее типичную конседиментационную природу. Вывод о том, что область сноса располагалась на юге, находит свое подтверждение и в составе обломков пород абзогской свиты, который, как выше отмечалось, примечателен обилием «хангайского» материала.

Большое влияние на формирование верхнетриасовых отложений Орхонской впадины, безусловно, имели факторы горообразования, поскольку грубо ритмическое строение абзогской свиты могло образоваться лишь в условиях неоднократного создания в области сноса расчлененного горного рельефа и такой же неоднократной относительной нивелировки этих гор. Можно не сомневаться в том, что в период роста и интенсивного разрушения гор в результате деятельности постоянных и временных водотоков в Орхонской впадине происходило накопление осадков конгломератово-песчаниковых толщ, а в период нивелировки гор в области сноса в условиях аллювиальной и озерной седиментации отлагались песчано-алевритовые осадки, из которых затем образовались песчанико-алевролитовые толщи.

Вторая, могодская свита на большей части площади своего распространения сложена вулканогенными породами. Ее породы обычно залегают согласно и с постепенными переходами на породах абзогской свиты, однако на севере и северо-востоке впадины они ложатся со стратиграфическим несогласием непосредственно на вулканогенные образования перми, прорванные интрузией гранитов.

В основании могодской свиты располагается 150—400-метровая толща бурых полимиктовых неотсортированных конгломератов, перемежающихся с разнозернистыми песчаниками и включающая многочисленные покровы вулканогенных пород андезитового состава. Цемент конгломератов в одних случаях осадочный песчано-гравийный, в других — туфогенный. Эта толща, мало отличающаяся от аналогичных конгломератово-песчаниковых толщ абзогской свиты, но включающая эпизодические покровы андезитовых пород, начинает третий седиментационный ритм нижнемезозойских осадочно-вулканогенных образований Орхонской впадины. Мощность ее также закономерно уменьшается при движении по Орхон-Тольскому междуречью с юго-запада на северо-восток, составляя 600 м к северу от оз. Угей-Нур, 570 м к югу от горы Абзог, 550 м в районе горы Цзалату-ула (в 15 км к северо-востоку от сомона Хишиг-Ундэр) и т. д. Следовательно, базальной конгломератово-песчаниковой толще могодской свиты был свойствен тот же характер изменения мощностей, что и для абзогской свиты.

Остальная, большая часть разреза могодской свиты слагается мощной андезитовой толщей. В ее основании повсеместно присутствует изменяющийся в мощности от 20 до 500 м горизонт лаво- и туфоконгломератов андезитовых порфиритов с покровами лав того же состава. Для

этого горизонта местами характерно наличие многочисленных различно окатанных крупных валунов, достигающих в поперечнике 0,5—1 м (к северу от сомона Бурэг-Хангай). Выше следуют часто и закономерно чередующиеся бурые и лиловые андезитовые лавы, грубообломочные вулканические брекчии с автохтонным обломочным материалом и главным образом литокластические туфы того же состава. Лавы обычно хорошо раскристаллизованные, преимущественно порфиновые, массивные, часто миндалекаменные. Порфиновые выделения в них представлены андезином и авгитом, реже оливином или роговой обманкой. Для основной массы лав наиболее типичны гиалопилитовая и интерсертальная структуры. Среди акцессорных минералов наиболее часто отмечаются магнетит и апатит. Вторичные изменения лав выражены в сосюритизации и эпидотизации фенокристаллов плагиоклаза и в хлоритизации основной массы. Миндалины обычно выполнены агрегатами хлоритов, реже агрегатами эпидота. По петрохимической характеристике описываемые лавы относятся к трахиандезитовому типу пород щелочно-известковой серии. В наиболее полных разрезах могодской свиты в верхах андезитовой толщи заметное развитие получают трахибазальты, образующие по данным А. Я. Салтыковского отдельные довольно крупные пачки мощностью до 500 м. Неполная, видимая мощность могодской свиты изменяется от 1000 до 1800 м.

Возраст могодской свиты в связи с отсутствием в ней органических остатков удовлетворительной сохранности определяется условно и принимается как поздне триасово-раннеюрский, ввиду её положения в едином стратиграфическом разрезе выше верхнетриасовой абзогской свиты, с которой она связана постепенным переходом, и того факта, что в среднеюрское время в бассейне р. Орхон, в том числе и на территории Орхонской впадины, накапливались резко отличные терригенные угленосные отложения (Маринов, Петрович, 1964).

Описанные выше верхнетриасово-нижнеюрские терригенные и вулканогенные образования Орхонской впадины могут быть отнесены к двум конкретным геологическим формациям — континентальной молассовой (абзогская свита) и наземной трахиандезитовой (могодская свита).

Они нередко прорваны граносиенитами и гранитами с радиометрическим возрастом (по биотиту) 180 млн. лет. В ряде районов центральной и восточной частей междуречья Орхона и Толы с этими гранитами ассоциируют субвулканические тела липаритов, встречающиеся в виде даек и мелких штоков. Упомянутые граниты и субвулканические тела часто наблюдаются также в пределах выходов фундамента мезозойских образований Орхонской впадины.

Среднеюрские отложения, упоминавшиеся выше, развиты в междуречье Орхона и Толы в районе оз. Угей-Нур, где с резким угловым несогласием перекрывают нижнекаменноугольные породы. Они представлены бурыми крупно- и среднегалечными конгломератами с рыхлым песчано-гравийным цементом и полого дислоцированы, обнаруживая наклон под углом до 10—15°. Обломочный материал этих конгломератов разнообразен по составу и включает весь набор пород, встречающихся в данном регионе, в том числе и гальки триасово-юрских пород. В структурном отношении описываемые конгломераты приурочены к узкому протяженному Угей-Нурскому грабену, продолжающемуся далеко на северо-запад. В северной части этого грабена в междуречье Орхона и Селенги конгломераты выше по разрезу согласно сменяются угленосной тонкообломочной толщей, из которой собраны остатки растений, представленных *Coniopteris* ex. gr. *humenophylloides* (Branyn) Sew., *Sphenopteris* sp., *Phaenicopsis angustifolia* Heer., *Czekanowskia rigida* Heer (сборы автора, определения В. А. Вахрамеева).

Анализ геологической карты Орхонской впадины (рис. 3) отчетливо указывает на первостепенную роль в создании ее современной структуры разрывных нарушений. Последние расположены упорядоченно и в целом могут быть сгруппированы в три системы, отличающиеся различной ориентировкой.

Первую систему образуют разрывы северо-западного простирания, являющиеся наиболее многочисленными. Это, как правило, слегка изогнутые в плане сбросы (Орхонский, Хишиг-Ундэрский и др.) и взбросы (Могодский, Тахилантугольский), а также взбросо- и сбросо-сдвиги. У всех разрывов данной системы плоскости сместителей круто, под углом  $70-80^\circ$ , наклонены в восточных румбах. Обычно вдоль этих разрывов слои резко оборваны, образуя крутые углы падения до  $60^\circ$  и более, местами поставлены почти на голову. Как правило, эти зоны приразрывных дислокаций не превышают в ширину первых сотен метров. Однако вдоль отдельных разрывов эти зоны могут достигать ширины до первых десятков километров. Три из описываемых разрывов — Орхонский сброс (1)<sup>1</sup>, Могодский (2) и Тахилантугольский (5) взбросы — секут Орхонскую впадину на всю ее ширину и разбивают ее на три неравных блока: западный, центральный и восточный. Другая часть этих разрывов, развитая главным образом в пределах центрального и восточного блоков, разбивает их на ряд глыбовых ступеней.

Вторая система представлена разрывами северо-восточной ориентировки. В отличие от разрывов первой системы они более прямолинейны и большей частью непротяженные. К ним относятся Харабухайнгольский (6), Ульдзитинский и ряд других мелких разрывов. Плоскости сместителей большинства разрывов данной системы почти вертикальные или наклонены под углом около  $75-80^\circ$  на юго-восток. Наиболее протяженные Харабухайнгольский, Ульдзитинский и Могойнольский сбросы ограничивают Западный, Центральный и Восточный блоки Орхонской впадины, придавая им почти прямоугольные очертания. Большинство остальных разрывов этой системы получило преимущественное развитие в центральном блоке впадины, разбивая его на ряд мелких горстов и грабенов.

Третья система разрывов характеризуется широтным простиранием. Это несколько изогнутые или прямолинейные в плане структуры с крутыми сместителями. Наиболее крупным представителем данной системы является Бурэг-Хангайский надвиг (7), прослеживающийся на расстоянии около 80 км к югу от сомонных центров Хишиг-Ундэр и Бурэг-Хангай. Примечательной особенностью этого разрывного нарушения является то, что он сопровождается зоной сложного мелкого смятия слоев триасово-юрских отложений, достигающей ширины от первых сотен метров до 2—4 км. Сместитель Бурэг-Хангайского надвига наклонен на юг, угол его падения достигает  $70^\circ$ . Этот надвиг разделяет центральный блок Орхонской впадины на две неравные части: северную и южную.

Роль разрывных нарушений трех вышеперечисленных систем в создании современного структурного плана Орхонской впадины выражается в том, что эти разрывы в сочетании друг с другом формируют многочисленные грабены и горсты, из которых лишь в пределах первых в настоящее время локализованы триасово-юрские терригенные и вулканогенные образования. Характерно, что большинство этих грабенов непосредственно примыкает друг к другу по взбросовым нарушениям и лишь в пределах северной части центрального блока впадины они разделены соразмерными горстами, сложенными с поверхности пермскими эффузивами. При этом, как впервые было установлено Т. А. Грецкой и

<sup>1</sup> Здесь и далее цифры в скобках обозначают соответствующие тектонические структуры на рис. 3.

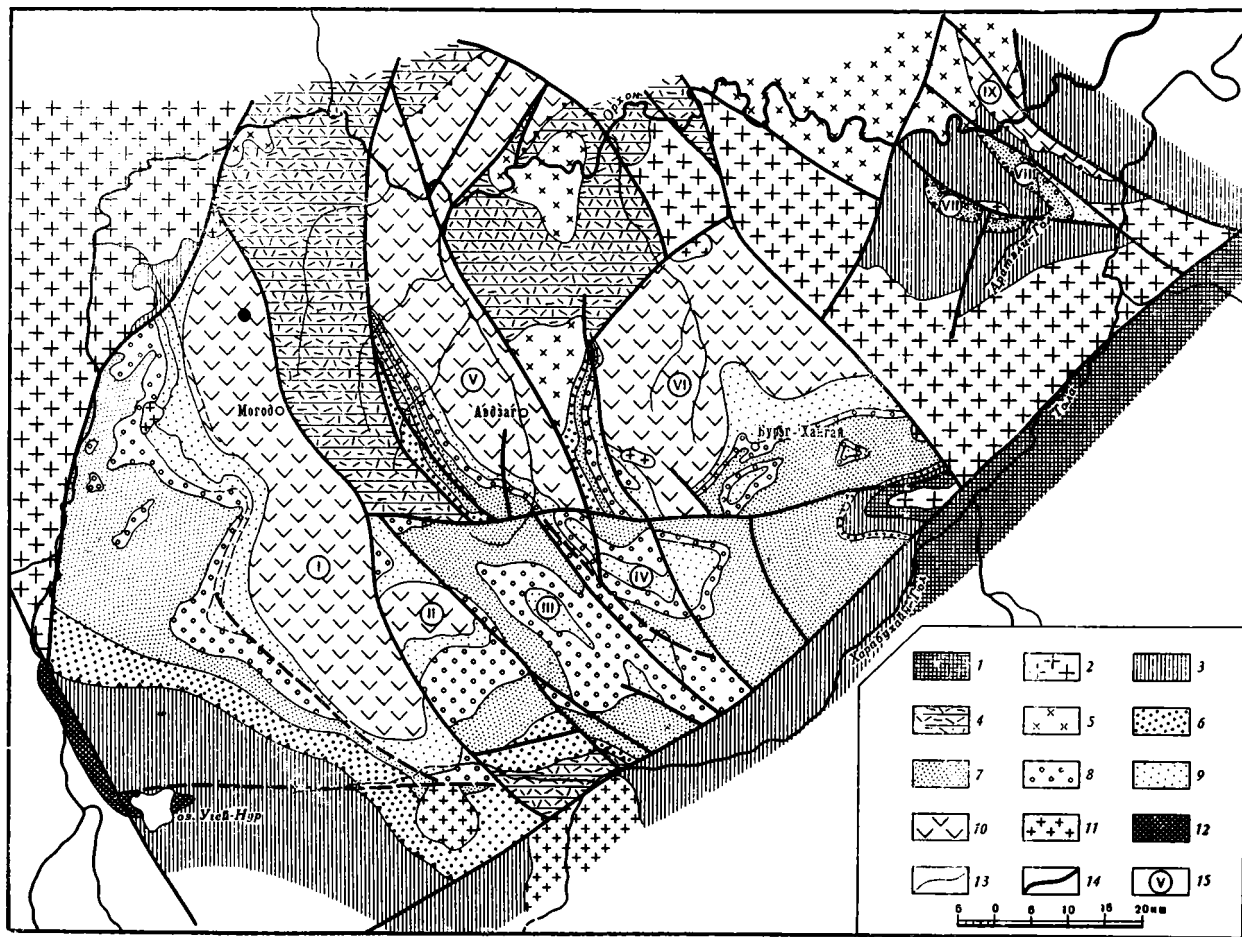


Рис. 3. Структурно-геологическая карта Орхонской впадины (составили А. А. Моссаковский и О. Томуртоого) Домезозойский фундамент: 1 — рифейско-нижнекембрийские метаморфические сланцы, песчаники, мраморизованные известняки, зеленосланцевые эффузивы; 2 — нижнепалеозойские гранитоиды; 3 — нижне- и среднекаменноугольные конгломераты, песчаники, алевролиты; 4 — пермские вулканогенные образования — лавы, туфы, вулканические брекчи основного, среднего и кислого состава; 5 — верхнепермские-нижнетриасовые граниты. Орхонская впадина: 6 — 9 верхнетриасовая абзогская свита (6 — базальная конгломератовая и 7 — песчано-алевролитовая толщи нижней подсвиты; 8 — конгломератовая и 9 — песчано-алевролитовая толщи верхней подсвиты); 10 — верхнетриасово-нижнеюрская могодская свита; 11 — юрские граниты. Угейнурской грабен: 12 — среднеюрские конгломераты. Прочие обозначения: 13 — геологические границы, 14 — разрывные нарушения; 15 — структурные линии (бергштрихи направлены по падению слоев). Цифры на карте обозначают: арабские — разломы (1 — Орхонский, 2 — Могодский, 3 — Западный Хишиг-Ундэрский, 4 — Восточный Хишиг-Ундэрский, 5 — Тахилантугольский, 6 — Харабухайнгольский, 7 — Бурэг-Хайнгайский; римские в кружочках — мульды (I — Могодская, II — Абзогская, III — Цэцэгту-Ундурская, IV — Хушу-Мандалская, V — Хишиг-Ундэрская, VI — Бурэг-Хангайская, VII — IX — Аратэлигольская)



А. А. Моссаковским (1969), западные и юго-западные борта этих грабен-обвычно приподняты, в связи с чем здесь часто обнажается основное впадины, тогда как противоположные их борта значительно опущены.

По характеру дислокаций триасово-юрских отложений три основных блока Орхонской впадины различаются между собой.

В Западном блоке, ограниченном Орхонским, Ульдзитинским, Могодским и Харабухайнгольским разрывами, триасово-юрские образования слагают крупную Могодскую грабен-синклиналь (I), которая вытянута в северо-западном направлении. Ее длина достигает 100 км, а ширина изменяется от 10—15 до 40—45 км. В поперечном разрезе Могодская грабен-синклиналь характеризуется четким асимметричным строением. Она имеет пологое юго-западное крыло (углы наклона слоев 20—30° на СВ) и крутое, оборванное взбросом, северо-восточное крыло, в котором слои наклонены под углом 45—50° на ЮЗ. Ось синклинали смещена на северо-восток и в современной структуре сохранилась только в юго-восточной и средней, наиболее широких частях структуры. В остальных местах северо-восточное крыло не сохранилось и рассматриваемая структура представлена только одним юго-западным крылом, выступающим в виде широкой моноклинали, в которой с юго-запада на северо-восток последовательно вскрываются отложения нижнего и среднего карбона, нижней и верхней подсвит абзогской свиты верхнего триаса и могодской свиты верхнего триаса — нижней юры. Эта моноклиналь местами осложнена продольными относительно крутыми флексуобразными изгибами, а также рассечена рядом мелких разрывов северо-западного и широтного простиранья.

Аналогичные, но более простые и меньшие по размерам асимметричные грабен-синклинали и односторонние грабены развиты в Восточном тектоническом блоке Орхонской впадины. Здесь выделяются три совершенно идентичные вытянутые в северо-западном направлении такие структуры, у каждой из которых приподнят юго-западный край и опущен по разлому северо-восточный. Протяженность этих односторонних грабенов и грабен-синклиналей 15—25 км; их ширина изменяется от 6 до 16 км. Так же как для северо-запада Могодской грабен-синклинали, для односторонних грабенов и грабен-синклиналей Восточного блока характерно пологое моноклиналиное залегание слоев, падающих на северо-восток под углом 10—30° и последовательно изменяющих свой возраст от нижнего и среднего карбона на юго-западе до верхнего триаса — нижней юры на северо-востоке. Вблизи краевых взбросов и сбросов наклон слоев увеличивается до 50—60°. В целом односторонние грабены и грабен-синклинали Восточного блока, как это отметили Т. А. Грецкая и А. А. Моссаковский (1969), демонстрируют прекрасно выраженную ступенчатую структуру.

Центральный тектонический блок Орхонской впадины, ограниченный с юго-запада, северо-востока и юго-востока соответственно Могодским, Тахилантугольским и Харабухайнгольским разломами, в отличие от Западного и Восточного построен более сложно. Широтным Бурэг-Хангайским надвигом он разделен на две половины: северную и южную, внутренняя структура которых различна.

Северная половина Центрального блока имеет довольно простое ступенчатое строение и в этом отношении похожа на Западный и Восточный блоки. Она состоит из двух крупных ступеней (западной и восточной), разделенных Восточным Хишиг-Ундэрским взбросом, у каждой из которых приподнята западная и опущена восточная части. Приподнятые части сложены пермскими вулканогенными толщами, перекрывающимися восточнее верхнетриасовыми и нижнеюрскими терригенными и вулканогенными образованиями. Вместе с тем сами ступени в свою очередь осложнены продольными и поперечными горстами в поднятых частях и крупными почти изометричными мульдами (до 15—

20 км в поперечнике) в опущенных частях. Две такие мульды, крылья которых сложены породами абзогской свиты, наклоненными под углом 10—20° по направлению к центру мульды, а ядерные части образованы очень полого залегающими вулканическими породами могодской свиты, расположены к северу и северо-востоку от сомона Бурэг-Хангай. Другой особенностью ступеней северной половины Центрального блока является то, что они испытывают наклон не только в восточном, но и в южном направлениях, т. е. в сторону Бурэг-Хангайского надвига, вблизи которого в верхнетриасовых породах абзогской свиты появляется зона мелких (с размахом крыльев 1—1,5 км), иногда дисгармоничных широтных складок с наклоном крыльев 40—60°.

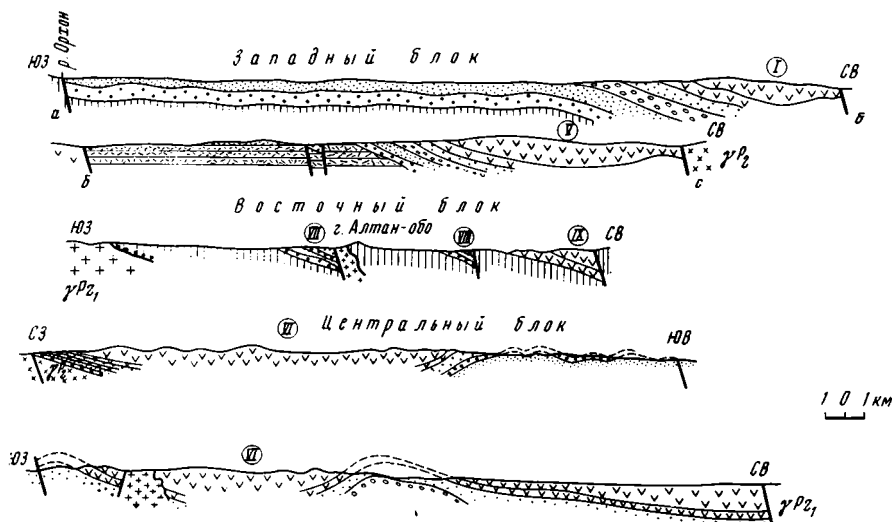


Рис. 4. Геологические разрезы наиболее характерных структур Орхонской впадины  
Условные обозначения см. на рис. 3

Южная половина Центрального блока, находящаяся к югу от Бурэг-Хангайского надвига, построена иначе. Здесь развиты правильные симметричные грабен-синклинали — Цэцэгту-Ундурская (III), Абзогская (II) и Хушу-Мандалская (IV), лишенные сопряженных антиклиналей и разделенные разломами взбросо-сдвигового или сбросо-сдвигового характера, имеющими северо-западную ориентировку. Все эти грабен-синклинали близки по размерам. Их длина достигает 25—30 км, ширина 10—15 км. По своей форме в плане они похожи на брахисинклинали, однако их поперечный профиль обнаруживает отчетливое коробчатое строение. Крылья грабен-синклиналей во всех случаях сложены породами нижней подсвиты абзогской свиты и наклонены под углом 45—60° (причем здесь часто развиваются мелкие дисгармоничные складчатые дислокации, приуроченные к песчано-алевролитовым толщам), тогда как в ядрах, образованных верхней подсвитой абзогской свиты, слои залегают под углом всего 10—30°. Грабен-синклинали сочетаются совершенно незакономерно, образуя структуру типа «битой тарелки». Некоторые из грабен-синклиналей (например, Цэцэгту-Ундурская) в свою очередь разбиты поперечными взбросо- и сбросо-сдвигами на отдельные части, смещенные относительно друг друга в вертикальном и горизонтальном направлениях.

Таким образом, общий характер тектонической структуры Орхонской впадины и особенности морфологии ее складчатых форм указывают на ведущую роль в ее формировании разломов. Характерное ступенчатое расположение односторонних грабенов и горстов и асимметричных гра-

бен-синклиналей в западной, северной и восточной краевых частях Орхонской впадины, т. е. там, где раннекаледонский фундамент залегает неглубоко и в ряде мест выходит на поверхность, и сложное незакономерное сочетание симметричных коробчатых грабен-синклиналей в южной и центральной наиболее погруженных частях впадины — все это свидетельствует о глыбовом характере тектонических дислокаций, возникших под влиянием вертикальных и латеральных перемещений по разломам отдельных блоков раннекаледонского фундамента.

Наличие сопряженной системы разрывов, состоящей из широтного Бурэг-Хангайского надвига и субмеридиональных северо-западных взбросо- и сбросо-сдвигов (левосторонних, с амплитудой горизонтального перемещения порядка 2—4 км), позволяет считать, что эти глыбовые перемещения происходили в условиях горизонтального стресса, направленного с юга на север.

Сравнение сложных складчато-глыбовых дислокаций Орхонской впадины (рис. 3, 4) с ее исключительно простой конседиментационной формой, установленной в результате анализа фаций и мощностей верхнетриасовых отложений (см. рис. 2), позволяет прийти к выводу о наложенной постседиментационной природе современной тектонической структуры этой впадины.

Возраст складчато-глыбовых дислокаций Орхонской впадины скорее всего является, как отмечали Т. А. Грецкая и А. А. Моссаковский (1969), среднеюрским. На это, в частности, указывает тот факт, что в районе оз. Угей-Нур на каменноугольных отложениях, смятых в складки совместно с триасово-нижнеюрскими образованиями, несогласно залегает терригенная толща второй половины юры.

#### ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

На основе приведенных данных историю развития Орхонской впадины можно представить в следующем виде.

Заложение Орхонской впадины в качестве простой конседиментационной синклинальной структуры северо-восточной ориентировки произошло где-то в середине триасового периода в пределах южного крыла крупного не испытывавшего складчатость Орхон-Селенгинского позднепалеозойского межгорного прогиба. При этом структура впадины местами как бы «вложилась» в крупные конседиментационные синклинали этого прогиба.

Дальнейшее развитие этой впадины в течение всей второй половины триаса определялось особенностями прогибания ее ложа. Характер прогибания ложа впадины не был равномерным. Озерно-пролювиально-аллювиальный седиментационный бассейн, в котором формировались триасово-юрские отложения, постепенно смещался в направлении с юго-запада на север и северо-восток, что вытекает не только из анализа фациально-литологических карт и карт изопахит (см. рис. 2), но и из особенностей строения конкретных разрезов этих отложений, изученных в разных частях Орхонской впадины (см. рис. 1). Об этом же свидетельствует выклинивание абзогской свиты в северном направлении, где на пермских или нижне- и среднекаменноугольных породах с размывом залегает непосредственно могодская свита.

Однако главной характерной чертой формирования нижнемезозойских отложений Орхонской впадины является то, что они в целом образуют так называемую ложную конседиментационную моноклинали (или как ее иногда называют «смещенный комплекс»), в которой каждая вышележащая толща пород в процессе осадконакопления как бы была несколько смещена на север по отношению к более низким частям единого стратиграфического разреза. Обычно это происходит в тех случаях, когда существует односторонний и вместе с тем мощный источник

сноса обломочного материала (в данном случае таким источником обломочного материала являлось варисцийское складчатое сооружение Хангайского нагорья), постепенно разрастающийся и наступающий на область седиментации.

Подобная особенность накопления континентальных отложений в свое время была выявлена А. А. Богдановым (1947) в пермских красноватых молассах Предуральяского краевого прогиба и, как показали последующие исследования, широко распространена в областях континентальной седиментации. Из этого факта следует вывод, что истинная мощность нижнемезозойского осадочно-вулканогенного чехла в Орхонской впадине во всех случаях меньше суммарной мощности отложений того же возраста, определяемой в каждом конкретном разрезе.

В середине юрского периода, в эпоху интенсивных тектонических деформаций, охвативших всю территорию Монголии, раннекаледонский фундамент в междуречье Орхона и Толы был раздроблен на ряд блоков, перекошенных и сдвинутых относительно друг друга. Это привело к образованию в нижнемезозойском и верхнепалеозойском осадочно-вулканогенном чехле Орхонской впадины и Орхон-Селенгинского прогиба многочисленных различно ориентированных горстов и грабенов, в пределах которых слои были смяты в пологие, главным образом синклинальные (мульдообразные) складки. Несколько позже, главным образом в узлах пересечения ограничивающих грабены и горсты разрывных нарушений, внедрились штоки гранитов, и одновременно с ними во вновь образованные структуры проникли многочисленные субвулканические тела липаритов. Во второй половине юрского периода в юго-западной части Орхон-Тольского междуречья в районе оз. Угей-Нур на эродированной поверхности ниже- и среднекаменноугольных отложений в грабенообразных структурах стали накапливаться сначала конгломератовые, а затем в более северо-западных районах угленосные песчано-алевролитовые отложения.

Последующее развитие Орхонской впадины на протяжении всего позднего мезозоя и кайнозоя протекало в условиях длительного медленного воздымания, в результате которого к настоящему времени триасово-юрские образования были полностью эродированы в пределах горстов, а частично (верхняя часть) и в грабенах.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение остановимся на вопросе о взаимоотношениях Орхонской раннемезозойской впадины с Орхон-Селенгинским верхнепалеозойским прогибом. В истории развития этих двух разновозрастных структур, которые очень сходны по набору геологических формаций, особенностям развития, характеру магматизма и морфологии складок и разрывов, выделяются два этапа: первый — этап длительного конседиментационного прогибания (первая половина триаса — начало юры для первой и карбон — пермь для второй) и второй — этап кратковременных постседиментационных тектонических деформаций (середина юры), общий для обеих структур.

Рассмотренные выше особенности конседиментационного развития Орхонской впадины показывают, что она наложилась на первичную конседиментационную структуру южного крыла Орхон-Селенгинского прогиба, последовательно перекрывая разные его горизонты, после длительного перерыва в осадконакоплении на протяжении конца перми — первой половины триаса, во время которого внедрились крупные массивы орогенных гранитоидов. Это указывает на то, что Орхонская впадина не может рассматриваться как внутренняя частная структура Орхон-Селенгинского варисцийского орогенного прогиба, несмотря на их совместную постседиментационную глыбовую складчатость. Она представляет собой

вполне самостоятельное тектоническое образование, связанное с особым мезозойским этапом развития территории Монголии и смежных областей, который Е. В. Павловский (1948) называет мезо-кайнозойским аркогенезом, а М. С. Нагибина (1963, 1967, 1970) — мезозойской ревивацией.

#### Литература

- Амантов В. А. и Матросов П. С. Основные черты тектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей.— Матер. по региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области. Тр. ВСЕГЕИ, 1961, т. 58.
- Амантов В. А., Борзаковский Ю. А., Волчек И. И., Лувсанданзан Б., Маринов Н. А., Матросов П. С., Михайлов Э. В., Суетенко О. Д., Хасин Р. А. Современные представления о геологическом строении и некоторых закономерностях размещения полезных ископаемых.— В кн.: Геологические исследования Монгольской Народной Республики. «Недра», 1967.
- Богданов А. А. Тектоника Ишимбаевского Приуралья.— Матер. к познанию геологического строения СССР, издаваемые Московским обществом испытателей природы. Новая серия, 1947, вып. 7 (11).
- Грецкая Т. А. и Моссаковский А. А. Некоторые вопросы стратиграфии и структурных соотношений карбона и триаса на севере Центральной Монголии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 2.
- Дергунов А. Б., Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С. Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники (к 60-летию акад. А. Л. Яншина). «Наука», 1971.
- Зоненшайн Л. П., Маркова Н. Г. и Нагибина М. С. О соотношении палеозойских и мезозойских структур Монголии.— Геотектоника, 1971, № 4.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника складчатых областей Центральной Азии (к закономерностям строения геосинклинальных областей).— Геотектоника, 1967, № 6.
- Маринов Н. А., Петрович Ю. Я. К стратиграфии мезозойских континентальных отложений Северной Монголии.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отдел. геол., 1964, т. 39, вып. 6.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 79.
- Нагибина М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией.— Геотектоника, 1967, № 4.
- Нагибина М. С. Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития.— Геотектоника, 1970, № 6.
- Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезо-кайнозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.
- Петрович Ю. Я. Стратиграфическое положение осадочно-эффузивных образований Селенгинского прогиба в Северной Монголии и некоторые особенности их формирования.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. Гостоптехиздат, 1963.

Совместная Советско-Монгольская  
геологическая экспедиция АН СССР  
и АН МНР

Статья поступила  
18 июня 1971 г.

УДК 551.242.3(235.211)

М. С. ДЮФУР

**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТониКИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА**

Складчатая зона Центрального Памира представляет собой мегантиклинорий. Для этой зоны характерно миеосинклинальное развитие по крайней мере с начала карбона (возможно, с начала палеозоя и даже ранее) до конца юры, затем быстрая смена геосинклинального режима геантиклинальным. Инверсия тектонического режима сопровождалась складчатостью толщ, интенсивным проявлением альпийского метаморфизма и гранитоидного магматизма, формированием тектонических покровов.

В геологическом развитии Центрального Памира могут быть выделены собственно геосинклинальный и орогенный этапы, которые разделяются на несколько стадий. В течение собственно геосинклинального этапа главную роль в развитии Центрального Памира играли вертикальные тектонические движения, а на орогенном этапе наряду с ними интенсивно проявились и горизонтальные движения с формированием сложных складчатых структур толщ и тектонических покровов.

Складчатая зона Центрального Памира расположена на северной окраине складчатой системы Кара-Корум. На севере граница ее совпадает с главной тектонической линией Памира, отделяющей альпийскую систему Кара-Корума от герцинид Куэнь-Луня (Дюфур, 1961). В современной структуре почти на всем протяжении эта граница представлена надвигом или взбросом, плоскость которого падает к северу (Дарваз-Танымаский надвиг) (Карапетов, 1964; Дюфур и др., 1965). На юге складчатая зона Центрального Памира по плоскости Рушанско-Пшартского надвига, падающей в южном направлении, граничит с зоной Юго-Восточного Памира (Дронов, 1964).

Основные особенности геологического строения и развития Центрального Памира были рассмотрены автором ранее (Дюфур, 1962). В последние годы, однако, были получены материалы, позволяющие внести некоторые коррективы в эти представления. Особенно существенные новые данные, касающиеся возраста и структурного положения метаморфических толщ, а также роли альпийских горизонтальных тектонических движений в формировании структуры Центрального Памира, были получены Э. Я. Левенем (1963, 1964), С. В. Руженцевым (1964, 1965, 1968), В. А. Швольманом и автором, в работах которого принимали участие Т. Н. Кривец и В. А. Попова (Дюфур, 1964; Дюфур и др., 1965; 1968<sub>1,2</sub>, 1970). Настоящий очерк тектоники Центрального Памира составлен с учетом этих новых данных.

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА**

В строении Центрального Памира принимают участие отложения всех систем палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Наиболее широким развитием пользуется комплекс терригенных и реже карбонатных пород, образующий почти непрерывный разрез отложений от каменноугольного (или девонского) до юрского (на западе до мелового) возраста. В основании этого разреза залегает песчаниково-сланцевая сарезская свита, большая часть которой имеет, по-видимому, ниже- и среднекаменноугольный

возраст (до 2000 м). Возможно, что низы ее относятся к девону. Выше согласно или со слабо выраженным несогласием залегают верхнекаменноугольные, пермские, ниже- и среднетриасовые отложения, преимущественно карбонатные. В пермских отложениях и в низах разреза триаса иногда присутствуют сланцы, песчаники и порфириды, к перми и к границе перми и триаса приурочены залежи бокситов. Общая мощность толщи не превышает 300 м, а обычно бывает меньше. Лишь к югу от Рангульской котловины на Восточном Памире известны рифовые известняки анизийского яруса, мощность которых достигает 500 м.

Породы верхнего триаса, представленные сланцами и песчаниками, образуют толщу мощностью не менее 2000 м и постепенно сменяются песчаниками, сланцами и конгломератами (иногда с прослоями известняков и эффузивов) нижней и средней юры, мощность которых достигает 500—600 м. Выше залегают толща известняков, относящаяся к верхней части батского яруса средней юры и к верхней юре (до 700 м).

На Западном Памире юрские известняки согласно перекрываются красноцветными терригенными породами, которые соответствуют, очевидно, нижнему мелу (до 1200 м). Кроме того, в пределах прогибов орогенного этапа (позднеальпийских синклиналиев), расположенных главным образом по периферии складчатой зоны Центрального Памира, присутствуют также красноцветные обломочные (нередко грубообломочные) породы, включающие линзы рудистовых известняков маастрихта, а также преимущественно, по-видимому, палеогеновые эффузивные, пирокластические и обломочные образования, общая мощность которых в южной части Западного Памира достигает 1500—2000 м, а возможно, и превышает эту величину. По крайней мере на Восточном Памире породы, слагающие верхнюю часть этой толщи, относятся уже к неогену.

Характерно, что в пределах Центрального Памира нигде не удается наблюдать залегания отложений сарезской свиты на более древних породах. В то же время образования нижнего и среднего палеозоя развиты здесь достаточно широко, но повсеместно они залегают выше пород верхнепалеозойского и мезозойского геосинклинального комплекса, контактируя с ними по надвигам. В строении разреза отложений нижнего и среднего палеозоя, суммарная мощность которых достигает 4000—4500 м, принимают участие преимущественно карбонатные породы. Одновременно с этим в Центральном Памире встречаются карбонатные ниже- и среднекаменноугольные отложения (возрастные аналоги сарезской свиты), мощность которых не более 300 м.

В пределах складчатой зоны Центрального Памира широко проявились процессы альпийского метаморфизма и гранитоидного магматизма. Процессам метаморфизма подверглись главным образом геосинклинальные образования верхнего палеозоя и мезозоя, слагающие мегантиклинорий Центрального Памира. Особенно интенсивно метаморфизм проявился в пределах восточной части Музкольского хребта и в горных массивах, отделяющих Рангульскую котловину от долины р. Аксу, — на Восточном Памире (музкольский комплекс) и в западной части Язгулемского хребта — на Западном Памире (язгулемский комплекс).

Изучение метаморфических образований Центрального Памира (главным образом, музкольского комплекса) производилось автором в 1955, 1957—1959 и в 1963—1968 гг. В результате этих работ было установлено, что для метаморфических комплексов рассматриваемой территории характерна зональность строения, обусловленная закономерным изменением степени метаморфизма пород в пространстве. Метаморфическая зональность, очерченная поверхностями одинаковой степени метаморфизма, во всех случаях имеет форму сравнительно простой валлообразной или куполообразной антиклинали, которая может быть названа термальной антиклиналью (Саттон, 1967) или антиклиналью метаморфической зональности (рис. 1). Изограды метаморфизма пересекают

стратиграфические границы. Во многих случаях устанавливается наложение процессов метаморфизма на сложную складчатую структуру толщ (рис. 2; см. также разрезы к геологической карте в книге: Дюфур и др., 1970).

Степень метаморфизма пород постепенно увеличивается по направлению к осевым частям антиклиналей метаморфической зональности и достигает максимума в местах их воздымания, где располагаются автохтонные массивы анатектических гранитов. Закономерно изменяющиеся от зеленосланцевой до амфиболитовой фации породы образуют метаморфический фациальный ряд (серию) типа барроу. Широко развиты процессы щелочного, преимущественно натриевого, метасоматоза, которые

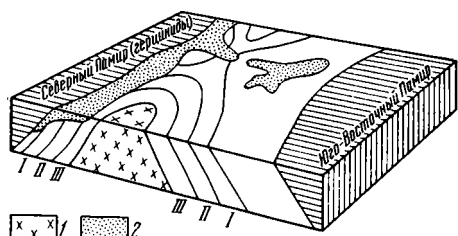


Рис. 1. Схематическая блок-диаграмма восточной части Центрального Памира I — анатектические граниты; 2 — породы аллохтона тектонического покрова. Фации метаморфизма: I — зеленых сланцев (высокотемпературная субфация); II — эпидот-амфиболитовая; III — амфиболитовая

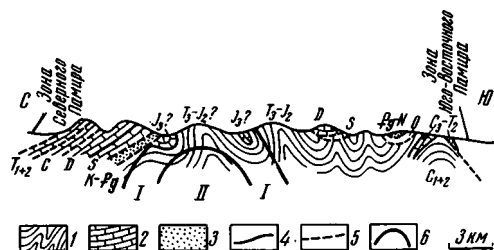


Рис. 2. Геологический разрез по меридиану урочища Калак-таш (Восточный Памир) I — черные сланцы и песчаники; 2 — известняки; 3 — красноцветные песчаники и конгломераты; 4 — стратиграфические границы; 5 — разрывные нарушения; 6 — границы метаморфических фаций. I — фация зеленых сланцев (высокотемпературная субфация); II — эпидот-амфиболитовая фация

усиливаются параллельно с увеличением степени метаморфизма пород. Эти процессы проявились главным образом в альбитизации и скаполитизации наложенных на минеральные ассоциации изохимически метаморфизованных пород.

Автохтонные гранитные массивы характеризуются постепенным переходом к вмещающим породам. Вместе с окружающими их метаморфическими толщами они образуют гранито-гнейсовые валы, вытянутые в соответствии с простиранием основных складчатых структур, или купола, которые также располагаются по их простиранию. В генетическом отношении эти структуры являются обращенными антиклинориями. Их внутреннее строение нередко отличается значительной сложностью. Оси указанных структур примерно совпадают с осями антиклиналей метаморфической зональности. Наиболее характерными структурами такого типа являются Музкол-Рангульский антиклинорий на Восточном Памире и Язгулемский антиклинорий второго порядка (в юго-западной части Ванч-Язгулемского антиклинория) на Западном Памире (рис. 3).

Наряду с автохтонными гранитными массивами, в пределах Центрального Памира присутствуют и аллохтонные массивы гранитоидов, образовавшиеся в результате поступления магматического расплава из более глубоких зон анатексиса. Для аллохтонных массивов характерны интрузивные контакты с вмещающими породами и отсутствие обширных ореолов метаморфизма. На рассматриваемой территории имеются также догранитные интрузии основного состава, нередко претерпевшие метаморфизм, и небольшие тела щелочных пород.

Для значительной части метаморфических образований Центрального Памира устанавливается верхнепалеозойский, триасовый и юрский возраст пород, подвергшихся метаморфизму. Об этом свидетельствуют



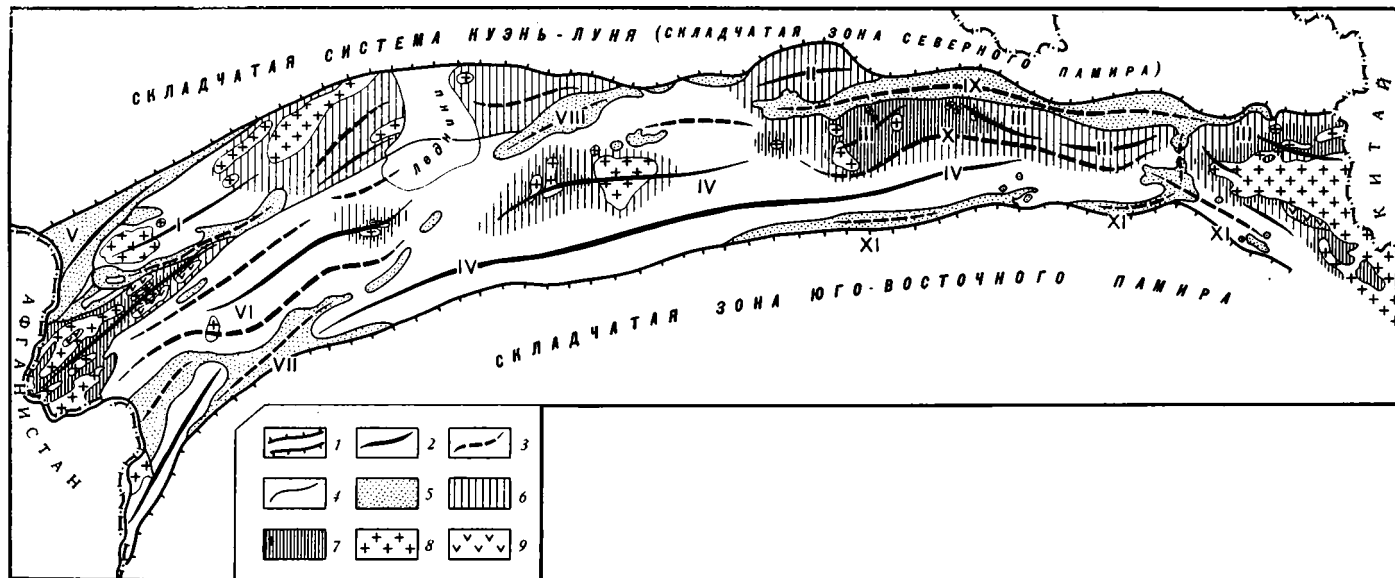


Рис. 3. Схема основных элементов структуры складчатой зоны Центрального Памира  
 1 — границы зоны Центрального Памира; 2 — антиклинали; 3 — синклинали; 4 — разрывные нарушения; 5 — останцы аллохтона тектонического покрова (местами, например, в пределах Бартагского и Пшартского синклиналиев, возможно, также паравтохтон); 6 — метаморфические породы высокотемпературной субфации фации зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой фации; 7 — метаморфические породы амфиболитовой фации, в том числе испытавшие ультраметаморфизм; 8 — гранитоиды; 9 — интрузии основного состава (на Восточном Памире также ранние диориты). Антиклинории: I — Ванч-Язгулемский, II — Зорташкольский; III — Музкол-Рапгульский; IV — Сарезский. Синклиории: V — Ванчский; VI — Язгулемский; VII — Бартагский; VIII — Чабарагский; IX — Акбайтальский; X — Сасыксуейский; XI — Пшартский

постепенные переходы от метаморфических пород к слабоизмененным отложениям этого возраста, а для музкольского комплекса — также находки органических остатков (Дюфур и др., 1968<sub>2</sub>, 1970). Таким образом, поднятие геозотерм, приведшее к метаморфизму толщ, произошло в пределах рассматриваемой территории не ранее конца юры. Скорее всего процессы метаморфизма интенсивно проявились лишь в палеогене, когда происходило и формирование гранитных массивов, а также проявлялся наземный вулканизм. Изучение абсолютного возраста, производившееся К — Аг методом в различных лабораториях, показывает, что процессы метаморфизма так же, как и связанные с ними процессы гранитообразования, завершились на Западном Памире в начале олигоцена, а на Восточном — в конце олигоцена или в начале миоцена.

Гранитные интрузии прорывают меловые и даже нижнепалеогеновые отложения. Обломки метаморфических пород и гранитов удается обнаружить лишь в молассовых конгломератах верхнего палеогена (?) — неогена. В пределах метаморфических комплексов нигде не удается наблюдать несогласий в залегании пород и резких скачков в степени метаморфизма, которые позволили бы предполагать наличие среди обнаженной части метаморфических образований пород фундамента, унаследованного от более древней эпохи складчатости и метаморфизма.

В структурном отношении Центральный Памир представляет собой мегантиклинорную зону, в пределах которой в качестве самостоятельных частей могут быть выделены Западно-Памирский и Восточно-Памирский мегантиклинории. В состав Западно-Памирского мегантиклинория входят Ванч-Язгулемский антиклинорий (на севере) и Язгулемский синклинорий (на юге), разделенные плоскостью Язгулемского надвига, почти на всем протяжении падающей на юг под углом 20—45°. Восточно-Памирский мегантиклинорий включает в себя (с севера на юг) Музкол-Рангульский антиклинорий, Сасыксайский синклинорий и Сарезский антиклинорий (рис. 3).

В строении указанных крупных складчатых структур принимают участие главным образом породы верхнепалеозойского и мезозойского геосинклинального комплекса. В пределах Ванч-Язгулемского антиклинория присутствуют также не охарактеризованные органическими остатками и метаморфизованные преимущественно в зеленосланцевой фации породы, которые обычно рассматриваются как образования протерозоя или нижнего палеозоя. Внутри этого же антиклинория вдоль долины р. Язгулем протягивается полоса фаунистически охарактеризованных отложений нижнего палеозоя и силура, которые с окружающими их породами контактируют по плоскостям разрывных нарушений и, вероятно, являются останцом тектонического покрова, сохранившимся в грабене.

К северу и к югу от мегантиклинориев располагаются позднеальпийские синклинории, сформировавшиеся на месте наложенных прогибов орогенного этапа, обычно редуцированные. В их пределах обнажаются мезозойские и третичные породы, а также отложения нижнего и среднего палеозоя, отделенные от молодых отложений плоскостями надвигов. К северу от Западно-Памирского мегантиклинория находится Ванчский, а к югу — Бартанский синклинорий, который в северо-восточном направлении переходит в Чабаранский синклинорий, отделяющий Западно-Памирский мегантиклинорий от Восточно-Памирского. К северу от Восточно-Памирского мегантиклинория протягивается Акбайтальский синклинорий, а к югу — Пшартский синклинорий. Наконец, на северной окраине Центрального Памира, к северо-западу от Акбайтальского синклинория располагается Зорташкольский антиклинорий, образованный отложениями верхнего палеозоя и триаса (Дюфур и др., 1965).

Крупные складчатые структуры, выделяемые в пределах Центрального Памира, имеют весьма сложное внутреннее строение. Антиклинории и синклинории, а также складки, их осложняющие, нередко бывают

сжаты и опрокинуты (в южной части области — в северном направлении, а на севере, как правило, в южном направлении); широко развиты разрывные нарушения типа взбросов и надвигов, что свидетельствует об интенсивном тангенциальном сжатии рассматриваемой территории.

Вдоль крыльев мегантиклинорий отчетливо устанавливается надвижение пород нижнего и среднего палеозоя на комплекс верхней палеозойских и мезозойских отложений. Ранее предполагалось, что выходы этих древних пород представляют собой тектонические чешуи, приуроченные к зонам разломов. Однако наблюдения, проводившиеся в пределах Акбайтальского синклиория Э. Я. Левеном, а также С. В. Руженцевым, В. А. Швольманом и автором (Левен, 1964; Руженцев, 1965; Дюфур и др., 1965), свидетельствуют в пользу того, что породы, слагающие этот синклиорий, образуют останец тектонического покрова, в котором, по данным С. В. Руженцева, может быть выделено до семи самостоятельных пластин.

Действительно, на водоразделе хребта Зорташкол, где наблюдается западное центриклинальное окончание Акбайтальского синклиория, различные по возрасту породы, участвующие в его строении (от нижнепалеозойских до палеогеновых), нередко находящиеся в перевернутом положении, залегают на отложениях верхнего палеозоя и мезозоя, которые непрерывно окаймляют здесь указанный синклиорий с севера, с запада и с юга. С другой стороны, согласно наблюдениям автора, полосы тождественных по характеру разреза пород нижнего и среднего палеозоя, на обоих крыльях Восточно-Памирского мегантиклинория повсеместно залегающих выше пород мезозоя, в бассейне р. Джол-Бурулюк, где наблюдается погружение оси мегантиклинория, почти полностью смыкаются (см. рис. 1 и 3).

Указанные выше данные, свидетельствующие о существовании тектонического покрова, относятся к Восточному Памиру. В то же время и в пределах Западного Памира во многих местах устанавливается залегание пород нижнего и среднего палеозоя на мезозойских и палеогеновых отложениях по плоскостям надвигов. В частности, в среднем течении р. Бартанг, где наблюдается погружение оси Восточно-Памирского мегантиклинория к западу, выше слагающих его здесь верхнетриасовых сланцев залегают не только образования верхнего мела и палеогена, но также породы верхнего девона и ордовика, которые принимают участие в строении Бартангского синклиория. Девонские отложения залегают среди поля мезозойских пород и в верховьях р. Зайчхов, левого притока р. Язгулем.

Логично полагать, что приуроченные повсеместно в пределах Центрального Памира к синклинальным структурам и грабенам серии тектонических пластин, в строении которых принимают участие нижне- и среднепалеозойские отложения, представляют собой останцы тектонического покрова или серии таких покровов. В строении аллохтона наряду с породами нижнего и среднего палеозоя участвуют также мезозойские (преимущественно юрские и меловые)<sup>1</sup>, палеогеновые и, возможно, неогеновые отложения. Эти отложения в одних случаях подстилают, а в других также и перекрывают нижне- и среднепалеозойские породы аллохтона.

Вопрос о положении корневой зоны покрова и о направлении его перемещения в настоящее время еще не может быть решен однозначно. Представляется наиболее вероятным, что корневая зона располагалась в пределах современных границ Центрального Памира, т. е. между зонами Северного и Юго-Восточного Памира, так как к северу и к югу

<sup>1</sup> Возможно, что мезозойские отложения, слагающие Язгулемский синклиорий, также представляют собой крупный останец тектонического покрова, в пользу чего свидетельствуют данные, приводимые С. В. Руженцевым (1970).

от Центрального Памира отсутствует большая часть отложений, участвующих в строении аллохтона.

Сходство разрезов палеозойских отложений, залегающих в аллохтоне покрова на разных крыльях мегантиклинория Центрального Памира, свидетельствует о том, что надвигание этих пород происходило скорее всего с одной стороны, а не с двух противоположных направлений. Таким образом, корневую зону покрова следует искать либо на южной, либо на северной окраине рассматриваемой области. В последнее время появляются данные, согласно которым более вероятным представляется перемещение покрова с севера. В частности, на территории Западного Афганистана, куда протягиваются рассматриваемые толщи, по данным В. И. Дронова (устное сообщение), под таким же тектоническим покровом погребены не только образования, аналогичные автохтону Центрального Памира, но также и расположенные южнее толщи, соответствующие по характеру разреза отложениям Юго-Восточного Памира.

Так или иначе, минимальная амплитуда перемещения, устанавливаемая для останцов аллохтона, расположенных на противоположной корневой зоне окраине рассматриваемой области, составляет 30—35 км на востоке и 50—60 км на западе. Величина перемещения может быть и большей, поскольку масштабы перекрытия корневой зоны надвигом не известны.

Можно полагать, что в течение верхнепалеозойского и мезозойского периода геосинклинального развития Центрального Памира между ним и Северным Памиром располагалась самостоятельная зона, отличавшаяся значительно менее энергичным погружением субстрата (мигеоантиклинальное поднятие). В дальнейшем эта зона, вероятно, была раздавлена и перекрыта толщами Северного Памира по плоскости Дарваз-Танымасского надвига, а составлявшие ее породы образовали аллохтон тектонического покрова. В соответствии с расположением этой зоны на внешней стороне от Центрально-Памирского геосинклинального прогиба она (по терминологии Ж. Обуэна, 1967) может быть названа Субцентрально-Памирской.

Перемещение из Субцентрально-Памирской зоны наиболее вероятно для большей части покровных пластин, в первую очередь для пластин, сложенных палеозоем. В то же время вполне возможно, что мощные меловые и палеоген-неогеновые (?) отложения Бартангского и Пшартского синклиналиев, приуроченные к южной окраине Центрального Памира и контактирующие с подстилающими их отложениями по плоскостям надвигов, испытали перемещение лишь в пределах выполняемых ими прогибов и представляют собой, таким образом, паравтохтон.

Возможно, что геоантиклинальная зона (Предцентрально-Памирская), погребенная теперь по плоскости Рушанско-Пшартского надвига под толщами Юго-Восточного Памира, существовала, по крайней мере, в мезозое и к югу от рассматриваемой территории. Об этом свидетельствует, в частности, тот факт, что в верхнетриасовых отложениях на южной окраине Центрального Памира появляется грубообломочный материал, который не мог выноситься с территории Юго-Восточного Памира, испытывавшей в это время прогибание.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА

Об особенностях геологического развития Центрального Памира в допалеозойское время достоверных данных не имеется. Сведения об условиях, существовавших на его территории в раннем и среднем палеозое, могут быть получены на основании изучения отложений этого возраста, участвующих в строении аллохтона тектонического покрова. Однако указанные отложения характеризуют условия, существовавшие на территории, которая впоследствии стала корневой зоной покрова

(Субцентрально-Памирская зона); на всю область Центрального Памира эти условия могут быть экстраполированы лишь предположительно.

В течение раннего и среднего палеозоя на территории корневой зоны существовал морской бассейн. Отсутствие вблизи областей сноса с расчлененным рельефом, а также теплый климат привели к накоплению в его пределах толщ преимущественно карбонатных пород; глинистые и песчаные отложения в заметном количестве формировались лишь в ордовике. Сравнительно большая мощность ниже- и среднепалеозойских образований (до 4000—4500 м), непрерывность их разреза и присутствие среди карбонатных отложений рифовых фаций свидетельствует о значительной устойчивости погружения субстрата и позволяет считать развитие указанной территории в раннем и среднем палеозое миогеосинклинальным. Далее к северу располагалась зона, испытывавшая эвгеосинклинальное развитие; в раннем палеозое здесь происходило образование пород спилит-кератофировой формации, которые распространены сейчас в районе к северу от оз. Рангкуль (тузгуны-терескейский комплекс).

Достоверные данные об условиях, существовавших в пределах собственно Центрального Памира, имеются с начала каменноугольного периода. Данная область испытывала миогеосинклинальное развитие, в котором могут быть выделены два этапа: 1) собственно геосинклинальный (карбон — юра); 2) орогенный (мел и кайнозой)<sup>1</sup>.

Каждый этап разделяется на стадии, для которых характерно накопление определенных формаций горных пород.

В собственно геосинклинальном этапе выделяются четыре стадии.

**Первая стадия геосинклинального этапа** продолжалась в течение раннего и среднего карбона (возможно, что начало ее относится еще к девону). В это время в пределах Центрально-Памирского геосинклинального прогиба происходило формирование аспидной формации (сарезская свита). Присутствие в аллохтоне тектонического покрова маломощных карбонатных осадков ниже- и среднекаменноугольного возраста свидетельствует о том, что погружение территории Субцентрально-Памирской зоны было значительно менее энергичным. В ее пределах породы ниже- и среднего палеозоя не были погребены под мощной толщей верхнепалеозойских, а также и мезозойских отложений и в дальнейшем вместе с покрывавшими их маломощными породами этого возраста приняли участие в формировании тектонического покрова.

Точно так же, как развитие Субцентрально-Памирской зоны в каледонском цикле, геосинклинальное развитие собственно Центрального Памира в герцинском цикле было незавершенным. Только местами здесь удается фиксировать несогласное залегание карбонатных пород верхнего карбона или перми на сланцах сарезской свиты. Однако формирование этого несогласия, по-видимому, не сопровождалось сколько-нибудь значительным размытием толщ. С указанным рубежом не связаны ни образование гранитов, ни метаморфизм пород; не наблюдается и изменение структурного плана.

**Вторая стадия геосинклинального этапа** охватывает отрезок времени от позднего карбона до среднего триаса. Окончание герцинского тектонического цикла проявилось в Центральном Памире в резком уменьше-

---

<sup>1</sup> Если справедливо предположение о существовании геосинклинального режима в раннем и среднем палеозое на всей территории Центрального Памира, то этот этап его развития (возможно, начиная с рифея), в соответствии с воззрениями М. В. Муратова (1963), может быть назван начальным геосинклинальным; тогда этап, продолжавшийся от карбона до юры, когда все черты геосинклинального процесса были проявлены в наиболее типичной форме, может рассматриваться как главный геосинклинальный. Орогенный этап соответствует заключительному этапу (Муратов, 1963) или позднегеосинклинальному периоду (Обуэн, 1967).

нии размаха вертикальных движений. Территория, испытывавшая в раннем и среднем карбоне интенсивное погружение, местами была поднята выше уровня моря. В дальнейшем (в одних местах уже в позднем карбоне, а в других — с начала перми) в пределах рассматриваемой области формировались отложения карбонатной формации. В перми происходили также небольшие излияния лав основного и среднего состава. Разложение продуктов вулканических извержений, местами проходившее, вероятно, в субаэральной обстановке, привело в условиях жаркого климата к освобождению глинозема и образованию бокситовых пород, залежи которых приурочены к середине перми и к границе перми и триаса.

В раннем и особенно в среднем триасе погружение субстрата, очевидно, преобладало над осадконакоплением, в результате чего образовался достаточно глубокий, не компенсированный осадками прогиб, в котором накапливались маломощные карбонатные и кремнисто-карбонатные отложения. В пределах геоантиклинальной Субцентрально-Памирской зоны в среднем триасе образовалась толща рифовых известняков, которые присутствуют сейчас в аллохтоне тектонического покрова к югу от Рангульской котловины.

**Третья стадия геосинклинального этапа** приурочена к позднему триасу, ранней и средней юре. Для этой стадии характерен большой размах вертикальных тектонических движений. Появляются устойчивые поднятия, питающие рассматриваемую область обломочным материалом. В геосинклинальном прогибе формируются сложения терригенной флишевой формации (в позднем триасе — преимущественно песчано-аргиллитовый флиш, в ранней и средней юре — грубый флиш). Верхнетриасовые отложения, представленные черными сланцами и песчаниками, внешне весьма похожи на сарезскую свиту нижнего и среднего карбона (аспидная формация), но отличаются от нее отчетливой ритмичностью строения (градационная слоистость) и наличием на плоскостях напластования флишевых гиероглифов.

**Четвертая стадия геосинклинального этапа** охватывает конец средней юры и позднюю юру. Для нее характерно временное уменьшение контрастности вертикальных тектонических движений, выравнивание областей сноса и прекращение поступления терригенного материала в геосинклинальный прогиб Центрального Памира. В условиях жаркого климата и продолжающегося интенсивного прогибания субстрата здесь образовалась мощная карбонатная формация.

**Второй этап (орогенный)**, завершающий период геосинклинального развития Центрального Памира, распадается на три стадии.

**Первая стадия (раннеорогенная)** охватывает конец поздней юры и мел. В конце юры на большей части территории Центрального Памира геосинклинальный режим быстро сменился геоантиклинальным (инверсия тектонического режима). В меловом периоде осадконакопление происходило лишь в остаточном прогибе, в котором образовались толщи, распространенные на территории современного Язгулемского хребта, а также в новообразованных прогибах (передовом — на севере и тыльном — на юге), возникших на месте существовавших ранее геоантиклинальных поднятий, по обе стороны от растущего мегантиклинория Центрального Памира. Скорость воздымания мегантиклинория была соизмерима со скоростью денудации, поэтому в рельефе он был выражен слабо, а за счет его разрушения в прогибах формировались преимущественно песчано-глинистые осадки, характеризующиеся ритмичным строением (нижняя моласса). Существование в это время аридного климата обусловило красную окраску отложений.

Процессы складкообразования на этой стадии, по-видимому, еще существенно не проявились; во всяком случае там, где наблюдаются стратиграфические взаимоотношения между юрскими и меловыми отложениями, несогласие в их залегании не обнаруживается.

**Вторая стадия (собственно орогенная)** охватывает конец мелового периода и палеоген. С конца мела мегантиклинорий Центрального Памира испытывал интенсивное воздымание, что привело к накоплению в передовом и тыльном прогибах грубообломочных отложений верхней молассы. Присутствие в низах разреза этой толщи рудистовых известняков маастрихта свидетельствует о том, что в конце мела здесь еще существовали морские заливы. Позже осадконакопление происходило, очевидно, лишь в континентальной обстановке. Вулканическая деятельность обусловила формирование в указанное время наряду с молассой также эффузивов порфировой формации.

Рассматриваемая стадия характеризуется резким поднятием геоизотерм в пределах растущего мегантиклинория, метаморфизмом толщ и проявлениями гранитоидного магматизма. Эти процессы обычно считаются наиболее типичными для эвгеосинклиналей, однако на рассматриваемой территории, развитие которой было миеосинклинальным, они проявились весьма интенсивно. Процессы метаморфизма, как известно, сопутствующие инверсии тектонического режима в геосинклинальных прогибах, могли начаться на глубине еще в мелу, однако максимальной интенсивности в пределах Центрального Памира они достигли в палеогене одновременно с усилением поднятий. В это же время происходило становление гранитных массивов, а также проявилась вулканическая деятельность. К указанной стадии приурочены и процессы складкообразования в мезозойских и верхнепалеозойских геосинклинальных толщах. По-видимому, все эти процессы составляющие специфику орогенного этапа, были тесно между собою связаны.

Можно полагать, что размягчение субстрата, обусловленное сильным прогревом пород и их частичным плавлением, понизило его устойчивость по отношению к тангенциальным напряжениям, что могло явиться одной из причин сложной складчатости толщ, формирования опрокинутых структур и надвигов. Продолжавшееся поднятие геоизотерм привело к тому, что процессы метаморфизма, перемещаясь на все более высокие уровни, накладывались на сформировавшиеся к этому времени складчатые структуры. В местах максимального поднятия геоизотерм метаморфизм проявлялся, очевидно, на глубинах, не превышавших первые километры от земной поверхности, о чем свидетельствует его воздействие на породы триаса и юры, венчающие разрез геосинклинальных отложений рассматриваемой области.

**Третья стадия (позднеорогенная)** охватывает неоген и антропоген. Для этой стадии характерно прекращение процессов метаморфизма и гранитоидного магматизма, а также и наземного вулканизма. Некоторые геологи исключают ее из геосинклинального периода и выделяют в качестве самостоятельного постгеосинклинального этапа или периода (Обуэн, 1967).

На этой стадии прекратилось осадконакопление и в прогибах орогенного этапа, а слагающие их молассовые отложения претерпели складчатость. Вся рассматриваемая территория, вместе с окружающими ее областями, была вовлечена в интенсивное воздымание, скорость которого значительно превысила скорость денудации. В результате Памир превратился в высокогорную страну. Формирование молассовых отложений происходило уже преимущественно вне его пределов, а внутри его — лишь в небольших прогибах, например в Ранкульской котловине.

Зона Центрального Памира на этой стадии находилась в состоянии интенсивного тангенциального сжатия. При этом давление, скорее всего, было ориентировано с юга на север, о чем свидетельствует и общая конфигурация памирских дуг. В результате эвгеосинклинальные толщи Юго-Восточного Памира по плоскости Рушанско-Пшартского надвига перекрыли отложения тыльного прогиба (Предцентрально-Памирскую зону), а в южной части Центрального Памира образовались лежащие складки, опрокинутые на север, и надвиги.

Движение масс в северном направлении встретило, однако, сопротивление со стороны более жесткого массива герцинид Северного Памира. Произошло, очевидно, поддвижение альпид под герциниды, в результате чего Субцентрально-Памирская зона оказалась раздавленной и погребенной под северопамирскими толщами.

При этом слагающие ее породы были частично выжаты к югу и образовали аллохтон центральнопамирского тектонического покрова или, вернее, серии покровов.

Формирование тектонических покровов в пределах Центрального Памира было достаточно длительным. Первые пластины образовались, вероятно, еще в палеогене, до того, как процессы метаморфизма толщ достигли в земной коре высокого уровня.

В то же время особенно энергично надвигание покровов происходило в позднеорогенную стадию, когда процессы метаморфизма уже пошли на убыль, а маломощная толща осадочных пород, перекрывавшая метаморфизованные отложения в осевых частях термальных антиклиналей, была в значительной части денудирована. Эти покровы были, таким образом, постэрозионными. В них принимали участие и породы молассовой формации.

В дальнейшем на большей части территории Центрального Памира породы аллохтона подверглись денудации и сохранились лишь в синклиниях, в грабенах и в участках погружения осей мегантиклинорий. В результате продолжавшегося сжатия останцы покровов в структурных депрессиях были раздавлены, что привело к оформлению чешуйчатого строения синклинориев в современном виде. В ряде случаев останцы покровов оказались зажатыми среди пород автохтона (например, в долине р. Язгулем).

Тангенциальное сдавливание, обусловившее интенсивную складчатость толщ и формирование тектонических покровов, привело к тому, что поперечник зоны Центрального Памира значительно сократился. Максимальное его сокращение произошло, очевидно, на востоке в месте максимального изгиба памирских дуг, где под покровом толщ Северного Памира оказалась погребенной не только Субцентрально-Памирская зона, но, вероятно, также толщи, составляющие восточное продолжение Ванч-Язгулемского антиклинория.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На примере развития зоны Центрального Памира отчетливо устанавливается относительное значение вертикальных и горизонтальных тектонических движений, а также роль процессов метаморфизма в формировании структуры складчатых областей. Вертикальные движения, происходившие в течение всего периода геосинклинального развития рассматриваемой территории, определили образование тех или иных осадочных формаций и их мощности. На орогенном этапе они, наряду с горизонтальными движениями, привели к формированию мегантиклинория Центрального Памира в целом и обусловили образование крупных складчатых форм (антиклинорий и синклинориев) в его пределах. На этом этапе вертикальные движения были тесно связаны с процессами метаморфизма и гранитоидного магматизма, которые обусловили формирование в пределах Центрального Памира гранито-гнейсовых куполов и валов. Метаморфические породы и граниты, развитые в их осевых частях, представляют собой не механически поднятые блоки древнего (докембрийского) фундамента, а являются результатом проявления физико-химических процессов метаморфизма и ультраметаморфизма в палеозойских и мезозойских осадочных толщах. Причина проявления этих процессов заключается в резком поднятии геоизотерм.



Горизонтальные движения интенсивно проявились, по-видимому, лишь на орогенном этапе, когда они сыграли решающую роль в формировании сложной структуры рассматриваемой территории в современном ее виде. Указанные движения обусловили интенсивную складчатость толщ, опрокидывание складок и, наконец, образование тектонических покровов. С ними также связано сложночешуйчатое строение останцов покровов, испытывавших раздавливание в пределах синклиналиев, где они в дальнейшем сохранились от денудации. Благодаря горизонтальному сжатию поперечник зоны Центрального Памира испытал значительное сокращение.

#### Литература

- Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Изд-во Ленингр. ун-та, 1963.
- Дронов В. И. О южной границе Центрального Памира.— В сб.: Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1964.
- Дюфур М. С. О границе структур Куэнь-Луния и Кара-Корума на Памире (о главной тектонической линии Памира).— В сб.: Геология Средней Азии. Изд-во Ленингр. ун-та, 1961.
- Дюфур М. С. Геологическое развитие Центрального Памира.— Вестн. Ленингр. ун-та, 1962, № 6.
- Дюфур М. С. О возрасте метаморфических образований в складчатых областях.— В сб.: Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1964.
- Дюфур М. С., Руженцев С. В., Швольман В. А. О границе между зонами Северного и Центрального Памира.— Геотектоника, 1965, № 6.
- Дюфур М. С., Попова В. А., Павленко В. С. Зональность метаморфических, метасоматических и палингенных пород восточной части Центрального Памира. Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 1.
- Дюфур М. С., Попова В. А., Кривец Т. Н. Органические остатки в метаморфических породах Восточного Памира.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 8.
- Дюфур М. С., Попова В. А., Кривец Т. Н. Альпийский метаморфический комплекс восточной части Центрального Памира. Изд-во Ленингр. ун-та, 1970.
- Карапетов С. С. О главной тектонической линии Памира.— В сб.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. «Наука», 1964.
- Левен Э. Я. О возрасте метаморфических толщ Центрального Памира.— В сб.: Материалы по геологии Памира, вып. 1. Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1963.
- Левен Э. Я. О зорташкельском покрове и природе Акбайтальской зоны разломов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 3.
- Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 6.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. «Мир», 1967.
- Руженцев С. В. Музкольский метаморфический комплекс.— В сб.: Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1964.
- Руженцев С. В. Тектонические покровы Музкольского хребта (Центральный Памир).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3.
- Руженцев С. В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. «Наука», 1968.
- Руженцев С. В. Некоторые особенности формирования сорванных покровов.— Геотектоника, 1970, № 6.
- Саттон Дж. Современные представления о факторах, контролирующих метаморфизм.— В сб.: Природа метаморфизма. «Мир», 1967.
- Хайн В. Е. Общая геотектоника. «Недра», 1964.

Ленинградский государственный университет  
им. А. А. Жданова

Статья поступила  
5 января 1970 г.

УДК 551.211 + 551.24 (—924.5)

Л. Г. ДАНИЛОВИЧ

## МАГМАТИЗМ И ТЕКТОНИКА КАРПАТ

Рассмотрено тектоническое строение Карпат и особенности пространственного и временного размещения магматических пород. Показана этапность развития магматизма в связи со стадиями развития Карпатской геосинклинали.

Карпатская геосинклинали имеет типичное для средиземноморских складчатых систем строение и эволюцию.

Наиболее полный обзор по эволюции средиземноморских геосинклинал дан Ж. Обуэном (1967), Ж. Гогелем (1969) и др. В их понимании Карпаты в поперечном разрезе состоят из ряда зон, имеющих специфическое строение. Эта зональность отражает неоднородное строение глубинных частей земной коры. Для каждой из зон характерны свои осадочные и магматические формации, природа и интенсивность магматических проявлений, роль метаморфизма, стиль тектоники и др.

Взаимосвязь тектоники и магматических процессов проявилась в Карпатской геосинклинали особенно четко и может рассматриваться как классический пример, отражающий суть тектоно-магматического цикла.

В работах последних лет (Онческу, 1960; Будаи и др., 1963; Вадас, 1964; Данилович, 1966, 1969, 1970; Дюратный и др., 1967; Милановский, 1968; Садески-Кардош, 1969; Körössy, 1964; Szádeczky — Kardoss, 1964; 1966; Savu, 1967; Rădulescu Borcoş, 1967; Slávic, 1968; Slávic et al, 1968; Daniilovich, 1969, Wein, 1969) рассматриваются отдельные стороны взаимосвязи тектоники и магматизма Карпат. Исходными положениями для многих построений служит хронологическая последовательность процессов магматизма в геосинклинали, предложенная Г. Штилле (1953, 1964) и не утратившая своего значения до настоящего времени.

В данной работе мы поставили цель обобщить и проанализировать накопившийся материал и новые фактические данные, полученные в последнее десятилетие благодаря глубокому бурению и комплексному изучению магматических образований. Эти данные позволили более конкретизировать рубежи отдельных периодов магматизма, дать детальный анализ их эволюции в различных структурных зонах Карпат, установить миграцию проявлений магматизма каждого периода во времени и пространстве и по-новому осветить взаимосвязь магматизма с тектоническим развитием Карпатской геосинклинали.

\* \* \*

Карпатская геосинклинали является северной ветвью дивергентной бипары (Карпаты — Динариды), в осевой части которой расположен Паннонский срединный массив. В настоящее время это Паннонская впадина, покрытая молодыми осадками, что затрудняет выявление истинной геотектонической роли этой структуры. Название ее исторически сложилось и имеет генетический смысл.

Тектоническую эволюцию этой структуры рассматривают Э. Садески-Кардош (Szádeczky-Kardoss, 1964, 1966), Д. Вейн (Wein, 1969) и др. В альпийский цикл она претерпела большие изменения, которые охватили не только герцинский фундамент, но и всю кору и верхи мантии. По геофизическим данным здесь значительно сокращена мощность коры в основном за счет редукции «базальтового» слоя. Поверхность Конрада находится на глубине 18—20 км, слой Гутенберга залегает на глубине 90 км. Особенности строения этой структуры являются результатом ее длительной эволюции совместно с окружающими ее Карпатами и Динаридами, в развитии которых она играла большую роль (Садески-Кардош, 1969). Геотектоническое значение её (геотумор по Садески-Кардошу, 1969) в разные периоды альпийского цикла разное. Поднятие геотумора происходило до начала инверсии в окружающих его эвгеосинклинальных прогибах, вызывая утонение коры над его центральной части, и являлось причиной, определяющей направление гравитационного соскальзывания (смещения) эвгеосинклинальных толщ (осадочный чехол) к краевым частям, что привело к образованию системы надвигов вокруг него. Таким образом, сформировавшийся геотумор определяет направление миграции геосинклинальных условий и орогенеза. С момента инверсии в эвгеосинклинальных прогибах эта структура испытывает погружение. Нам кажется, что эти положения интересны и заслуживают внимания, поскольку в процессе эволюции геотумора и примыкающих геосинклиналей участвуют не только поверхностные, но и глубинные зоны земной коры и мантии. В различные периоды жизни геосинклинали изменяется их термодинамическое состояние, мощность, соотношение, что ведет к закономерной смене уровня выплавки магм: мантия—кора—мантия. Если сравнить эволюцию магматизма и тектонического развития Карпат и Динарид (Чирич, 1967), мы видим много общего, но события имеют как бы зеркальное отражение. Выявленная полярность движения надвигов и покровов направлена всегда к внешним частям геосинклинали.

Заложение Карпатской геосинклинали связано с началом мезозоя. Наиболее ранние эвгеосинклинальные прогибы образовались в нижнем триасе в западной части Карпат на фоне общей морской трансгрессии (Andrusov, 1959). В течение триаса главный бассейн осадконакопления был расположен в южных областях Внутренних Карпат и в зоне Утесов. К северу от последней в триасе была суша. Позднее он сместился к югу (Игаль-Бюкская эвгеосинклиналь), где осадконакопление и основной магматизм имели место в среднем триасе (Wein, 1969), и к востоку, т. е. миграция геосинклинальных условий происходила не только центробежно (с юга на север), но местами и в обратном направлении. В юре эвгеосинклинальные условия мигрировали опять к северу и востоку. Распространяясь к северу, юрское море затопило триасовую сушу вплоть до южной окраины Восточно-Европейской платформы. Интенсивные проявления инициального основного вулканизма в юре и нижнем мелу отмечаются в эвгеосинклинальных прогибах Восточных Карпат (Savu, 1967).

К концу среднего мела внутренние области Карпатской геосинклинали (западная часть) стали ареной интенсивных орогенических процессов (Будай и др. 1963), которые охватили к верхнему мелу все Внутренние Карпаты, мигрируя во времени с запада на восток.

В поперечном разрезе Карпатской складчатой области выделяются две главные единицы: Внутренние и Внешние Карпаты. Разделение Карпат на две структурные единицы: Внутренние (интерниды) и Внешние (экстерниды) и их покровное строение является в настоящее время общепринятым.

Внутренние Карпаты отличаются сложным развитием в альпийский тектоно-магматический цикл. Основные черты строения их заложены

меловыми складчатыми движениями. Для них характерно проявление диабазового и гипербазитового магматизма, что свидетельствует о существовании типичных эвгеосинклинальных условий в отдельных прогибах. Последние мигрировали с запада на восток в течение триаса — мела.

Внешние Карпаты развивались более спокойно, имеют другие фации (в основном флишевые), в них отсутствуют проявления инициального основного магматизма, что позволяет отнести Внешние флишевые трюги Карпат к типичным миогеосинклиналям в понимании Г. Штилле (1964), Ж. Обуэна (1967), Л. Зоненшайна (1969) и др. В них интенсивно были проявлены неогеновые фазы складчатости (Будай и др., 1963; Гофштейн, 1964, 1967 и др.).

В настоящее время Карпаты рассматриваются как аллохтонное образование, состоящее из серии перемещенных с юга на север пологих тектонических покровов. В отдельных случаях на них произошло заложение Внешних флишевых прогибов (Дюратный и др., 1967).

Вопросу о границе Внутренних и Внешних Карпат посвящено значительное число работ. Еще в 1907 г. В. Улиг рассматривал Утесовую зону как край огромных покровов Внутренних Карпат, корни которых остались южнее. М. Магель (Mahel, 1968) также приписывает особое положение Утесовой зоне и рассматривает ее для Западных Карпат как границу между тектоническими единицами интернид (образования меловой складчатости) и тектоническими единицами флишевых Карпат (образования неогеновой складчатости). Мысль об Утесовой зоне как о переходном звене, связующем Внутренние и Внешние Карпаты, развивает В. В. Глушко (1968), Я. О. Кульчицкий (1968) и др. В поперечном разрезе эта зона действительно разделяет две области, отличающиеся индивидуальными особенностями строения, тектоники, магматизма, составом формаций и т. д.

Многочисленные данные показывают, что миграция геосинклинальных условий и орогенических движений в Карпатской геосинклинали идет с юга на север, от внутренних частей к внешним, постепенно сменяясь вдоль Карпатской дуги с запада на восток. Это обусловило специфику тектонической эволюции Карпат и пространственное размещение проявлений магматизма.

Полная локализация процессов магматизма в пределах внутрикарпатской области является следствием как центробежной полярности геосинклинальных условий и орогенеза поперек Карпат, так и смещения их вдоль Карпатской геосинклинали, поскольку с ними связано закономерное возникновение условий магнообразования на разных уровнях коры и мантии в период эволюции каждого эв- и миогеосинклинального прогиба.

Пространственно основные магматические породы (диабазовая и гипербазитовая формации) приурочены исключительно к полосе развития отложений Внутренних Карпат. В настоящее время большая часть этих образований вместе с осадочными толщами перемещена, что затрудняет восстановление местоположения эвгеосинклинальных прогибов и участков, где протекал инициальный (начальный) вулканизм. Можно лишь говорить о четкой миграции вулканических проявлений во времени с запада на восток (Данилович, 1969<sub>1</sub>). В этом направлении наблюдается омоложение возраста вулканических образований. На западе они имеют в основном нижне- и среднетриасовый возраст (Будай и др., 1963; Andrusov, 1959; Szádeczky—Kardoss, 1967), на востоке — верхнеюрский и нижнемеловой (Джюшке, Чеофликке, Саву, 1961; Ломизе, 1968, Ломизе, Плошко, 1969; Savu, 1967).

Длительный период начального основного вулканизма характеризуется многофазностью извержений и небольшими объемами излившихся пород. Отсутствие крупных массивов офиолитов и гранитоидов, видимо,

влияло на общий аллохтонный стиль тектоники Внутренних Карпат. Небольшие массивы испытывали смещения вместе с осадочным чехлом, участвуют в формировании покровов и надвигов. Отдельные массивы или же их части оставались на месте, как, например, продукты начального основного вулканизма Игаль-Бюккской эвгеосинклинали—наиболее южного эвгеосинклинального прогиба Западных Карпат (Wein, 1969). Они вскрыты скважинами на глубине и местами занимают значительную площадь (до 350 км<sup>2</sup>). В их составе встречается комплекс пород, ничем не отличающихся от своих аналогов по всей полосе Внутренних Карпат. Поэтому нельзя согласиться с мнением М. Г. Ломизе и В. В. Плошко (1969), считающих, что эти образования находятся за пределами развития Карпатских офиолитов, исключая Мечек-Кишкёрешскую эвгеосинклинали (рис. 1), принадлежащую Внутренним Динаридам (Чирич, 1967; Wein, 1969).

Среди продуктов начального основного вулканизма выявлены эффузивные, пирокластические и гипабиссальные фации. Основной ряд пород представлен широкой гаммой петрографических разновидностей диабазов и спилитов с близкими минералогическими и петрохимическими особенностями, характером вторичных изменений. Реже встречаются щелочные разности (Andrusov, 1959), производные первично щелочных магм (тешениты Силезской зоны). К ультраосновному ряду принадлежат породы типа лерцолитов и гарцбургитов (перидотиты). Последние повсеместно ассоциируют с основными породами (рис. 2).

Почти полное отсутствие синорогенной интрузивной деятельности и последующих внедрений гранитоидов во Внутренних и Внешних Карпатах, давно замеченное карпатскими исследователями, находится в прямой связи со смещением осадочного чехла со своих гранитоидных корней и подтверждает независимость движений осадочного чехла от тектоники фундамента (Гогель, 1969). Смещение толщ произошло, видимо, до начала интрузии кислых расплавов в эвгеосинклинальные осадки, поскольку последние лишены не только интрузивных тел, но и термальных метаморфических воздействий. А о том, что кислые расплавы были сформированы к началу инверсии и орогенических процессов в эвгеосинклинальных прогибах, свидетельствуют факты первых проявлений кислого вулканизма в туроне и сеноне. Последние неоднократно возобновлялись в палеогене и неогене (Данилович, 1966, 1968, 1969<sub>1,2</sub>, 1970<sub>1</sub>).

Масштабы кислого вулканизма поистине грандиозны как по площади, так по объему продуктов. Большие объемы своеобразной кислой пирокластике — прямое свидетельство наличия на небольшой глубине очагов кислых магм. Приблизительное положение резервуаров кислых магм можно установить по распространению зон массового развития игнимбритовых образований (см. рис. 2). Судя по направлению игнимбритовых покровов, можно говорить о линейно вытянутых продольных контурах магматических камер. Изучение эволюции кислого вулканизма показало, что миграция каждой вспышки вулканизма в пространстве и во времени происходила с запада на восток параллельно с миграцией тектонических процессов. Извержения распространялись по системе разломов с юго-запада на северо-восток вдоль очагов расплавления. Новые центры извержений возбуждали свою деятельность, старые отмирали. Таким образом, вулканическая деятельность на востоке внутрикарпатской области запаздывает и уменьшается ее интенсивность. Учитывая местоположение очагов на протяжении длительного интервала времени — верхний мел — паннон (их смещение во времени и пространстве с юга на север и с запада на восток незначительное) и специфику тектонической эволюции Карпатской геосинклинали, можно с уверенностью говорить, что очаги кислых расплавов являются не чем иным, как гранитоидными корнями внутренних частей эвгеосинклинальных прогибов Внутренних Карпат. По ряду причин эти магмы не успели ин-

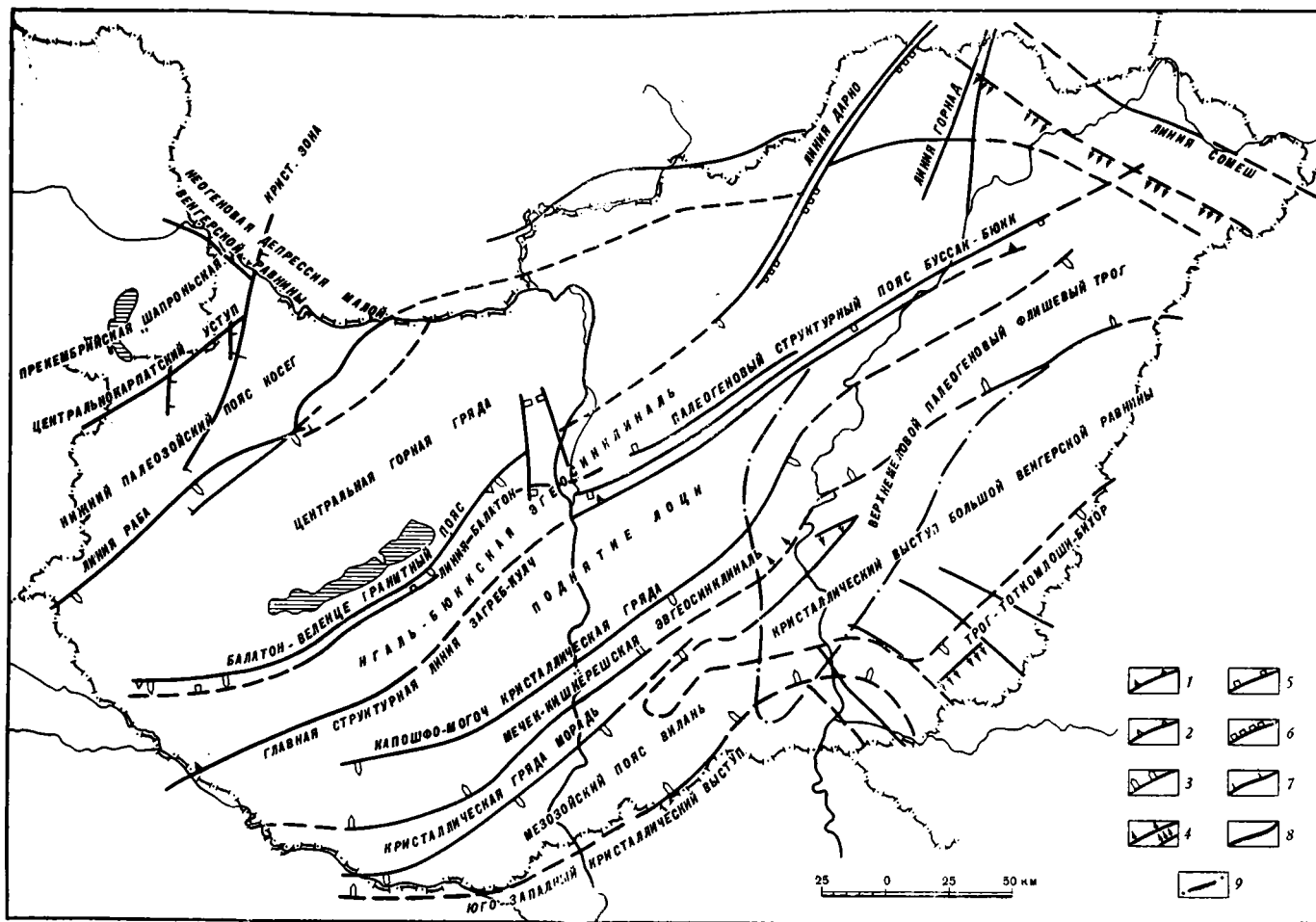


Рис. 1. Главные структурные единицы Венгрии (по Вейну, 1969)

1 — нижнепалеозойские разрывы (бретонская фаза); 2 — каменноугольные разломы (судетско-астурийская фаза); 3 — пермско-мезозойские разломы, формирующие бассейны осадконакопления; 4 — мезозойские разрывы (австрийско-субгерцинская фаза); 5 — палеогеновые разрывы; 6 — палеогеновые взбросы; 7 — неогеновые разрывы; 8 — границы структурных единиц; 9 — границы флишевого трого

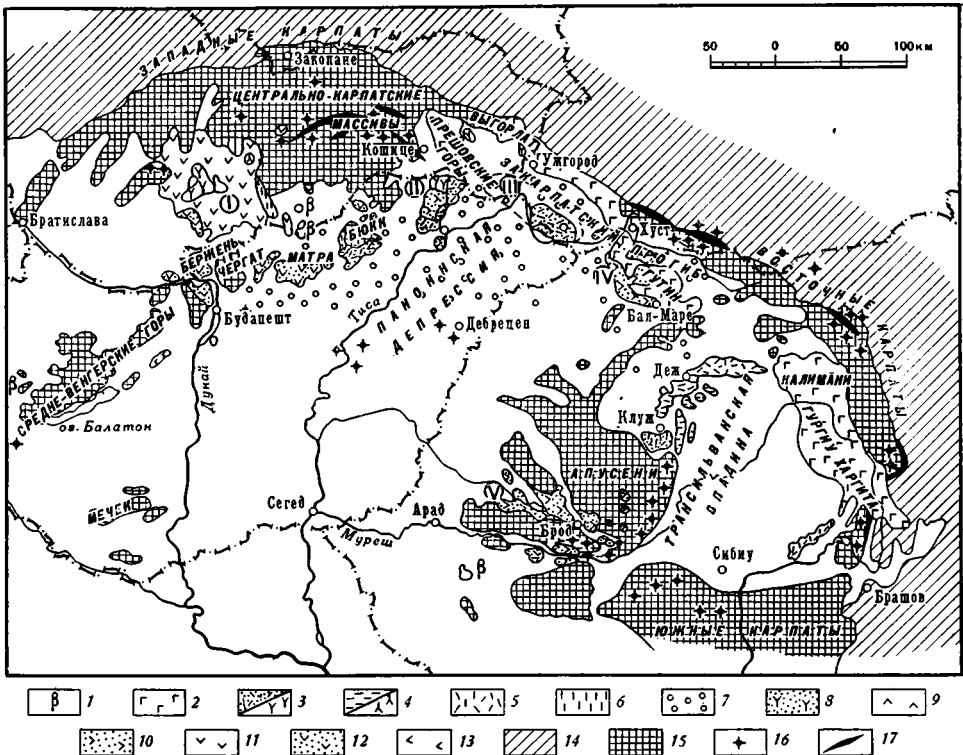


Рис. 2. Схема развития вулканических образований внутрикарпатской области.

1 — щелочные базальты; 2 — андезито-базальтовая формація (плиоцен). Липарито-дацитовая игнимбрито-пепловая формація; 3 — сарматские туфы, игнимбритовые образования, липариты и дациты; 4 — верхнетортонские туфы, липариты и дациты; 5 — нижнетортонские игнимбрито-пепловые образования; 6 — бурдигальские туфы и игнимбритовые образования; 7 — область развития погребенных игнимбритовых образований; 8 — верхнемиоценовые липариты и дациты с гранатом и их туфы. Андезитовые комплексы: 9 — верхнесарматские андезиты и их туфы; 10 — нижнесарматские андезиты, андезито-дациты и их туфы; 11 — верхнетортонские андезиты и их туфы; 12 — нижнетортонские андезиты и их туфы; 13 — верхнеэоценовые андезиты, дациты и их туфы; 14 — флишевые складчатые Карпаты; 15 — донеогенные отложения внутрикарпатской области; 16 — основные породы (триас — мел); 17 — ультраосновные породы (триас — мел). Цифры на схеме: I — комагатический андезито-дацитовый комплекс с гранатом Кремнишко-Штвяницкого массива, Бержён, Матра (тортон — сармат) II — андезитовый комплекс гор Токай (сармат); III — Берегово-Доброньская андезито-дацитовая формація (сармат); IV — андезито-дацитовая формація массива Гутин (сармат — паннон); V — комагатический андезито-дацитовый комплекс гор Апусени (сармат — паннон)

трудировать толщи эвгеосинклиналиных отложений. Одна из них — это, по-видимому, тектоническое смещение этих толщ до начала интрузивной деятельности; другая заключается в пассивном поведении расплава вместе с фундаментом при смещении осадочного чехла, активно участвующего в формировании покровов. Это и обусловило, с одной стороны, почти полное отсутствие гранитоидов в смещенных толщах, с другой — широкое развитие последующих процессов кислого вулканизма на месте. В этом случае синорогенный (и посторогенный) плутонизм не имел места. Через определенные интервалы времени процессы активизации приводили в действие оставшиеся в близповерхностном залегании очаги магм и проявлялся субсеквентный вулканизм. Изучение продуктов кислого вулканизма показывает, что преобладают вулканические фации, что позволило отнести выделенную липарито-дацитовую игнимбрито-пепловую формацію (мел — паннон) к вулканической в понимании Е. К. Устиева (1969). Пространственно развитие игнимбрито-пепловой

формации приурочено к эвгеоантиклинальным поднятиям (см. рис. 1, 2), которые являются внутренней составной частью эвгеосинклинальной области Внутренних Карпат. Поэтому нет оснований связывать проявления игнимбритового вулканизма Карпат только со структурой Паннонского срединного массива или междугорья (Милановский, Короновский, 1966; Милановский, 1968), так как эти участки генетически связаны с эволюцией эвгеосинклинальных прогибов. Мы разделяем мнение Ю. М. Шейнманна (1968) об образовании кислых магм только в пределах геосинклинали. Видимо, поэтому нет необходимости выделять и особый тип тектонических условий для проявления кислого вулканизма (Нагибина, 1969). На примере Карпат мы видим, что «оживление» («ревивация») по М. Нагибиной) охватывает участки, где магматические очаги уже были в близповерхностном залегании в связи со смещением осадочного чехла. Тектоническая активизация в этих районах вызывала только их периодическую деятельность. Во времени она совпадает с тектонической эволюцией внешних флишевых миогеосинклиналией, расположенных к северу от них. Поэтому смежное расположение так называемых зон ревиваций и связанных с ними вулкано-плутонических поясов вблизи складчатых областей требует тщательного анализа геологических и тектонических условий их формирования.

В пределах внутрикарпатской области севернее полей игнимбритовых покровов развиты андезитовые и андезито-дацитовые комагматические комплексы, которые давно обратили на себя внимание своеобразным составом пород (Данилович, 1969, 1970<sub>1,2</sub>; Дюратный и др., 1967). Они приурочены к отдельным участкам и слагают массивы изометрической или продольной формы (см. рис. 2, I—V). Это так называемая зона андезитового вулканизма Карпат, тесно ассоциирующая с молассами. Масштабы вулканической деятельности в общем меньше, чем масштабы кислого вулканизма. Местами проявления кислого и андезитового вулканизма сближены, пути подъема магматического расплава пересекались, о чем свидетельствуют находки полосчатых липарито-андезитовых лав (два несмешивающихся расплава) и толщи смешанных туфов. Миграция извержений идет с запада на восток. Наиболее ранние проявления андезито-дацитового вулканизма установлены в Задунайском среднегорье — верхний эоцен (Вадас, 1964). В Кремницко-Штявницком массиве, Бёржён, Матра андезитовый вулканизм начинается в нижнем тортоне, и периодически извержения возобновляются до конца сармата. В горах Токай, Восточной Словакии, западной части Закарпатского прогиба известны верхнетортонские андезиты, но главные извержения принадлежат нижнему сармату. К востоку, в массиве Гутин и горах Апусени, андезитовый вулканизм имел место в сармате и панноне. Изучение состава и химизма комагматических комплексов (Багдасарян, Данилович, 1968; Данилович, 1966, 1969<sub>1</sub>, 1970<sub>1,2</sub>; Панто, 1963; Forgač et al, 1968; Konečný Kuthan, 1968; Pantó, 1965; Rădulescu, Borcos, 1967, и др.) показало, что они отличаются однородностью в каждом массиве и свидетельствуют о специфической природе магматических очагов. Еще Г. Штилле (Stille, 1953) рассматривал андезитовые магматические очаги как гранитоидные корни флишевых Карпат.

Исходя из общих закономерностей эволюции геосинклинального процесса и современных теоретических построений (Белоусов, 1966; Субботин и др., 1968, Шейнманн, 1968), появление очагов расплавления в коре и отсутствие начального основного вулканизма во флишевых миогеосинклинальных прогибах можно ставить в зависимость от глубины их зарождения и количества глубинной тепловой энергии. Видимо, флишевые миогеосинклинали менее энергоемки, тепла для плавления вещества мантии недостаточно и начальная стадия погружения прогиба не сопровождается выплавлением основных мантийных магм, столь характерных для эвгеосинклинальных прогибов. Вертикальная миграция теплового пото-



ка вверх вызывает только плавление в коре и формирование палингенных очагов магм, о чем могут свидетельствовать большие объемы однородных по составу дацитовых, андезито-дацитовых и андезитовых образований, связанных с этими очагами.

О своеобразии природы палингенного расплава и неглубоком залегании очагов свидетельствуют результаты геофизических и петрологических исследований И. Дюратного, М. Кутана и др. (1967). Ими установлена гомогенность области питания субсеквентного вулканизма, представленной массивами гранитоидного состава, формирование которых происходило в главную фазу складчатости. Андезитовые и андезито-даци-

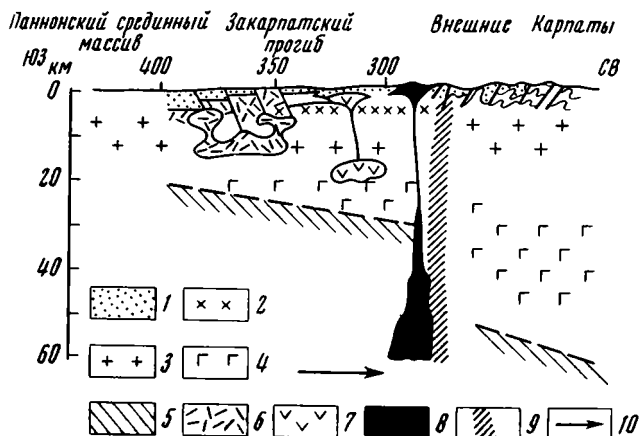


Рис. 3. Схема расположения магматических очагов в субсеквентный и финальный периоды вулканизма Карпат. (В основу по строенной схеме положен сейсмологический разрез земной коры Карпат из работы В. Б. Соллоуба и др., 1967.)  
 1 — осадочный слой; 2 — смещенные блоки интернид; 3 — «гранитный» слой; 4 — «базальтовый» слой; 5 — поверхность Мохо; 6 — очаги кислых магм и игнимбритовых образований; 7 — очаги андезито-дацитовой и андезитовой магм и их образования; 8 — очаги базальтовой и андезито-базальтовой магм и их образования; 9 — глубинный разлом; 10 — направление снижения уровня выплавки магм

товые комагматические комплексы, связанные с эволюцией определенного очага, выделены в формации. Вся группа андезитовых и андезито-дацитовых формаций объединена в одну вулcano-плутоническую ассоциацию Карпат.

Дальнейшая эволюция субсеквентного вулканизма заключается в общей ритмичности извержений и одновременном проявлении кислого и андезитового вулканизма, связанного с разобщенными в пространстве магматическими очагами, расположенными на разных уровнях земной коры (рис. 3).

Последующий спад интенсивности тектонических движений соответствует завершению консолидации складчатых Карпат и проявлению плиоценового финального основного вулканизма, который имел место по внутреннему краю Внешних Карпат, сменяя субсеквентный скользящим образом. В то время как на востоке внутрикарпатской области происходили еще вулканические процессы субсеквентного кислого и андезитового вулканизма, на западе начинался финальный, который мигрировал во времени к востоку и юго-востоку и завершался на территории Румынии. Особенности состава вулканических продуктов этого этапа (андезито-базальтовая формация) позволяют судить о глубинных выплавках магм основного базальтового и андезито-базальтового состава. С финальным вулканизмом связано формирование Выгорлат-Гутинской гря-

ды, массивов Кэлимани — Гургиу — Харгита, а также мелких массивов щелочных базальтов Венгрии и Чехословакии.

Пространственно проявления финального вулканизма занимают наиболее северное положение (см. рис. 2, 3) в виде продольной дуги карпатского простирания, трассирующей систему разломов, и могут рассматриваться как замыкающие в Карпатской геосинклинали процессы магматизма альпийского тектоно-магматического цикла. Соотношение периодов магматизма Внутренних и Внешних Карпат показано в таблице.

Соотношение периодов магматизма Внутренних и Внешних Карпат

| Тип структуры                        | Периоды магматизма   |  |   |  |
|--------------------------------------|--|--|---|--|
|                                      | Начальный вулканизм геосинклинали периода  | Синорогенная интрузивная деятельность (плугонизм)        | Субсеквентный вулканизм                     | Финальный вулканизм                                      |
| Внутренние Карпаты (эвгеосинклинали) | Основной (габбро, диабазы, спилиты) и ультраосновной (перидотиты); основной со щелочным уклоном (тешениты) | Слабый гранитоидный (жилы гемеридных гранитов, банатиты) | Интенсивный кислый (игнимбритовый)          | —  |
| Внешние Карпаты (миогеосинклинали)   | —  | ?  | Интенсивный андезитовый и андезитодацитовый | Основной (базальты и их производные) и щелочные базальты |

Такова общая эволюция процессов магматизма на фоне развития Карпат в альпийский цикл. В целом она отвечает схеме Г. Штилле (1964; Stille, 1953), согласно которой имеет место следующая последовательность магматизма:

1. Инициальный (начальный) основной магматизм характерен для стадии становления эвгеосинклинали прогибов Внутренних Карпат. Он обусловлен подъемом основной магмы из мантии вследствие установления режима растяжения, приведшего к возникновению линейно вытянутых прогибов.

2. Синорогенный гранитоидный магматизм, сопровождающий орогенез — (синтектонический, позднектонический, посттектонический по Ж. Обуэну). Он является следствием палингенеза в коре, обусловленного развитием гранитоидных корней во внутренней части эвгеосинклинали прогибов. В Карпатах гранитоидный плутонизм практически не получил развития, отмечаются только жилы гемеридных гранитов.

3. Субсеквентный (последующий) вулканизм — кислый и андезитовый — проявился в Карпатах очень интенсивно.

4. Финальный базальтовый вулканизм также широко развит в рассматриваемом регионе.

Если восстановить полную эволюцию магматизма в отдельных эвгеосинклинали прогибах Внутренних Карпат, то видно, что здесь наблюдается закономерная смена состава и природы магматических очагов: основные магмы мантийного происхождения инициального периода (триас — мел) сменяются внутрикоровыми кислыми магмами в орогенный период развития Карпатской геосинклинали (верхний мел — неоген), т. е. в пределах каждого эвгеосинклинали прогиба наблюдается последовательная смена магматизма, установленная Ю. М. Шейнманном (1968) для геосинклинали, имеющей в основании уходящий на глубину тектонофер. В миогеосинклинали трогах основной магматизм не проявился, магнообразование можно предполагать только для конечных этапов их развития в пределах коры.

Такую разницу в эволюции магматизма эв- и миогеосинклиналей можно понять, если предположить, что глубина зарождения тектонофера в этих структурах разная, величина и сила теплового потока, идущего к поверхности, более значительна в эвгеосинклинали по сравнению с миогеосинклиналью. Магмообразование в коре характерно для обеих структур на конечном этапе их развития. Особое положение кислых магм определяется тем, что они формируются в наиболее высоких частях «гранито-гнейсового» слоя коры, т. е. они характеризуют максимально высокий уровень появления расплава в течение всего тектоно-магматического цикла. Поэтому очаги кислых магм можно рассматривать как наиболее высокорасположенные гранитоидные корни внутренних частей эвгеосинклинальных прогибов.

Для Карпатской складчатой области наблюдается несоответствие гранитоидных корней и «корней» гор в геофизическом понимании. Первые образовались в районе первичного накопления осадочного чехла, на определенной глубине в период инверсии и подъема, вторые сформировались в участках, куда сместился осадочный чехол интернид и экстернид. Утолщение земной коры под Внешними флишевыми Карпатами распространяется и под Предкарпатский прогиб, т. е. «корни» гор значительно шире, чем сами горные сооружения (Субботин и др., 1968). Положение гранитоидных корней приходится на участки с сокращенной мощностью земной коры и значительной мощностью «гранито-гнейсового» слоя (см. рис. 3).

В настоящее время вопросы поведения анатектических расплавов еще недостаточно разработаны и судить о них мы можем по наличию определенных магматических фаций в тех или иных условиях. Они ведут себя или пассивно, или активно. В пределах внутрикарпатской области гранитоидные плутоны молодого возраста не установлены. Но их наличие на глубине весьма вероятно. Об этом свидетельствуют косвенные признаки и реальное развитие на поверхности протяженных зон игнимбритовых образований. О пассивном же поведении гранитоидного расплава при смещении осадочного чехла свидетельствует отсутствие в нем гранитоидов. Пространственное развитие зон игнимбритового вулканизма можно принять за проекцию очагов (камер) кислого расплава, которые определяют тектоническую позицию гранитоидных корней эвгеосинклинальных прогибов Внутренних Карпат, а проявление андезитового и андезитово-дацитового вулканизма соответственно за тектоническую позицию внутренних частей миогеосинклинальных зон (миогеоантиклинали) Внешних Карпат. Развивая дальше эту мысль, можно высказать предположение, что линейно вытянутые зоны финального вулканизма свидетельствуют о местоположении последних миогеосинклинальных прогибов Карпатской геосинклинали. Видимо, в процессе эволюции Карпатской геосинклинали все время идет снижение уровня появления магматических расплавов (см. рис. 3).

Особенности состава и природы магматических очагов на отдельных этапах развития Карпатской геосинклинали указывают на тесную связь магмообразования и тектоники. Эта связь проявляется в течение всей эволюции геосинклинали, начиная с ее зарождения и появления очагов выплавки вещества в мантии и коре, путей подъема его к поверхности и во всей дальнейшей гамме процессов вулканической и интрузивной деятельности, ее миграции, ритмичности извержений, масштабах и т. д. Последовательная миграция геосинклинальных условий и орогенеза от внутренних частей геосинклинали к внешним явилась причиной миграции главных периодов магматизма от инициального до финального в этом направлении, а покровно-надвиговый стиль тектоники с односторонней вергенцией определил размещение их в пределах внутрикарпатской области.

Анализ литературных данных и фактического материала показывает, что магматизм четырех главных периодов в Карпатах характеризуется

в основном проявлением вулканических процессов. Вулканические извержения проходили соответственно с направлением и интенсивностью тектонических процессов и сопровождали главные фазы складчатости. Для Западных Карпат фазы складчатости четко установлены и выделены в соответствии со схемой Г. Штилле. Развитие каждой фазы идет поэтапно со снижением интенсивности движений с запада на восток. Таким образом, постепенная миграция движений происходила не только поперек геосинклинали, но вдоль ее с запада на восток, что подтверждается современным распределением разновозрастных вулканических образований. Начальный основной вулканизм соответственно начинается на западе Внутренних Карпат в нижнем триасе и заканчивается на востоке в мелу; синорогенный плутонизм установлен в западной части Карпат — жилы гемеридных гранитов (верхний мел) и на юге Восточных Карпат — банатиты (верхний мел — палеоген). Кислый вулканизм субсеквентного периода начинается на западе внутрикарпатской области в верхнем мелу и заканчивается на востоке в конце паннона. Андезитовый и андезитодацитовый вулканизм начинается в палеогене на западе и заканчивается в панноне на востоке внутрикарпатской области. В плиоцене вулканические извержения волной распространялись с северо-запада на юго-восток, формируя Выгорлат-Гутинскую гряду. Исходя из этих данных, можно говорить о главном направлении миграции вулканических процессов каждого периода в Карпатах за время их тектонической эволюции, которые во времени распространяются с запада на восток.

Принципиально новое понимание эволюции магматизма и тесного соотношения магматических и тектонических процессов в Карпатах будет способствовать более рациональному направлению поисковых работ.

#### Литература

- Багдасарян Г. П., Данилович Л. Г. Новые данные об абсолютном возрасте вулканических образований Закарпатья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 9.
- Белоусов В. В., Земная кора и верхняя мантия материков. «Наука», 1966.
- Будай Т., Магел М., Матейка А., Кадым О. (ст.), Машка М., Свобода И., Зоубек В. Тектоническое развитие Чехословакии. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Вадас Э. Геология Венгрии. «Мир», 1964.
- Вялов О. С. Некоторые вопросы истории развития Карпат.— Геотектоника, 1967, № 4.
- Глушко В. В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. «Недра», 1968.
- Гогель Ж. Основы тектоники. «Мир», 1969.
- Гофштейн И. Д. Неотектоника Карпат. Изд-во АН УССР, 1964.
- Гофштейн И. Д. Про зв'язок товщини земної кори під Карпатською дугою з міграцією тектонічних процесів.— Доповіді АН УРСР. Сер. Б, 1967, № 1.
- Данилович Л. Г. Миоценовые вулканические образования и их роль в строении и тектоническом развитии Карпат.— В сб.: Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья. Изд-во Львовск. ун-та, 1966.
- Данилович Л. Г., Тимошкова Л. П. Игнимбрито-пепловые образования Закарпатья.— Докл. АН СССР, 1968, т. 189, № 6.
- Данилович Л. Г. Основные особенности развития магматизма Карпат в альпийский тектоно-магматический цикл.— В сб.: Геология и геохимия горючих ископаемых. «Наукова думка», 1969, вып. 20.
- Данилович Л. Г. Основные особенности развития кислого вулканизма Карпат.— В сб.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в альпийской геосинклинальной зоне. Изд-во Львовск. ун-та, 1969.
- Данилович Л. Г. Основні риси субсеквентного вулканізму Карпат.— В зб. Геологія і геохімія горючих копалин. «Наукова думка», 1970, вып. 22.
- Данилович Л. Г. О происде субвулканических образований Закарпатья.— В кн. Магма малоглубинных камер. «Наука», 1970.
- Джюшкэ Д., Чеофликэ Г., Саву Х. Мезозойский вулканизм гор Дроча. Резюме сообщений, V конгресс 4—19.IX.1961, КБГА, Бухарест, 1961.
- Дюратный Ц., Фузан О., Кутан М., Планчар И., Зборжил Л. Связь глубинного строения с развитием субсеквентного вулканизма в Средней Словакии.— В кн.: Некоторые проблемы геологии и металлогении Западных Карпат. Изд-во геол. ин-та при Ун-те Каменского в Братиславе, 1967.
- Зоненшайн Л. П. О миогеосинклиналиях.— Геотектоника, 1969, № 4.

- Кульчицкий Я. О. Геологическое строение и полезные ископаемые Украинских Карпат. Автореферат докт. дис., Львовский ун-т, 1968.
- Ломизе М. Г. Позднеюрский вулканизм Восточных Карпат.— Вестн. Моск. ун-та, 1968, № 6.
- Ломизе М. Г., Плошко В. В. О гипербазитах главного мармарошского разлома (Восточные Карпаты).— Геотектоника, 1969, № 2.
- Милановский Е. Е. Некоторые закономерности развития кайнозойского орогенного вулканизма в альпийском поясе юго-запада Евразии. МГК, XXIII сес. «Вулканизм и тектоника». «Наука», 1968.
- Милановский Е. Е., Коронковский Н. В. Роль туфоловонгнимбритовых комплексов в структуре и тектоническом развитии земной коры.— Тр. II Всес. вулканол. совещ. «Наука», 1966.
- Нагибина М. С. Тектонические условия образования вулканоплутонических формаций и их рудоносности. «Наука», 1969.
- Обуэн Ж. Геосинклинали (проблемы происхождения и развития). «Мир», 1967.
- Онческу Н. Геология Румынской народной республики. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Панто Г. Проблемы диагностики вулканических и субвулканических образований в Токайских горах, Венгрия).— Тр. лабор. палеовулканологии, 1963, вып. 2, КазИМС.
- Садесски-Кордош Э. Обзор геологического строения Венгрии.— Докл. на IX конгр. КБГА, Будапешт, 1969.
- Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Мантия Земли и тектогенез. «Наукова думка», 1968.
- Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Просен Д., Драгашевич Т., Митух Э., Пожгай К. Рельеф поверхности Мохоровичича Карпато-Балканского региона и смежных территорий.— Сов. геология, 1968, № 2.
- Устиев Е. К. Геологические и петрологические аспекты проблемы вулканоплутонических формаций. Теоретические проблемы вулканоплутонических формаций и их рудоносности.— Тр. I сессии Всес. симпозиума. «Наука», 1969.
- Чирич Б. М. Развитие Динарид в альпийском цикле.— Геотектоника, 1967, № 6.
- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии (о связи тектоники с возникновением магм). «Недра», 1968.
- Штилле Г. Введение в строение Америки. Изб. тр. «Мир», 1964.
- Andrusov D. Geológia Československých Karpat. Vydavateľstvo SAV, zv. 11, Bratislava, 1959.
- Danilovich L. G. The significance of Tectonic Processes in the Change of the Nature of Initial magmas and in the type of magmatism of the Carpathians (the alpine tectonic-magmatic cycle).— Symposium on Volcanoes and their Roots. Oxford, 1969.
- Forgáč J., Karolus K., Karolusová E., Konečný V., Kuthan M. Subsequent and Final Volcanism in the West Carpathians (Central Slovakian Region). Volcanism and Tectogenesis.— Inter. Geol. Congress, v. 2, Praga, 1968.
- Konečný V., Kuthan M. Volcanic forms and types of eruptions of neogene volcanism in central Slovakia. Geol. práce. Zprávy 44—45. Bratislava, 1968.
- Körössy L. Tectonics of the Basin areas of Hungary.— Acta geol. Acad. scient. Hung. 1964, 8, 1—4.
- Mahel M. Über die Besonderheiten des Baues der Westkarpaten.— Geol. 1968, Jahrgang 17, H. 1, Berlin.
- Panto G. Faziesverhältnisse im Ungarischen miozänen andesitvulkanismus und ihre Beitrag zur Vulkanotectonischen Rekonstruktion.— Acta Geol. scient. Hung., 1965.
- Rădulescu D. und Borcoş M. Spätsubsequenter alpiner magmatismus in Rumänien.— Acta Geol. Acad. scient. Hung., 1967, t. 11, 1—3.
- Savu H. Die mesozoischen Ophiolithe der rumänischen Karpaten.— Acta Geol. Acad. scient. Hung., 1967, t. 11, 1—3.
- Slávic J. Chronology and tectonic background of the neogene volcanism Slovakia. Geol. prace. Správy 44—45. Bratislava, 1968.
- Slávic J., Danilovich L. G., Čverčko J., Rudinec R. Tectonics and Subsequent Volcanism in the Western Part of East Carpathians.— IGC, XXIII, v. 2, Volcanism and Tectogenesis, Praga, 1968.
- Stille H. Die geotektonische Werdegang der Karpaten.— Beih. Geol. Jahr. 1953, h. 8, Hannover.
- Szadeczkv-Kardoss E. Grosstektonische Betrachtungen über magmatectonik und magmachemismus des innerkarpatischen vulkanismus.— Acta Geol. Acad. scient. Hung., 1964, t. 8, 1—4.
- Szadeczkv-Kardoss E. Magmachemismus, magmatectonik und unterströmungen im Karpatenbeckensystem.— Acta Geol. Acad. scient. hung., 1966, t. 10, 1—3.
- Szadeczkv-Kardoss E., Juhász A., Pantó G., Szepesháry K., Székely-Fux V. Der ophiolithische magmatismus in Ungarn.— Acta Geol. Acad. scient. Hung., 1967, t. 11, 1—3.
- Wein Gy. Tectonic Review of the neogene covered Areas.— Acta Geol. Acad., scient. hung., 1969, t. 13, 1—3.

**А. Б. ДЕРГУНОВ****СТРУКТУРЫ СЖАТИЯ И РАСТЯЖЕНИЯ НА ВОСТОКЕ  
АЛТАЯ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ**

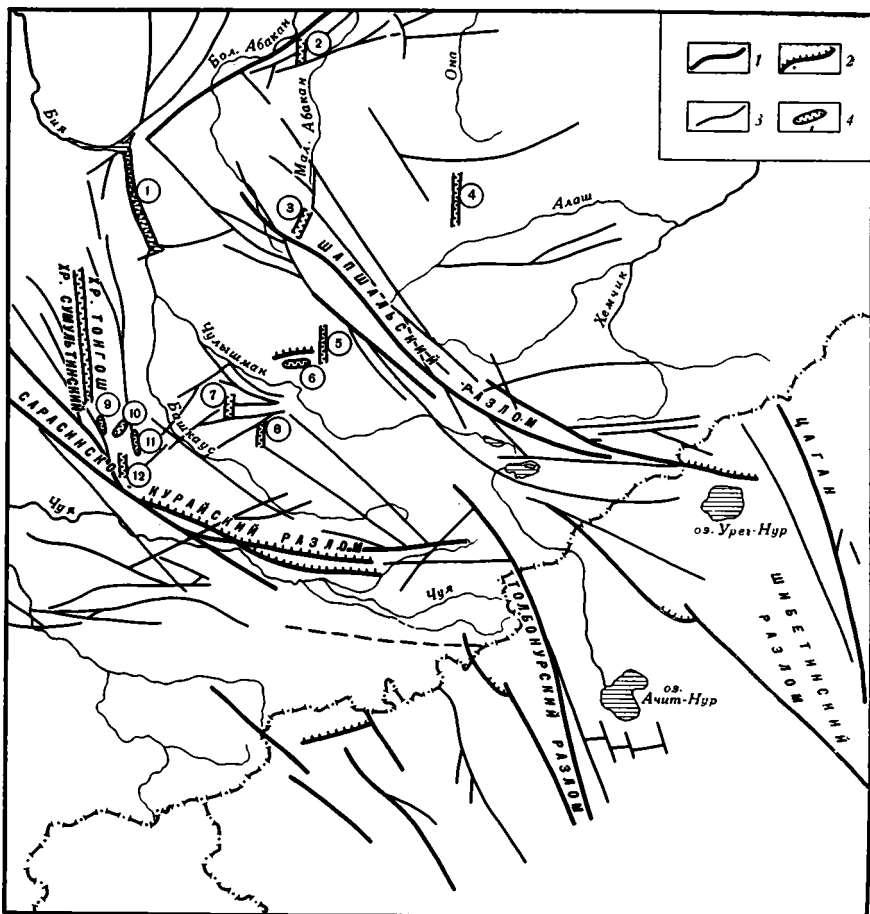
Многочисленные узкие и глубокие озерные впадины на востоке Алтая имеют меридиональное простирание. С ними ассоциируют северо-западные разломы типа сдвигов и взбросо-сдвигов и широтные надвиги. Активные движения по этим разломам сопровождались в среднечетвертичное время возникновением грабенообразных озерных впадин. Тесная пространственная и временная связь северо-западных и широтных разломов с меридиональными озерными впадинами позволяет рассматривать их как устойчивую парагенетическую ассоциацию и подойти к выяснению динамической схемы их образования.

Еще первые путешественники — исследователи Горного Алтая заметили, что обилием своеобразных горных озер его восточная часть отличается от западной. В большинстве случаев эти озера заполняют узкие, глубокие и почти прямолинейные впадины с крутыми бортами, нередко отвесно погружающимися в воду. Из 12 озер, известных в этом районе, 10 имеют такую форму и многие из них называются Кара-Куль или Узун-Куль (т. е. Черное или Длинное озеро). По морфологии впадин эти озера во многом сходны с знаменитым Телецким озером, а некоторые из них являются его миниатюрными копиями, причем все они имеют меридиональное простирание, параллельное главной части Телецкого озера.

Сходные черты строения и одинаковая ориентировка озерных впадин, по всей вероятности, указывают на связь их происхождения с одними и теми же процессами рельефообразования. В последних в свою очередь очень большую роль играли движения по новейшим разломам, что доказано работами целого ряда исследователей (Обручев, 1915, 1948; Нехорошев, 1959, 1966; Лунгерсгаузен и Раковец, 1961; Девяткин, 1965 и др.).

В настоящей статье делается попытка рассмотреть меридиональные озерные впадины, северо-западные и широтные разломы как устойчивое парагенетическое сочетание разрывных структур, которое может определенно указать на характер и направление действовавших напряжений (Буртман, Лукьянов, Пейве, Руженцев, 1963).

Первые предположения о связи линейных элементов рельефа с тектоническими причинами были сделаны еще в начале прошлого века. Г. П. Гельмерсен (1940) считал, что на востоке Алтая распространены две системы поднятий (хребтов) и прогибов (долин) меридионального и широтного простираний. На пересечении поднятий разных направлений образовались наиболее высокие горы, а сочетание меридиональной и широтной тектонических долин привело к возникновению сложного грабена Телецкого озера. В 1846 г. П. А. Чихачев установил северо-западное и северо-восточное направления структур соответственно для западных частей Алтая и Западного Саяна. По его мнению, пересечением их обусловлено появление структур третьего меридионального направления, а также многочисленных озерных впадин на востоке Алтая. В. А. Обручев



Расположение разломов на востоке Алтая и соседней территории Монголии  
 1 — взбросо-сдвиги Курайско-Толбонурской и Шашальского-Цаган-Шибетинской зон глубинных разломов, обновленные в четвертичном периоде; 2 — четвертичные надвиги; 3 — прочие разломы; 4 — грабенообразные озерные впадины. Цифры в кружках на схеме обозначают впадины следующих горных озер: 1 — Телецкого, 2 — Кара-Куль, 3 — Иты-Куль, 4 — Кара-Коль, 5 — Эри-Куль, 6 — Дери-Куль, 7 — Узун-Куль, 8 — безымянного, 9 — Кок-Куль, 10 — Ош-Куль, 11 — Узун-Куль, 12 — Чейбек-Куль

(1915) отверг связь современного рельефа с палеозойскими складками и доказал его юное блоковое строение, которое, однако, во многом наследует древний структурный план.

Таким образом, первые искусно проведенные наблюдения общих особенностей рельефа позволили установить действительные и закономерные связи их с важнейшими тектоническими элементами, в частности с разломами.

В дальнейшем преобладающая роль движений по разломам в формировании современной структуры и рельефа Алтая стала общепринятой, хотя позднее выяснился более сложный характер этих процессов. Так, В. А. Обручев писал уже о сочетании блоковых движений со сводовым поднятием (Обручев, 1948). В этой связи следует напомнить, что сводовая природа новейших поднятий была установлена Е. В. Павловским для Забайкалья (Павловский, 1937, 1948). Позднее она получила широкое признание и многие новейшие поднятия стали рассматриваться как сводовые. В. П. Нехорошев (1959) выделил на Алтае свод широтного про-

стирания, а Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1961) — еще один меридиональный. Далее количество выявленных сводовых поднятий на Алтае постепенно возрастало, и в наиболее поздней публикации В. С. Ерофеева (1969) современная структура подчятий всего Алтая рассматривается как «сводовое поднятие, представленное в плане в виде веера, развернутого в северо-западном направлении». Этот сложный свод в свою очередь состоит из «систем более мелких сводовых (мегаантиклинорных и мегасинклинорных), сводово-глыбовых и глыбовых структур...» (Ерофеев, 1969, стр. 68—69). Здесь сводовым структурам придается мегантиклинорный и мегасинклинорный характер, т. е. произошло отождествление их со складчатыми структурами. Таким образом, увлечение сводовыми формами исподволь привело к старым, давно опровергнутым представлениям о складчатой природе современной структуры и рельефа Алтая.

В этой связи необходимо остановиться на понятии свод или сводовое поднятие. В геометрическом смысле свод есть часть криволинейной поверхности, имеющей постоянную или закономерно изменяющуюся кривизну. Следовательно, кривизна служит определяющим признаком сводовой поверхности. Вероятно, именно кривизна свода Станового хребта связывалась с образованием впадин байкальского типа вдоль его водораздельной части (Павловский, 1937).

Для Алтая обычно не приводится прямых и косвенных доказательств, свидетельствующих о сводовой форме его поднятия. Говорится только о постепенном воздымании его с северо-запада на юго-восток под углом 0,5—0,7° (Ерофеев, 1969). По этим данным трудно судить о форме Алтайского поднятия. Возможно, оно действительно сводовое, но имеет совершенно незначительную кривизну и поэтому не сопровождается какими-либо специфическими для сводов структурами. По-видимому, более целесообразно рассматривать Алтай в целом как сложное блоковое поднятие, полого воздымающееся в юго-восточном направлении и разбитое разломами на блоки, смещенные друг относительно друга.

Оригинальную динамическую схему происхождения Байкальской впадины предложил В. В. Ламакин (1968). Он считает, что блоки земной коры перемещаются в северо-западном направлении, причем расположенные северо-западнее Байкала двигаются быстрее юго-восточных. В результате создается растяжение и грабеннообразное проседание Байкальской впадины. Эта схема пока неприменима к Восточному Алтаю, так как динамика горизонтальных перемещений здесь еще не изучена.

В современном рельефе Алтая отражены результаты длительного формирования его в мезозойско-кайнозойское время, причем элементы рельефа свидетельствуют о неравномерности тектонических движений на разных этапах (Лунгерсгаузен, Раковец, 1961; Девяткин, 1965; Нехорошев, 1966 и др.). В среднем мезозое и палеогене, по-видимому, было относительное тектоническое затишье на фоне медленного общего поднятия, вызвавшего пенепленизацию всего Алтая. Остатки этой поверхности выравнивания местами сохранились и позволяют расшифровывать более поздние движения. Однако и в этот «спокойный» период по отдельным разломам происходили дифференцированные перемещения блоков, возникла интенсивная эрозия местных поднятий и заполнение приразломных грабенов грубообломочным материалом. Примерами могут служить Сайгонышский (Девяткин, 1965) и Каргинский грабены (Башарина, 1968), формировавшиеся в зоне Шапшальского разлома.

В конце палеогена и неогене пенепленизированная поверхность Алтая поднялась над равнинами Казахстана и дифференцировалась на пологие хребты, долины и впадины, занятые крупными озерами. Обновились и некоторые разломы, образовав крутые борта отдельных впадин и долин, у которых накапливались пролювиальные толщи, сменяемые к центру впадин озерно-аллювиальными.



Относительно спокойное развитие рельефа, возможно, с преобладанием пликативных деформаций в конце плиоцена было прервано интенсивными дифференцированными движениями блоков. Именно в это время оформились крупнейшие элементы современного рельефа Алтая. Контрастность движений по разломам непрерывно возрастала в течение всего эоплейстоцена, что привело к накоплению мощных грубообломочных толщ, особенно вдоль надвигов у северных бортов крупнейших впадин Горного Алтая — Чуйской и Курайской. Однако и в этот период дизъюнктивного обновления рельефа заметна унаследованность движений от предыдущих этапов. Так, Курайский и Шапшальский хребты, сильно поднимавшиеся по разломам в это время, ранее также были поднятиями, ограничивавшими мезозойско-кайнозойские Чуйскую и Курайскую впадины, а также Сайгонышский и Каргинский грабены.

В плейстоцене дифференцированные движения блоков проявились особенно ярко, о чем свидетельствуют некоторые структуры, возникшие в это время. Прежде всего это надвиг палеозойских пород на четвертичные у южного подножья Курайского хребта, обнаруженный еще А. С. Мухиным (Мухин, Кузнецов, 1939). Бурение и детальные работы последних лет показали, что здесь палеозойские породы надвинуты на среднеплейстоценовые. В то же время и те и другие вместе с самим надвигом стратиграфически перекрыты верхнеплейстоценовой мореной, что ограничивает, таким образом, время движения по надвигу в пределах среднего плейстоцена (Бондаренко и др., 1968). На то же время движений указывают поднятия по взбросу плейстоценовых пролювиальных шлейфов у восточного борта Курайской котловины, опоясанных в этом новом положении верхнеплейстоценовой озерной террасой (Девяткин, 1965). Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1961) также подчеркивают наибольшую интенсивность этих движений и подтверждают ее целым рядом конкретных наблюдений, в том числе свидетельствующими об образовании в это время впадины озера Чейбек-Коль. В. П. Нехорошев (1966) также отмечает «...интенсивные тектонические проявления, отчетливо документированные геологически и ясно отраженные в рельефе. Особенно это относится к среднечетвертичным тектоническим подвижкам, имевшим место после максимального оледенения. С ними связано образование грабенов, занятых озерами: Телецкое, Чейбек-Коль, Кок-Коль, Марка-Куль и депрессиями Кара-Кабинской, Майкопчегайской и др.» (стр. 268). Весьма знаменательно, что именно в это время в соседней Западной Туве происходили излияния базальтов (Шорыгина, 1960).

В верхнем плейстоцене и позднее, вплоть до настоящего времени, на Алтае продолжают движения по разломам, но, вероятно, несколько менее интенсивные. Об этом свидетельствуют смещения верхнеплейстоценовых ледниковых и озерных отложений в долинах рек Кубадру и Сайгоныш, а также приуроченность эпицентров землетрясений к Шапшальскому, Курайскому и др. разломам (Массарский, Моисеенко, 1962). Таким образом, современная структура и рельеф Алтая формировались на протяжении всего четвертичного периода путем общего поднятия и дифференцированных блоковых движений. Наиболее четко они зафиксированы для первой половины плейстоцена. В результате образовалась преимущественно блоковая структура Восточного Алтая с характерным устойчивым сочетанием северо-западных (реже северо-восточных), широтных и меридиональных дизъюнктивных нарушений, причем каждому из перечисленных простираний отвечают движения одного определенного типа.

Разломы северо-западного и широтного простираний. Северо-западные разломы являются на Горном Алтае наиболее распространенными. Многие из них относятся к глубинным, они заложены не позднее нижнего кембрия и продолжают развиваться в новейшее время. Часто они ограничивают крупные блоки, бывшие ранее самостоя-

тельными структурно-формационными зонами; в современной структуре эти разломы обычно служат границами геоморфологических элементов первого порядка.

Северо-западные разломы, как правило, сами прямолинейны и составляют прямолинейные зоны, протягивающиеся в одном направлении на сотни километров. В их пределах отдельные разломы располагаются параллельно, часто кулисообразно подставляя друг друга, и представлены полосами дробленных, расланцованных или метаморфизованных пород. Некоторые из этих разломов хорошо выражены в современном рельефе уступами, седловинами и т. д. Чаще всего плоскости этих нарушений падают очень круто или вертикально, а движения по ним имеют характер сдвигов и взбросо-сдвигов. При этом, как правило, относительно поднятыми являются северо-восточные крылья разломов, а амплитуда вертикальных перемещений достигает 4—5 км. На большую роль горизонтальных составляющих движения по северо-западным разломам указывает прежде всего их устойчивая прямолинейность, которая при вертикальных движениях может возникнуть только случайно, но неизбежна при горизонтальных перемещениях по крутопадающим плоскостям сместителей. В отдельных случаях сдвиговый характер смещений был установлен непосредственными наблюдениями. Например, в 1961 г. Т. С. Гостевой были описаны сдвиги в зоне Шапшальского разлома, а И. Ф. Пожарским (1963) — Чулышманского.

Крупнейшими из разломов северо-западного простирания на востоке Алтая являются Сарасинско-Курайский и Шапшальский. В пределах Западной Монголии они продолжают соответственно Толбонурским и Цаган-Шибетинским разломами, вместе с которыми составляют две главные дизъюнктивные зоны, протягивающиеся с северо-запада на юго-восток более чем на 500 км каждая. Строение этих зон на таком огромном расстоянии неоднородно, на отдельных участках оно осложняется тем, что крутопадающие северо-западные разломы прерываются и сменяются субширотными надвигами.

В дизъюнктивной зоне, составленной Сарасинско-Курайским и Толбонурским разломами, первые сведения о надвигах, как отмечалось выше, были получены А. С. Мухиным в 1939 г. В последние годы здесь были проведены детальные работы, в том числе буровые, позволившие документально описать строение этого района. По данным П. М. Бондаренко, Е. В. Девяткина, И. Г. Лискуна, палеозойские породы надвинуты здесь с севера на четвертичные по плоскости сместителя, падающей на север под углом 25—30°. На этом же участке установлено еще несколько параллельных надвигов, обусловивших чешуйчатое строение южного склона Курайского хребта (Бондаренко и др., 1968). Подобного характера нарушение было обнаружено в этом же районе и на северном склоне Курайского хребта, где оно отделяет девонские породы от нижнекембрийских, но омоложено новейшими подвижками (Дергунов, 1967). Нужно отметить, что из этого района широтные надвиги прослеживаются с запада на восток вдоль всего южного подножья Курайского хребта, на расстоянии около 100 км. Они образуют крутые северные борта современных межгорных впадин — Курайской и Чуйской. На восточной окраине последней, т. е. уже в восточной части Курайского хребта, в урочище Камагаш Г. Ф. Лунегерсгаузеном и О. А. Раковец (1961) описан очень пологий надвиг девонских пород на верхнепалеогеновые. Южнее этой серии надвигов проходит Чаган-Узунский надвиг того же широтного простирания, так что ширина всей зоны Курайских надвигов достигает 20 км.

Характерно, что в пределах зоны надвигов крутопадающие разломы северо-западного простирания прерываются, но юго-восточнее появляются снова, составляя зону Толбонурского разлома, проходящего вдоль хр. Монгольский Алтай. Здесь также встречаются участки, где северо-западные разломы прерываются или отклоняются к востоку, становясь широт-

ными взбросами и надвигами, как например, в верховьях р. Ойгурын-Гол или восточнее оз. Цаган-Нур. На последнем участке надвиг особенно ярко выражен, плоскость его сбрасывателя залегает горизонтально, в результате чего он приобретает характер небольшого покрова с амплитудой горизонтального перемещения порядка одного-полутора километров. По всей вероятности, эти надвиги были обновлены новейшим подвижками, так как они хорошо выражены в современном рельефе, и, кроме того, по ориентировке, морфологии и направленности движений сходны с четвертичными Курайскими надвигами, расположенными сравнительно недалеко.

Во второй дизъюнктивной зоне, в которую входят Шапшальский и Цаган-Шибетинский разломы, так же как и в первой, преобладают крутопадающие разломы северо-западного простирания. Они прямолинейны и движения по ним имеют характер взбросов и сдвигов. Молодые взбросы были установлены Е. В. Девяткиным (1965) в северо-западной части Шапшальского разлома, где плейстоценовая морена восточного борта долины р. Сайгоныш поднята на 150 м. В том же направлении происходили движения по взбросам на юго-восточном окончании Шапшальского разлома. Здесь, в нижнем течении р. Каргы северо-восточный борт Каргинского грабена представлен взбросом, по которому палеозойские породы подняты над юрскими (Башарина, 1968). Такой же характер имеют северо-западные разломы далее на юго-восток, где в пределах Монголии они являются составляющими уже Цаган-Шибетинского разлома. Сдвиги в средней части Шапшальского разлома (верховья Хемчик) установлены Т. С. Гостевой в 1961 г.

Во второй дизъюнктивной зоне отчетливо проявляется та же закономерность; на отдельных участках крутопадающие северо-западные разломы прерываются и сменяются пологими широтными надвигами. Особенно хорошо это видно в устье р. Каргы, где упомянутый выше крутой взброс северо-западного простирания отклоняется к востоку и постепенно становится пологим широтным надвигом. Поэтому надвигу палеозойские породы перемещены с севера на юрские, причем надвиг ясно выражен и в современном рельефе. Вероятно, с ним связано асимметричное строение котловины оз. Урэг-Нур, которая имеет крутой северный борт и пологий южный. Шарнирное опускание этой котловины, по всей вероятности, продолжается и в настоящее время, в связи с чем долины рек, впадающих в озеро с севера, — глубокие и узкие, а с юга — широкие и пологие. Более того, северные речки, активно врезаясь в северный борт озерной котловины, перехватывают долины других рек, не впадающих в оз. Урэг-Нур. В частности, впадающая в это озеро р. Борошивенибулак присоединила к себе верховья реки Кере-Гаши-Гол, что отчетливо видно в осевой части хребта Цаган-Шибету севернее оз. Урэг-Нур. Эти наблюдения позволяют утверждать, что Урэгнурский надвиг продолжает развиваться в новейшее время.

Южнее оз. Урэг-Нур одна из западных составляющих Цаган-Шибетинского разлома, проходящая вдоль юго-западного подножья хр. Тургэн-Ула, отклоняется к востоку северо-восточнее оз. Ачит-Нур и сразу же становится надвигом, по которому нижнепалеозойские породы с севера надвинуты на каменноугольные. Этот надвиг также очень пологий, в плане он как горизонталь описывает современный рельеф, образуя очень резкий перегиб у подножья хребта, что позволяет предполагать обновление и этого разлома в новейшее время.

Таким образом, на востоке Горного Алтая и в пределах Монгольского Алтая устойчиво сохраняется одно и то же сочетание крутопадающих северо-западных разломов с пологими широтными надвигами. По-видимому, оно закономерно и характерно для других районов Алтая и Западной Монголии. Из других широтных надвигов хорошо известны, например, Северный и Южный фасы Алтая, причем в первом случае под-

нято южное крыло, а во втором — северное; а также надвиги у подножья хр. Сайкан и др. (Нехорошев, 1959, 1966). Широтное простирание имеют очень пологие надвиги в западных районах Монголии. Так, палеозойские и юрские породы южного склона хр. Хан-Хухэй надвинуты с севера на юг на неоген-четвертичные, выполняющие котловину оз. Хиргис-Нур. Связь современного рельефа с этим надвигом очевидна, как и в котловине оз. Урэг-Нур, здесь северный борт крутой, а южный очень пологий, незаметно сливающийся с холмистой равниной. На юге хр. Джаргалант польскими геологами в 1963 г. установлен еще один надвиг нижнепалеозойских пород на юрские и также с севера на юг при широтном простирании плоскости сместителя.

Прямолинейных и крутопадающих разломов северо-восточного простирания на рассматриваемой территории очень немного, и, по-видимому, роль их в современной структуре и рельефе невелика. Однако восточнее их становится больше, особенно в районах, прилегающих к Западной Саяну и Туве, где, как известно, северо-восточные разломы становятся главными структурными элементами. В пределах Восточного Алтая их мало, но они привлекают внимание сходством с северо-западными своей морфологией; прямолинейностью, крутым падением плоскостей и взбросо-сдвиговым типом перемещений. В некоторых случаях у них удалось установить левобокую характер сдвиговой составляющей; например, по разлому, ограничивающему с северо-запада Еринатскую мульду в верховьях р. Б. Абакан (Дергунов, 1967).

Таким образом, на Горном Алтае и в прилегающих районах Западной Монголии наиболее широко распространены прямолинейные крутопадающие взбросо-сдвиги северо-западного простирания. Северо-восточные разломы встречаются редко, но имеют тот же взбросо-сдвиговый тип движений. Крутопадающие разломы сопровождаются пологими и горизонтальными надвигами широтного простирания. В подавляющем большинстве случаев блоки пород, примыкающие к разломам всех типов с севера, северо-востока и северо-запада, относительно приподняты. Горизонтальные смещения происходили по широтным надвигам чаще с севера на юг, северо-западные сдвиги имеют правобокую характер, а северо-восточные — левобокую. В четвертичное время обновлялись разломы всех простираний, и, по-видимому, в равной степени. Преобладание движений по широтным швам (Нехорошев, 1959) скорее всего только кажущееся. Оно вызвано тем, что в большинстве случаев широтные разломы являются надвигами, которые гораздо лучше фиксируются в рельефе, чем сдвиги, имеющие преимущественно северо-западное и северо-восточное простирание.

Грабенообразные впадины меридионального простирания. Кроме надвигов и взбросо-сдвигов, на востоке Алтая широко развиты узкие и глубокие озерные впадины преимущественно меридионального простирания. Некоторые из озер уже давно привлекают внимание географов и геологов. Ни один из маршрутов первых исследователей Горного Алтая не прошел мимо знаменитого Телецкого озера. Многие из них, Г. П. Гельмерсен, П. А. Чихачев, Г. Е. Шуровский и другие обращали внимание на грабенообразную форму его впадины и высказывались в пользу ее тектонического происхождения. Вполне определенно о тектонической природе Телецкого озера писал В. А. Обручев (1915, 1916), считавший, что не только озерная впадина, но и нижняя часть долины р. Чулышман занимают сложный грабен.

Детальное описание впадины Телецкого озера было сделано С. А. Яковлевым в 1916 г. В нем подчеркивается огромная, более 2 км, высота и очень большая крутизна ее бортов, достигающая 65° в меридиональной и 30° в широтной части. Уступы в нижней надводной и подводной частях бортов описываются как тектонические, образованные путем соскальзывания чешуйчатых пластин коренных пород по сбросам,

причем на западном борту без опрокидывания, а на восточном с опрокидыванием. С. А. Яковлев объясняет этот факт тем, что на западном борту сланцеватость кристаллических сланцев, имея крутое восток-северо-восточное падение, близко совпадает с бортом впадины, а на восточном они пересекаются, в результате пластины не просто соскальзывают по сланцеватости, а опрокидываются у основания склонов. Так же ярко проявлена грабенообразная форма впадин Камгинского и Кыганского заливов, отходящих соответственно на северо-восток от северного и на юго-восток от южного окончаний озера. На многих участках вдоль бортов впадины Телецкого озера С. А. Яковлев описывает полосы современных тектонических брекчий, обломки в которых почти не сцементированы. Приводятся также другие наблюдения и соображения в пользу тектонической природы озера. Все это позволило С. А. Яковлеву сделать вполне обоснованный вывод: «...Телецкое озеро есть грабен, происшедший в сравнительно недавнее время и поэтому хорошо сохранившийся как свою внешнюю — очень характерную для грабена форму, так и совершенно свежие следы создавшего его тектонического процесса» (1916, стр. 457).

Однако в те же далекие годы И. Г. Гранэ писал, что впадина Телецкого озера не зависит от геологической структуры, что форма ее даже не напоминает грабена, и что она образовалась путем переглубления — «выпахивания» ледником древней долины на 800—1000 м. Эти взгляды полностью принял Н. Л. Бубличенко (1939), который, кроме того, пересмотрел наблюдения С. А. Яковлева. Он отрицал тектоническое происхождение уступов, террас и брекчий, а также и грабенообразную форму самой впадины, считая ее вслед за И. Г. Гранэ типичным трогом. В завязавшейся полемике (Яковлев, 1916, 1939; Бубличенко, 1939, 1946). Н. Л. Бубличенко занял крайнюю «ледниковую» позицию и вообще отрицал существование каких-либо следов новейших движений в этом районе. С. А. Яковлев не отрицал большого значения ледниковой деятельности в формировании рельефа, но отстаивал возникновение впадины тектоническим путем между древним максимальным полупокровным и последним долинным оледенениями. По мнению С. А. Яковлева, грабен Телецкого озера обрывает широкий трог, образовавшийся между хребтами Телецким и Алтын-ту в период древнего максимального полупокровного оледенения. Ледники более молодого оледенения оканчивались значительно выше озера. Близкую точку зрения отстаивал и А. М. Кузьмин (1929), который считал, что озеро возникло сравнительно недавно, позднее оледенений, на что, по его мнению, указывает свежесть формы впадины и небольшое количество отложений в дельтах впадающих рек.

В 1958 г. делается попытка завершить полемику о происхождении Телецкого озера. Отказавшись от односторонних взглядов предшественников, Л. А. Рагозин (1958) пришел к выводу, что формирование впадины Телецкого озера происходило по действиям многих взаимосвязанных процессов: тектонических движений, климатических колебаний, речной эрозии и ледникового выпаживания. Эти процессы преобразовали древнюю, палеозойскую тектоническую депрессию на протяжении всего четвертичного периода, в результате чего она приобрела современную морфологию. В этой работе отмечается, что на Горном Алтае развиты другие впадины, сходные с Телецким озером по морфологии и происхождению. Например, впадина урочища Сок-Ярык, по которой р. Катунь пересекает в меридиональном направлении Теректинский хребет.

В работах последних лет тектоническая природа Телецкого озера признается всеми авторами. Некоторые из них связывают происхождение этой впадины с одним из разломов, не уточняя механизма ее формирования (Шмидт, 1964; Девяткин, 1965 и др.). Другие считают, что она возникла при образовании свода, причем сводом называется Восточный Алтай, имеющий якобы меридиональную ось (Лунгерсгаузен, Раковец,

1961). К близкому выводу пришел П. М. Бондаренко, получивший экспериментальным путем модели впадин, подобные Телецкому озеру и оз. Чейбек-Коль (Бондаренко, 1967). Он предполагает, что впадины возникли при формировании сводовых поднятий, причем для образования каждой впадины должно быть свое соразмерное с ней сводовое поднятие. Едва ли этот механизм применим для объяснения происхождения многочисленных, но небольших озерных впадин Восточного Алтая. Трудно применить его и для Телецкого озера, так как до сих пор никаких следов соответствующего ему сводового поднятия не установлено. Таким образом, несмотря на то, что сейчас тектоническое происхождение Телецкого и некоторых других озер стало общепринятым, механизм образования их впадин остается неустановленным. Представляется, что можно подойти к решению этого вопроса путем изучения общих черт строения этих озерных впадин и соотношения их с разломами.

На территории Восточного Алтая, в пределах территории, находящейся между Курайским хребтом на юге и долинами рек Лебедь и Б. Абакан на севере (примерно 200 на 150 км), привлекают внимание 15 современных грабенообразных впадин, 12 из них заняты горными озерами. Наиболее характерные черты строения этих впадин сведены в таблицу, составленную главным образом на основании интерпретации топографических карт.

| Озеро и его расположение   | Длина, км                         | Ширина, км                           | Отношение длины к ширине         | Превышения бортов, м | Крутизна склонов                     | Азимут простирания |
|--|-----------------------------------|--------------------------------------|----------------------------------|----------------------|--------------------------------------|--------------------|
| Телецкое   | 77,7<br>(47 мерид.,<br>30 широт.) | от 3,2<br>(средняя, 5<br>наибольшая) | 9,4:1<br>(для ме-<br>рид. части) | 1,500—2000           | 30—60°                               | от 345<br>до 0°    |
| Кара-Куль, водораздел рек Б. и М. Абакан                           | 6,5                               | До 0,6                               | 11:1                             | 900                  | 45°                                  | 5°                 |
| Иты-Куль, Шапшальский хребет в истоках р. Чульча                   | 7,5                               | До 1                                 | 7,5:1                            | 600                  | 20°                                  | —                  |
| Кара-Коль, в истоках р. Алаш                                       | 11,4                              | До 1,4                               | 8,2:1                            | 600                  | 20°                                  | от 0°<br>до 10°    |
| Эри-Куль, правобережье р. Чулышман                                 | 5                                 | 0,6                                  | 8:1                              | 700                  | 15°                                  | 0°                 |
| Дери-Куль, правобережье р. Чулышман                                | 4                                 | 0,8                                  | 5:1                              | 450<br>300           | 20° сев.<br>борт<br>10° южн.<br>борт | 90°                |
| Узун-Куль, водораздел рек Чулышман и Башкаус                       | 3,6                               | 0,4                                  | 9:1                              | 250                  | 10°                                  |                    |
| Безымянное, водораздел рек Чулышман и Башкаус, верховье р. Саратан | 1,2                               | 0,2                                  | 6:1                              | 500                  | 25°                                  | 10°                |
| Кок-Куль, хр. Айгулакский  | 1,6                               | 0,3                                  | 5:1                              | 600                  | 20°                                  | 345°               |
| Ош-Куль, хр. Айгулакский   | 1,8                               | 0,2                                  | 9:1                              | 400                  | 15°                                  | 70°                |
| Узун-Куль, хр. Курайский   | 3,0                               | 0,5                                  | 6:1                              | 200                  | 10°                                  | 0°                 |
| Чейбек-Куль, хр. Курайский   | 4,6                               | 0,5                                  | 9:1                              | 600                  | 20°                                  | 335°               |

Общими чертами озерных впадин, не зависящими от их размеров, являются: большие отношения длины к ширине — от 6:1 до 11:1, большие превышения прилегающих гор — от 0,6 до 2,0 км и большая крутизна склонов — до 30° и даже до 60°. Такие же особенности строения в этом районе имеют еще две впадины, не занятые озерами: Пыжинский грабен, в верховьях р. Пыжа (Сенников, 1962) и верхняя часть долины р. Чебдар, пересекающая хребты Сумультинский и Тонгош. Очень важно подчеркнуть, что все эти впадины имеют одно и то же меридиональное простираие и симметричное строение.

Только две впадины из перечисленных в таблице имеют широтное простираие и только в их морфологии проявляется резкая асимметрия, выраженная большой крутизной и высотой северного борта и очень пологим воздыманием южного. Это впадины озер Дери-Куль и Ош-Куль. Такая же асимметрия характеризует Сайгонышскую впадину у южного подножья Шапшальского хребта (Девяткин, 1965) и впадину с оз. Уйке-Куль на Чулышманском хребте. Кроме того, как отмечалось выше, крупнейшие впадины Алтая Чуйская и Курайская, а также впадины озер Урэг-Нур и Хиргис-Нур в Северо-Западной Монголии тоже имеют крутые и высокие северные и пологие низкие южные борта.

Таким образом, отчетливо проявляется связь между морфологией и ориентировкой впадин: узкие, глубокие и симметричные являются меридиональными, а более широкие и отчетливо асимметричные — широтными. Выше говорилось, что для крупнейших из широтных впадин была выявлена связь с пологими надвигами, которые, как правило, располагаются в основании их крутых северных бортов. На связь симметричных грабенообразных впадин меридионального простираия с разломами указывают сбросы, ограничивающие Телецкое озеро (Яковлев, 1961), а также экспериментальные данные П. М. Бондаренко (1967). Последний установил, что Телецкое и небольшое оз. Чейбек-Куль могли возникнуть путем разрыва поверхностной части земной коры, т. е. при движении по разломам типа раздвига. Характерно, что обе впадины образовались близко одновременно, в среднечетвертичное время (Нехорошев, 1966), когда дифференциальные движения были очень интенсивными (Лунгерсгаузен, Раковец, 1961; Девяткин, 1965 и др.). Одинаковая ориентировка, сходная морфология и возможно близкое время возникновения других озерных меридиональных впадин позволяют связывать их происхождение с аналогичными разрывными структурами.

Широкое развитие этих впадин на востоке Алтая показывает, что здесь выявляется новая система характерных разрывных нарушений — система раздвигов. Все они имеют меридиональное простираие, крутое падение и очень небольшую протяженность, соответствующую длине впадин. Пространственное и временное совпадение этих разрывов с северо-западными взбросо-сдвигами и широтными надвигами показывает, что эти дизъюнктивные структуры всех трех типов находятся в тесной парагенетической связи. Однако только сдвиги и надвиги точно отвечают принципам сдвиговой тектоники. Дж. Муди и М. Хилла (1960), являясь сколовыми нарушениями, формировавшимися, по всей вероятности, при длительном действии максимального горизонтального сжатия в меридиональном направлении. Реально существующие меридиональные раздвиги не находят места в схеме этих авторов. В то же время представляется очевидным, что между всеми тремя типами разломов существуют устойчивые пространственные и временные связи, которые скорее всего имеют парагенетический характер. Парагенез подобных трещин и соответствующих им разломов был изучен А. В. Лукьяновым (1963) в Южной Монголии. Непосредственные полевые наблюдения показали, что во время Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г. там происходили одновременные горизонтальные перемещения по северо-западным левосторонним сдвигам, субмеридиональным надвигам и субширотным раздвигам. Было

установлено, что этот парагенез отвечает сжатию в субширотном направлении и местным растяжениям в субмеридиональном.

Анализ парагенеза современных структур, развитых в районе глубинного разлома Сан-Андреас в Калифорнии, привел А. В. Лукьянова к выводу о том, что там под действием субмеридионального сжатия одновременно происходили правосторонние сдвиги северо-западного простирания и субширотные надвиги, которые сопровождалась субмеридиональными структурами растяжения (раздвигами, сбросами и др.).

Таким образом, в трех весьма удаленных друг от друга районах: Восточном Алтае, Южной Монголии и на западе Северной Америки — в тесной парагенетической связи со структурами сжатия (сдвигами и надвигами) развиваются структуры растяжения (раздвиги). По-видимому, эти сообщества структур вполне естественны и отвечают общим законам деформаций. Действительно, при испытании каменных образцов на сжатие (Беляев, 1962, стр. 58—59) возникают трещины скола, расположенные под углом около 45° к сжимающим усилиям, а также параллельные последним трещины отрыва. Возможно, эти трещины отвечают соответственно сдвигам и надвигам (сколы), а также раздвигам (трещины отрыва).

Следует заметить, что разрушение опытных образцов происходит обычно по одной из систем трещин, хотя каждая из них, по-видимому, является равноценной. Вероятно, появление первой ничтожной зародышевой трещины даже в идеально однородном образце делает его неоднородным и дальнейшая деформация его происходит как деформация неоднородного тела. По-видимому, по той же причине в реальной геологической обстановке в одном месте происходит движение только по одному из трех типов разломов и практически нет случаев наложения разломов разных типов друг на друга. Так, например, в районе Курайского хребта развиты преимущественно широтные надвиги, в районе Шапшальского — северо-западные взбросо-сдвиги, а Чулышманского и Абаканского — меридиональные раздвиги.

В то же время весьма обычны случаи смены одного разлома другим, расположенным на его продолжении, но имеющим другое простирание и другой тип движения. Выше приводились примеры такого рода, показывающие как северо-западные взбросо-сдвиги сменяются широтными надвигами. Очень ярким примером может служить непрерывный переход от широтного Курайского надвига к почти меридиональному раздвигу оз. Чейбек-Куль на западной окраине Курайского хребта (Бондаренко и др., 1968).

Итак, на территории Восточного Алтая и Северо-Западной Монголии четвертичные взбросо-сдвиги, надвиги и раздвиги соответственно северо-западного, широтного и меридионального простирания образуют единую систему разломов, которая могла образоваться при длительном действии сжимающего напряжения в меридиональном направлении.

#### Литература

- Башарина Н. П. Тектоника Каргинской впадины.— Геология и геофизика, 1968, № 5.
- Беляев Н. М. Сопротивление материалов. Физматгиз, 1962.
- Бондаренко П. М. О рифтовом происхождении некоторых озерных впадин Горного Алтая.— Матер. к конф. молодых ученых и аспирантов Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Новосибирск, 1967.
- Бондаренко П. М., Девяткин Е. В., Лискун И. Г. Материалы по новейшей тектонике и стратиграфии кайнозойских отложений Акташского района Курайской неотектонической зоны Горного Алтая.— В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Матер. Всес. совещ. по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. «Наука», 1968.
- Буличенко Н. Л. Происхождение Телецкого озера.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1939, № 3.



- Бубличенко Н. Л. Еще к вопросу о происхождении Телецкого озера.— Изв. Всес. географ. о-ва, 1946, т. 78, вып. 4.
- Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев С. В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения.— В кн. Разломы и горизонтальные движения земной коры. Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 80.
- Гельмерсен Г. П. Телецкое озеро и телеуты Восточного Алтая.— Горный ж., 1840, ч. I и II.
- Девяткин Е. В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая «Наука», 1965.
- Дергунов А. Б. Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна.— Тр. ГИН АН СССР, 1967, вып. 172.
- Ерофеев В. С. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата, «Наука», 1969.
- Кузьмин А. М. Материалы к расчленению ледникового периода в Кузнецко-Алтайской области.— Изв. Зап.-Сиб. отд. Геолкома, 1929, т. 8, вып. 2.
- Ламакин В. В. Неотектоника Байкальской впадины.— Тр. ГИН АН СССР, 1968, вып. 187.
- Лукьянов А. В. Горизонтальные движения по разломам, происходившие при современных катастрофических землетрясениях. В кн. Разломы и горизонтальные движения земной коры. Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 80.
- Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. Новейшая тектоника Горного Алтая.— В кн.: Неотектоника СССР, Изд-во АН ЛатвССР, 1961.
- Массарский С. И., Моисеенко Ф. С. О сейсмичности Алтая.— Геология и геофизика, 1962, № 8.
- Муди Дж. и Хилл М. Сдвиговая тектоника.— В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Мухин А. С., Кузнецов В. А. Четвертичные надвиги в юго-восточном Алтае.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1939, вып. 1, стр. 49—62.
- Нехорошев В. П. Четвертичная тектоника Алтая.— Матер. ВСЕГЕИ по четверт. геологии и геоморфологии СССР. Нов. сер., 1959, вып. 2.
- Нехорошев В. П. Тектоника Алтая, «Недра», 1966.
- Обручев В. А. Алтайские этюды, ч. II. О тектонике Русского Алтая.— Геол. вестн., Землеведение, кн. III, 1915; т. 1, № 4.
- Обручев В. А. Происхождение Телецкого озера.— Природа, 1916, № 11.
- Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 3.
- Павловский Е. В. Впадина озера Байкал.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1937, № 2.
- Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезо-кайнозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.
- Пожариский И. Ф. О роли тангенциальных напряжений в формировании структур Горного Алтая.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 2.
- Рагозин Л. А. К вопросу о происхождении Телецкого озера.— Вестн. Моск. ун-та, 1958, № 3.
- Сенников В. М. Стратиграфия палеозоя Уйменско-Лебедского синклиория (Алтай). Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1962.
- Шорыгина Л. Д. Стратиграфия кайнозойских отложений Западной Тувы.— Тр. ГИН АН СССР, 1960, вып. 26.
- Яковлев С. А. О происхождении Телецкого озера.— Изв. Русск. геогр. о-ва, 1916, вып. 6.
- Яковлев С. А. К вопросу о происхождении Телецкого озера.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отдел геол., 1939, т. 17, вып. 4—5.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
1 декабря 1970 г.

## РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.24(265/266)

Л. П. ЗОНЕНШАИН

НОВЫЙ ЭТАП В СОСТАВЛЕНИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ  
(О «ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЕ ТИХООКЕАНСКОГО СЕГМЕНТА ЗЕМЛИ»)

Тектонические карты за последние 15—20 лет стали привычным средством отражения строения и развития крупных территорий земного шара. На основе составления тектонических карт нашей страны разработаны главные принципы тектонического картирования обширных регионов, таких, как целые материки. Появление известных тектонических карт Европы, Евразии, Арктики, Африки, Северной Америки, Индии показывает распространение этих принципов в мировом масштабе. Как известно, сейчас ведется работа по составлению тектонической карты всего земного шара.

Но при всех успехах тектонического картографирования, почти все тектонические карты имели прежде один крайне существенный пробел: они охватывали только континентальные пространства. Огромные пространства морей и океанов не находили на этих картах тектонического истолкования, не считая рисовки батиметрии морского дна. Тем самым не менее двух третей земной поверхности практически выключалось из рассмотрения тектонистов. Это, конечно, было связано с крайней скудостью сведений о строении дна морей и океанов. Лишь в последнее десятилетие наметился большой прогресс в этом отношении. В результате уже на Тектонической карте Евразии была сделана первая попытка как-то подойти к интерпретации строения морского дна. На этой карте были показаны подводные продолжения платформ и складчатых областей, а также выделены области океанических платформ и современные геосинклинальные области. Однако и в этом случае морские и океанические пространства были проанализированы лишь в неширокой полосе, непосредственно примыкающей к континенту, т. е. один из основных вопросов, волнующих геологов, — вопрос о соотношении континентов и океанов — не получил достаточного освещения и на этой карте.

Совершенно иной, существенно отличной от прежних карт, является Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли масштаба 1:10 000 000, составленная в Геологическом институте и Институте океанологии АН СССР и изданная в 1970 г. под редакцией известных исследователей Тихого океана и его обрамления Ю. М. Пушаровского и Г. Б. Удинцева. В центре этой карты, а следовательно, и в центре внимания читателя находится вовсе не континент с его причудливо изрезанными берегами, срезающими материковые структуры, а громадный круг Тихого океана. Если можно так сказать, вся композиция карты подчинена Тихому океану, и это обстоятельство позволяет предать многие черты тектоники обрамляющих его континентов в новом свете.

Появление Тектонической карты Тихоокеанского сегмента отражает, по нашему мнению, начало качественно нового этапа в тектоническом картографировании, такого этапа, при котором комплексно анализируются все структурные элементы земного шара, а не одни лишь континенты. Новым является и то, что рамки карты совпадают не со случайными береговыми линиями, а с естественными контурами такого грандиозного структурного образования, как Тихоокеанское кольцо. Очень важно, что объектом карты служит именно Тихий океан — наиболее крупный и наиболее сложный из океанов. Учитывая все это, хотелось бы внимательнее рассмотреть Тектоническую карту Тихоокеанского сегмента, посмотреть, что при ее составлении взято из арсенала средств прежних тектонических карт, что нового, какие удаchi и просчеты. Задача такого обзора облегчается тем, что один из редакторов карты — Ю. М. Пушаровский — опубликовал недавно специальную статью, посвященную принципам составления тектонических карт (Пушаровский, 1971).

В этой статье красной нитью проходит совершенно справедливая мысль, что в основу составления тектонических карт как континентов, так и океанов должен быть положен один и тот же историко-геологический принцип, успешно оправдавший себя всем опытом тектонического картирования. Действительно, именно такой принцип может обеспечить строго научное и объективное изображение структур. Следует также

согласиться с определением, данным Ю. М. Пушаровским тектоническим картам, которые должны отображать «познанные структуры земной коры и их естественные сочетания, или, что то же самое, структурные формы и тектонические зоны разных порядков и свойств» (стр. 216).

В упомянутой статье мы прежде всего находим характеристику двух категорий тектонических структур: континентов и океанического ложа. Как равная по рангу тем и другим, рассматривается третья категория — структуры современных геосинклинальных зон, к числу которых Ю. М. Пушаровский относит системы островных дуг. Это наиболее крупное разделение представляется очень естественным и стройным, в нем отражены главнейшие тектонические элементы земной поверхности.

На тектонической карте благодаря удачной раскраске также прежде всего бросаются в глаза эти же три категории структур; в результате карта выглядит очень рельефной и структурной. Те же категории структур есть, конечно, и в легенде к карте. Но чисто формально легенда построена неудачно. В ней противопоставлены друг другу вовсе не главнейшие категории структур, а некие сборные объединения — «главнейшие тектонические области» и «резонансно-тектонические структуры», причем первая рубрика включает в себя структуры и континентов, и океанического ложа, и современных геосинклинальных зон, а структуры второй из названных рубрик явно имеют второстепенное значение и ни в коей мере не могут быть поставлены в один ранг с «главнейшими тектоническими областями» (заметим, кстати, что никак нельзя согласиться с отнесением к резонансно-тектоническим структурам и краевых прогибов, которые непосредственно наследуют в своем развитии многогеосинклинальные зоны).

Более дробное подразделение каждой из главных категорий осуществлено несколько по-разному, хотя во всех случаях сохраняется единый историко-геологический подход.

Складчатые структуры континентальных областей отличаются друг от друга возрастом главной складчатости, которая определяется сменой собственно геосинклинального этапа развития орогенным. На Тектонической карте Тихоокеанского сегмента пришлось отказаться от выделения привычных эпох складчатости западно-европейской (или, вернее, атлантической) шкалы, т. е. на ней нет, скажем, каледонид, герцинид или альпид, так как эпохи складчатости относятся здесь к другим интервалам времени, чем в Атлантическом сегменте. Как первый вариант вполне приемлемо чисто возрастное обозначение эпох складчатости, но в дальнейшем, вероятно, лучше придать им собственные наименования, которые относились бы только к Тихоокеанскому сегменту, тем более, чем некоторые подобные наименования, такие, как, например, ларамийская или невидийская, пользуются широким распространением.

Принцип расчленения складчатых сооружений по возрасту складчатости прошел уже проверку временем. Но его применение в современном тектоническом картировании влечет за собой один существенный недостаток, который четко выявился еще при составлении первых тектонических карт. На них выделялись разновозрастные складчатые области в строго очерченных границах, хотя как раз границы-то зачастую были менее всего ясны. Это объясняется тем, что, если для геосинклинальных прогибов возраст складчатости, как правило, устанавливается однозначно, то разного рода поднятия обычно сложены комплексами структур, сформировавшимися в предшествующие эпохи складчатости и лишь переработанными в последующие эпохи. Поэтому поднятия то тракуются в качестве самостоятельных областей складчатости, то выделяются в виде массивов, то показываются как древние ядра. В результате часто ведутся длительные и, на мой взгляд, бесплодные дискуссии о принадлежности того или иного структурного элемента к той или иной области складчатости. Может быть, стоит напомнить в связи с этим печальную судьбу, например, Горного Алтая или Чингиз-Тарбагатайского антиклинория, которые на одних картах рисовались каледонскими, а на других герцинскими сооружениями. Стремление к выделению четко обособленных областей складчатости обуславливает и то, что все внимание сосредотачивается только на событиях последнего геотектонического цикла, закончившего формирование данной области, а вся предшествующая, часто очень длительная и насыщенная событиями тектоническая история практически выпадает из поля зрения исследователя. Составители Тектонической карты Тихоокеанского сегмента, насколько можно судить по легенде, осознавали недостаток подобного изображения и стремились избавиться от него путем выделения, с одной стороны, древних массивов, сложенных соответственно докембрием и складчатым палеозоем, а с другой (только для современных геосинклинальных областей) — краевых поднятий, сложенных породами разного возраста. Но это чисто паллиативное решение вопроса не сняло, конечно, всей проблемы. Следствием этого явилось, например, то, что дуга Больших Антильских островов выделена в самостоятельную область среднекайнозойской складчатости и резко противопоставлена тем самым остальной современной геосинклинальной области Карибского моря и Малых Антильских островов, тогда как Японские острова включены в современную геосинклинальную область и поставлены в один ранг с другими, чисто вулканическими островными дугами, хотя на Японских островах существенное значение имели палеозойские движения и их роль в формировании структуры этих островов такая же, если не большая, чем современная тектоно-магматическая активность. Равным образом для древних массивов мы узнаем из карты только о возрасте слагающих их отложений, а были ли это эв- или многогеосинклинальные или иные образования, остается только гадать. По моему мнению, этих,

равно как и других недоразумений, можно было бы с успехом избежать, если бы на картах окомтуривались не области складчатости, а разновозрастные и разнотипные складчатые комплексы. В этом случае в пределах массивов и других поднятий должны показываться соответствующие по возрасту геосинклинальные, орогенные и иные комплексы, а последующая переработка будет отражаться появлением более молодых геосинклинальных комплексов среди более древних. Такой путь тектонического картирования представляется наиболее перспективным и наиболее объективным, так как он позволяет картировать конкретные геологические тела.

Внутреннее разделение областей складчатости производится на рассматриваемой Тектонической карте путем обособления трех типов геосинклинальных зон: привычных для нас эв- и миогеосинклинальных зон и, кроме того, особой группы промежуточных геосинклинальных зон или, как они названы в статье Ю. М. Пушаровского, миктогеосинклиналей (геосинклиналей со смешанными чертами развития). Хочется особо приветствовать выделение этой третьей группы геосинклинальных зон, поскольку накапливается все больше данных по самым разным регионам, что все многообразие геосинклиналей никак не укладывается только в две группы: эв- и миогеосинклиналей. Сейчас трудно сказать, привнес ли термин «миктогеосинклиналь», хотя он выглядит привлекательным, далеко еще не ясен и точный смысл, который необходимо вложить в понимание такого рода зон, не всегда, очевидно, к ним относятся однотипные структуры, но, несмотря на это, уверенно можно говорить о большой целесообразности выделения третьего типа геосинклинальных зон.

Для разделения типов геосинклинальных зон Ю. М. Пушаровский предлагает ввести количественный критерий в виде «индекса вулканизма», который выражается отношением длительности геосинклинального (т.е. до орогенной стадии) вулканизма к длительности всей геосинклинальной стадии. Зоны с индексом вулканизма до 10% отвечают миктогеосинклиналям, от 10 до 50% — миктогеосинклиналям и свыше 50% — эвгеосинклиналям. Этот количественный подход, вероятно, может оказаться действенным, хотя не всегда такие подсчеты могут быть произведены. Он один все же вряд ли является достаточным, если не учитывать и качественную сторону, т.е. состав магматических продуктов. Во многих геосинклинальных зонах, принадлежащих к промежуточной группе миктогеосинклиналей, широко развиты коровые магматические образования кислого и среднего состава, причем индекс вулканизма явно больше 50%, и напротив, в целом ряде эвгеосинклиналей, например во Францисканской и Папуанской, с типичным развитием начального магматизма индекс вулканизма меньше 50%; не случайно на Тектонической карте они не отнесены ни к какому из типов геосинклиналей, а указано лишь, что они отличались миогеосинклинальным развитием в кайнозой. Следовательно, для эвгеосинклиналей важна не только продолжительность вулканизма, но и присутствие начального (сигидито-базальтового) вулканизма и его объем.

Большим достижением Тектонической карты Тихоокеанского сегмента является выделение современных геосинклинальных областей с их более подробным расчленением. На карте хорошо читается современная структура этих областей, разделение их на узкие желоба, островные гряды и заключенные между ними котловины. Этим геоморфологическим элементам на карте придан структурный смысл: они обозначаются в виде геосинклинальных прогибов (желобов и котловин) и геоантиклинальных поднятий. На теперешней стадии изученности островных дуг никак нельзя требовать большего от тектонической карты, но в дальнейшем, по-видимому, представится возможность для более лучшего понимания природы геосинклинальных прогибов и их типизации по тому же принципу, что и для континентов, т.е. с точки зрения количества и состава магматических продуктов.

По той части легенды, которая относится к современным геосинклинальным областям, хотелось бы сделать одно частное замечание. Непонятно, почему островные дуги типа Японской (дуги «первого рода») обозначены в качестве краевых поднятий: о чем «краевые» по отношению к чему? К геосинклинальной области? К какому ее краю? Но эта же гряда Японских островов по простиранию переходит с одного края геосинклинальной области на другой ее край. Кроме того, никакой принципиальной разницы в пространственном положении между островными грядами типа «краевых поднятий» и островными грядами («второго рода»), обозначенными как «геоантиклинальные зоны», нет. Это хорошо видно на карте. Очевидно, терминология еще нуждается в усовершенствовании.

Наконец, об изображении ложа Тихого океана. В его пределах выделены две категории структур: талассократоны (или талассогены, как они названы в статье) и океанические подвижные пояса. Вероятно, каждый исследователь по-разному может воспринимать это разделение, особенно, учитывая популярные сейчас гипотезы образования океанического ложа путем его растекания от океанических хребтов. Но автору этих строк предложенное на карте разделение представляется наиболее правильным на сегодняшний день. Все имеющиеся материалы по ложу Тихого океана, а это прежде всего геофизические данные, не оставляют сомнений в правомерности предложенного расчленения океанических структур; можно много спорить об образовании океанов, но существование двух главных категорий структур океанического ложа оспорено быть не может. Более того, вполне правомерна, по-моему, трактовка обширных абиссальных плато в качестве талассократонов, т.е. относительно жестких и устойчивых областей. В этом отношении сама собой напрашивается аналогия с континентами, с их разделением на устойчивые платформы и подвижные пояса. Системы океанических хребтов.

на наш взгляд, являются гомологами геосинклинальных поясов на ранней стадии их развития.

На Тектонической карте нанесены существовавшие к моменту составления карты материалы о строении океанического ложа: сейсмические разрезы земной коры, ориентировка полосовых магнитных аномалий, результаты бурения подводных скважин. Эти материалы хорошо показывают крайне неравномерную обособанность карты фактическими данными: большинство их относится к северо-восточной и северо-западной окраинам Тихого океана и к району Гавайских островов. Обширные же пространства южных частей Тихого океана практически почти не исследованы и там, очевидно, можно ожидать еще больших открытий. Дальнейшие пути анализа тектоники ложа океана намечены в неоднократно цитировавшейся выше статье Ю. М. Пушаровского, в которой подчеркивается неоднородность и разновозрастность тектонических единиц океана и необходимость выявления природы этих единиц и соотношений между ними.

Таким образом, рассматриваемая Тектоническая карта дает цельное и стройное представление о строении крупной и крайне интересной части земной поверхности — Тихоокеанском сегменте, причем следует особо подчеркнуть, что это представление является достаточно объективным, поскольку оно основано на этого научно разработанных принципах тектонического картирования. Карта несомненно долгое время будет служить основой для всевозможных теоретических интерпретаций и тектонических построений, часть которых уже сделана ее авторами.

Даже при первом внимательном знакомстве с картой можно подметить целый ряд любопытных особенностей в строении Тихоокеанского сегмента. Остановимся на трех из них.

На карте рельефно выступает резкая асимметрия Тихоокеанского кольца. Она в общем то известна давно, но так выпукло видна, пожалуй, впервые на данной тектонической карте. Эта асимметрия вытекает и из того, что океанический хребет в Тихом океане вовсе не является срединным, а прижат к восточному побережью океана, и из того, что современные геосинклинальные области (островные дуги) развиты в основном на противоположной западной окраине океана, и из того, что более древние складчатые сооружения на разных берегах Тихого океана резко отличаются друг от друга структурным рисунком. Асимметрия Тихоокеанского кольца до сих пор не получила удовлетворительного объяснения (равно как и кольцеобразная форма всего Тихоокеанского сегмента).

Тихоокеанский сегмент представляет собой самостоятельное структурное образование — это как будто, прочно установлено. Но до сих пор не известно, как давно произошло обособление этого сегмента. Учитывая закономерную смену древних складчатых сооружений все более молодыми вплоть до современных по мере движения от периферии Тихоокеанского кольца к океану, Ю. М. Пушаровский склонен считать Тихоокеанский сегмент весьма древним образованием. В Тихоокеанский сегмент на карте включены и позднедокембрийские — раннепалеозойские области складчатости. Отсюда можно заключить, что Тихоокеанский сегмент как самостоятельная структурная единица существовал уже в позднем докембрии. Но как раз, исходя из анализа тектонической карты, именно этот вопрос выглядит дискуссионным. О существовании Тихоокеанского кольца (как это следует из карты) можно уверенно говорить, лишь начиная с позднего палеозоя. Позднепалеозойские и более молодые складчатые сооружения действительно обнаруживают строгую подчиненность контурам Тихого океана и ту закономерную смену древних сооружений более молодыми, о которой пишет Ю. М. Пушаровский. Что касается допозднепалеозойских складчатых областей, то они крайне немногочисленны (Катазиатские «каледониды», ранние палеозойды Тасмановой геосинклинали Австралии). Практически только в одном месте (в Австралии) может быть обнаружена миграция в сторону океана на протяжении всего палеозоя, но здесь нет мезозойских и кайнозойских геосинклиналей, а современные геосинклинальные зоны Новой Гвинеи и бассейна Кораллового моря резко несогласно срезают палеозойские складчатые системы Австралии.

Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента накладывает определенные ограничения на различные геотектонические гипотезы. Одно такое ограничение, следующее из анализа карты, может быть выдвинуто в адрес широко распространенной гипотезы «тектоники плит», в соответствии с которой плиты литосферы создаются в срединно-океанических хребтах, расходятся вдоль трансформных разломов в стороны и погружаются в желобах под островные дуги. В этой концепции важная роль отводится трансформным разломам или, как они названы на карте, крупным зонам разломов на океаническом дне, пересекающим поперек океанические хребты и прилежащие части океанического ложа. Карта отчетливо показывает, что трансформные разломы строго локализируются в полосе, вытянутой вдоль океанического хребта, и нигде, ни в едином случае даже близко не подходят к островным дугам западной периферии Тихого океана, заканчиваясь слепо на расстоянии многих тысяч километров от них. Следовательно, вряд ли можно признать правильным представление о движении плит литосферы вдоль этих разломов от океанического хребта вплоть до островной дуги.

Выводы, которые следуют из анализа Тектонической карты, можно было бы во много крат умножить, но это требует специального и длительного рассмотрения.

Сказанного, по-видимому, достаточно, чтобы была ясна большая научная и познавательная ценность Тектонической карты Тихоокеанского сегмента. Продолжая лучшие

традиции и открывая новую страницу тектонического картографирования, она вносит крупный вклад в познание геологического строения Земли. Ее удачи и ее просчеты будут учитываться в дальнейшем при составлении подобных карт. Но ни в коем случае нельзя считать законченным анализ самой этой карты, которая бесспорно, длительное время будет подвергаться пристальному изучению со стороны самого разнообразного круга геологов.

#### Литература

- Пушаровский Ю. М. Тектонические карты; обобщение опыта составления.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. «Наука», 1971.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. Масштаб 1:10 000 000. Ред. Ю. М. Пушаровский и Г. Б. Удинцев. Изд-во ГИН АН СССР, Ин-та океанологии АН СССР, 1970.

НИЛЗарубежгеология

Статья поступила  
14 октября 1971 г.

---

## ХРОНИКА

УДК 551.24(265/266)

## ПРОБЛЕМЫ ТЕКТониКИ ТИХООКЕАНСКОГО РЕГИОНА

(XII ТИХООКЕАНСКИЙ НАУЧНЫЙ КОНГРЕСС, КАНБЕРРА, АВСТРАЛИЯ,  
18—28 АВГУСТА 1971 г.)

В течение двух недель во второй половине августа 1971 г. в столице Австралии г. Канберра проходил XII Тихоокеанский научный конгресс. По поручению Тихоокеанской научной ассоциации организация и проведение этого конгресса были возложены на Австралийскую Академию наук, которая прекрасно справилась со всеми научными и организационными задачами. Конгресс был достаточно представительным: в его работе приняли участие около 1500 ученых — 900 австралийцев и около 600 человек из 38 стран. Советская делегация на конгрессе в составе 36 ученых из Академии наук СССР и других министерств и ведомств возглавлялась акад. А. В. Пейве.

На форуме основное внимание было сконцентрировано на четырех основных проблемах: 1) продуктивность и охрана природы Тихого океана; 2) народы Тихоокеанской области; 3) качество окружающей среды и управление природными ресурсами и 4) геологическое строение и полезные ископаемые Тихоокеанского региона. В свою очередь последняя проблема была разбита на четыре основных направления, доклады по которым обсуждались на специальных симпозиумах: 1) строение и тектоническая история бассейна Тихого океана; 2) строение дуг и связанные с ними структуры западной части Тихоокеанского региона; 3) эволюция континентальных шельфов запада Тихоокеанского бассейна и 4) минеральные ресурсы запада Тихоокеанского региона. Геологическая секция конгресса была одной из самых многочисленных — в ее заседаниях участвовало около 400 ученых, в том числе 12 советских делегатов, представлявших девять научных организаций Академии наук СССР. Всего по вопросам геологии в программу было включено 108 докладов. Хорошо организованные заседания позволили уделить больше внимания ведущим докладам и иметь достаточно времени для их обсуждения. Проблемы тектонического строения Тихоокеанского региона обсуждались на трех первых симпозиумах конгресса. Все они работали в разное время, и это позволило участникам конгресса присутствовать почти на всех заседаниях секции.

В докладах, посвященных строению дна Тихого океана, основное внимание было уделено гипотезе тектоники плит и новым данным, полученным в результате бурения дна океана. С сообщением о предполагаемом бурении дна Тихого океана выступил проф. Б. Хизен (США). Он продемонстрировал схему возраста «базальтового» слоя для западной части океана. Согласно его мнению, наиболее молодую кору (последнюю) имеют области, лежащие к юго-западу от Гавайского хребта и к востоку от Марианской дуги, а также центральные части Филиппинского моря. По мнению Т. Уинтерера (США), анализ фаций осадочных пород дна, накопившихся начиная с позднеюрского времени, свидетельствует о двух направлениях дрейфа Тихоокеанской плиты: а) от экватора на север и северо-запад, на что указывает распространение биогенных экваториальных илов раннего мела у подножия поднятия Шатского и более молодых подобных осадков у современного экватора, и б) на запад от осевой части Восточно-Тихоокеанского хребта. Приблизительно в 1000 км от него происходит опускание дна океана ниже уровня накопления карбонатных осадков. Вторая группа научных докладов была посвящена строению отдельных тектонических элементов дна. Так, в докладе А. Малахова (США) рассматривались типы тектонических движений вдоль разлома Мюррей, который, по его мнению, пересекает Гавайский хребет и прослеживается вплоть до Японского желоба. Горизонтальные смещения по этому тектоническому шву продолжались в период от 80 млн. до 38 млн. лет со скоростью 4,9 см/год. В последние 38 млн. лет происходили смещения по поперечным разломам со скоростью от 2,9 до 9,8 см/год, которые привели к разрывам в «базальтовом» слое и образованию глубоких рифтов, грабенов и горстов. Р. Тсуши и Н. Курода (Япония) рассказали о находке мелководных гастропод сенона на склонах подводной горы Сысоева на глубине около 4000 м. Прежнее предположение, что она возможно является гайотом, сейчас опровергнуто: гора Сысоева имеет типичное

вулканическое происхождение и сходна с Гавайями. По мнению японских ученых, в третичное время плита вместе с подводной горой переместилась в северном направлении. Доклад Т. Фитча (США) был посвящен тектонической интерпретации границы между островами Целебес и Лоусон. Эта граница четко выражена линейным расположением эпицентров мелкофокусных землетрясений, в том числе 21 зафиксированного в течение 1968—1970 гг. По мнению Т. Фитча, происходит надвигание Целебеской плиты на Филиппинскую. Кроме этих докладов на симпозиуме были сделаны сообщения о новых данных по геологическому и геофизическому строению отдельных районов океанической акватории. В их числе сообщение Г. С. Гнибиденко (СахКНИИ) о строении основания складчатого обрамления Охотского моря.

В докладах на симпозиуме, посвященном окраинным морям запада Тихого океана, основное внимание было уделено третичным впадинам, выполненным мощной толщей осадочных пород. Такие впадины, по данным Н. Хейла (Малайзия) и Р. Коесомадinata (Индонезия), расположены в пределах Яванского и Южно-Китайского морей. Их в целом простая структура осложнена блоковой тектоникой, причем в осевой части депрессий мощность миоценовых и более молодых осадков достигает 5—7 км. По вопросу о происхождении окраинных морей были высказаны две различные точки зрения. Первая из них, поддержанная в докладе С. Уеды и Т. Матсуды (Япония), предполагает, что эти территории представляют собой части океанического ложа, в течение геологической истории отторгнутые от него островной дугой и океаническим желобом. Согласно второй гипотезе, предложенной Д. Кайригом (США), согласно которой скопление легкого материала в мантии под морями, втянутого в нее по зоне всасывания вдоль плоскости Бенюфа, приводит к переплавлению континентальной коры за островной дугой и к образованию глубоких впадин с корой океанического и субокеанического типа.

Наибольшее внимание геологов, интересующихся проблемами тектоники, привлек симпозиум, посвященный вопросу происхождения и развития островных дуг. Во время его работы были подвергнуты детальному обсуждению все структурные системы этого типа западной части Тихоокеанского региона — от Камчатки на севере до островов Маккуори на юге. Тектоника и сейсмичность Камчатки и Курильских островов были рассмотрены в сообщениях советских ученых М. С. Маркова и М. Ю. Хотина (ГИН) и члена-кор. АН СССР С. А. Федотова (Институт вулканологии), которые получили высокую оценку собравшихся. Анализ развития Японской островной дуги, начиная с палеозойского времени, был дан в докладе Т. Кимура (Япония). Он подчеркнул, что на протяжении всего этого времени происходила миграция геосинклинали по направлению на восток в сторону Тихого океана, а смещения вдоль поперечного разлома Фосса — Магна начались в неогене. Они, по его мнению, во многом были обусловлены тектоническими движениями, происходившими в это время в пределах Марианской дуги. С. Менг в своем докладе остановился на вопросе о структурном соотношении о. Тайвань и островной дуги Рюкю. Согласно новым геологическим и геофизическим данным, в мезозое (до середины мелового времени) геосинклинальные прогибы островной дуги Рюкю пересекали Тайвань и продолжались на запад вплоть до островов Пенгу и Формозской банки. Только в начале третичного времени структуры Тайваня начали развиваться в субмеридиональном направлении. В это же время к востоку от острова произошло заложение Тайваньского желоба, а к западу от него в результате поддвига образовалась система покровов, где широко развиты меланж и олистостромовые толщи. Выход метагаббро, диабазов и ультрабазитов в этой части острова имеют допермский возраст.

Обзору истории тектонического развития экваториальной части запада Тихого океана были посвящены сообщения Ф. Гервазио (Филиппины) и Д. Катили (Индонезия). Ф. Гервазио подчеркнул, что отсутствует унаследованность в структурном плане островной дуги Филиппин палеозойского-раннемезозойского этапа развития и поздне-мезозойского-кайнозойского. В течение палеозоя в пределах о. Палаван происходило формирование вулканогенно-осадочных толщ, подвергшихся в дальнейшем воздействию метаморфизма высоких температур и внедрению гранитовых штоков. Эти комплексы отсутствуют на островах Лоусон и Минданао, отложения основания здесь представлены граувакками францисканского типа. В течение мела вдоль побережья этих островов образовались зоны меланжа и офиолитовый пояс, включающий огромные тела гипербазитов. Меловые и третичные породы подверглись метаморфизму высоких давлений и низких температур. Д. Катили остановился на анализе строения Индонезийской островной дуги с точки зрения ее положения между Индийской, Австралийской и Тихоокеанской плитами. Границы между плитами он проводит по желобам Суматры и Явы, центральному разлому Целебеса и центральному сдвигу Филиппин. Различным направлением движения плит Д. Катили объясняет образование офиолитовых поясов, которые он трактует как зоны всасывания мезозойского — раннетретичного времени.

Французскими геологами были представлены три доклада, в которых давался разбор тектонической истории и современных геофизических характеристик островной дуги Новая Гвинея — Новая Каледония — Норфолк и Новых Гибрид или Меланезийских островных дуг. Первым с сообщением по этому району выступил Ж. Авиас. Согласно его мнению, зарождение этой дуги произошло в течение перми и накопление мощных геосинклинальных осадков продолжалось вплоть до конца юрского времени,



когда оно сменилось орогенезом и складчатостью. В течение мела происходило дальнейшее боковое сжатие, которое завершилось образованием глубоких тектонических разломов. По этим швам в течение олигоцена и в нижнем миоцене в результате поддвига сиалической коры под симатическую произошло выдавливание гипербазитов мантии и залегающих на них пород «базальтового» слоя на поверхность и образование огромных покровов. Все эти движения, по мнению Ж. Ависа, были обусловлены различной скоростью движения Австралийской и Тихоокеанской плит. В докладе Ж. Дюбуа, Ж. Гийома и др. подчеркивалось, что мощность коры на западе о. Новая Каледония достигает  $20 \pm 2$  км (под хребтом до  $35 \pm 4$  км), а на востоке около 15 км. В целом мощность коры в хребте Норфолк колеблется от 20 до 25 км.

Характеристика тектонических структур Соломоновой и Ново-Гибридной островных дуг, а также архипелага Бисмарка была дана в ряде других научных сообщений. В. Хакман (Соломоновы острова) подчеркнул, что породы «фундамента» на западе и востоке Соломоновой островной дуги представлены различными образованиями. На западе они представлены зеленокаменными образованиями позднего мезозоя, которые ассоциируются с ультрабазитами, на востоке, на о. Малаита, это глубоководные океанические осадки и толеитовые базальты домиоценового возраста. Мощность коры в пределах островов резко меняется от 9 до 29 км. По данным У. Уайбенга и др. (Австралия), архипелаг Бисмарка образовался в переходной зоне между областями с корой океанического и континентального типа, подвергнутой раскальванию в позднетретичное время. По их предположению, эти острова, возможно, представляют собой северную окраину Австралийской плиты, перемещавшейся на северо-запад в сторону Тихого океана. К юго-западу от островов как трещина растяжения располагается желоб, в нижней части которого, судя по геофизическим данным, обнажаются породы мантии. В докладе Д. Маллика (Великобритания) было описано геологическое строение Ново-Гибридной островной дуги. Домиоценовые породы здесь представлены ультраосновными образованиями, амфиболитами, метаботитами и габбро. Сменяющие их верхнеэоценовые известняки и красные глинистые сланцы являются абиссальными отложениями. Неогеновые и четвертичные толщи на этих островах образуют комплексом базальтов, андезито-базальтов и их туфов, а также вулканогенных песчаников. Венчают разрез рифогенные известняки. В другом сообщении Ж. Дюбуа и др. (Франция) указывалось, что все геофизические характеристики этой островной дуги резко отличаются от относительно стабильной тектонической зоны островов Новой Каледонии — Луайоте. Их разделяет зона растяжения земной коры.

Ряд научных сообщений был посвящен островам Новой Зеландии и Маккуори. В докладе У. Варна и М. Рубеняка (Австралия) было высказано предположение, что острова Маккуори представляют собой выступы коры океанического типа, испытавшие восходящие движения начиная с плиоцена. Здесь широким развитием пользуются толеитовые и щелочные базальты, которые подстилаются серпентинизированными гарцбургитами и многочисленными разновидностями габброидов. Среди последних выделяется комплекс слоистых габбро, несущих следы сложных тектонических деформаций. Авторы полагают, что этот комплекс вместе с гипербазитами был выведен на дневную поверхность в пределах срединно-океанического хребта, как блоковые поднятия в зонах растяжения.

В заключение работы симпозиума по тектоническому строению островных дуг был заслушан ряд докладов по общим вопросам. Первым на этом заседании выступил акад. А. П. Пейве (ГИН АН СССР). В своем сообщении, написанном совместно с М. С. Марковым, он специально остановился на строении «базальтового» слоя земной коры на западе Тихого океана. Было показано, что этот слой сложен метаморфическими породами меланократового состава (амфиболиты, габброиды, эклгиты). Эти породы повсеместно подстигают толщи толеитовых базальтов, которые могут рассматриваться как аналоги второго слоя океанов. Задачей будущих исследований является выяснение возраста этих пород и условий их формирования. Н. А. Богданов (ГИН АН СССР) в своем выступлении высказал идею, что желоба не являются зонами сжатия и всасывания океанической коры. Наличие в них недислоцированных осадков, начиная с эоценовых слоев, свидетельствует о том, что последние 50 млн. лет эти структуры не находились в состоянии сжатия. Они могли образоваться в результате растяжения «базальтового» слоя и гравитационного соскальзывания последнего под вулканическую дугу. Этапы сжатия и поддвига желобов, выполненных осадками, под островные дуги совпадают с периодами складчатости на континентах. В сообщении Д. Кайрига (США) проводилось сравнение между островными дугами северо-запада и юго-запада Тихого океана. Различия в их строении (главным образом в наличии глубоководных желобов как с запада, так и с востока от островных дуг Меланезии) он объясняет с точки зрения гипотезы «новой глобальной тектоники». По его мнению, эта особенность строения полностью определена общим направлением движения плиты Тихого океана на северо-запад. Доклад У. Кейри (Австралия) был посвящен общему обзору строения береговых зон Тихого океана. Он подчеркнул, что асимметричное строение характерно как для южного и северного полушарий, так и для западного и восточного обрамления океана. На основании анализа строения участков поверхности Земли, которые, согласно гипотезе «новой глобальной тектоники», перемещаются относительно друг друга, У. Кейри пришел к выводу, что таких плит, как единых структур, не существует, так как отдельные их части не имеют между собой ничего общего. Он показал, что нет никаких данных, которые позволяли бы считать желоба зонами всасывания коры,

и закончил свое выступление следующими словами: «Я верю в то, что гипотеза «новой глобальной тектоники» будет предана забвению даже быстрее, чем распространилась ее популярность».

Вместе с тем, однако, надо подчеркнуть, что подавляющее большинство докладчиков принимало расширение океанического дна и движение плит как вполне доказанное явление.

На симпозиуме по геологии месторождений полезных ископаемых, который проходил под руководством директора Бюро минеральных ресурсов Австралии проф. Н. Фишера, были оглашены сообщения по металлогении и размещению рудных тел. Здесь с докладами выступили около 60 ученых из разных стран Азии и Меланезии, а также Австралии. Во время заседаний с большим вниманием были заслушаны выступления акад. Н. А. Шило и члена-кор. АН СССР Е. А. Радкевич, посвященные геологии полезных ископаемых Дальнего Востока СССР.

После докладов состоялась обширная научная дискуссия.

На заседаниях геологической секции демонстрировалась Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли масштаба 1 : 10 000 000, составленная группой сотрудников ГИН и ИО АН СССР под редакцией Ю. М. Пушаровского и Г. Б. Удинцева. Она привлекла к себе внимание многих геологов из разных стран, и ею неоднократно пользовались почти все выступавшие.

В воскресенье 22 августа была проведена геологическая экскурсия в район г. Ясс, к западу от Канберры, которая была организована Геологическим департаментом Австралийского Национального университета. Под руководством проф. Д. Брауна группа участников конгресса (в том числе советские геологи А. В. Пейве, Н. А. Шило, Е. А. Радкевич, В. Ф. Белый и В. С. Якупов) познакомилась с геологическими разрезами среднепалеозойских образований и типом тектонических структур, которые они слагают.

После конгресса группа советских делегатов (А. В. Пейве, Н. А. Шило, В. Л. Барсуков, А. А. Геодекян и Н. А. Богданов) участвовала в геологических экскурсиях по южным штатам Австралии. В течение трех дней благодаря любезному приглашению проф. Тасманского университета У. Кейри они имели возможность познакомиться со строением юго-западной части о. Тасмания. В этом районе в сопровождении докторов М. Рубеняка и К. и И. Колберт они ознакомились с разрезом нижнекембрийского офиолитового комплекса, а также оловорудными и полиметаллическими месторождениями районов горы Бишоф и Росбери. Последние приурочены к зонам выходов офиолитов. В пределах центральной части штата Виктория, на юге континента группа советских геологов во время короткой геологической экскурсии, организованной проф. Мельбурнского университета А. Синглтоном, познакомилась с разрезами нижнего и среднего кембрия, которые включают базальты, кремнистые породы и пронизаны многочисленными телами серпентинитов.

Как и во время заседаний конгресса, так и во время экскурсий советские ученые были окружены вниманием и гостеприимством своих австралийских коллег, и в первую очередь проф. Н. Фишера, Д. Брауна, У. Кейри, А. Синглтона и Г. Пакама. Научные дискуссии с этими и другими участниками конгресса были плодотворными и интересными. Следует выразить пожелание, чтобы регулярные контакты с учеными Австралии продолжались.

Следующий, XIII Тихоокеанский научный конгресс состоится в 1975 г. в Канаде в г. Ванкувере.

*Н. А. Богданов*

*Редакционная коллегия:*

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

*Адрес редакции*

Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР

Телефон 233-00-47, доб. 3-77

Технический редактор **Т. Ф. Дашкова**

---

Сдано в набор 7/III-1972 г. Т-07650 Подписано к печати 6/V-1972 г. Тираж 1810 экз.  
Зак. 4954 Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Усл. печ. л. 10,5+1 вкл. Бум. л. 3<sup>3</sup>/<sub>4</sub> Уч.-изд. листов 11,7

---

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

Б-232

ПЕСОЧНЫЙ ПЕР 3 КВ 42

МАКАРЧЕВУ Г И

70228

1-12

Цена 1 р. 20 к.

Индекс

70228

## ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

ГОТОВИТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГА:

**Бабаян Г. Л. ТЕКТНИКА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ВИЛЮЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ ПО ГЕОГРАФИЧЕСКИМ И ГЕОЛОГИЧЕСКИМ МАТЕРИАЛАМ. 13 л. 1 р. 14 к.**

В монографии приведены новейшие данные о строении рельефа кристаллического фундамента, тектоники и нефтегазоносности Вилюйской синеклизы и прилегающих районов. Освещаются вопросы развития взглядов на тектонику и нефтегазоносность указанной территории, дается характеристика физических свойств горных пород, оценка эффективности геофизических методов, применяемых для изучения глубинного строения, характеристика и геологическая интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. Описаны внутренняя структура и строение эрозионной поверхности кристаллического фундамента, строение осадочного чехла, история тектонического развития и перспективы территории на нефть и газ.

Монография предназначена для инженеров и научных работников геофизической и геологической специальностей.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:  
МОСКВА, В-463, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой»  
Центральной конторы «Академкнига»;

ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой»  
Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

### АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; Душанбе, проспект Ленина, 95; Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; Киев, ул. Ленина, 42; Кишинев, ул. Пушкина, 31; Куйбышев, проспект Ленина, 2; Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Ленинград, Менделеевская линия, 1; Ленинград, 9 линия, 16; Москва, ул. Горького, 8; Москва, ул. Вавилова, 55/7; Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Томск, наб. реки Ушайки, 18; Уфа, Коммунистическая ул., 49; Уфа, проспект Октября, 129; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6.

