

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

3

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1968

## ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 г.

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАЙ — ИЮНЬ

МОСКВА

№ 3, 1968 г.

## СОДЕРЖАНИЕ

Дж. Роджерс. Некоторые вопросы тектоники Аппалачей . . . . .	3
М. Н. Белянкина, Е. А. Долгинов, Г. А. Казаков. Осадочные серни рифейских геосинклинальных разрезов и проблема байкальского цикла . . . . .	30
И. В. Архипов, А. С. Перфильев. К вопросу об эволюции структуры и эндогенного рудообразования складчатых областей Евразии . . . . .	45
В. В. Жданов, Т. В. Спрыгина. О блоковом строении Балтийского щита . . . . .	58
А. С. Дранник. Тектоника и стратиграфия Словечанско-Овручской возвышенности в северной части Украинского щита . . . . .	70
В. А. Буш, В. К. Дмитриева, Н. И. Филатова. Структурное положение, история развития и строение Джунгарского разлома . . . . .	77
В. И. Тихонов. Надвиги на Восточной Камчатке . . . . .	88

## Краткие сообщения

Ю. Г. Ермаков. Схема тектонической структуры Причерноморской окраинной впадины Восточно-Европейской платформы . . . . .	102
А. К. Михалев. Распределение мощностей свит $S_2^6$ и $S_2^7$ среднего карбона в центральном районе Донецкого бассейна . . . . .	107

## Критика и дискуссии

Е. Е. Вороной. О статье И. Ю. Лапкина и Э. В. Томашунаса «К тектонике юга Европейской части СССР» («Геотектоника», № 5, 1966) . . . . .	113
В. П. Нехорошев. О работе Б. Н. Красильникова «Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области и сопровождающие его глубинные процессы» (Издательство «Наука», 1966) . . . . .	114

## Хроника

А. А. Белов. Симпозиум по проблеме Крайштит . . . . .	118
---	-----

## GEOTECTONICS

MAY — JUNE

MOSCOW

№ 3, 1968

## CONTENTS

<b>John Rodgers.</b> Some questions on the tectonics of the Appalachians . . . . .	3
<b>M. N. Belyankina, E. A. Dolginov and G. A. Kazakov.</b> Sedimentary formations of Riphean geosynclinal sections and the problem of the Baikalian cycle . . .	30
<b>I. V. Arkhipov and A. S. Perfil'ev.</b> On the question of evolution of the structure and endogenic mineralisation of the Euroasiatic orogenic areas . . . . .	45
<b>V. V. Zhdanov and T. V. Sprygina.</b> On the block pattern of the Baltic shield . . .	58
<b>A. S. Drannik.</b> The tectonics and stratigraphy of the Slovechansko-Ovruchskaja upland in the northern Ukrainian shield . . . . .	70
<b>V. A. Bush, V. K. Dmitrieva and N. I. Filatova.</b> Structural setting, history and structural pattern of the Dzhungarskiy fault . . . . .	77
<b>V. I. Tikhonov.</b> Overthrusts in Eastern Kamchatka . . . . .	88

## Short Communication

<b>Yu. G. Ermakov.</b> A sketch of the tectonic pattern of the Prichernomorskaya marginal depression of the East European platform . . . . .	102
<b>A. K. Mikhal'ev.</b> Thickness distribution of the Middle Carboniferous $C_2^6$ and $C_2^7$ formations in the central Donets Basin . . . . .	107

## Critique and Discussions

<b>E. E. Voronoy.</b> Some remarks on paper «On the tectonics of southern European USSR» by I. Yu. Lapkin and E. V. Tomashunas . . . . .	113
<b>V. P. Nekhoroshev.</b> On paper «Pre-orogenic evolution of the Sayanskiy Range-Altai Range area's structural pattern and the accompanying subsurface processes» by B. N. Krasil'nikov . . . . .	114

## Current Events

<b>A. A. Belov.</b> A symposium on the Kraistides problem . . . . .	118
---	-----

УДК 551.240(237.2)

Дж. РОДЖЕРС

**НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕКТОНИКИ АППАЛАЧЕЙ**

Аппалачские горы представляли собой в палеозое пояс длительного и сложного геосинклиналичного развития. Многолетние исследования пояса выявили много важных особенностей его строения, однако история развития Аппалачей еще до конца не изучена. Некоторые геологи считают, что складки и надвиги Аппалачского плато и провинции Долин и Гряд образовались в результате тектонических движений в подстилающих породах основания вдоль крутых флексур и разломов. Автор полагает, что все эти структуры приурочены исключительно к осадочному чехлу и вместе с крупными надвигами в южной части Голубого хребта образовались на краю области тектонического сжатия и возникли в результате поднятий в пределах Голубого хребта и провинции Пидмонт. Их корни находятся в зоне глубинного разлома Бревард или даже за ней. С другой стороны, Таконский сланцевый массив и сходные с ним клиппы являются гравитационными покровами, которые сползли в ордовикское море с зоны поднятий — оси антиклинория Голубого хребта. Области распространения метаморфических пород в Аппалачах ранее считали выступами докембрия. В последние годы было установлено, что это отложения палеозойского возраста и в метаморфических породах выделяются антиклинории и синклинории. Формирование орогенных структур не представляет собой заключительную главу истории геосинклиналичного развития всей области. Орогенические движения в отдельных районах начались еще в самом конце докембрия и продолжались, хотя и с перерывами, в течение всего палеозоя. Ни одна из орогенических эпох не может рассматриваться в качестве кульминационной для всей системы Аппалачских гор.

**I. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ АППАЛАЧЕЙ**

Аппалачи представляют собой горную зону, протягивающуюся вдоль юго-восточной окраины материка Северной Америки, в которой палеозойские отложения подверглись складчатости и частично метаморфизму (рис. 1). В целом это пояс невысоких гор (до 2000 м), который противопоставляется обширным низким равнинам центральных частей материка, где время последней складчатости относится к докембрию (около 1 млрд. лет или более) и где палеозойские отложения образуют почти недеформированный платформенный чехол. Горы протягиваются на расстояние 3000 км от штата Алабама, находящегося в южной части США, до о. Ньюфаундленд на востоке Канады. Это расстояние примерно соответствует тому, которое разделяет Западную Украину и Центральный Иран. Свое название Аппалачи получили по имени племени американских индейцев, обитавших южнее гор, от путешественника Понсе де Леон.

Вдоль простирания Аппалачи распадаются на три больших дуги, выгнутые на северо-запад, в сторону Северо-Американской платформы. Южно-Аппалачская дуга протягивается от Центральной Алабамы до южной Вирджинии; Центрально-Аппалачская дуга простирается от южной Вирджинии до г. Нью-Йорка; Северо-Аппалачская дуга, являющаяся самой крупной, следует от Нью-Йорка до залива Св. Лаврентия. На о. Нью-фаундленд выступает фрагмент четвертой дуги, наиболее северной. Каждая из указанных дуг обладает своими геологическими особен-



ядро, чем древнее поднятие. В пределах провинции имеется ряд больших грабенных или, точнее, «полуграбенных», в которых поверх метаморфических пород, в том числе и ордовикского возраста, резко несогласно залегают верхнетриасовые красноцветные континентальные отложения. На юго-восточном крае Пидмонта совершенно полого залегают меловые и кайнозойские отложения Атлантической прибрежной равнины, простирающиеся отсюда на юг, где они окаймляют южные окончания всех четырех южно-аппалачских зон и проникают далеко в глубь материка вдоль нижнего течения р. Миссисипи.

В пределах северного отрезка Аппалачей подобные структурные зоны не выражены. Зона Аппалачского плато (краевой прогиб) в пределах штата Нью-Йорк исчезает; севернее, между складчатыми Аппалачами и Канадским щитом, сохраняются только ничтожные остатки пологолежащих нижнепалеозойских отложений. Зона Долин и Гряд прослеживается до канадской границы, а затем исчезает и появляется вновь лишь в северо-западной части Ньюфаундленда. Антиклинории, сложенные породами докембрийского фундамента, расположенные на простирании друг друга и сходные с антиклинорием Голубого хребта, выявляются в пределах западной части Новой Англии (например, в Зеленых горах Вермонта) и в Ньюфаундленде. В промежутке между этими районами в Квебеке местами виден более погруженный антиклинорий, без выходов пород докембрия. Вся остальная часть северного отрезка Аппалачей соответствует зоне Пидмонта. Она изучена лучше самого Пидмонта и разделяется здесь на ряд зон, областей и районов. Большая часть этой полосы так же сложена преимущественно палеозойскими кристаллическими сланцами, гнейсами и гранитами, но в некоторых местах появляются и слабометаморфизованные и неметаморфизованные и даже едва складчатые осадочные отложения, в том числе и триасовые, обычно несогласно лежащие на метаморфических породах. Что касается прибрежной равнины, то она здесь, за исключением нескольких островов, открыта под уровнем моря, воды которого глубоко проникают в пределы горной части, а в заливе Св. Лаврентия пересекают ее и доходят до границы Канадского щита.

## II. О ГЛУБИНЕ СКЛАДОВ АППАЛАЧСКОГО ПЛАТО И ПРОВИНЦИИ ДОЛИН И ГРЯД

Переход между палеозойскими осадочными породами внутренних равнин США и западных провинций Южных и Центральных Аппалачей представляет собой почти совершенный пример перехода между образованиями типичной платформы и типичной миогеосинклинали. Резкой флексуры или разлома здесь нет. Относительно маломощный (1—2 км) прерывистый разрез платформенного чехла, охватывающий породы от верхнего кембрия до карбона или нижней перми, в направлении с северо-запада на юго-восток постепенно пополняется, особенно за счет наращивания разреза вниз, в результате чего появляются породы верхнего докембрия и разрез увеличивается в мощности почти в пять раз.

На платформе разрез начинается песчаниками; в интервале верхний кембрий — нижний карбон заметно преобладают известняки; верхнюю часть разреза слагают угленосные отложения. В то же время в провинции Долин и Гряд известняки (с доломитами) преобладают в разрезе лишь в интервале нижний кембрий — средний ордовик, причем их мощность достигает здесь 2 км. Более высокая часть геосинклинального комплекса сложена мощными терригенными отложениями, частично континентальными, которые выклиниваются на запад («кластические клинья»); они отражают главные периоды орогении и поднятий в более внутренних частях Аппалачей или в их северных районах. В периоды меньшего сноса с востока в разрез вклинивались тонкие пакки известняков.

Аппалачское плато в целом представляет собой большой и довольно просто построенный синклинорий — синклинорий Аллегени, по М. Кэю (Кау, 1942). Он выполнен угленосными каменноугольными породами, образующими несколько важных угольных бассейнов. Строение синклинория осложнено несколькими крупными складками и надвигами. Хорошим примером надвиговых структур является надвиг Пайн-Маунтин, протягивающийся вдоль гор того же названия через штаты Вирджиния, Теннесси и Кентукки (рис. 2). В надвиге залегает большой блок пологолежащих отложений каменноугольного возраста. Этот блок протягивается в северо-восточном направлении на 200 км и имеет ширину до 40 км. Он ограничен узкими зонами нарушений. На юго-востоке блок примыкает к провинции Долин и Гряд, а с боков ограничен двумя вертикальными сдвигами (юго-западный из них является взбросо-сдвигом). На северо-западе блок отделен от платформы асимметричной антиклиналью, крутое северо-западное крыло которой нарушено взбросом с плоскостью, падающей на юго-восток под углом 30°. Ранее этот взброс считался глубинным, продолжающимся до фундамента, но впоследствии в 25 км на юго-восток под кембрийским ядром первой антиклинальной провинции Долин и Гряд были обнаружены тектонические окна, в которых выходят породы ордовика и силура. Упомянутая антиклиналь имеет коробчатую форму с крутыми крыльями и с широким (до 8 км) плоским сводом. Она наращивает блок на юго-востоке.

Уже Ч. Баттсу (на Butts, 1927), обнаружившему эти окна, было ясно, что взброс, протягивающийся вдоль гор Пайн-Маунтин, должен вскоре выволакиваться, следуя далее по горизонту пластичных черных сланцев верхнего девона на всю ширину блока пологолежащих отложений, и что там, где поверхность нарушения снова начинает пересекать слои, она выражается разрывными структурами, которые окружают тектонические окна. Это мнение вполне подтверждается новыми данными бурения, проведенного в центральных районах блока. Полное объяснение надвига и антиклинали дал Дж. Рич (Rich, 1934), показав, что они образовались взаимосвязанно и одновременно в результате смещения к северо-западу верхних толщ слоистого разреза над нижними толщами по поверхностям пластичных горизонтов: а) сланцев верхнего девона и б) сланцев среднего или верхнего кембрия. В тех случаях, когда разрывы приурочены к пластичным слоям, они горизонтальны, но там, где они пересекают лежащие выше слои, плоскости разломов становятся крутыми. В местах такого крутого пересечения и возникли коробчатые антиклинали. Отсюда видно, что взбросы, пологие надвиги и коробчатые антиклинали образовались взаимосвязанно. В районе тектонических окон размах движения составляет 9 км; амплитуда движения по северо-восточному сдвигу — 3 км, а по юго-западному — до 19 км.

Такое объяснение оказалось подходящим и для других подобных структур в южных частях Аппалачского плато, а мною (Rodgers, 1963) было высказано предположение, что такие же отношения имеются и в северных районах упомянутого плато. Здесь находится своеобразная обособленная антиклиналь Бирнинг-Спрингс, довольно далеко отстоящая от параллельных складок восточного края Аппалачского плато. Эта антиклиналь узкая (1—2 км), высокая (около 500 м), коробчатой формы с почти вертикальными крыльями. Она понималась как типичная платформенная структура, возникшая над глубинным разломом в фундаменте и не имеющая отношения к аппалачским складкам. Однако бурение на Сенд-Хилл в своде антиклинали показало, что складка в низах девона кончается. Мощность нижнего девона здесь на 500 м больше, чем в нормальном разрезе, что соответствует высоте складки. Ниже скважина вскрыла полого лежащие отложения силура, ордовика и кембрия, причем породы силура оказались залегающими на том же гипсометрическом уровне, что и по обеим сторонам складки, и вошла в кристалличе-

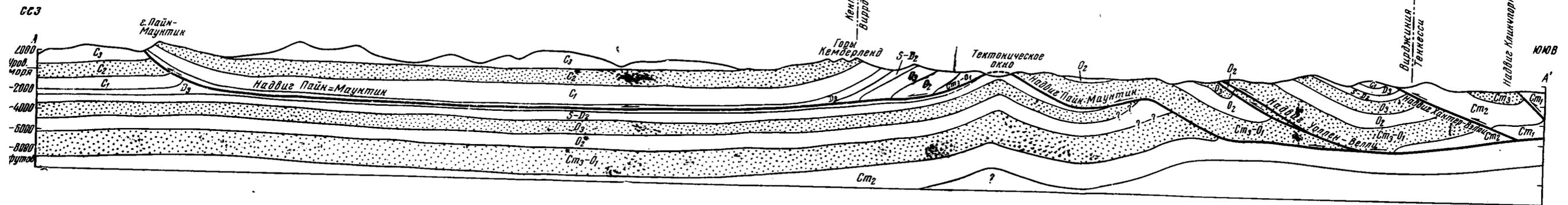
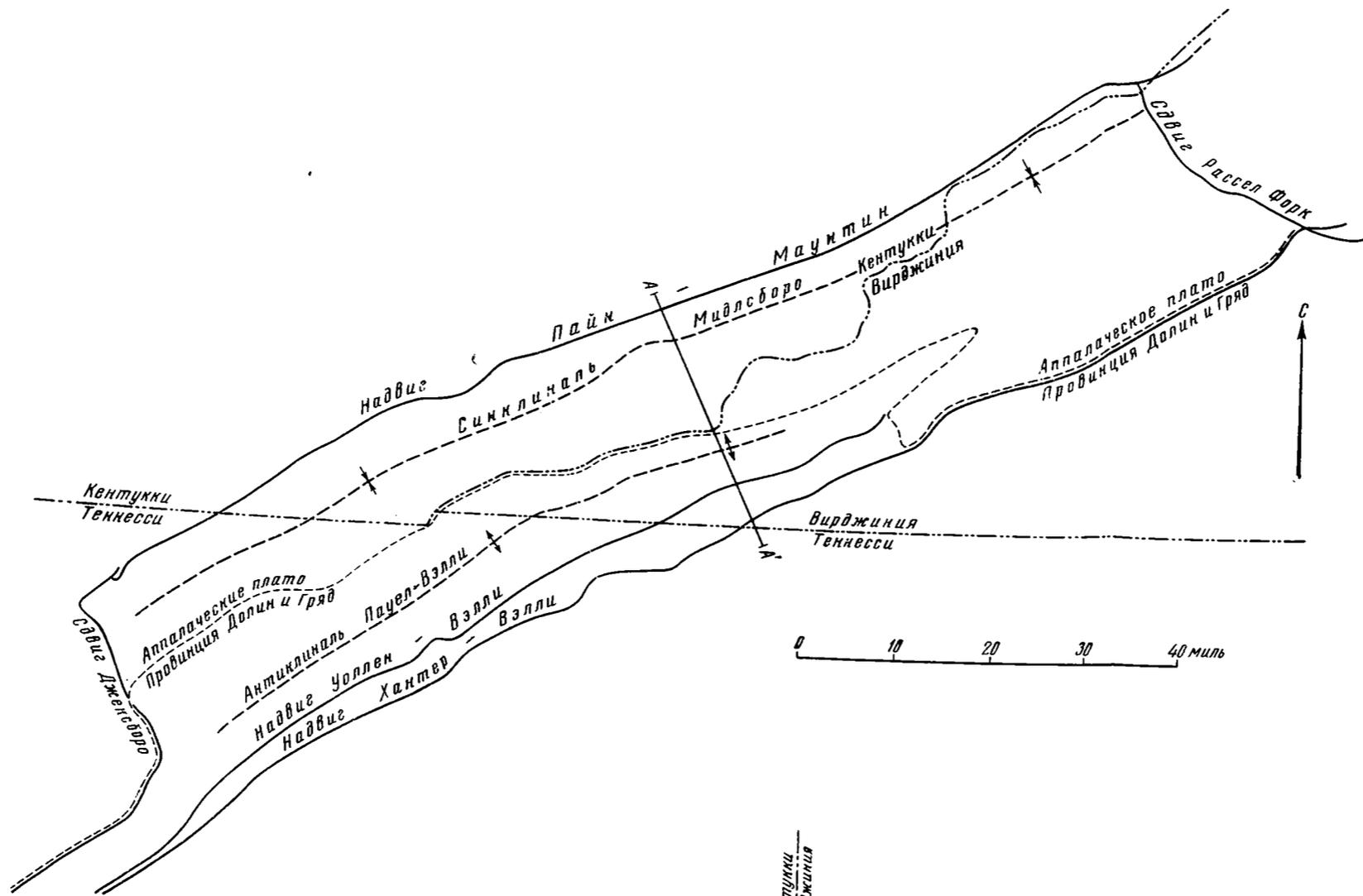


Рис. 2. Карта и разрез надвига Пайн-Маунтин (Miller and Brosgé, 1954)  
 Длина разреза 43 км, смещение по надвику Пайн-Маунтин около 8 км

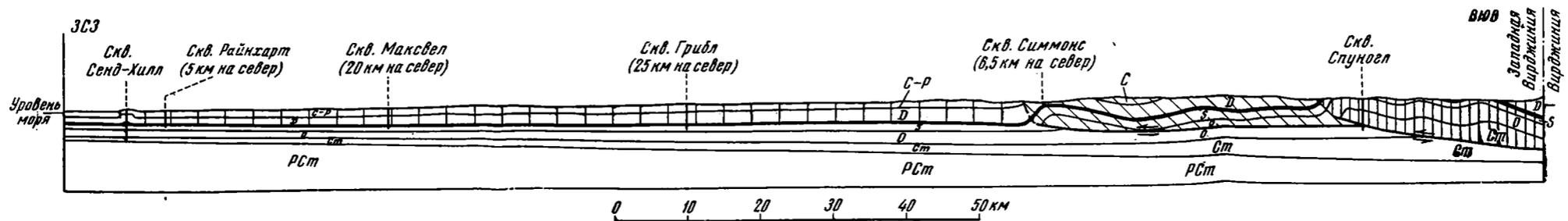


Рис. 3. Разрез через Аппалачское плато по скважинам Сед-Хилл и Спуногл (Rodgers, 1963)  
 Вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы. Редкая вертикальная штриховка — надвиг по слабому горизонту верхнего силура. Косая штриховка — надвиг по слабому горизонту верхнего ордовика. Частая вертикальная штриховка — надвиг по слабому горизонту среднего или нижнего кембрия. Жирная линия — отложения нижнего девона

ский фундамент. Кроме того, указанная антиклиналь, как показало бурение, приурочена к западному краю позднесилурийского соленосного бассейна, и здесь был, по-видимому, аналогичный процесс смещения верхних толщ относительно нижних в северо-западном направлении по эвапоритовому горизонту верхнего силура. Антиклиналь возникла как раз там, где этот горизонт из-за исчезновения соли стал менее податливым. Возможно, что глубинный разлом в лежащем ниже фундаменте существует, но роль его весьма ограничена: он мог контролировать борт силурийского соленосного бассейна, но не являлся непосредственной причиной образования складки. Поскольку эта складка отдалена не менее, чем на 100 км от складок восточного края Аппалачского плато или западного края провинции Долин и Гряд, огромный район Аппалачского плато должен был целиком сместиться в северо-западном направлении на расстояние менее 1 км (рис. 3).

Изложенную выше точку зрения на происхождение антиклинали подчеркивал В. Гвинн (Gwinn, 1964), который на основе изучения данных бурения показал, что все складки этой части Аппалачских плато имеют основание не глубже соленосного горизонта силура или (далее на восток) сланцевого горизонта верхнего ордовика.

Граница между синклинирем Аллегени и провинцией Долин и Гряд почти повсеместно очень резкая. В Центральной Аппалачской дуге она представлена зоной вертикально стоящих или даже опрокинутых пород, возраст которых — от карбона до ордовика или кембрия, отвечающих западному крылу самой значительной антиклинали западной половины провинции Долин и Гряд (антиклиналь Ниттани и ее продолжение). Указанная зона называется Аллегенским структурным фронтом. Второй подобный фронт разделяет западную и восточную половины провинции Долин и Гряд. Западная половина состоит из больших более или менее правильных, но всегда асимметричных складок, охватывающих все толщи палеозоя. В восточной половине складки значительно уже и расположены гораздо более тесно. Эти складки образованы породами только нижнего палеозоя, который более деформирован и иногда слабо метаморфизован.

Существует и третий структурный фронт; он разграничивает провинцию Долин и Гряд и западный склон антиклинория Голубого Хребта, где впервые на дневной поверхности появляется докембрийский фундамент.

Все три указанных структурных фронта в южном направлении, при переходе к Южной Аппалачской дуге, сменяются крупными надвигами. Находящиеся между ними складки, особенно в западной половине провинции, так же осложняются надвигами.

Имеется две точки зрения на глубинное строение и происхождение складок, надвигов и двух западных структурных фронтов провинции Долин и Гряд, которые достаточно подробно изложены в работах Б. Купера и автора, помещенных в книге о тектонике Южных Аппалачей (Tectonics of the Southern Appalachians, 1964). Согласно одной точке зрения, они произошли в результате движения осадочного покрова по поверхности пластичного горизонта в нижней части слоистого разреза (близ границы среднего и нижнего кембрия) под влиянием какой-то боковой силы. Указаниями на это считают отсутствие в провинции пород древнее самых верхов нижнего кембрия и аналогии в строении с хорошо изученным надвигом Пайн-Маунтин и другими надвигами Аппалачских плато. По второй концепции складки произошли в результате одновременного движения осадочного покрова и продольных блоков пород фундамента под действием снизу вертикальной силы. Доказательства этому видят в неравенстве мощностей различных толщ палеозоя в синклиналиях (мощность больше) и антиклиналях (мощность меньше), и в невероятности передачи бокового давления на всю ширину провинции, т. е. на 50—

80 км, не говоря при этом об амплитуде предполагаемых движений по надвигам Аппалачских плато.

Бурение, проведенное в последние годы в пределах крайней западной антиклинали провинции Долин и Гряд, кажется подкрепляет первую точку зрения, хотя данных еще далеко не достаточно, чтобы решить вопрос относительно всей площади провинции. Скважина Спуногл, пробуренная в Западной Вирджинии (Реггу, 1964) и заложена на более пологом восточном крыле указанной антиклинали в сланцах верхнего ордовика, прошла весь карбонатный разрез от среднего ордовика до самых низов среднего кембрия, а затем на глубине около 3 км прорезала надвиг, падающий под углом около 30°, и вошла в известняки среднего ордовика, находящиеся в опрокинутом залегании. Амплитуда надвига — около 2 км, но, как это ни удивительно, этот надвиг нигде не выходит на дневную поверхность западнее антиклинали. Пройдя лежащую синклиналь со сланцами верхнего ордовика в ядре, скважина в третий раз вошла в породы среднего ордовика, которые залегают уже полого. В них на глубине более 4 км скважина и была остановлена. Характерно, что залегают эти породы на том же абсолютном уровне, что и одновозрастные породы несколько западнее в районе Аппалачского плато.

Другая скважина была заложена на 300 км северо-восточнее по простиранию антиклинали, в штате Пенсильвания, в сходных условиях. Картина оказалась похожей, но более сложной. Начатая в породах верхнего кембрия, скважина прошла два крупных надвига и под вторым из них вошла в пологолежащие породы верхнего силура, залегающие, аналогично предыдущему случаю, на том же абсолютном уровне, что и в ближайшей части плато.

Еще в ряде скважин, но менее глубоких, также были обнаружены надвиги.

Все эти, а также геофизические данные, к сожалению мало опубликованные, показывают, что по крайней мере под этой, самой крупной антиклиналью нет выступа фундамента и поэтому под резко выраженной зоной стыка краевого прогиба и складчатой полосой Долин и Гряд или, иначе, под Аллегенским структурным фронтом глубинного разлома нет. Кроме того, скважина Спуногл и еще одна скважина, пробуренная юго-западнее, вскрыли в породах среднего или верхов нижнего кембрия слои ангидрита, установив тем самым эвапоритовый горизонт. Это позволяет по-новому объяснить очень любопытную брекчию (Соорег, 1940) развитую вдоль одного из главных пологих надвигов Аппалачей — надвига Пуласки (южная Вирджиния), наименьшая величина движения по которому составляет 12 км. Эту брекчию я рассматриваю как бывшую соленосную и предполагаю, что подобный эвапоритовый горизонт распространен в пределах всей провинции и что он служит главным горизонтом, по которому происходит боковое движение горных масс.

Если все это верно, а мнения по этому поводу разные, то все складки, взбросы, надвиги Аппалачского плато и провинции Долин и Гряд на глубине должны быть связаны с единым огромным надвигом или шарьяжем, поверхность которого проходит по верхним горизонтам нижнего кембрия в пределах провинции Долин и Гряд, поднимаясь в провинции Аппалачского плато до некоторых других, более высоких горизонтов, способствующих горизонтальному смещению пород. Ширина зоны надвига будет в этом случае до 200 км, длина около 1400 км, а размах движения должен составить десятки километров. Корень такого надвига (глубинный разлом, из которого он развился) следовало бы искать на западном крае антиклинория Голубого Хребта или, точнее, под этим антиклинорием. В этом случае обе западные провинции будут представлять собой лишь внешнюю краевую область орогена, а внутренняя его область должна находиться в восточных метаморфических провинциях Аппалачей.

Обуславливающая такое движение сила могла быть «тектонической», т. е. силой бокового давления, направленной из более интенсивно деформированного района Голубого хребта и Пидмонта, либо гравитационной, вызванной поднятием в том же районе. По моему мнению, простое гравитационное оползание по поверхности в данном случае едва ли возможно, так как нигде не видно никакого следа такой поверхности на стыке провинции Долин и Гряд и антиклинория Голубого Хребта, поднятие которого и должно было быть причиной оползания. Наоборот, антиклинорий повсеместно опрокинут или надвинут на внутренний край провинции Долин и Гряд. Гораздо вероятнее, мне кажется, мнение В. Бухера (Bucher, 1955; 1956), согласно которому поднятие метаморфического ядра в целом (Голубого Хребта и Пидмонта) произвело огромное, хотя и половое нагромождение пластического материала, как вара, постепенное оседание и распространение которого вызывало боковое давление на мощные осадочные отложения миогеосинклинали зоны. По В. Бухеру, само поднятие произошло в результате действия тектонических сил вследствие сжатия и сокращения при боковых давлениях, что вызвало увеличение мощности континентальной коры в районе метаморфического ядра. Но не менее вероятно, как мне кажется, мнение, что не только сжатие в пределах поднятия, а также складки в миогеосинклинали произошли целиком благодаря действию боковых тектонических сил.

### III. О КОРНЯХ НАДВИГОВ И ШАРЬЯЖЕЙ ЮЖНЫХ АППАЛАЧЕЙ

В предыдущем разделе уже говорилось о тектонике Голубого Хребта, где впервые на дневной поверхности появляется докембрийский фундамент.

Строение антиклинория в Центральной и Южной Аппалачских дугах несколько различно, но в то же время повсюду он сохраняет некоторые общие черты. Во-первых, антиклинорий резко асимметричен: осевые поверхности осложняющих его сильно сжатых складок наклонены на юго-восток, причем с запада на восток падение этих поверхностей становится все более крутым. Во-вторых, антиклинорий Голубого Хребта пространственно всюду совпадает с крайней западной зоной широкой полосы метаморфизма в породах палеозоя и самых верхов докембрия. Это совпадение едва ли является случайным. Антиклинорий возник там, где протягивается зона перехода между различными по механическим свойствам жестким кристаллическим докембрийским фундаментом провинции Долин и Гряд и более пластичным метаморфическим комплексом Пидмонта. Антиклинорий образовался в результате нагнетания и течения кверху горных масс фундамента в эту зону перехода. В-третьих, антиклинорию, точнее его юго-восточному крылу, отвечает большой градиент силы тяжести: резко отрицательные аномалии под восточной половиной провинции Долин и Гряд и самим антиклинорием сменяются слабыми положительными аномалиями под западной частью провинции Пидмонта.

Строение антиклинория в Центрально-Аппалачской дуге прекрасно выяснил Э. Клоос, изучавший его по реке Потомак (Cloos, 1947). Он показал, что антиклинорий опрокинут на запад, однако структурный фронт, составляющий его западное крыло, незначительно нарушен взбросами и надвигами. Почти повсеместно породы разбиты кливажем (или сланцеватостью), с плоскостями, падающими соответственно наклону осевых поверхностей складок, т. е. на восток, причем, как и в случае осевых поверхностей, падение плоскостей кливажа в направлении с северо-запада на юго-восток делается все более крутым. На поверхностях кливажа почти повсеместно выявляется яркая полосчатость (lineation)<sup>1</sup>, более или менее соответствующая направлению падения (хотя

<sup>1</sup> Здесь и ниже имеется в виду параллельная ориентировка всех мелких линейных элементов.

есть также и поперечная полосчатость, более или менее горизонтальная, параллельная пересечению кливажа со слоистостью и шарнирам мелких складок). Кроме того, подробное количественное изучение изменения формы ооидов в оолитовых известняках на западном крыле антиклинория показало, что кливаж отражает направление наибольшего сжатия пород, а полосчатость — направление их наибольшего удлинения. Это удлинение местами доходило до 2,5 раз, то есть породы пластически текли.

По признакам бокового скольжения по поверхностям кливажа в направлении, поперечном слоистости, Э. Клоос заключил, что антиклинорий в целом образовался в результате такого же скольжения, подобно тому как деформируется большая колода карт под значительным давлением. Ввиду установленных изменений формы пород и их пластического течения, вероятно, лучше предполагать, что образование антиклинория произошло именно благодаря течению и что кливаж и полосчатость — скорее следствие, чем причина складчатости. Впрочем, может быть здесь не столько различия во мнениях, сколько в словах.

При подходе к Южно-Аппалачской дуге структурный фронт западного склона антиклинория, как уже говорилось выше, сменяется надвигом; точно так же ведут себя и другие фронты и складки провинции Долин и Гряд. Далее в юго-западном направлении надвиг увеличивается, разделяется и усложняется более поздними складками и взбросами. Вдоль границы между штатами Теннесси и Северной Каролины надвиги становятся настоящими шарьяжами. Среди них имеется несколько больших окон. Самое протяженное из них окно Маунтин-Сити; его длина 100 км, а ширина до 12 км. В этом районе находится целый пакет шарьяжей (рис. 4), каждый из которых включает докембрийский фундамент и (вероятно, кроме самого высокого шарьяжа) лежащие выше осадочные и метаморфизованные осадочные (терригенные) отложения мощностью до 2 км. Эти отложения принадлежат самому верхнему докембрию и нижнему кембрию (вплоть до низов карбонатного разреза), залегающим без явного несогласия. Но во втором шарьяже снизу разрез продолжается до среднего ордовика, увеличиваясь при этом в мощности еще на 2 км. Самый нижний структурный элемент (ниже первого шарьяжа) выходит в двух окнах, находящихся внутри большого окна Маунтин-Сити, и, вероятно, отвечает части провинции Долин и Гряд, видимой здесь на дневной поверхности, благодаря более поздней складчатости и размыву перекрывающих шарьяжей. Первый снизу шарьяж сам довольно сложен; он перекрывает остальную часть окна Маунтин-Сити. Второй шарьяж образует северо-западное обрамление этого окна; он смят в простую синклинали, несколько осложненную на восточном крыле мелкими складками, надвигами и кливажом, с поверхностями, падающими в обратном направлении, т. е. на северо-запад. По-видимому, все эти структуры во время образования синклинали были выведены из их первоначального положения и повернуты. Синклинали погружаются на юго-запад, и там в ее ядре появляется третий шарьяж, который также осложнен внутренними складками и взбросами. Наконец, четвертый шарьяж срезает все другие, протягиваясь по юго-восточному краю окна Маунтин-Сити.

Метаморфизм пород очень слабый, не считая более раннего докембрийского метаморфизма пород фундамента (до пранулитовой фации). Однако эти последние сильно ретроградно-метаморфизованы, особенно вблизи главных надвигов. По фронту верхних надвигов и особенно вдоль юго-восточного края окна Маунтин-Сити все породы сильно милонитизированы. Происхождение такой сложной картины лучше всего объясняется толкованием, предложенным Гиллули (Gilluly, 1960) для тектонического окна Гоут-Ридж в штате Невада. Это окно образовалось в результате размыва шарьяжа гор Робертса. Если надвиг при значитель-

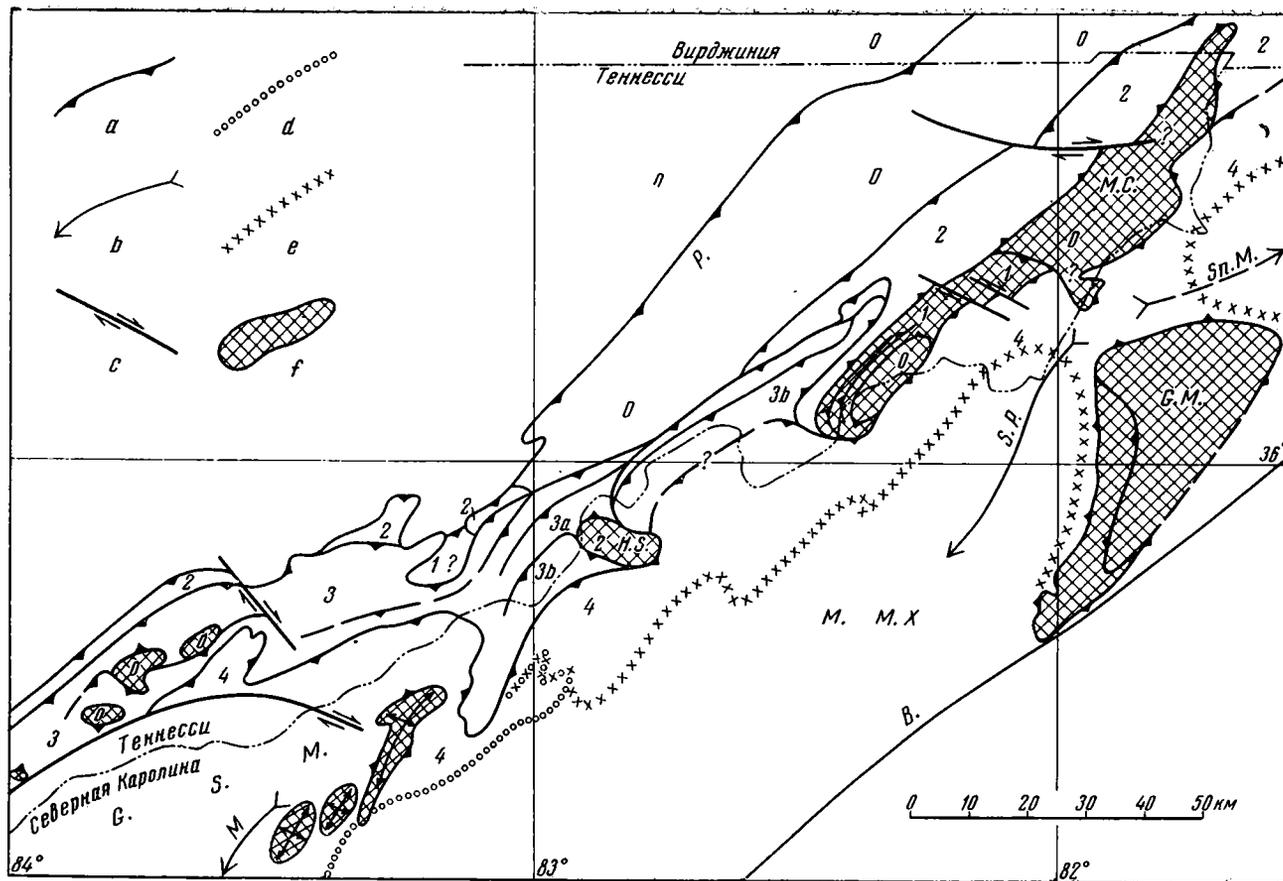


Рис. 4. Шарьяжи и тектонические окна в северо-восточной части штата Теннесси и в смежном районе Северной Каролины

Шарьяжи пронумерованы цифрами 4 (наиболее высокий) — 1 (в основании). Цифра 0 показывает области окон, в которых, вероятно, выступают структуры этой провинции. Условные обозначения: *a* — крупные надвиги или шарьяжи; *e* — оси синклиналиев (стрелки указывают направление погружения); *c* — сдвиги; *d* — верхняя граница пород основания шарьяжа 4, если исходить из гипотезы, что породы основания широко распространены в Северной Каролине; *e* — верхняя граница пород основания шарьяжа 4, если исходить из гипотезы, что породы основания распространены в антиклинории Голубого Хребта (автор отдает предпочтение этой гипотезе); *f* — окна.

Буквами обозначены: *B* — зона Бривард, *GM* — окно Грендфазер-Маунтин, *GSM* — Большие Дымные горы, *HS* — окно Хот-Спрингс, *M* — синклиниорий Марфи, *MC* — окно Маунтин-Сити, *MM* — гора Митчелл (высочайшая вершина в Аппалачах — 2037 м), *P* — южное ограничение надвига Пуласки, *Sn* — синклиниорий г. Снейк, *SP* — синклиниорий Спрюз Пайн

ном перемещении начнет деформироваться в антиклиналь, то вскоре движение по нему остановится. Зато из его корня образуется новый надвиг, который срежет верхнюю часть первого. Если бы то же самое произошло со вторым надвигом, то процесс повторился бы и т. д. В конечном счете образовался бы ряд надвигов или шарьяжей из одного корня, как это и было в районе окна Маунтин-Сити. Амплитуда движения второго шарьяжа здесь не может быть меньше 25 км, а суммарное движение (с учетом движения вдоль корня) должно быть больше 50 км.

Но это не все. Окно Маунтин-Сити вкрест простирания седловиной шириной около 10 км отделено от другого крупного окна — Грендфазер-Маунтин, длина которого 75 км, а ширина до 30 км. Это окно появилось, вероятно, в результате размыва четвертого шарьяжа (из указанных выше), однако не ясно его отношение к более низким шарьяжам. Возможно, что выходящие в нем породы не принадлежат ни к одному из них, а представляют особый шарьяж, расположенный, вероятно, выше третьего (но ниже четвертого). Терригенные отложения нижнего кембрия слагают здесь любопытную, но второстепенную чешую в окраинной части окна, а в его ядре обнажены породы фундамента и мощные терригенно-вулканогенные образования, которые моложе пород фундамента, но также докембрийские.

Здесь, так же как и по р. Потомак, начинается палеозойский метаморфизм и появляются кливаж и полосчатость обоих видов. Ясно, что этот метаморфизм древнее надвига вокруг окна. Внутри окна он достигает лишь зеленосланцевой фации, а вокруг окна амфиболитовой (с многочисленными пегматитами), причем вблизи надвига имеет место ретроградный метаморфизм. Данные абсолютного возраста (по слюде из сланцев и пегматитов — кали-аргоновым методом, по ураниниту и циркону — свинцовым методом) указывают на раннепалеозойское, вероятно ордовикское время этого метаморфизма. Возраст надвигов, вероятно, поздний палеозой — карбон или пермь. Кроме того, исследование, проведенные далее на запад в районе Национального парка Больших Дымных гор (King a. oth., 1961—1965), близ юго-западного попружения антиклинория Голубого Хребта, открыли крупные надвиги и шарьяжи, не только образовавшиеся после метаморфизма, но также и возникшие до него.

Юго-восточный край окна Грендфазер-Маунтин достигает юго-восточного склона антиклинория Голубого Хребта. Так как это широкое окно находится позади корня шарьяжей района окна Маунтин-Сити, оно едва ли может трактоваться как результат развития той же системы надвигов. Но, во всяком случае, наличие этого окна предполагает еще 25 км поперечного движения, а это указывает на то, что весь сложенный породами докембрия антиклинорий Голубого Хребта «плавает», надвинутый поверх палеозойских пород провинции Долин и Гряд, причем корни этого надвига находятся дальше на юго-восток относительно окна. Недалеко от окна Грендфазер — Маунтин (1—5 км на юго-восток) располагается важная, но совершенно отличная структура Бревард, представляющая собой узкую, почти вертикальную зону сильно перемятых пород, в основном милонитов или бласто-милонитов. Большая часть этих пород происходит из метаморфических докембрийских пород Голубого Хребта или из кристаллических сланцев, гнейсов и гранитов неопределенного возраста, развитых в Пидмонте по другую сторону зоны Бревард, но в ней присутствуют также вероятно более молодые доломиты, углистые сланцы и другие породы.

Зона протягивается по линии, близкой к прямой, от окрестностей окна Грендфазер-Маунтин (в западной части штата Западная Каролина) на 500 км на юго-запад, вплоть до края Прибрежной равнины в штате Алабама. В противоположном направлении, наоборот, эта зона постепенно отгибается на восток, разделяясь на несколько ветвей и, как кажется, исчезает там, где Южная дуга Аппалачей сменяется Централь-

ной дугой. В пределах этой дуги подобная зона не известна. Там структурой, смежной с Голубым Хребтом с востока, является синклинорий Джеймс-Ривер, находящийся в штате Вирджиния, и далее его северо-восточные продолжения.

Близкое расположение зоны Бревард к окну Грендфазер-Маунтин сперва считалось случайным совпадением, но затем было установлено присутствие двух участков, возможно тектонических окон, где менее метаморфизованные осадочные породы оказались в куполах под типичными кристаллическими сланцами и гнейсами. Эти участки лежат недалеко на северо-запад от зоны Бревард, причем один из них находится восточнее окна Грендфазер-Маунтин, между ветвями зоны, а с другой — юго-западнее окна. Присутствие этих возможных окон указывает на то, что образование зоны Бревард и окна Грендфазер-Маунтин причинно связано.

Мнения о происхождении зоны Бревард различны. Исследователи окна Грендфазер-Маунтин (Reed a. Bryant, 1964) считали ее крупным правосторонним продольным сдвигом, так как полосчатость первого вида в породах окна при подходе к зоне отклоняется направо и становится более или менее горизонтальной в милонитах самой зоны. Размах движения по сдвигу они оценивали более чем в 200 км, потому что никакие породы на исследованном ими отрезке зоны, равном 200 км, по обеим сторонам сдвига не повторяются. Но действительная картина, вероятно, сложнее. Как показали другие исследователи (Burchfiel a. Livingston, 1967) эта линейная зона очень похожа на некоторые «линии» Альп, являющиеся зонами корней больших надвигов, шарьяжей или лежащих складок («parres»). Они полагают, что зона Бревард также представляет собой зону корней больших шарьяжей Голубого Хребта. Возможно, что сперва здесь образовался синклинорий, такой как Джеймс-Ривер в Центральной Аппалачской дуге. В дальнейшем этот синклинорий делался все уже и глубже, в то время как смежный антиклинорий становился уже и выше и продвигался на северо-запад поверх структур провинции Долин и Гряд в виде больших шарьяжей. Этим можно легко объяснить различие пород по обеим сторонам зоны Бревард, не прибегая к большому сдвигу. В конечном счете ослабленная зона корней стала небольшим сдвигом. Эту точку зрения подтверждает градиент силы тяжести, отвечающий восточному склону Голубого Хребта, но здесь приуроченный к зоне Бревард или лежащий даже немного юго-восточнее ее, а также то, что под юго-западной частью Голубого Хребта, где следовало бы ожидать крупное поднятие фундамента и лежащих ниже слоев коры, находятся самые большие отрицательные аномалии силы тяжести на востоке Соединенных Штатов. В соответствии с этим, зона Бревард представляется большим глубинным разломом или, лучше может быть, — зоной глубинного погружения или «засасывания» (Verschlussung), перехода между консолидированным стабильным фундаментом провинции Долин и Гряд и пластичными, текучими породами (фундамент и палеозой совместно) Пидмонта.

Время проявления этапов этой сложной истории не совсем ясно. Последние события: шарьяжи Голубого Хребта, ретроградный метаморфизм и милонитизация вдоль них и вдоль зоны Бревард, а также сдвиг в этой зоне вероятно относятся к позднему палеозою (если сдвиг не был еще более поздним). Так как складки и надвиги провинции Долин и Гряд затронули каменноугольные и даже нижнепермские отложения, главное поднятие восточных провинций Аппалачей — Пидмонта и Голубого Хребта тоже должно быть позднепалеозойским. Но возраст главного метаморфизма палеозойских пород, время образования в них кливажа и сопутствующих полосчатостей, а также время первичного образования антиклинория Голубого Хребта, определено были более ранними. По данным абсолютного возраста, и в Южно-Аппалачской и

в Центральной-Аппалачской дугах эти процессы, вероятнее всего были в ордовике.

К сожалению, геология огромной области Пидмонта к востоку от Голубого Хребта и зоны Бревард еще мало известна, поскольку она очень сложна, породы здесь плохо обнажены и исследований проводилось мало (хотя в последнее время работы усилились). Мы скажем о ней несколько слоев ниже, после описания строения Новой Англии.

#### IV. О ТАКОНСКИХ КЛИПАХ

В штате Нью-Йорк ширина зоны Долин и Гряд по сравнению с юго-западными районами заметно уменьшается. Кроме того, разрез палеозоя около Олбэни сложен известняками и доломитами уже только кембрийского и ордовикского возраста. В основании его залегают базальные горизонты песчаников, а кровля разреза образована сланцами и граувакками среднего ордовика. К западу вокруг Адирондакских гор (широкого куполовидного выступа Канадского щита) эти отложения образуют тонкий платформенный чехол, который по направлению на восток в Вермонте, в пределах западного склона антиклинория Зеленых гор, увеличивается в мощности до 2 км. В целом эта картина сходна с той, которая наблюдается на юге у западного склона антиклинория Голубого Хребта. Так же как и в этом районе, в Вермонте метаморфизм палеозойских пород возрастает в восточном направлении и, в частности, здесь среди подверженных метаморфизму известняков, находится важный район промышленных мраморов. Но стратиграфия карбонатного разреза одинакова для всей области: от канадской границы до г. Нью-Йорка простиралась единая миогеосинклиналь, представляющая собой часть большого мелководного шельфа.

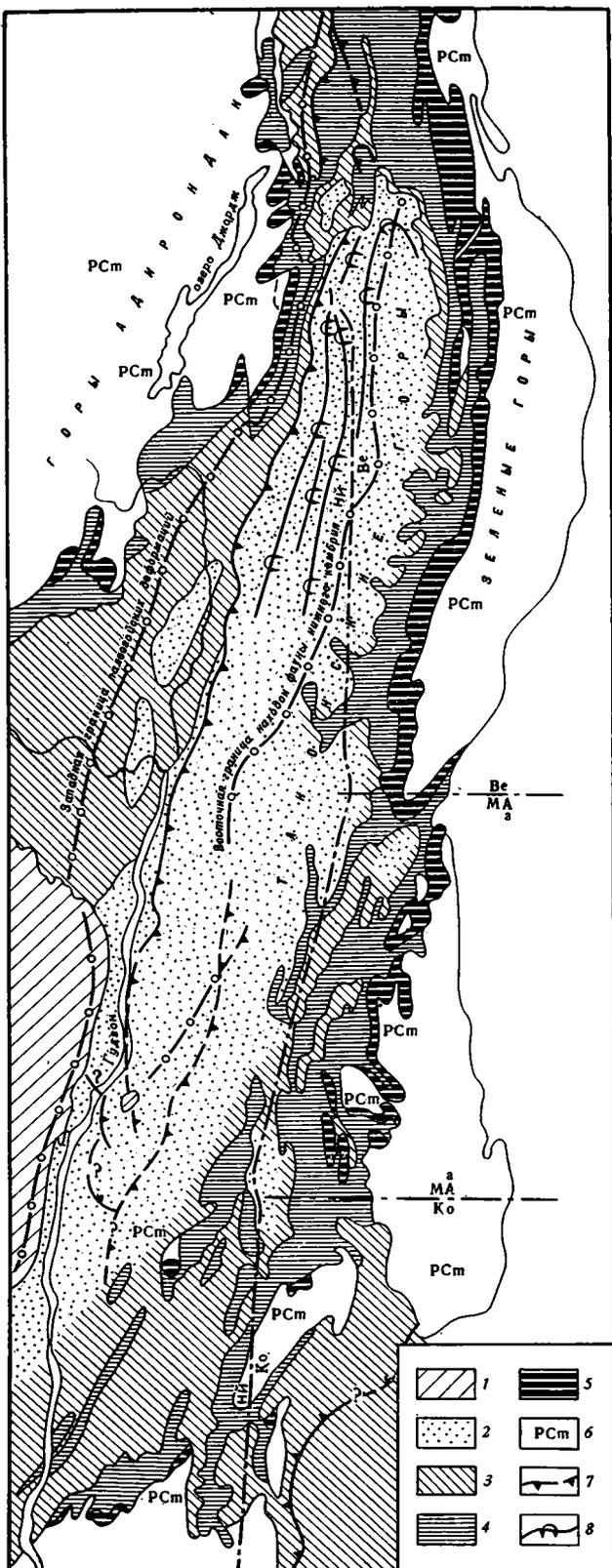
Однако в самом центре этой области находится район, сложенный интенсивно дислоцированными сланцами, который окружен со всех сторон карбонатными образованиями (рис. 5). Сланцы слагают крупный синклиниорий, на западе которого они представлены аспидными разностями, а на востоке — метаморфическими образованиями, содержащими биотит и гранат. Эти метаморфические сланцы, образующие Таконские горы, расположенные на границе между Нью-Йорком и Новой Англией, носят название таконских сланцев или таконского сланцевого разреза. Первоначально предполагали, что по возрасту они моложе окружающих известняков и их относили к среднему или верхнему ордовика, однако позднее собранные в сланцах окаменелости позволили определить их возраст как нижнекембрийский — среднеордовикский. Таким образом, оказалось, что сланцевый комплекс одновозрастен с известняками.

Стратиграфическая последовательность таконского сланцевого комплекса служила предметом дискуссий на протяжении целого столетия и только в последние годы она была достаточно выяснена. В основании этого разреза залегают терригенные образования неопределенного возраста, вероятно нижнекембрийские, а самые верхи его образованы мощной толщей среднеордовикских граувакк которые, однако, древнее, чем верхние горизонты окружающих среднеордовикских известняков. Между базальными горизонтами и граувакками залегает маломощная толща аспидных и кремнистых сланцев и яшм, с окаменелостями нижнего кембрия — низов среднего ордовика. По своему характеру эти породы могут быть отнесены к аспидной или отдаленно кремнистой, вероятно глубоководной формации (по Н. С. Шатскому). На западе Таконских гор в сланцевом разрезе встречаются прослойки темных и пелитоморфных известняков, а также брекчий, содержащих обломки известняков миогеосинклинального комплекса. Подобные брекчии встречаются на западе во всем разрезе нижнего палеозоя, но особенно среди пород ордовикского возраста. Тектоническая структура Таконских гор до конца не выяснена.

Первоначально предполагалось, что они образуют не очень сложный синклиний со сжатой внутренней структурой, в пределах которого широко развит кливаж, параллельный осевым плоскостям складок. Однако подробное изучение стратиграфии разреза (Zen, 1961) показало, что еще до образования синклиниальной структуры и кливажа слои были смяты в лежащие складки и поэтому в ядре синклиниория наблюдается чередование нормальных и опрокинутых крыльев этих складок.

Существуют различные объяснения структурного положения Таконского массива, который, по-видимому, является чужеродным телом в миогеосинклиниальной области. Как уже упоминалось выше, сначала некоторые геологи предполагали, что его породы моложе известнякового комплекса, который их окружает. После сбора окаменелостей на западе массива эта гипотеза отпала. Однако ряд исследователей и до настоящего времени считает метаморфические породы, не содержащие фауну, в восточной части массива моложе среднего ордовика. Другая группа

Рис. 5. Схематическая геологическая карта района Таконских гор (Rodgers and Neale, 1963)  
 1 — осадочные породы силура и девона; 2 — аллохтонный разрез (сланцы и граувакки) от нижнего кембрия до среднего ордовика; автохтон; 3 — сланцы верхней части среднего ордовика; 4 — карбонатные породы от нижнего кембрия до среднего ордовика; 5 — терригенные породы нижнего кембрия; 6 — докембрийский фундамент; 7 — надвиги и взоросы; 8 — оси изоклинальных и лежащих антиклиналей. Буквами обозначены штаты: Ве — Вермонт, Ко — Коннектикут, Ма — Массачусетс, НН — Нью-Йорк



исследователей как в карбонатном комплексе, так и в сланцевом видела несогласия и полагала, что последние разновременны. От такого объяснения соотношения этих двух разрезов сразу же отказались, после того как было доказано, что они одновозрастны. Далее появление глубоководных сланцев среди мелководных известняков обосновывалось рядом ученых наличием в пределах мелководного шельфа глубоководного желоба, который врезался в шельф наподобие некоторых современных желобов, (например, «язык» океана в Багамской банке). Наблюдаемая сейчас тектоническая структура массива в этом случае образовалась в результате одновременного сжатия шельфа и желоба. И наконец, давно уже было высказано предположение, что массив Таконских гор представляет собой огромный аллохтонный клиппен, длина которого более 200 км, а максимальная ширина около 60 км. Эта гипотеза прекрасно объясняет положение аспидной формации над одновозрастными карбонатными образованиями, а также позволяет рассматривать известковые брекчии в западной части клиппа как промежуточный горизонт между аспидной и карбонатной формациями, осажженный в глубокой воде у подножия шельфа. Однако эта гипотеза встречает ряд трудностей: а) неясен контакт между таконскими сланцами или аллохтоном и подстилающими среднеордовикскими сланцами, или автохтоном; б) отсутствие видимой зоны корней в восточных районах (в пределах крыльев антиклинория Зеленых Гор); в) невероятность передачи бокового давления через столь слабые породы. Пытаясь преодолеть эти трудности, Е. Зен (Zen, 1967, 1968) и я, независимо друг от друга, высказали предположение, что таконские сланцы первоначально отлагались восточнее современного их положения, в области антиклинория Зеленых Гор, между мио- и эвгеосинклиналью. В конце среднего ордовика крупный блок сланцев (возможно, отдельные глыбы) под влиянием силы тяжести сполз в море, в котором происходило осаждение автохтонных сланцев. Изучение палеогеографии этой эпохи достаточно ясно выявляет поднятие антиклинория и погружение шельфа с карбонатными породами, а кроме того, в верхах разреза автохтонных образований обнаруживаются грубообломочные брекчии, содержащие обломки как таконских сланцев, так местами и известняков. Подобные гравитационные соскальзывания хорошо известны в третичных отложениях в пределах Среднеземноморья: в Марокко, Италии (олистостромы итальянских геологов) и в юго-восточной Турции.

Сходная картина наблюдается в пределах северо-западной части о. Ньюфаундленд к юго-западу и северо-востоку от антиклинория, сложенного докембрием. Там палеозойские карбонатные образования почти целиком обрамляют два больших массива слабометаморфизованных сланцев. Сланцы, как и в Таконских горах, частично одновозрастные с окружающими их отложениями, а частично имеют неопределенный возраст. На крайнем западе района в сланцах встречаются любопытные брекчии, включающие огромные глыбы известняков (до 100 м в поперечнике). В других местах встречаются мощные пласты нижнеордовикских эффузивов, которые почти отсутствуют в Таконских горах, а также интрузии габбро и ультраосновных пород. Последние образуют самые высокие горы острова. Таким образом, сланцевые толщи на северо-западе Ньюфаундленда более похожи на эвгеосинклинальный комплекс.

Мнения о структурной позиции указанных сланцев Ньюфаундленда различны и сходны с теми, которые высказываются по поводу образования Таконского массива (Rodgers, Neale, 1963). Однако для Ньюфаундленда ясно, откуда могло происходить смещение аллохтонных сланцев, эффузивов и интрузивов — это западный борт эвгеосинклинальной зоны центрального Ньюфаундленда. Можно отметить, что в центральной Пенсильвании, возможно, также имеется алохтонный сланцевый массив, но там пока еще не доказана одновозрастность сланцев и окружающих их карбонатных пород.

Не следует, пожалуй, добавлять, что без бурения аллохтонность массивов до конца не доказана и остается простор для различных гипотез. Может быть, в Ньюфаундленде сомнений на этот счет меньше, чем в Таконских горах. Отмечу очевидное сходство структурного положения этих массивов с тектонической позицией массива Крака и Сакмарского поднятия на южном Урале.

## V. О МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ЯДРА АППАЛАЧЕЙ (на примере Новой Англии)

Метаморфические образования, распространенные на востоке Аппалачей, длительное время относились к докембрию, потому, что они несравненно более сильно изменены, чем подробно изученные нижнепалеозойские отложения, обнажающиеся в западной части хребта. Эта точка зрения получила свое отображение на Геологической карте Соединенных Штатов, изданной в 1933 г. На этой карте вся территория Пидмонта и значительная часть Новой Англии показаны как области распространения докембрийских образований. В некоторых районах Новой Англии уже в то время были известны находки палеозойских окаменелостей, но им не придавали должного значения и считали их исключениями. Только на севере Аппалачей, в штате Мейн и в Канадских Аппалачах, где на больших площадях степень метаморфизма измененных пород заметно уменьшается, эти отложения относили к палеозою.

Около 40 лет назад метаморфические породы Нью-Хемпшира начал изучать М. П. Биллингс, используя сочетание методов стратиграфии, структурной геологии и петрологии, что было в те времена нововведением. Этот метод изучения метаморфических толщ дал великолепные результаты, и с тех пор им стали пользоваться вначале сотрудники и студенты под руководством М. П. Биллингса в Новой Англии, затем канадские геологи, работавшие в Аппалачах, и, наконец, в самые последние годы, исследователи, работающие в Пидмонте. На основании этих методов было установлено, что докембрийские образования (особенно породы кристаллического основания) в Северных Аппалачах и, возможно, в Пидмонте пользуются лишь ограниченным распространением.

В качестве примера для характеристики строения зоны метаморфических пород я позволю себе остановиться на интересном поперечном разрезе через всю данную зону в центральной части Новой Англии (через Вермонт и Нью-Хемпшир). На западе относительно узкая миогеосинклинальная зона, которая сложена нижнепалеозойскими карбонатными породами, в значительной части перекрыты таконскими сланцами, отделяет выступы докембрийского фундамента платформы в пределах Канадского щита и Адирондакских гор от докембрийских образований антиклинория Зеленых Гор. Последние представляют собой поднятие ретроградно метаморфизованных пород кристаллического основания платформы. Шарнир антиклинория Зеленых Гор испытывает погружение по направлению на север, где метаморфические образования погружаются под терригенные отложения самых верхов докембрия и нижнего кембрия, сходные с породами низов Таконского сланцевого разреза.

В восточной части антиклинория степень метаморфизма пород возрастает и здесь уже преобладают слоистые сланцы с биотитом и гранатом, а далее на восток — с кванитом, чередующиеся с амфиболитами и малыми телами ультраосновных пород. Глубокометаморфизованные породы прорваны отдельными телами гранитоидов. Судя по характеру образований, до проявления метаморфизма этот комплекс был сложен эффузивами и терригенными отложениями, преимущественно граувак-

ками (карбонатные прослои встречаются очень редко), которые в верхах разреза сменялись известково-глинистыми сланцами, измененными теперь до известковых филлитов. Таким образом, метаморфические образования к востоку от Зеленых Гор представлены типично эвгеосинклинальными формациями большой мощности, которая, однако, трудно поддается точному измерению. В одном пересечении мощность метаморфического комплекса (в котором не наблюдалось повторения крупных литологических толщ) была определена в 30 км; в другом же она не превышает 5 км. Без сомнения, в первом случае приведенная мощность разреза является завышенной, так как отложения смяты в мелкие изоклинальные складки, образованные тангенциальным сжатием, а во втором — уменьшенной в результате тектонического растяжения.

В данном пересечении разрез метаморфических толщ начинается образованиями низов кембрия или самых верхов докембрия и венчается породами нижнего девона. В основании силура в нем наблюдается несогласие и прослой конгломератов, также как и в других районах Аппалачей. В ордовикской толще имеются локальные несогласия и внутрiformационные конгломераты.

На восточном склоне антиклинория Зеленых гор обычна мелкая складчатость, которая также встречается в зоне сопряжения с синклинорием, расположенным на востоке. Восточнее, в ядре синклинория структурный рисунок заметно усложняется. Здесь расположен ряд крупных куполов, в ядре которых встречаются гнейсы. Остается неясным, каков характер этих гнейсов. Одни, возможно, представляют собой поднятия кристаллического фундамента; другие, по-видимому, образовались в результате метаморфизма эффузивных тел кислого и среднего состава. Детальное изучение палеозойских образований, обрамляющих гнейсовые ядра, показало, что мелкие складки образовались в результате по крайней мере двух эпох пластичных деформаций (White, Jahus, 1950). Во время первой из них сформировалась структура антиклинория и синклинория и в пределах последнего крупные лежащие складки, запрокинутые с востока на запад. Со второй эпохой деформации связано поднятие гнейсовых ядер куполов, а также новая деформация ранее образованных лежащих складок.

Многочисленные на юге купола постепенно исчезают по направлению на север, в пределах северного Вермонта. Здесь кианитовые сланцы сменяются андалузитовыми разностями; общее изменение пород уменьшается и одновременно понижается напряженность деформаций. Однако структура синклинория прослеживается и в пределах Канады через юго-восточную часть провинции Квебек вплоть до п-ова Гаспэ, на берегу залива Святого Лаврентия (структура носит название синклинория Гаспэ — Долины Коннектикута).

Восточнее, вдоль долины р. Коннектикут, между Вермонтом и Нью-Хемпширом и несколько восточнее этого района расположена другая крупная структурная единица — антиклинорий Бронсон-Хилл, существенно отличающейся в своем строении от антиклинория Зеленых Гор. Он состоит из целого ряда эллипсовидных куполов гнейсов различных размеров, ориентированных своими длинными осями параллельно общему простиранию антиклинория и расположенных кулисообразно друг к другу. Ядра куполовидных структур сложены гнейсами различного состава (комплекс оливериян, по М. Биллингсу) — в одних случаях массивными гранито-гнейсами, в других — слоистыми гнейсами гранодиоритового состава, включающими прослой амфиболитов. Гнейсы вверх по разрезу, местами с постепенным переходом, сменяются амфиболитами, слюдяными и известковыми сланцами или даже известково-кремнистыми породами. В верхах этого разреза встречаются окаменелости силура и нижнего девона. Образования, залегающие ниже углового несогласия

базальных конгломератов силура, возможно, относятся к ордовику, хотя подобное определение возраста этих пород базируется на весьма отдаленных сопоставлениях. Эти породы, как и в пределах синклинория, первоначально были смяты в лежачие складки, корни которых, вероятно, были расположены на восточном склоне антиклинория, и в последующем здесь образовались куполовидные структуры.

Наиболее глубокометаморфизованные образования обнажаются в ядрах куполов вдоль западного борта синклинория Долины Коннектикут. В разломе Аммонусак, на западном крыле антиклинория Бронсон-Хилл степень метаморфизма уменьшается до фации зеленых сланцев. На восточном крыле этого разрывного нарушения вновь распространены породы амфиболитовой фации, а такие высокотемпературные минералы как силлиманит встречаются на обширных площадях еще далее к востоку. Плоскость разлома падает на запад под углом  $40^\circ$ , и вдоль него прослеживается зона окремненных пород и милонитов. Несомненно, разлом образовался уже после метаморфизма пород, однако характер самого разлома остается спорным. По мнению М. Биллингса, он представляет собой взброс или, возможно, даже надвиг, по которому более молодые и менее метаморфизованные породы надвинуты на более древние, что само по себе возможно, но маловероятно. Мне более импонирует другое мнение, согласно которому данный разлом представляет собой молодой (вероятно, триасовый) сброс, так как подобные зоны окремнения прослеживаются в Новой Англии вдоль доказанных триасовых сбросов. В менее метаморфизованных породах к западу от разлома Аммонусак отсутствуют структуры гнейсовых куполов; там известны интрузии досилурийских гранодиоритов (интрузивный комплекс Хайлэндкрофт по М. Биллингсу) и разрез ордовикских образований включает прослой основных и кислых эффузивов.

Были высказаны различные предположения о происхождении гнейсов комплекса оливериян в ядрах куполов. Согласно М. Биллингсу (Billings, 1956), гнейсы или являются частями одного крупного магматического силла девонского возраста, или представляют собой серию лакколитов. По мнению других исследователей, гнейсы — метасоматические образования, но возможно, что процессы метаморфизма привели к образованию гнейсов из кислых эффузивных пород без привноса какого-либо другого материала. Комплекс гнейсов нигде не прорывает образования силура или девона (возможно, генетически ассоциирующиеся с ними пегматитовые жилы пересекают породы этого возраста). Поэтому они могли быть образованными из магматических пород, подобных досилурийскому комплексу Хайлэндкрофт, вторично подвергшихся процессам метаморфизма уже в девонское время. Тем более весьма вероятно, что среди гнейсов имеются и измененные ордовикские эффузивы кислого состава и досилурийские гранодиориты и девонские граниты, и что все они в последующем подверглись процессам метаморфизма в ядрах поднимавшихся куполов.

В пределах современного антиклинория Бронсон-Хилл также встречаются вулканические образования различного состава силурийского и нижнедевонского возраста. Следует отметить, что эта структура на протяжении всей длительной тектонической истории представляла собой зону максимальной вулканической деятельности. По моему мнению, антиклинорий Бронсон-Хилл был типичной вулканической дугой, начиная с ордовика и вплоть до среднего девона, в пределах которой происходили внедрения досилурийских магматических масс наиболее крупных в Новой Англии.

Интрузивные массивы позднедевонского возраста как кислого, так и основного состава (комплекс Нью-Хемпшир, по М. Биллингсу) распространены в зоне антиклинория Бронсон-Хилл, но наиболее значительные площади они занимают к востоку от этой структуры, где в цент-

ральном Нью-Хемпшире прослеживается крупный синклиний Мерримак. В его пределах встречаются чаще всего конкордантные интрузии кислого, среднего и основного состава. Значительно меньшие площади здесь занимают крупные резко дисконкордантные массивы щелочных гранитов, сиенитов и других образований, а также кольцевые дайки и даже вулканические породы в хорошо сохранившихся кальдерах (комплекс Уайт-Маунтинс, по М. Биллингсу). Возраст этих магматических тел ранее считался нижнекаменноугольным, однако последние определения абсолютного возраста интрузивов свидетельствуют о том, что они, возможно, внедрялись в перми или даже в триасе.

Территория синклиния Мерримак представляет собой зону максимального развития процессов метаморфизма. Такие высокотемпературные минералы, как силлиманит, в ее пределах встречаются повсеместно. В связи с тем, что породы палеозоя в синклинии сильно изменены, их стратиграфия изучена еще явно недостаточно. Здесь нижнедевонские кристаллические сланцы достигают большой мощности. Возможно, что в пределах данной тектонической структуры присутствуют также силурийские и ордовикские образования, включающие кремнисто-известковистые сланцы и прослои амфиболитов. Внутренняя структура синклиния еще не расшифрована. На юге его, в восточной части штата Коннектикута, недавно была закартирована крупная лежащая складка (Colhester парре) и весьма возможно, что подобные структуры характерны и для центральной части Новой Англии. Высказываются различные мнения о корнях лежащей складки; может быть, она образовалась в результате перемещения масс по направлению на восток, с восточного борта антиклинария Бронсон-Хилл.

Детальное изучение строения как восточного крыла синклиния Мерримак, так и тектонических зон, расположенных к юго-востоку от него, только что было начато. Следует лишь отметить, что на юго-востоке синклиния степень метаморфизма пород резко уменьшается до зеленокаменных фаций, пересекая разлом, который, возможно, являлся сбросом в триасовое время (погруженное крыло последнего расположено к юго-востоку), вдоль которого зеленокаменные сланцы пронизаны кварцевыми жилами и кремневы.

Еще далее на восток метаморфизм палеозойских отложений меняется в зависимости от тектонических зон и возраста пород. В штате Род-Айленд и прилегающих к нему частях штата Массачусетс отложения верхнего карбона смяты в складки и местами метаморфизованы и прорваны гранитоидами. Они залегают с резким угловым несогласием на более древних образованиях, главным образом гранитоидах. В других районах на гранитоидах несогласно залегают эффузивы силура. В одном разрезе гранодиориты, абсолютный возраст которых на основании отдельных определений датируется временем менее 600 млн. лет, несогласно перекрываются слабоизмененными нижнекембрийскими осадочными породами (в этом районе чаще всего отложения кембрия встречаются в виде ксенолитов в докаменноугольных щелочных гранитах). Таким образом, между массивами гранитоидов в данном регионе распространены докембрийские и палеозойские (включая пермские) образования, но они плохо дешифрируются и взаимоотношения между ними остаются неизвестными. Достоверно докембрийские метаморфические образования здесь еще не установлены.

В целом эта структурная зона на протяжении длительной геологической истории представляла собой геоантиклинальное поднятие, неоднократно испытывавшее процессы воздымания и эрозии. История его развития в общих чертах сходна с более полно известной историей геологической эволюции антиклинария южного Нью-Браунсвика, расположенного северо-восточнее, почти на простираии данных структур. В пределах последнего угловые несогласия были установлены в осно-

вани кембрия, силура, верхнего девона, нижнего карбона, а также между отдельными горизонтами отложений каменноугольного возраста. Вулканогенные образования здесь присутствуют во всех частях разреза. В целом все отложения антиклинория южного Нью-Браунсвика (в том числе относимые пока к докембрию, которые, возможно, все же моложе 600 млн. лет) слабо метаморфизованы.

Таким образом, поперечный разрез в центральной части Новой Англии пересекает три синклинория и три антиклинория. Крайний западный синклинорий расположен в пределах миогеосинклинали, а два других — в эвгеосинклинали. Последние весьма сходны друг с другом по характеру и интенсивности процессов метаморфизма, наличию лежащих складок и мощности почти непрерывного разреза палеозойских пород до нижнего девона включительно. Строение же антиклинориев резко различно. Западный представляет собой поднятие фундамента; центральный был зоной активного вулканизма и, видимо, сходен с вулканическими островными дугами; восточный антиклинорий является длительным геоантиклинальным поднятием, и в его пределах имеются многочисленные угловые несогласия, наблюдаемые во всем разрезе — с докембрия и вплоть до карбона. Эти крупные структуры получили свое выражение в истории процессов палеозойской седиментации, которая началась, по-видимому, еще в самом конце верхнедокембрийского времени.

Сходная картина наблюдается на северо-востоке Аппалачской области, в пределах штата Мейн и в Канадских Аппалачах. Здесь широким развитием пользуются гранитные интрузии разного возраста, однако степень метаморфизма пород палеозоя в этом районе ниже, чем в центральной и южной частях Новой Англии. Следует отметить, что антиклинории и синклинории северо-восточных Аппалачей расположены кулисообразно относительно структур Новой Англии. В южной части Новой Шотландии прослеживается еще и четвертый синклинорий, сложный мощной толщей нижнепалеозойских и менее мощных среднепалеозойских терригенных образований, прорванных гранитными интрузиями докаменноугольного возраста. В Нью-Фаундленде, по данным Г. Уильямса (Williams, 1964), имеется двусторонняя квазисимметричная структура, причем в центральной части острова расположены магматические тела гранитоидов досилурийского и докаменноугольного возрастов.

Как уже говорилось выше, возраст гнейсов, кристаллических сланцев и гранитов провинции Пидмонт остается пока еще в большинстве случаев спорным. Эту территорию, как и район Новой Англии, сорок лет назад считали выступом кристаллического фундамента, представлявшим собой в течение всего палеозоя область размыва и сноса, питавшую обломочным материалом сопряженные с ней геосинклинальные прогибы. Поэтому вполне логично предполагать, что, как и в Новой Англии, в Пидмонте последующие геологические исследования обнаружат сложную картину сочетания палеозойских антиклинориев и синклинориев. Первые общие черты подобного тектонического строения Пидмонта наметились уже после работ, проведенных К. Гопсоном (Hopson, 1964) и Дж. Беллом, В. Оверстритом (Overstreet, Bell, 1965) и другими геологами.

## VI. О ВОЗРАСТЕ СКЛАДЧАТОСТИ АППАЛАЧЕЙ

Как уже говорилось в начале этой статьи, Аппалачи представляют собой геосинклинальный пояс востока Северной Америки, в пределах которого отложения палеозоя интенсивно дислоцированы. Складкообразовательные движения здесь проявлялись неоднократно в разное время в различных его частях и продолжались, хотя и с перерывами, на протяжении всей длительной истории его геосинклинального развития (рис. 6).

Еще до заложения Аппалачского палеозойского геосинклинального пояса вдоль восточного края Северо-Американского материка от Лабрадора на севере и по крайней мере до штата Кентукки на юге располагалась Гренвилльская область сложного геосинклинального развития, в пределах которой последние орогенические и складкообразовательные движения произошли около 1 млрд. ± 150 млн. лет тому назад. Только

после этой орогенической эпохи заложилась собственно Аппалачская геосинклиналь. Кристаллическое основание геосинклинали, абсолютный возраст которого около 1 млрд. лет, простирается под западной миогеосинклинальной частью Аппалачского пояса вплоть до зоны антиклинальных структур Голубого Хребта и Зеленых гор. Восточнее основание геосинклинали не выходит на поверхность и характер его не известен. Предварительные определения абсолютного возраста наиболее древних геосинклинальных образований пояса в этих районах дают цифры около 600—700 млн. лет.

Платформенный или послеорогенный этап развития Аппалачей лучше изучен, но многие детали его истории еще остаются неясными. Терригенные отложения мела перекрывают на юге структуры всех складчатых зон Аппалачей с резким угловым несогласием и залегают весьма полого. Слабый наклон этих пород в разные стороны от горного сооружения свидетельствует о том, что после периода их формирования горный пояс представлял собой единое сводовое

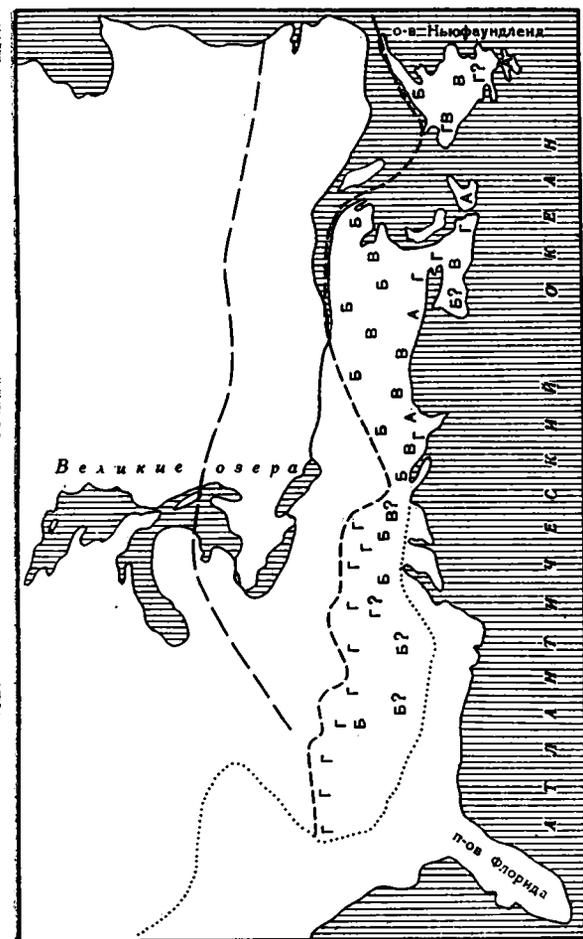


Рис. 6. Схема местоположения разных по возрасту деформаций в Аппалачах

1 — край Прибрежной равнины; 2 — западный край аппалачских деформаций; 3 — западный край гренвилльских деформаций.

Буквами обозначены: А — авалонские деформации (верхи докембрия), Б — таконские деформации (ордовик), В — акадские деформации (девон), Г — аллеганские деформации (карбон — нижняя пермь)

подняtie. Более пологие падения третичных образований указывают на то, что постепенно затухавшие импульсные восходящие движения в пределах Аппалачей продолжались и в кайнозое.

Образования верхнего триаса, так же несогласно перекрывающие складчатые структуры палеозоя, в пределах горного пояса выполняют односторонние грабены или «полуграбены». Наличие крупнообломочных конгломератов во всех горизонтах разреза триаса в полосе, примыкающей к линии основных сбросов, которые ограничивают «полуграбены»,

свидетельствует о том, что накопление осадков происходило одновременно с процессами опускания в этих структурах. Кроме того, следует подчеркнуть, что большинство приразломных структур, выполненных триасом, образуют два ряда и могут рассматриваться как остаточные элементы окраинных частей единой крупной приразломной линейной системы грабенно-по своему типу и масштабу, по-видимому, сопоставимой с Восточно-Африканским «рифтом». Отложения триаса в грабенах представлены терригенной, континентальной толщей, в основном красноцветной, но и частично угленосной озерного и торфяникового типа; среди них встречаются субвулканические тела и лавы долеритов. Таким образом, триас Аппалачей в целом подобен постороженным континентальным отложениям других складчатых областей.

Последняя эпоха складчатости в Аппалачах произошла в допоздне-триасовое и послепозднекаменноугольно-раннепермское время. В эту эпоху образовались, по-видимому, все складчатые структуры, взбросы и надвиги районов Аппалачского плато, провинции Долин и Гряд, на юге Аппалачей и самые молодые по возрасту надвиги в Голубом Хребте. В этих районах в палеозойском разрезе отсутствуют угловые несогласия. В Южно-Аппалачской дуге, где самыми молодыми геосинклинальными отложениями являются породы среднекаменноугольного возраста, заключительная складчатость, возможно, произошла в конце карбона. А в провинции Пидмонт, в которой ранее большинство гранитов считали послеканноугольными, хотя и относили вмещающие их породы к докембрию, данные абсолютного возраста указывают на распространение еще более древних интрузий.

В северной половине Аппалачского пояса породы карбона с угловым несогласием перекрывают дислоцированные и метаморфизованные палеозойские образования. Иногда в основании постгеосинклинального комплекса залегают также верхнедевонские и даже среднедевонские отложения. В центральной части провинции Нью-Брунсуик канноугольные отложения залегают почти горизонтально, в южной части этого района они смяты в складки, а в Новой Шотландии породы карбона слабо метаморфизованы и прорваны субвулканическими интрузиями. Тем не менее эти отложения значительно слабее деформированы, чем подстилающие их породы. В юго-восточной части Новой Англии, в штатах Род-Айленд и Массачусетс, в ряде впадин образования канноугольного возраста смяты в сложные складки, а на крайнем юге, вдоль побережья океана они изменены до амфиболитовой фации метаморфизма и прорваны гранитами. Но и здесь в основании карбона прослеживается четкое угловое несогласие, и большинство гранитов и более метаморфизованных пород имеет доканноугольный возраст. Таким образом, позднепалеозойская складчатость ограничена узкой зоной, прослеживающейся вдоль побережья северных Аппалачей. Основная эпоха палеозойских складкообразовательных движений в этой половине пояса падает на более раннее геологическое время.

Эпоха позднепалеозойской складчатости, которая долгое время считалась основным этапом образования тектонических структур Аппалачского пояса, именовалась в геологической литературе «Аппалачской революцией». Но после того, как было установлено, что область ее проявления фактически ограничена лишь частью пояса на западе его южной половины и вдоль южного края северных Аппалачей, это название кажется нам весьма преувеличенным. Я предпочитаю именовать эту эпоху аллеганской складчатостью (по Woodward, 1957), которое происходит от названия Аллеганских гор, расположенных в пределах Аппалачского плато, так как оно позволяет сопоставлять складкообразовательные движения конца палеозоя с другими не менее значительными эпохами складчатости Аппалачского пояса. Как уже упоминалось, основные тектонические движения этой эпохи падают на послеканно-

угольное время, но в ряде мест, например в Новой Шотландии и на юге Нью-Брунсвика, угловые несогласия имеются и внутри разреза карбона. В южных и центральных Аппалачах геосинклинальное осадконакопление сменилось образованием терригенной толщи в верхах нижнего карбона, и этот процесс постепенно мигрировал по направлению на запад. Возможно, что основная фаза складчатости началась уже в этот период и завершилась в пермскую эпоху. Отдельные определения абсолютного возраста данной складчатости датируются приблизительно в 250 млн. лет.

Основная эпоха складчатости северных Аппалачей давно известна под названием акадской складчатости, берущей свое имя от старого французского названия провинций Новой Шотландии и Нью-Брунсвика — Акадия. Послескладчатые, орогенные континентальные, местами красноцветные, местами угленосные отложения карбона прослеживаются от Род-Айленда до юго-западного Ньюфаундленда (тонкий горизонт морских пород встречается лишь в разрезе нижнего карбона). Более ограниченным распространением пользуются орогенные образования верхнего или среднего девона. Они встречаются в пределах штата Мейн, в Нью-Брунсвике и в южном Гаспэ. В тех же районах (от центральной части Новой Англии до Ньюфаундленда) отложения нижнедевонского возраста встречаются в верхней части разреза метаморфических пород. Несомненно, что главная эпоха складчатости падает на среднедевонское время, о чем свидетельствуют грубообломочные толщи этого возраста, встречающиеся в Аппалачах за пределами областей, подвергшихся акадской складчатости. Так, на севере Аппалачского плато основание орогенного комплекса датируется средним девонem, а верхи — нижним карбоном. В центральной части Гаспэ формирование этих пород началось еще в эпоху нижнего девона. Это время было также периодом интенсивного гранитного магматизма (например, внедрения интрузий комплекса Нью-Хемпшир). Абсолютный возраст этих магматических тел датируется приблизительно временем 360 млн. лет, а в пределах штата Мейн среди них выделяются две возрастные группы: первая образовалась 350 млн. лет, а вторая — около 390 млн. лет тому назад (Faul a. oth., 1963).

Юго-западная граница распространения акадской складчатости точно не определена — не доказано ее наличие в пределах штата Пенсильвания, несмотря на указания на присутствие несогласий в верхнем девоне и даже в низах карбона. В целом создается впечатление, что в южных Аппалачах в это время не происходило складкообразовательных тектонических движений.

Менее мощные грубообломочные образования позднесилурийского возраста известны в пределах штата Нью-Йорк и о. Ньюфаундленда. В Квебеке и в северной части штата Мейн имеется небольшое угловое несогласие этого же возраста. Оно свидетельствует о местных тектонических движениях.

В штате Нью-Йорк, к западу от Таконских гор резкое угловое несогласие прослеживается между образованиями среднего ордовика и верхнего силура. Тектонические движения этого возраста получили название таконской складчатости. На юго-востоке штата Пенсильвания стратиграфически ниже углового несогласия залегают отложения нижней части верхнего ордовика, а выше его встречаются, по-видимому, породы верхов верхнего ордовика и нижнего силура. Южнее это угловое несогласие не прослеживается.

К северу от Таконских гор несогласие между средним ордовиком и нижним силуром было установлено в пределах территории штата Мейн и провинции Квебек и менее четко — в метаморфических образованиях центральной части Новой Англии и на о. Ньюфаундленд. Вне области складчатых деформаций мощная толща грубообломочных пород, воз-

раст которой датируется от среднего ордовика до среднего силура и даже моложе, прослеживается от штата Нью-Йорк по направлению на запад и юго-запад.

Выше уже упоминалось, что западные зоны максимального развития гранитоидов девонского возраста, вдоль оси антиклинория Бронсон-Хилл, а также в северной части штатов Мейн и Нью-Брунсуик и на западе центральной части Ньюфаундленда, распространены досилурийские гранодиориты. Возраст их датируется временем приблизительно около 450 млн. лет. В восточных районах, например, в восточной части штата Мейн, в отдельных разрезах отсутствуют перерывы в стратиграфическом диапазоне от среднего ордовика до среднего силура, в других же структурных зонах, в частности в пределах антиклинория южного Нью-Брунсвика, такое несогласие, наоборот, устанавливается.

Необходимо отметить, что таконские (ордовикские) складкообразовательные тектонические движения не были однофазными. Так, в Ньюфаундленде образование грубообломочных орогенных отложений началось раньше, чем в пределах штата Нью-Йорк, местами уже в нижнем ордовике, тогда как в районе «Таконских» клиппов на западе Ньюфаундленда несогласие прослеживается внутри разреза среднего ордовика. На севере штата Мейн и в южном Гаспэ угловое несогласие имеется под отложениями среднего ордовика, отделяя их от метаморфических пород неясного, весьма возможно кембрийского возраста. Некоторые геологи считали, что это несогласие дотаконское, и недавно было предложено его именовать пеноскотским. В Южно-Аппалачской дуге толща грубообломочных орогенных пород встречается в середине разреза среднего ордовика. Поэтому я предполагаю, что эпоха таконской складчатости состоит из целого ряда фаз тектонических движений, которые продолжались в течение почти всего ордовика.

Значение таконских тектонических движений в формировании структуры южной половины Аппалачского пояса остается пока спорным. Определения абсолютного возраста разными методами на севере Пидмонта, в Мэриленде, и, по-видимому, в антиклинории Голубого Хребта свидетельствуют о том, что эта эпоха здесь была временем проявления интенсивных процессов метаморфизма (Hopson, 1964).

В центральной части Пидмонта возраст метаморфических минералов (определения были сделаны, главным образом, К—Аг методом) по направлению к центральной зоне провинции постепенно меняется от 450 до 250 млн. лет. Эти изменения цифр абсолютного возраста отражают только разный возраст орогенических движений, но не дают представления об основном времени складчатых дислокаций и замыкании геосинклинального процесса (Hadley, 1964). Поэтому весьма возможно, что в Пидмонте основной эпохой тектонических движений была не аллеганская, а таконская складчатость.

Наиболее древние складкообразовательные тектонические движения Аппалачского пояса были установлены на востоке северных Аппалач, на Авалонском полуострове, расположенном в юго-восточной части Ньюфаундленда. Одновозрастные несогласия известны и на о. Кейп Бретон Новой Шотландии, на юге Нью-Браунсвика и, может быть, оно имеет место на юго-востоке Новой Англии. На Авалонском полуострове в одних разрезах нижнекембрийские породы согласно залегают на мощной толще терригенных отложений верхнего докембрия, а в других местах они с резким угловым несогласием перекрывают более древние слабо метаморфизованные эффузивы, прорванные гранодиоритами, абсолютный возраст которых, по-видимому, около 580 млн. лет (следовательно, они моложе гранитоидов и процессов метаморфизма Гренвильского докембрийского пояса).

Вдоль восточного края северных Аппалачей, в Нью-Брунсуике и Новой Англии расположены массивы гранодиоритов, по абсолютному воз-

расту близкие к гранодиоритам Авалонского полуострова или несколько моложе их. Весьма возможно, что завершающий период докембрийского времени был эпохой внедрения интрузивных тел и проявления слабых процессов метаморфизма. Эта эпоха недавно была названа 'авалонской складчатостью' (Lilly, 1966), но пока еще характер выражения данных тектонических движений недостаточно изучен.

Итак, как видно из сказанного выше, тектоническая история Аппалачей была весьма сложной и не может быть разделена на два этапа развития: геосинклинальный и орогенный. Скорее всего, образование орогенных структур на протяжении почти всей истории развития сопровождало геосинклинальный процесс. Складкообразовательные движения проявились сначала относительно слабо, в небольших ограниченных по площади районах, затем постепенно захватывали все новые и новые пространства, причем интенсивность их также возрастала. Однако во всем этом процессе имелись длительные перерывы. Можно выделить четыре главные эпохи складчатости:

Складчатость	Время	Приблизительный абсолютный возраст (млн. лет)
Аллеганская	Карбон — пермь	250
Акадская	Девон	360
Таконская	Ордовик	450
Авалонская	Конец верхнего докембрия	580

В некоторых районах менее активные тектонические движения продолжались в перерывах между этими эпохами. Более подробно этот вопрос освещен в другой статье автора (Rodgers, 1967).

В северных Аппалачах акадская складчатость является основной эпохой тектонических движений. В южных Аппалачах картина менее ясна — если на западе наиболее крупные тектонические движения происходили в эпоху аллеганской складчатости, то в пределах Пидмонта, возможно, более важные орогенические поднятия произошли во время таконской складчатости.

Любопытно отметить, что на севере Аппалачей после периода авалонских тектонических движений складкообразовательные процессы, сопровождавшиеся поднятиями, мигрировали по направлению на юго-восток, а в южных Аппалачах мы наблюдаем обратную картину: здесь миграция происходила в северо-западном направлении, в сторону Северо-Американской платформы. Этот процесс уже давно был замечен Н. С. Шатским (Шатский, 1945), который связывал его с наличием краевого прогиба в Южных Аппалачах (по его мнению, «герцинских») и отсутствием последнего в Северных Аппалачах («каледонских»).

Холмс (Holmes, 1945) считал, что в пределах Аппалачей расположено продолжение складчатых поясов Европы и что здесь происходит постепенная смена и наложение герцинских складкообразовательных движений на каледонские; этот процесс, по его мнению, начался еще на Британских островах.

Я думаю, что названия «каледонский» и «герцинский» пояса не подходят к Аппалачам. Эти поднятия, появившиеся в западной Европе и прекрасно объясняющие ее развитие, уже в западной Азии теряют свои точные границы, а на востоке Азии едва ли могут быть употребимы (Тектоника Евразии 1966; стр. 444—445). По моему мнению, западноевропейские названия палеозойских эпох складчатостей не могут быть распространены на территорию Северной Америки. Им трудно найти применение в Аппалачах и еще более сложно — в Кордильерах. Как уже говорилось выше, на севере Аппалачей основная эпоха складчатости да-

тируется среднедевонским временем; т. е. она была несомненно позднее каледонской складчатости Европы. В южных Аппалачах ордовикские, таконские тектонические движения тем более не могут классифицироваться как «герцинские». В целом, история единого складчатого пояса Аппалачей, имеющего сложное внутреннее строение и разделяющегося на ряд структурных зон, наиболее полно и правильно выражена в терминах, которые были предложены для него, и нет никакой необходимости распространять на эту область западноевропейскую тектоническую терминологию.

Аппалачи, особенно южная часть пояса, в американских учебниках долгое время рассматривались как основной тектонотип для складчатых областей Америки (так же, как, например, Альпы для геологов западной Европы). На мой взгляд, это также ошибка, ибо они резко отличаются от Кордильер, которые имеют свою специфику и иные этапы тектонической истории.

По-видимому, неправильно ставить вопрос о том, подходит или не подходит история развития Аппалачей для схемы, выработанной в пределах какого-либо другого складчатого сооружения и считающейся наиболее типичной. Правильнее изучать все разнообразие и особенности строения различных складчатых поясов мира (не требуя того, чтобы все они укладывались в наши теоретические схемы), и в процессе детальных исследований максимально большого количества геосинклинальных зон разрабатывать общие теоретические закономерности.

\* \* \*

Эта статья суммирует и расширяет содержание трех лекций, прочитанных мною в Геологическом институте Академии наук СССР в октябре 1967 г.

Я хочу сердечно поблагодарить всех лиц, которые оказали мне любезный прием и гостеприимство во время моего длительного пребывания в Советском Союзе и особенно академиков В. В. Меннера, А. В. Пейве, А. Л. Яншина, а также профессора А. А. Богданова. За большое содействие в подготовке этой рукописи к печати я очень признателен Ю. М. Пущаровскому и Н. А. Богданову. Благодаря всем упомянутым лицам и многим другим геологам, посещение СССР было для меня чрезвычайно интересным, поучительным и приятным.

#### Литература

- Шатский Н. С. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1945.
- Тектоника Евразии. Гл. ред. А. Л. Яншин. Изд-во «Наука», 1964.
- Billings M. P. The geology of New Hampshire. Pt II, Bedrock Geology. Concord, New Hampshire, State Planning and Development Commission, 1956.
- Bucher W. H. Deformation in orogenic belts. Spec. Paper Geol. Soc. America, no. 62, 1955.
- Bucher W. H. Role of gravity in orogenesis. Bull. Geol. Soc. America, v. 67, no. 10, 1956.
- Burchfiel B. C., and Livingston J. L. Brevard Zone compared to Alpine root zones. Amer. J. Sci., v. 265, no. 4, 1967.
- Butts C. Fensters in the Cumberland overthrust block in southwestern Virginia. Bull. Virginia Geol. Survey, no. 28, 1927.
- Cloos E. Oolite deformation in the South Mountain fold, Maryland. Bull. Geol. Soc. America, v. 58, no. 9, 1947.
- Cooper B. N. Relation of stratigraphy to structure in the southern Appalachians. Memoir Department of Geological Sciences Virginia Polytechnic Institute, no. 1, 1964.
- Cooper B. N. Max Meadows fault berccia.— J. Geol. v. 48, N 8, 1940.
- Faul H., Stern T. W., Thomas H. H., and Elmore P. L. D. Ages of intrusion and metamorphism in the northern Appalachians. Amer. J. Sci., v. 261, no. 1, 1963.

- Gilluly J. A folded thrust in Nevada — inferences as to time relations between folding and faulting. *Amer. J. Sci.*, v. 258-A (Bradley v.), 1960.
- Gwin V. E. Thin-skinned tectonics in the Plateau and northwestern Valley and Ridge provinces of the central Appalachians. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 75, no. 9, 1964.
- Hadley J. B. Correlation of isotopic ages, crustal heating and sedimentation in the Appalachian region. *Mem. Department Geol. Sci. Virginia Polytechnic Inst.*, no. 1, 1964.
- Holmes A. *The principles of physical geology*. N. Y. (Ronald Press), 1945.
- Hopson C. A. The crystalline rocks of Howard and Montgomery Counties. Maryland Geol. Survey, v. on Howard and Montgomery Counties, 1964.
- Kay G. M. Development of the northern Allegheny synclinorium and adjoining regions. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 53, no. 11, 1942.
- King P. B., and oth. Geology of the Great Smoky Mountains, Tennessee and North Carolina. *Prof. Paper U. S. Geol. Survey*, no. 349, 1961—1965.
- Lilly H. D. Late Precambrian and Appalachian tectonics in the light of submarine explorations on the Great Bank of Newfoundland and in the Gulf of Saint Lawrence. *Am. J. Sci.*, v. 264, no. 7, 1966.
- Lowry W. D., editor. *Tectonics of the Southern Appalachians*. *Mem. Department of Geol. Sci. Virginia Polytechnic Inst.*, No. 1, 1964.
- Miller R. L. and Borsg  W. P. Geology and oil resources of the Jonesville district, Lee County, Virginia. *Bull. U. S. Geol. Survey*, no. 990, 1954.
- Overstreet W. C., Bell H. III. The crystalline rocks of South Carolina. *Bull. U. S. Geol. Surv.* 1183, 1965.
- Perry W. J., Jr. Geology of Ray Sponaugle well, Pendleton County, West Virginia. *North America. Amer. J. Si.*, v. 265, no. 5, 1967.
- Reed J. C., Jr., and Bryant, Bruce. Evidence for strike-slip faulting along the Brevard zone in North Carolina. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 75, no. 12, 1964.
- Rich J. L. Mechanics of low-angle overthrust faulting as illustrated by Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky, and Tennessee. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 18, no. 12, 1934.
- Rodgers J. Mechanics of Appalachian foreland folding in Pennsylvania and West Virginia. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 47, No. 8, 1963.
- Rodgers J. Basement and no-basement hypotheses in the Jura and the Appalachian Valley and Ridge. *Mem. Department Geol. Sci. Virginia Polytechnic Inst.*, no. 1, 1964.
- Rodgers J. Chronology of tectonic movements in the Appalachian region of eastern North America. *Amer. J. Sci.*, v. 265, no. 5, 1967.
- Rodgers, J. and Neale, E. R. W. Possible «Taconic» klippen in western Newfoundland. *Amer. J. Sci.*, v. 261, no. 8, p. 713—730, 1963.
- White W. S., and Jahus R. H. Structure of central and east-central Vermont. *J. Geol.*, v. 58, no. 3, 1950.
- Williams H. The Appalachians in northeastern Newfoundland — a two-sided symmetrical system. *Amer. J. Sci.*, v. 262, no. 10, 1964.
- Woodward H. P. Chronology of Appalachian folding. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 41, no. 10, 1957.
- Zen E.-a. Stratigraphy and structure at the north end of the Taconic Range in west-central Vermont. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 72, no. 2, 1961.
- Zen E.-a. Time and space relationships of the Taconic allochthon and autochton. *Spec. Paper. Geol. Soc. America*, 97, 1967.

Иельский университет  
Нью-Хэвен, США

Статья поступила  
3 ноября 1967 г.

---

JOHN RODGERS

### SOME QUESTIONS ON THE TECTONICS OF THE APPALACHIANS

The rocks of the Appalachian Mountains record the history of a Paleozoic geosynclinal and orogenic belt. Despite long study, some important facts of this history are still unclear. The isolated folds and thrust faults of the Appalachian Plateaus and the closely spaced folds and thrust faults of the Valley and Ridge Province are thought by some to reflect movements in the immediately underlying basement (as along deep fractures). The author believes, however, that they are all confined to the sedimentary column and, along with the major thrust faults of the southern Blue Ridge, are marginal effects of tectonic compression and resulting uplift in the Blue Ridge and Piedmont Provinces,

probably finding out their root zone in or beneath the Brevard line, presumably the westernmost deep fracture zone in the Appalachians. On the other hand, the Taconic slate mass and other similar masses are probably the remains of detached masses that slid by gravity from uplifted anticlinoria into the Ordovician sea.

The interior metamorphic provinces of the Appalachians were long considered the remnants of a Precambrian subcontinent, but the example of New England suggests that instead they are mainly Paleozoic, their anticlinoria and synclinoria recording lines of Paleozoic islands and deep basins. The orogenic history of the Appalachians is not simply a last chapter following the geosynclinal history but an integral part of that history. Orogenic movement had begun already in latest Precambrian time, soon after the beginning of geosynclinal deposition, and they continued, although interruptedly, throughout the Paleozoic. No one period of movement can be considered the culminating orogeny for the whole of the Appalachian Mountain System.

Yale University  
New Haven, Connecticut,  
U. S. A.

---

УДК 551.240

М. Н. БЕЛЯККИНА, Е. А. ДОЛГИНОВ, Г. А. КАЗАКОВ  
**ОСАДОЧНЫЕ СЕРИИ РИФЕЙСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ  
РАЗРЕЗОВ И ПРОБЛЕМА БАЙКАЛЬСКОГО ЦИКЛА**

Анализ строения рифейских разрезов Енисейского кряжа и Урала показал, что выделяющиеся в них осадочные серии соответствуют отдельным последовательно сменяющим друг друга этапам единого геосинклинального цикла. Из рассмотрения ряда областей байкальской складчатости делается вывод о необходимости выделения для них орогенной стадии развития. В заключительной части статьи намечены некоторые общие закономерности размещения байкалид с различным типом развития.

Как известно, геосинклинальные разрезы многих областей позднедокембрийской складчатости характеризуются ритмичным строением и состоят из ряда осадочных серий тождественного или близкого строения. В миеосинклинальных зонах областей байкальской складчатости такие серии (макроритмы) начинаются, как правило, терригенными (и вулканогенно-осадочными) и заканчиваются карбонатными отложениями (Кириченко, 1955; Гарань, 1960; Шатский, 1960; Кинг, 1961; Келлер, 1962; Ильин, Моралев, 1963; Комар и др., 1964). Рифейские эвгеосинклинальные разрезы, хотя и характеризуются также ритмичным строением, но состоят из серий отложений существенно иного типа (преимущественно вулканогенных, в меньшей степени терригенных) — Центральный Казахстан (Штрейс, 1960), Мугоджары (Фонарев и др., 1966). Как указывал Н. П. Херасков, эта особенность, обусловленная закономерной повторяемостью фациально (и формационно) сходных отложений, является специфической чертой докембрийских и прежде всего позднедокембрийских разрезов и для геосинклинальных комплексов более молодого возраста неизвестна (Херасков, 1964). Не возникает сомнений, что в ритмичности позднедокембрийских разрезов отражено своеобразие условий развития байкальских структур. Однако до настоящего времени вопрос о конкретных причинах ее возникновения и о геотектоническом значении осадочных серий рифейских разрезов остается еще недостаточно решенным.

В этом отношении значительный интерес представляют хорошо изученные позднедокембрийские разрезы Енисейского кряжа и Урала. Поскольку отдельные серии свиты рифея этих двух складчатых областей детально рассмотрены в работах многих исследователей, в настоящей статье приводится в основном их формационная характеристика.

В рифейско-раннекембрийском разрезе Енисейского кряжа может быть выделено шесть серий. Пять первых из них: тейская, сухопитская, потоскуйская, удоронгская<sup>1</sup> и ослянская соответствуют собственно геосинклинальной стадии развития байкальских структур; последняя — тасеевская серия, охватывающая отложения верхней части рифейского разреза до алданского яруса нижнего кембрия включительно, отвечает орогенной стадии байкальского цикла развития этой складчатой области (Долгинов, 1964).

<sup>1</sup> Потоскуйская и удоронгская серии рассматривались первоначально Г. И. Кириченко в качестве подсерий единой тунгусинской серии (Кириченко, 1955).

Для тейской, сухопитской, потоскуйской, удоронгской и осланской серий характерны некоторые индивидуальные черты строения, отражающие важнейшие этапы геосинклинальной стадии развития байкальской складчатой области Енисейского кряжа.

Тейская серия (радиологический возраст 1600—1400 млн. лет) представлена в нижней части аллохтонной терригенной формацией, в верхней части — флишоидно-карбонатной формацией с пластами лав основного состава.

Сухопитская серия (радиологический возраст 1400—1050 млн. лет) представлена преимущественно аллохтонной аспидно-сланцевой формацией, в составе которой с приближением к краевой части рифейского геосинклинального бассейна увеличивается роль песчаного материала. **Подчиненное значение для этой серии, преимущественно во внутренних зонах, имеют вулканические (габбро-диабазовая, порфировая, альбито-фировая, липарит-дацитовая) и парагенетически связанные с ними вулканогенно-осадочные (кремнистая, яшмоидная и джеспилитоидная) формации.** Венчают разрез сухопитской серии известняковая и доломитовая, частично рифогенная, формации. Мощность рассматриваемой серии в целом увеличивается с востока на запад от 2500—3000 до 6000—6500 м.

Фациальные и формационные особенности, а также характер изменения мощности сухопитской серии свидетельствуют о том, что образование последней происходило в спокойной тектонической обстановке, в условиях глубокого, слабо расчлененного прогиба. Однако наличие в областях наиболее крупных (Центрального, Тейского и Приенисейского) антиклинориев в разрезах сухопитской серии грубозернистого, частично аркозового материала свидетельствует о зарождении во время ее накопления первых внутригеосинклинальных поднятий.

Потоскуйская серия (радиологический возраст 1040—925 млн. лет) и удоронгская серия (радиологический возраст 925—850 млн. лет) характеризуются гораздо более сложным строением по сравнению с сухопитской серией и представлены разнообразными по составу и типу автохтонными вулканическими, вулканогенно-осадочными, терригенными и карбонатными формациями, по размещению которых в пределах складчатой области Енисейского кряжа выделяются три главные структурно-фациальные зоны: Западная — троговая (внутренняя эвгеосинклинальная), Центральная — переходная, соответствующая внешней части эвгеосинклинального прогиба, и Восточная — амагматичная — миогеосинклинальная (Белянкина, Долгинов, 1964). В миогеосинклинальной зоне главную роль играют красноцветно-песчаниковая, рифогенно-доломитовая, отдаленно-кремнистая и кремнисто-сланцевая формации. Для внешней эвгеосинклинальной зоны характерны порфировая, риолитовая, андезито-дацитовая и кремнисто-сланцевая формации; второстепенную роль играют габбро-диабазовая и рифогенно-доломитовая формации. Развитие этих двух зон закончилось накоплением флишоидно-известняковой формации. В эвгеосинклинальной зоне определяющей является офиолитовая формация, меньшее значение имеют риолитовая, андезит-базальтовая и известняковая формации.

Фации и мощности отложений потоскуйской и удоронгской серий значительно, а подчас очень резко меняются. Мощность потоскуйской серии в эвгеосинклинальной зоне более 5000 м, в миогеосинклинальном прогибе изменяется от 500 до 1000—1500 м. Мощность удоронгской серии варьирует от 200—500 до 2500—3000 м. В этих изменениях, в целом, проявляется вполне определенная закономерность, отражающая развитие главных конседиментационных структур, унаследованно развивавшихся с конца сухопитского времени. Особенности строения двух рассматриваемых серий указывают на то, что во время их формирования рифейская геосинклиналь переживала наиболее бурное развитие, с которым были связаны ее структурное расчленение и интенсивные вулка-

нические процессы. Литофациальный и геохимический анализы отложений этих серий, проведенные авторами, показали, что во время их накопления основными источниками кластического материала являлись внутренние области размыва (интрагеоантиклинали) и зоны активного подводного и наземного вулканизма.

Ослянская серия (радиологический возраст 850—820 млн. лет), рассматриваемая в объеме дадыктинской, нижеангарской и дашкинской свит общей мощностью около 3000 м, представлена в нижней части в пределах миогеосинклинальной зоны красноцветной аллохтонной песчанниковой и автохтонной железорудной формациями, а во внутренних зонах — базальто-андезитовой и андезитовой (порфировой) формациями. Верхняя ее часть сложена флишоидно-известняковой формацией. Накопление ослянской серии происходило в остаточных прогибах рифейской геосинклинальной бассейна, испытавшего общее значительное обмеление. Обломочный материал во время накопления нижних горизонтов ослянской серии поступал в области седиментации, главным образом из обширных внутренних поднятий и зон вулканизма.

Таким образом, судя по формационному составу и условиям образования осадочных серий рифейского разреза, для собственно геосинклинальной стадии развития байкальских структур Енисейского кряжа можно выделить следующие этапы:

- 1) раннегеосинклинальный (подготовительный) (тейская и сухопитская серии);
- 2) зрелый (потоскуйская и удоронгская серии);
- 3) позднегеосинклинальный (предорогенный) (ослянская серия).

Развитие байкальских структур Енисейского кряжа завершилось орогеническими движениями, во время которых (в диапазоне 810—560 млн. лет) в межгорных прогибах, разделенных Центральным (Лебязинским, по М. А. Семихатову, 1962) поднятием, происходило накопление красноцветных молассовых и карбонатных отложений, а также формирование мощных граувакковых толщ, частично флишевого строения. Образование последних было связано с субсеквентным вулканизмом, проявившимся вдоль зон сочленения Центрального поднятия и обрамлявших его прогибов. Орогенические движения характеризовались значительной растянутостью и не привели к возникновению резко выраженного горного рельефа, за исключением зон активного вулканизма центрального типа. Постепенно затухая, они в раннем кембрии уступили место платформенному режиму, приведшему к накоплению на обширной территории однотипных карбонатных отложений ленского яруса и обусловившему, в конечном итоге, образование единого трансгрессивного ряда отложений.

Не менее изученным является рифейский разрез Урала, представляющий собой мощный (10—12 км) сложнопостроенный комплекс геосинклинальных отложений.

В этом комплексе (известном под названием башкирского) выделяются три серии (снизу): бурзянская, юрматинская и каратаусская. Эти серии представляют собой крупные седиментационные ритмы, разделенные перерывами и угловыми несогласиями (Гарань, 1960; Шатский, 1960; Келлер, 1962). Рифейские отложения залегают с резким угловым несогласием и глубоким размывом на кристаллических сланцах и гнейсах тараташского комплекса нижнепротерозойского возраста и также с размывом и угловым несогласием перекрыты отложениями венда — раннего кембрия (ашинская свита).

Наиболее четко циклический характер осадконакопления рифейских отложений Урала проявляется в его миогеосинклинальной западной зоне. Как отмечает М. И. Гарань, наряду с общими чертами сходства серий (циклов), каждая из них характеризуется своими индивидуальными особенностями, проявляющимися в своеобразии литологического состава отдельных членов цикла. В целом этот разрез сложен геосинклиналь-

ными и орогенными формациями, закономерно сочетающимися как в латеральном направлении, так и по разрезу, и образующими, как указывал Н. С. Шатский, «в целом, единую осадочную последовательность или единый естественный седиментационный ряд» (Шатский, 1963).

Бурзянская серия (радиологический возраст 1550—1400 млн. лет), развитая лишь в пределах миегеосинклинальной зоны западного склона Урала, представлена, главным образом, аспидно-сланцевой и доломитовой (магнезиальной, частично рифогенной) формациями. Подчиненное значение в ее строении имеют песчаная (кварцево-аркозовая) и спилито-диабазовая формации. С последней ассоциируют терригенно-вулканогенные фации (конгломерато-брекчи, полимиктовые и туфогенные песчаники), приуроченные к низам рассматриваемой серии (айская свита). Таким образом, для бурзянской серии характерна парагенетическая ассоциация осадков аллохтонного происхождения при минимальном значении автохтонного компонента. Наблюдающееся увеличение количества грубозернистого материала в наиболее восточных разрезах рассматриваемой серии, по-видимому, связано с возникновением первых внутренних поднятий в рифейской геосинклинали.

Юрматинская серия (радиологический возраст 1400—1125 млн. лет) в разных структурно-фациальных зонах сложена двумя формационными рядами. Во внешней, миегеосинклинальной зоне в нижней части серии располагается аспидно-сланцевая формация, сменяющаяся вверх по разрезу флишоидной терригенно-карбонатной формацией; в эвгеосинклинальной зоне для юрматинской серии свойственна ассоциация вулканогенно-кремнистой, спилито-кератофировой и порфириновой формацией. Таким образом, юрматинская серия представлена автохтонными и аллохтонными формациями. Мощность серии, в целом, увеличивается с запада на восток от 2000 до 4500 м.

Для каратауской серии (радиологический возраст 1000—620 млн. лет) ведущим является геосинклинальный (по Н. П. Хераскову) подкласс формаций автохтонного типа. Это — красноцветная рудоносная и флишоидная (терригенно-карбонатная) формации, сменяющиеся во времени песчано-глауконитовой и карбонато-кремнистой (частично рифогенной) парагенетической ассоциацией. Сугубо подчиненную роль имеют вулканогенно-кремнистая и порфириновая формации, приуроченные преимущественно к внутренней зоне рифейской геосинклинали Урала. Характер фаций каратауской серии свидетельствует о том, что накопление последней произошло в остаточных геосинклинальных прогибах во время возникновения обширных внутренних областей размыва и общего обмеления морского бассейна.

Байкальский цикл развития Уральской геосинклинали закончился в венде ее общим воздыманием и горообразовательными движениями, во время которых в западных миегеосинклинальных зонах формировались терригенные молассовые отложения ашинской свиты, во внутренней, более мобильной области, заложившейся на месте эвгеосинклинального прогиба, происходило накопление орогенной граувакковой формации, сопровождавшееся интенсивным субсеквентным вулканизмом. Таким образом, собственно геосинклинальная стадия формирования байкальских структур Урала распадается на те же три главных этапа — подготовительный, зрелый и предорогенный, — что и соответствующая стадия развития байкалид Енисейского кряжа. Различия заключаются в менее четко выраженном зрелом и более растянутом предорогенном этапах развития позднедокембрийских структур Урала. Как было показано М. В. Муратовым (1963), подобные этапы свойственны большинству геосинклинальных областей каледонского, герцинского и альпийского возраста. Ведущую роль в структуре рифейских геосинклинальных разрезов Енисейского кряжа и Урала играют автохтонные формации. При этом для каждого из трех этапов рифейского геосинклинального развития

этих складчатых систем характерно то же соотношение автохтонного и аллохтонного компонента, что и для отдельных последовательных этапов складчатых систем характерно то же соотношение автохтонного и аллохтонного компонента, что и для отдельных последовательных этапов развития складчатых областей более молодого возраста. Таким образом, в трехэтапном развитии байкальских структур Енисейского кряжа и Урала сказалась, по-видимому, одна из наиболее общих закономерностей эволюции геосинклинального процесса, выявленная М. В. Муратовым, характерная не только для фанерозоя, но и для неохрона в целом. Законченность позднедокембрийского геосинклинального цикла в пределах Енисейского кряжа и Урала проявилась также в формировании в его заключительную стадию в верхнем рифее — раннем кембрии (тасевская серия кряжа) и венде — раннем кембрии (ашинская свита Урала) молассовых накоплений, связанных с горообразовательными движениями.

Н. С. Шатский (1963) на основании анализа общего строения и истории формирования докембрийских складчатых областей Сибири пришел к выводу, что байкальские структуры в течение рифея и нижнего кембрия прошли полный законченный путь геосинклинального развития, при этом продолжительность байкальского цикла принималась им равной 500—550 млн. лет, в соответствии с прежними определениями радиологическими методами нижней границы рифейской группы (нижней границы бурзянской серии Урала) в 1100 млн. лет. В связи с последующими определениями возраста древнейших докембрийских пород Урала, нижняя граница геосинклинального рифейского разреза этого региона, рассматриваемого многими исследователями в качестве стратотипического, была опущена до 1550—1600 млн. лет, благодаря чему была установлена гораздо большая продолжительность байкальского цикла, исчисляемая 1000 млн. лет. В частности, Н. П. Херасков (1964), учитывая эти новые данные геохронометрии, указывал, что «геосинклинальное накопление в байкальских структурах без серьезных перестроек началось не позднее 1500 млн. лет по абсолютному возрасту». Столь же древний возраст заложения байкальских геосинклинальных систем признается также Н. С. Зайцевым (1964) и А. Л. Яншиным (1964).

Именно несоизмеримость в длительности развития байкальских структур и складчатых областей более молодого возраста объясняется стремление некоторых исследователей к сужению возрастного диапазона байкальского цикла или к сопоставлению со складчатостями фанерозоя отдельных серий рифейских разрезов. Однако как то, так и другое, видимо, вряд ли оправдано, поскольку независимо от длительности байкальского развития оно отвечает единому полному геосинклинальному циклу. Именно это позволило Н. С. Шатскому сравнивать последний с каледонским, герцинским и альпийским циклами, хотя возрастной интервал, принятый им для байкальской складчатости, также превосходил общую длительность развития всех складчатых областей фанерозоя. Как было показано выше, осадочные серии рифейских разрезов Енисейского кряжа и Урала отвечают лишь отдельным последовательным этапам единого более крупного геосинклинального цикла и не могут в связи с этим являться эквивалентами завершенных геосинклинальных комплексов более молодого возраста.

Необходимо отметить, что понятие «байкальский цикл» является близким по значению (геотектоническому смыслу) «ассинтской эре» Г. Штилле (Stille, 1958). Штилле сопоставлял «ассинтскую эру», начавшуюся, по его мнению, после альгомской (свекофенно-карельской) складчатости и закончившуюся перед кембрием, с каледонской, герцинской и неойдной эрами.

Для более полного определения соотношения между рифейскими геосинклинальными разрезами и составляющими их сериями значитель-

ный интерес представляют некоторые особенности общего процесса седиментации, сопровождавшего развитие байкальских структур.

Имеющиеся в настоящее время данные радиогеохронометрии свидетельствуют о закономерном увеличении темпов формирования осадочных серий в процессе развития рифейских геосинклиналей.

В пределах Енисейского кряжа нижняя граница сухопитской серии проходит на уровне 1400 млн. лет (возраст кислых эффузивов из нижней части кординской свиты разреза р. Тея). Границу сухопитской и потоскуйской серий следует проводить на уровне 1050 млн. лет (возраст основных эффузивов из базальных горизонтов потоскуйской серии в приустевой части р. Верхней Сурнихи). Учитывая, что радиологический возраст диабазовых порфиринов из кровли джурской свиты (верхней свиты потоскуйской серии) на западном крыле Орловской синклинали (р. Б. Пит) оценивается в  $910 \pm 50$  млн. лет, а возраст отложенный более молодой, шунтарской свиты датируется цифрами 925 млн. лет (Полева, 1959) (по сопоставлению со свитой буровой Туруханского поднятия) и 895 млн. лет (Чадобецкое поднятие, р. Терина), верхнюю границу потоскуйской серии, по-видимому, следует проводить на уровне 925 млн. лет. Принимая во внимание возраст складчатых субвулканических гранитов Стрелковского массива и галенитов из свинцово-цинкового месторождения, расположенных в отложениях киргитейской свиты (нижнее течение р. Ангары), оцениваемый в 850 млн. лет (Волобуев и др., 1966), за верхнюю границу удоронгской серии можно принять последнюю цифру.

Формирование наиболее молодой ослянской серии, которой окончилось собственно геосинклинальное осадконакопление в пределах кряжа, судя по радиологическому возрасту соскладчатых гранитов и гнейсогранитов, определенному в 830—800 млн. лет, завершилось на уровне 820 млн. лет. Это тем более вероятно, если учесть, что радиологическим возрастом глауконита из отложений нижней части орогенного комплекса (чивидинская свита р. Тея) равен 815 и 810 млн. лет. Из всего изложенного следует, что на накопление сухопитской серии приходится около 350 млн. лет, а для формирования более молодых — потоскуйской, удоронгской и ослянской серий потребовалось соответственно лишь 125, 75 и 30 млн. лет. Легко заметить, что время, ушедшее на формирование сухопитской серии, практически равно периоду образования всех более молодых серий вместе взятых (тейская серия в данном случае не рассматривается, поскольку ее нижняя граница и истинная мощность не вполне ясны). Таким образом, можно констатировать, что скорость формирования осадочных серий рифея резко увеличилась с переходом геосинклинали из раннего (подготовительного) этапа развития в зрелый.

Зная мощности и возрастные диапазоны серий, нетрудно подсчитать среднюю скорость осадконакопления во время их формирования. Максимальные мощности отдельных серий таковы: сухопитской — 6500 м, потоскуйской — 5000 м, удоронгской — 3500 м и ослянской — 2500—3000 м. В соответствии с мощностями и временем формирования осадочных серий средние скорости осадконакопления устанавливаются для каждой из них следующие: для сухопитской — 20 м/млн. лет, для потоскуйской — около 40 м/млн. лет, для удоронгской — 50 м/млн. лет и для ослянской — 75—100 м/млн. лет (рисунок).

Из этого видно, что при общем непрерывном увеличении скорости осадконакопления в процессе эволюции рифейского геосинклинального бассейна она изменялась скачкообразно от серии к серии, от начальных этапов его развития к предороженной стадии.

На основании этого можно говорить о том, что изменение скорости формирования осадочных серий рифейского разреза Енисейского кряжа, выражающееся в целом в виде прерывистой гиперболической кривой, соответствует единому геосинклинальному циклу.

Для рифейского разреза Урала такие закономерности не устанавливаются в столь отчетливом виде. Последнее, возможно, связано с нали-

чем в этом разрезе значительных перерывов, которые могли существенно исказить истинное соотношение между его отдельными звеньями (сериями).

При решении вопроса о происхождении осадочных серий рифейских разрезов, в частности на Енисейском кряже и Урале, первостепенное значение имеет совпадение возрастных границ (перерывов или несогласий) между тремя основными нижними сериями этих разрезов с готской и гренвильской фазами тектоно-магматической активности. Последнее дает

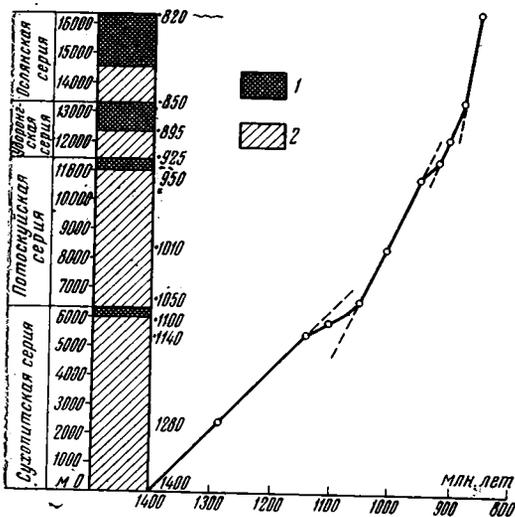


График изменения скорости осадконакопления в процессе развития рифейского геосинклинального бассейна (Енисейский кряж)  
1 — карбонатные отложения; 2 — терригенные и вулканогенные отложения

основание говорить о том, что периоды временной стабилизации, прерывавшие и усложнявшие нормальное развитие байкальских геосинклинальных структур, выразившиеся в стадийном накоплении в определенные эпохи однотипных карбонатных или терригенных отложений и обусловившие, в конечном итоге, ритмичное строение рифейских разрезов, являются отражением позднедокембрийских фаз складчатости. В общем виде аналогичная точка зрения о природе несогласий и цикличности в рифейских разрезах была высказана Н. А. Штрейсом (в докладе «О биполярном развитии структур земной коры», прочитанном в Геологическом институте АН СССР весной

1963 г.) и Н. С. Зайцевым (1964). Не исключено, что эпохи накопления карбонатных и терригенных отложений, венчающих осадочные серии рифейских геосинклинальных разрезов, сменявшиеся во времени перерывами в осадконакоплении, по своему геотектоническому значению могут соответствовать периодам формирования толщ карбонатных пород, предшествовавшим складкообразовательным движениям в подвижных поясах фанерозоя (Богданов и др., 1966).

Учитывая чрезвычайно большую сложность и дискуссионность вопроса о длительности байкальского цикла, необходимо коснуться его еще раз, но с более общих позиций. Далекое не все геологи признают столь значительную растянутость этого цикла, о которой говорилось выше. Так, некоторые исследователи считают, что он начался после готской складчатости, другие склонны еще более сократить возрастную интервал байкальского цикла, считая, что развитие собственно байкальских структур началось лишь после гренвильской складчатости.

Нетрудно заметить, что в данном случае при оценке нижней границы байкальского цикла в принципе решается вопрос о значении двух позднедокембрийских — готской и гренвильской складчатостей, а именно: завершают ли они полные самостоятельные циклы или же являются лишь фазами диастрофизма в едином более длительном геосинклинальном процессе. Для решения этой проблемы необходимо хотя бы в общем виде рассмотреть данные, касающиеся некоторых складчатых областей позднедокембрийского возраста.

Весьма дискуссионным в настоящее время является вопрос о выделении складчатых сооружений с возрастом 1400 млн. лет (готид).

М. В. Муратов на основании сопоставления данных радиогеохронометрии и данных по развитию древних платформ показал, что в течение позднего докембрия на их площади не проявлялась готская эпоха складчатости (Муратов, 1965). После работ И. П. Палея (1963), В. Фрика (Fric, 1966) и особенно А. А. Богданова (1967) можно считать доказанным отсутствие геосинклинальных верхнедокембрийских комплексов с возрастом 1400 млн. лет среди структур Фенно-Скандинавского щита. На гистограммах значений возраста минералов докембрия материков северного и южного полушарий, приведенных в обобщающей сводке по геохронологии докембрия А. И. Тугаринова и Г. В. Войткевича (1966), интервал, заключенный между 1500 млн. лет и 1000 млн. лет, выражен очень слабо и крайне неравномерно. Этими авторами, в частности, отмечается, что «вслед за бурными тектоно-магматическими событиями грандиозных масштабов, происшедшими в Беломорскую эпоху, т. е. на рубеже 2000—1800 млн. лет, последовал период сравнительно длительного тектонического покоя почти до 1100 млн. лет...».

Вместе с тем в докембрийских комплексах ряда регионов на уровне 1400—1350 млн. лет отмечается эпоха эндогенной минерализации и магматической активности. К их числу относятся южный и западный районы Северо-Американского континента (Eckelmann, Kulp, 1957; William a. oth., 1966; Anderson, 1951; Boss, 1954), Бразильский щит (Herz a. oth. 1961), Северная Шотландия (Giller, 1959), Индостанский полуостров (Aswathanarayana, 1962, 1964), Австралия (Богданов, 1965).

Однако движения готской (или медвежьеозерской) эпохи и в этих регионах в большинстве случаев не носили платформообразующего (по М. В. Муратову) характера. В частности, после магматической активности, проявившейся на Северо-Американском континенте в его южном и юго-западном районах в интервале 1400—1350 млн. лет, последовал еще целый ряд не менее значительных по своей интенсивности событий такого же рода. По мнению некоторых американских геологов, все эти проявления магматической активности находятся в пределах единого тектоно-магматического цикла, начавшегося после пенокской (карельской) орогении и завершившегося во время гренвильской складчатости (William a. oth., 1966). Все это свидетельствует о том, что готская складчатость если и проявлялась, то весьма слабо (в общепланетарном масштабе) и, по-видимому, не может рассматриваться в качестве крупного события в развитии позднедокембрийских геосинклинальных систем.

Несравненно более широко и энергично проявилась гренвильская складчатость (Stockwell, 1963; Солоп, 1964; Штрейс, 1964; Муратов, 1965; Тугаринов, Войткевич, 1966). Структуры этого возраста известны в пределах Канадского и Бразильского щитов, в различных частях Африканского континента, в Индостане, а также в Австралии.

Гренвильская складчатость была впервые установлена при изучении геологического строения провинции Гренвилл, расположенной в юго-восточной окраине Канадского щита. Началу гренвильского цикла седиментации, учитывая данные А. Энгель (Engel, 1963) и Морзе (Morze, 1964), соответствует цифра 1500 млн. лет. Оформление складчатой структуры этого пояса произошло в интервале 1050—800 млн. лет. В результате складкообразовательных процессов «...гренвильские породы были приподняты и превращены в горный пояс, который окаймлял край континента» (Кинг, 1961). Вероятно, с этими орогеническими движениями было связано внедрение дискордантных интрузий Килларнейских гранитов с возрастом 600—550 млн. лет.

На Бразильском щите одновозрастные складчатые структуры сложены позднедокембрийскими доминасской, минасской и итаколумийской сериями. Первая из них, сложенная интенсивно дислоцированными терригенными, вулканогенными и карбонатными породами, соответственно отвечает геосинклинальной стадии развития: байкальских структур, закончившейся внедрением даек с радиологическим возрастом 1010—

1000 млн. лет (Оливейра, 1959; Herz a. oth., 1961; Choubert, 1965). Минасская серия, залегающая на доминасской серии с размывом и угловым несогласием, сложена слабометаморфизованными терригенными отложениями (кварцитовидными песчаниками, сланцами, конгломератами) с прослоями карбонатных и окисно-железистых осадков. Отложения этой серии мощностью до 7000 м выполняют крупные разрозненные прогибы межгорного типа и повсеместно характеризуются напряженной складчатостью. Самая молодая итаколумийская серия мощностью около 450 м в формационном отношении аналогична минасской, но дислоцирована несколько слабее последней. Ее накопление происходило в локальных, небольших по размерам остаточных прогибах и мульдах (Оливейра, 1959). С заключительными складкообразовательными (послеитаколумийскими) движениями было связано внедрение гранитов группы Итабира с возрастом 530—550 млн. лет (Choubert, 1965).

Гренвилльская фаза диастрофизма широко проявилась в пределах Африканского континента. На его северо-востоке этой фазой было превращено геосинклинальное развитие Красноморского складчатого пояса, во время которого происходило накопление мощных терригенных и вулканогенных толщ рифейского возраста (Schürmann, 1961, Brown, Jackson a. oth., 1963; Штрэйс, 1964; Муратов, 1966). Геосинклинальная стадия развития указанного пояса, структуры которого вскрываются в области Аравийско-Нубийского щита, закончилась складкообразовательными движениями и интрузивной фазой, приведшей к внедрению гранитов с радиологическим возрастом 750 млн. лет. В самом конце позднего докембрия Красноморский складчатый пояс переживал орогенное развитие, сопровождавшееся накоплением континентальных и мелководных вулканогенных моласс (серии Хаммамат Восточной пустыни Египта — Р. Саид, 1965 формаций Фатима-Абла-Хибши Саудовской Аравии) и становлением вулканоплутонической формации (формации Шаммор). Горообразовательные движения, следовавшие вскоре после замыкания остаточных рифейских геосинклинальных прогибов, завершились заключительными складкообразовательными движениями и интрузиями гранитов с радиологическим возрастом 550—500 млн. лет.

По мнению Р. Блэка (Black, 1966), рифейские структуры образуют крупный пояс в Северо-Западной Африке, протягивающийся в субмеридиональном направлении от Ахаггарского щита на севере через Дагомею и Нигерию до Северного Камеруна на юге. Согласно точке зрения указанного исследователя, позднедокембрийские складчатые структуры этого пояса сложены геосинклинальными породами фарузской серии и «Дагомия». Следует отметить, что в пользу рифейского возраста фарузской серии до некоторой степени может свидетельствовать наличие в содержащихся в ней известняках значительного количества коллений и конофитонов (Gravelle, 1957). Для складчатого пояса Ахаггар — Северный Камерун выделяются две возрастные группы позднедокембрийских гранитов и метаморфических пород: более ранняя — с радиологическим возрастом 1000 млн. лет и более поздняя — с возрастом 700—500 млн. лет. Принимая трактовку Р. Блэка относительно возраста рассматриваемого складчатого пояса, следует считать, что его геосинклинальная стадия развития была закончена во время первой из этих эпох метаморфизма и гранитообразования. Согласно Р. Блэку, более молодая группа гранитов отвечает заключительному этапу развития складчатых структур Ахаггар-Камерунского рифейского подвижного пояса, во время которого произошло формирование орогенических сооружений, сопровождаемое накоплением красноцветных моласс и субсеквентных вулканитов Нигритской серии и серии Анэ. Такого же мнения (в принципе) придерживаются и ряд других французских геологов, рассматривающих Нигритскую серию в качестве конечной формации единого фарузского цикла. Учитывая данные о верхнерифейском возрасте «подтиллитовых»

толщ Мали-Нигерской впадины, приведенные в работе Р. Блэка, можно допускать, что терригенные отложения Гурмы излучены Нигера представляют собой предорогенные, возможно ранние молассовые образования, заполнившие глубокий окраинный прогиб перед располагавшейся восточнее орогенической областью. Поскольку большинством французских геологов пурпурная серия Анэ рассматривается как инфракембрийская, следует считать, что орогенная стадия развития Ахаггар-Камерунского байкальского складчатого пояса завершилась непосредственно перед кембрием или в раннем кембрии платформообразующими складкообразовательными движениями и внедрением наиболее молодых гранитов.

Одним из наиболее важных в тектоническом строении Африканского континента является складчатый пояс Кибара — Карагве — Анколе, геосинклиальная стадия развития которого закончилась в эпоху гренильевой фазы диастрофизма, во время внедрения синтетектонических гранитов Митваба с радиологическим возрастом 1000—1100 млн. лет (Ledent a. oth., 1956). Известные для этого пояса более древние граниты с возрастом 1200—1400 млн. лет (Каэн, 1958) соответствуют, очевидно, ранним проявлениям геосинклиального магматизма на уровне готской эпохи тектоно-магматической активности. Согласно палеогеографическим построениям Гарлика (Garlick, 1960), накопление более молодой группы Катанга, залегающей с резким угловым несогласием на кибарийских складчатых структурах, и представленной в значительной степени терригенными отложениями, в том числе и тиллитоподобными конгломератами, происходило по периферии горной страны, возникшей вдоль пояса Кибара — Урунди. М. В. Муратов (1965) рассматривает осадочные толщи группы Катанга в качестве заключительных (орогенных) формаций Кибарского геосинклиального цикла и считает, что их накопление происходило в прогибах типа межгорных впадин. К однообразным синорогенным образованиям относятся, по-видимому, также терригенные отложения системы Букоба Танзании и Уганды. Окончание орогенических движений Кибарского цикла и время заключительных складкообразовательных движений определяется (приблизленно) верхним возрастным пределом группы Катанга, установленным в 600—520 млн. лет (Holmes, Cahen, 1957; Тугаринов, Войткевич, 1966).

Гренильская фаза диастрофизма была главной для Араваллийско-Делийского складчатого пояса Индостанского полуострова. Геосинклиальное развитие этого пояса было прервано интенсивными складкообразовательными движениями готской эпохи, во время которых произошли дислокации и метаморфизм пород араваллийской системы, а также внедрение ранних гранитов и пегматитовых жил с радиологическим возрастом 1350—1400 млн. лет (Виноградов и др., 1965; Тугаринов, Войткевич, 1966). С гренильской фазой складчатости были связаны дислокация среднерифейских отложений системы Дели, их метаморфизм и внедрение интрузий эринпурского магматического комплекса. После этих событий Араваллийско-Делийский складчатый пояс вступил в орогеническую стадию развития и контролировал верхнерифейское осадконакопление, что фиксируется в уменьшении мощности верхневиндийской системы и увеличении в ее составе терригенных отложений от центральных районов Индостанского полуострова к его северо-западной области. Вероятно, именно с этой стадией развития рассматриваемого пояса было связано внедрение в виндийские породы Раджпутаны сиванских гранитов, гранофиоров, порфиринов и излияние малайских риолитов (Кришнан, 1954). По-видимому, во время заключительных горсформировательных движений произошло внедрение пегматитов с радиологическим возрастом 740—580 млн. лет (Aswathanaryana, 1958).

Интенсивные процессы метаморфизма и магматизма, связанные с движениями гренильевой эпохи, широко проявились на Австралийском

континенте (Тугаринов, Войткевич, 1966). Однако они не носили платформообразующего характера, что особенно хорошо устанавливается на примере Аделаидской складчатой области, развитие которой продолжалось до самого конца позднего докембрия. Следует отметить, что по своему строению группа Аделаида, слагающая одноименный складчатый пояс, имеет очень много сходных черт с группой Катанга Центральной Африки (в частности, по наличию двух горизонтов тиллитоподобных конгломератов), и в связи с этим может рассматриваться, как и последняя, в качестве орогенного комплекса байкальского цикла. Это тем более вероятно, что, по мнению Н. А. Богданова (1967), конгломераты серии Торриванджи, одновозрастные группе Аделаида, представляют собой молассовые образования.

Особенности строения рассмотренных выше областей позднекембрийской складчатости Северной и Южной Америки, Африки, Индостанского полуострова и Австралии свидетельствуют о том, что гренвилевская фаза диастрофизма не завершила полностью их развития, которое после этого проявлялось еще достаточно длительное время в виде орогенических движений, субсеквентного магматизма и завершилось полностью лишь к началу кембрия или в раннем кембрии.

Из всего этого следует, что процессы кислого магматизма и складкообразования, проявившиеся в позднем докембрии на различных континентах на уровнях 1400 млн. лет и 1000 млн. лет, следует рассматривать лишь как отдельные фазы диастрофизма на фоне единого байкальского цикла, начавшегося после карельской орогении и закончившегося к концу верхнего протерозоя или в раннем кембрии.

При определении длительности геосинклинального цикла принципиально важным является то значение и тот смысл, которые вкладываются в это понятие. Наиболее полная характеристика геосинклинального цикла была дана Н. С. Шатским (1957), который указывал, что концом такого цикла следует считать время превращения складчатой области в платформу, наступающее после заключительных интенсивных движений. Первостепенное значение этим движениям придает и М. В. Муратов (1965), который определяет их как «платформообразующие». К категории последних, несомненно, относятся орогенические движения, знаменующие собой максимальное выражение инверсионных процессов, проявляющихся в конце геосинклинального развития (Белоусов, 1962; Богданов и др., 1966; Хаин, 1964). Если для ранних докембрийских геосинклинальных циклов, орогенные этапы большинством исследователей в настоящее время не выделяются, то правомерность выделения орогенных стадий развития для областей байкальской складчатости признается многими геологами. В частности, Г. Штилле (1958), С. Бубнов (1960) указывали, что ассинтское (или байкальское) горообразование позднего альгонка (т. е. конца рифейского времени) отличается своей большой тектонической интенсивностью и контрастностью. Действительно, свидетельством этому может являться наличие в верхних частях позднекембрийских разрезов областей байкальской складчатости грубообломочных толщ, в частности так называемых тиллитоподобных конгломератов (гасеевская серия Енисейского края, кадаликанская подсерия Байкальской горной области, спарагмит Норвегии, группа Катанга, система Аделаида и др.). Таким образом, байкальский цикл, завершивший собой крупный докембрийский мегацикл, закончился на различных континентах мощным орогенезом, подобно тому как последний, альпийский цикл фанерозоя привел к созданию гигантских горных сооружений. В общем виде вопрос о выделении орогенного этапа для областей байкальской складчатости поставлен М. В. Муратовым (1965), указывающим, что для байкалид «...видимо удастся в дальнейшем выделить два главных этапа — геосинклинальный и заключительный (орогенный)».

Следует отметить, что вообще принцип определения верхних рубежей геосинклинальных циклов по времени главных фаз содержит в себе серьезные недостатки, поскольку не учитывает различий в генезисе разновозрастной складчатости, в частности докембрийской и фанерозойской, возникавшей в совершенно различной геотектонической обстановке и на разных этапах развития, длительности образования складчатости (особенно докембрийской, имеющей метаморфогенное и магматогенное происхождение), а также скольжение во времени возрастных границ складчатости (Яншин, 1964).

Сведения о строении рифейских геосинклинальных разрезов позволяют наметить определенное пространственное размещение (в планетарном масштабе) различных их типов. В пределах материков Северного ряда позднекембрийские складчатые комплексы характеризуются ритмичным строением, выраженным в виде нескольких серий. На Евразийском континенте такое строение свойственно для рифейских геосинклинальных разрезов Байкальского, Саяно-Енисейского, Алтае-Саянского, Казахстанского, Уральского и Араваллийско-Делийского складчатых поясов, на Северо-Американском континенте оно характерно для позднекембрийских комплексов провинции Гренвилл и Кордильер (серии Белт). В то же время для разновозрастных разрезов Южной Америки, Африки и Австралии подобные серии и в связи с этим ритмичное строение не характерны. Такая неоднородность строения рифейских геосинклинальных разрезов материков Северного и Южного рядов связана, очевидно, с различным режимом развития байкалид северного и южного полушарий, т. е. является одним из проявлений биполярного развития планеты, на которое неоднократно указывал Н. А. Штрейс (1964). Планетарная неравномерность позднекембрийского геосинклинального развития проявлялась и в других отношениях, хотя и с несколько иными пространственными закономерностями. В пределах континентов Южного ряда, Индостана и Северной Америки достаточно энергично проявилась готская фаза тектоно-магматической активности и особенно энергичной была гренвильская фаза диастрофизма, явившаяся главной в эволюции байкальских структур, которые после нее вступили в орогенную стадию развития. На Евразийском континенте складкообразовательные движения гренвильской фазы лишь прервали геосинклинальный режим, который продолжался затем еще длительное время до конца верхнего рифея или до раннего кембрия. По длительности собственно геосинклинального развития байкалид к Евразийскому сектору земного шара должен быть отнесен Аравийский полуостров, структуры фундамента которого закончили это развитие лишь в середине верхнего рифея.

Намечается вполне определенное, направленное угасание интенсивности тектонических движений гренвильской эпохи от западного и южного полушарий в глубь Евразийского континента (к Центральной Сибири). Так, если в пределах Северной и Южной Америк, Африки, Индостана и Австралии эта фаза диастрофизма полностью завершила геосинклинальную стадию развития байкалид, то в Аравии и после связанных с ней резких структурных перестроек продолжали развиваться остаточные наложенные эвгеосинклинальные прогибы, заполнявшиеся мощными вулканогенными толщами андезитовой формации Халабан. В Центрально-Азиатском подвижном поясе (Алтае-Саянской, Казахстанской складчатых областях) и на Урале гренвильская фаза проявилась в еще меньшей степени и привела лишь к возникновению угловых несогласий между отдельными сериями единых рифейских геосинклинальных разрезов и, наконец, в областях складчатого обрамления Сибирской платформы (Саяно-Енисейский и Байкальский складчатые пояса) она сказалась лишь в незначительных размывах и перерывах в осадконакоплении.

континенте (Тугаринов, Войткевич, 1966). Однако они не носили платформообразующего характера, что особенно хорошо устанавливается на примере Аделаидской складчатой области, развитие которой продолжалось до самого конца позднего докембрия. Следует отметить, что по своему строению группа Аделаида, слагающая одноименный складчатый пояс, имеет очень много сходных черт с группой Катанга Центральной Африки (в частности, по наличию двух горизонтов тиллитоподобных конгломератов), и в связи с этим может рассматриваться, как и последняя, в качестве орогенного комплекса байкальского цикла. Это тем более вероятно, что, по мнению Н. А. Богданова (1967), конгломераты серии Торриванджи, одновозрастные группе Аделаида, представляют собой молассовые образования.

Особенности строения рассмотренных выше областей позднекембрийской складчатости Северной и Южной Америки, Африки, Индонезийского полуострова и Австралии свидетельствуют о том, что гренвилевская фаза диастрофизма не завершила полностью их развития, которое после этого проявлялось еще достаточно длительное время в виде орогенических движений, субсеквентного магматизма и завершилось полностью лишь к началу кембрия или в раннем кембрии.

Из всего этого следует, что процессы кислого магматизма и складкообразования, проявившиеся в позднем докембрии на различных континентах на уровнях 1400 млн. лет и 1000 млн. лет, следует рассматривать лишь как отдельные фазы диастрофизма на фоне единого байкальского цикла, начавшегося после карельской орогении и закончившегося к концу верхнего протерозоя или в раннем кембрии.

При определении длительности геосинклинали цикла принципиально важным является то значение и тот смысл, которые вкладываются в это понятие. Наиболее полная характеристика геосинклинали цикла была дана Н. С. Шатским (1957), который указывал, что концом такого цикла следует считать время превращения складчатой области в платформу, наступающее после заключительных интенсивных движений. Первостепенное значение этим движениям придает и М. В. Муратов (1965), который определяет их как «платформообразующие». К категории последних, несомненно, относятся орогенические движения, знаменующие собой максимальное выражение инверсионных процессов, проявляющихся в конце геосинклинали развития (Белоусов, 1962; Богданов и др., 1966; Хаин, 1964). Если для ранних докембрийских геосинклинали циклов, орогенные этапы большинством исследователей в настоящее время не выделяются, то правомерность выделения орогенных стадий развития для областей байкальской складчатости признается многими геологами. В частности, Г. Штилле (1958), С. Бубнов (1960) указывали, что ассинтское (или байкальское) горообразование позднего альгонка (т. е. конца рифейского времени) отличается своей большой тектонической интенсивностью и контрастностью. Действительно, свидетельством этому может являться наличие в верхних частях позднекембрийских разрезов областей байкальской складчатости грубообломочных толщ, в частности так называемых тиллитоподобных конгломератов (гасеевская серия Енисейского края, кадаликанская подсерия Байкальской горной области, спарагмит Норвегии, группа Катанга, система Аделаида и др.). Таким образом, байкальский цикл, завершивший собой крупный докембрийский мегацикл, закончился на различных континентах мощным орогенезом, подобно тому как последний, альпийский цикл фанерозоя привел к созданию гигантских горных сооружений. В общем виде вопрос о выделении орогенного этапа для областей байкальской складчатости поставлен М. В. Муратовым (1965), указывающим, что для байкалид «...видимо удастся в дальнейшем выделить два главных этапа — геосинклинали и заключительный (орогенный)».

Следует отметить, что вообще принцип определения верхних рубежей геосинклинальных циклов по времени главных фаз содержит в себе серьезные недостатки, поскольку не учитывает различий в генезисе разновозрастной складчатости, в частности докембрийской и фанерозойской, возникавшей в совершенно различной геотектонической обстановке и на разных этапах развития, длительности образования складчатости (особенно докембрийской, имеющей метаморфогенное и магматогенное происхождение), а также скольжение во времени возрастных границ складчатости (Яншин, 1964).

Сведения о строении рифейских геосинклинальных разрезов позволяют наметить определенное пространственное размещение (в планетарном масштабе) различных их типов. В пределах материков Северного ряда позднедокембрийские складчатые комплексы характеризуются ритмичным строением, выраженным в виде нескольких серий. На Евразийском континенте такое строение свойственно для рифейских геосинклинальных разрезов Байкальского, Саяно-Енисейского, Алтае-Саянского, Казахстанского, Уральского и Араваллийско-Делийского складчатых поясов, на Северо-Американском континенте оно характерно для позднедокембрийских комплексов провинции Гренвилл и Кордильер (серии Белт). В то же время для разновозрастных разрезов Южной Америки, Африки и Австралии подобные серии и в связи с этим ритмичное строение не характерны. Такая неоднородность строения рифейских геосинклинальных разрезов материков Северного и Южного рядов связана, очевидно, с различным режимом развития байкалид северного и южного полушарий, т. е. является одним из проявлений биполярного развития планеты, на которое неоднократно указывал Н. А. Штрейс (1964). Планетарная неравномерность позднедокембрийского геосинклинального развития проявлялась и в других отношениях, хотя и с несколько иными пространственными закономерностями. В пределах континентов Южного ряда, Индостана и Северной Америки достаточно энергично проявилась готская фаза тектоно-магматической активности и особенно энергичной была гренвильская фаза диастрофизма, явившаяся главной в эволюции байкальских структур, которые после нее вступили в орогенную стадию развития. На Евразийском континенте складкообразовательные движения гренвильской фазы лишь прервали геосинклинальный режим, который продолжался затем еще длительное время до конца верхнего рифея или до раннего кембрия. По длительности собственно геосинклинального развития байкалид к Евразийскому сектору земного шара должен быть отнесен Аравийский полуостров, структуры фундамента которого закончили это развитие лишь в середине верхнего рифея.

Намечается вполне определенное, направленное угасание интенсивности тектонических движений гренвильской эпохи от западного и южного полушарий в глубь Евразийского континента (к Центральной Сибири). Так, если в пределах Северной и Южной Америки, Африки, Индостана и Австралии эта фаза диастрофизма полностью завершила геосинклинальную стадию развития байкалид, то в Аравии и после связанных с ней резких структурных перестроек продолжали развиваться остаточные наложенные эвгеосинклинальные прогибы, заполнявшиеся мощными вулканогенными толщами андезитовой формации Халабан. В Центрально-Азиатском подвижном поясе (Алтае-Саянской, Казахстанской складчатых областях) и на Урале гренвильская фаза проявилась в еще меньшей степени и привела лишь к возникновению угловых несогласий между отдельными сериями единых рифейских геосинклинальных разрезов и, наконец, в областях складчатого обрамления Сибирской платформы (Саяно-Енисейский и Байкальский складчатые пояса) она сказалась лишь в незначительных размывах и перерывах в осадконакоплении.

Обращает на себя внимание определенная закономерность в размещении байкалид с различной длительностью собственно геосинклинального (доорогенного) развития в зависимости от времени становления главнейших устойчивых ядер континентов. Так, байкалиды, закончившие это развитие во время гренвильской фазы диастрофизма, располагаются почти исключительно в пределах континентов с наиболее крупными ядрами древнейшей консолидации с возрастом 2700—3000 млн. лет (Северная и Южная Америки, Африка, Австралия). Напротив, пояса байкальской складчатости, доорогенное развитие которых кончилось в самом конце рифея, приурочены к Евразии, в пределах которой столь же крупные или, во всяком случае, соизмеримые стабильные структуры, не подвергавшиеся существенно последующей переработке, возникли лишь к концу геосинклинальной стадии карельского цикла, т. е. около 2000 млн. лет назад.

Весьма характерно также, что на континентах, характеризующихся древнейшими устойчивыми ядрами, байкальский цикл привел к накоплению преимущественно миогеосинклинальных формаций (серии гренвилл, белт, доминасская, фарузийская, кибара—анколе, делийская), тогда как в Евразии за этот же цикл наряду с миогеосинклинальными комплексами на обширных пространствах произошло накопление мощных эвгеосинклинальных разрезов.

Из всего этого следует, что позднедокембрийские геосинклинальные процессы закончились раньше и были менее интенсивными на тех континентах, в пределах которых наиболее рано произошло образование крупных устойчивых ядер с мощным гранито-гнейсовым слоем. В аспекте этого становится более понятным, почему именно в пределах, главным образом, Евразии после позднедокембрийского геосинклинального цикла наиболее яркое и многообразное выражение получили геосинклинальные процессы фанерозоя, тогда как в южном полушарии байкалиды по существу завершили формирование континентальных глыб Южной Америки, Африки и Австралии. Эта закономерность, отмеченная Н. А. Штрейсом (1964) в качестве основного явления биполярного развития земного шара, в значительной степени определялась продолжительностью и интенсивностью предшествующих геосинклинальных процессов образования континентальной коры. Последние, связанные с эволюцией глубинных зон, заканчивались раньше там, где они наиболее рано и активно вступили в действие.

#### Литература

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-ое. Госгеолтехиздат, 1962.
- Богданов А. А., Гамакрелидзе П. Д., Муратов М. В., Хаин В. Е. Об изображении тектонических особенностей строения и развития Альпийской складчатой области на втором издании Тектонической карты Европы. Геотектоника, № 2, 1966.
- Богданов А. А. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы. Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., № 1, 1967.
- Богданов Н. А. Симпозиум по абсолютному возрасту докембрия Австралии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1965.
- Богданов Н. А. Палеозой Восточной Австралии и Меланезии. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 181, Изд-во «Наука», 1967.
- Белянкина М. Н., Долгинов Е. А. К вопросу о структурно-фациальной зональности рифейских отложений в Заангарской части Енисейского края. В сб. «Вопросы геологии Красноярского края». Изд-во МГУ, 1964.
- Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Из-во МГУ, 1960.
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И. Геохронология докембрия. Геохимия, № 9, 1961.
- Виноградов А. П. (и др.). Геохронология индийского докембрия. Тр. XIV сес. Комис. по определ. абс. возр. геохронологии докембрия. Изд-во «Наука», 1965.
- Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И., Мусатов Д. И., Стрижов В. П. Материалы по абсолютному возрасту магматических комплексов и полиметаллических рудопроявлений Саяно-Алтайской области и Енисейского края.

- В сб. «Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г.». Изд-во «Наука», 1966.
- Гарань М. И. Докембрий и кембрий Урала. Докл. сов. геол. на XXI сес. Междунар. геол. конгр. Пробл. 8. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. Изд-во АН СССР, 1960.
- Долгинов Е. А. Особенности развития Саяно-Енисейской складчатой области. Вестн. Моск. ун-та, сер. IV. Геология, № 5, 1964.
- Зайцев Н. С. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области. В сб. «Складчатые области Евразии». Изд-во «Наука», 1964.
- Ильин А. В., Моралев В. М. Докембрийские толщи Алтая-Саянской области. Сов. геология. № 11, 1963.
- Каэн Л. Геология Бельгийского Конго. Изд-во иностр. лит., 1958.
- Келлер Б. М. Общие вопросы подразделения верхнего докембрия (рифей, синия). «Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока» (Тез. докл.). Новосибирск. Изд-во СО АН СССР, 1962.
- Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1961.
- Кириченко Г. И. Верхний протерозой западной окраины Сибирской платформы. Сб. ВСЕГЕИ. Нов. сер., № 7, 1955.
- Комар В. А., Крылов Н. И., Нужнов С. В., Раабен М. Е., Семихатов М. А. О трехчленном делении рифей по строматолитам. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр., Пробл. 10. Геология докембрия. Изд-во «Недра», 1964.
- Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. Изд-во иностр. лит., 1954.
- Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1963.
- Муратов М. В. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры. Геотектоника, № 1, 1965.
- Оливейра А. И. Бразилия. В кн. «Очерки по геологии Южной Америки». Изд-во иностр. лит., 1959.
- Палей И. П. Основные черты тектоники Балтийского щита. В кн. «Проблемы региональной тектоники Евразии». Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 92, Изд-во «Наука», 1963.
- Полевая Н. И. Восьмая сессия Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Сов. геология, № 11, 1959.
- Рудши Санд. Геология Египта. Изд-во «Мир», 1965.
- Семихатов М. А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 68, Изд-во АН СССР, 1962.
- Солоп Л. И. Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр., Пробл. 10. Геология докембрия. Изд-во «Недра», 1964.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. Изд-во «Недра», 1966.
- Фонарев В. И., Миловский А. В., Гетлинг Р. В., Рошкован Г. Р. Стратиграфия верхнего докембрия (рифей) Южных Мугуджар. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1966.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Херасков Н. П. О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр., Пробл. 4. Изд-во «Недра», 1964.
- Шатский Н. С. Объяснительная записка к тектонической карте СССР. Госгеолтехиздат, 1957.
- Шатский Н. С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. Докл. сов. геол. на XXI сес. Междунар. геол. конгр., Пробл. 8. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. Изд-во АН СССР, 1960.
- Шатский Н. С. Рифейская эра и байкальская складчатость. Избр. тр., т. I. Изд-во АН СССР, 1963.
- Штрейс Н. А. Рифей эвгеосинклинальных областей на примере Центрального Казахстана. Докл. сов. геол. на XXI сес. Междунар. геол. конгр., Пробл. 8. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. Изд-во АН СССР, 1960.
- Штрейс Н. А. О происхождении Гондваны. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр., Пробл. 9. Гондвана. Изд-во «Наука», 1964.
- Яншин А. Л. Тектоническая карта Евразии. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр. Изд-во «Наука», 1964.
- Anderson Ch. A. Older Prechambrian Structure in Arisona. Bull. Geol. Soc. Amer. v. 62, No. 11, 1951.
- Aswathanaryana U. Age Pegmatite of Kishengarh Payasthan. India, Manuscript. 1958.
- Black R. Sur l'existence d'une orogénie riphéenne en Afrique occidental. C. r. Acad. Sci., 1966, D. 262, No 10.
- Boss M. E. Genesis of precambrian pegmatites in the Denever Mountain Parks Area, Colorado. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 65, N 2, 1954.
- Brown G. F., Jackson P. O. Geologic maps of Saudi Arabia. U. S. Geological survey, Washington, D. G., 1963.

- Choubert B. Etat actuel de nos connaissances sur la géologie de la Guyane française. Bull. Soc. géol. France, v. 7, N 1, 1965 (1966).
- Eckelmann F. D. and Kulp J. D. Uranium-lead method of age determination. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, N. 9, 1957.
- Engel A. E. J. Geologie Evolution of North America. Science, v. 140, No. 3563, 1963.
- Fric W. The absolute time scale and the classification of Precambrian rocks in Sweden. Geol. föreni. Stockholm förhandl. No 1, 1966.
- Garlick W. G. How the cepperbelt orebodies were formed. S. Afric. Mining. and Engng J., N 3506, Pt. 1, 1960.
- Gillert B. J. Rubidium — Stroncium Ages of Dewisian Rocks from North — West Scotland. Nature, v. 184, No. 4701, p. 1793, 1959.
- Goldish Samuel S., Lidiak Edward G. and oth. Geochronology of the mid-continent region. Unites States 2. Northern area. S. Geophys. Res. v. 71, No 22, 1966.
- Gravelle M., Lelubre M. Découverte de stromatolithes du groupe des conophytoridales pharusien de l'Ahaggar Sahara, central. Bull. de la société géologique de France, 1957.
- Herz W., Hurley P. M., Pinson W. H., Fairbaizn H. W. Age measurements from a part of the Brazilian Shield. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 72, No 7, 1961.
- Holmes A., Cahen L. Géochronologie africaine. Resultats acquis au juillet 1956. Mémoires Académie royale des Sciences Coloniales. t. V, fasc 1—3, 1957.
- Ledent D., Picciotto E., Poulart G., Eberhardt P. Détermination de l'âge de l'yttrite de Mitwaba (Katanga) par la méthode au plomb. Bull. Soc. Géol. Belge, 65, No 2, 1956.
- Morse S. A. Age of Labrador Anorthasites. Nature, v. 203, No 4944, 1964.
- Schürmann H. M. The Riphean of Red See Area (in Memory of N. S. Schatsky). Geol. fören. Stockholm. Förhandl., 83, H. 2, No. 505, 1961.
- Stille H. Die assyntische Tektonik im geologischen Erdbild, Beih. z. Geol. Jahrbuch, Hf. 22, Hannover, 1958.
- Stockwell C. N. Second report on structural provices. Orogenie and time classification of rocks of the Canadian Precambrian Schield. Age determinations by the Geol. Survey of Canada, 1963.
- William R., Muenlberger, Carl E. Hedce and oth. Geochronology of the mid-continent region. United States. 3. Southern area. J. Geophys. Res., v. 71, No 22, 1966.

Геологический институт АН СССР  
НИИ Зарубежгеологии  
ГЕОХИ АН СССР

Статья поступила  
21 февраля 1967 г.

M. N. BEL ANKINA, E. A. DOLGINOV AND G. A. KAZAKOV

### SEDIMENTARY FORMATIONS OF RIPHEAN GEOSYNCLINAL SECTIONS AND THE PROBLEM OF THE BAIKALIAN CYCLE

Riphean geosynclinal sections of some central and eastern areas of Eurasia consist of several sedimentary formations which are quite uncommon for younger orogenic regions.

It has been found in the Yenisei Ridge and Urals that each formation corresponds to a certain stage of the Baikalian geosynclinal cycle which spans the whole Riphean. The Baikalides of Northern America and the Southern Hemisphere continents had also undergone a long geological evolution which lasted about 1000 mln years. Contrary to their European counterparts, however, geosynclinal history of these continents had come to an end about 1000 mln years ago and since then only orogenic movements had been proceeding up to the Cambrian. The breaks between sedimentary formations corresponding to the phases of world-wide tectonic and igneous activities occurred about 1,400 and 1000 mln years ago. The upper portions of those formations consisting of calcareous and terrigenous rocks were deposited during tectonically more stable periods prior to the phases of orogeny. The Late Cambrian structures had completed their geosynclinal episode earlier within those continents whose crusts had also been formed (as large stable nuclei) earlier.

Geological Institute of the USSR Academy of Sciences  
Research Laboratory of the Geology of Foreign Countries  
Institute of the Geochemistry and Analytical Chemistry  
of the USSR Academy of Sciences

УДК 551.240+553.2

И. В. АРХИПОВ, А. С. ПЕРФИЛЬЕВ

**К ВОПРОСУ ОБ ЭВОЛЮЦИИ СТРУКТУРЫ И ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ ЕВРАЗИИ**

Для геосинклинальных структур неогей Атлантического сегмента Евразии устанавливается эволюционный ряд геосинклинальных структур, в котором полнота геосинклинального развития достигает максимума в областях герцинской складчатости. Альпийские складчатые сооружения начинают, по-видимому, новый ряд.

Эндогенное рудообразование эволюционировало в полном соответствии с геосинклинальным развитием и также было наиболее богатым и разнообразным в герцинскую эпоху. Сделана попытка выяснить зависимость характера рудопроявлений от типов структур (геосинклинали, геоклинали) и связать эволюцию рудообразования с развитием этих типов структур в складчатых областях разного возраста.

В течение ряда последних лет в Геологическом институте АН СССР проводилась работа по составлению тектонической карты Евразии масштаба 1 : 5 000 000. В настоящее время этот большой коллективный труд завершен. Основные теоретические выводы, к которым пришли составители карты, были недавно опубликованы в книге «Тектоника Евразии» (1966).

Одним из наиболее важных результатов работы над картой следует считать вывод об эволюции тектонических процессов, качественно изменявшихся во времени, и об отсутствии в неогее близких по характеру и продолжительности повторяющихся циклов геосинклинального развития (байкальского, каледонского, герцинского, мезозойского, альпийского), которые фактически представляют собой лишь отдельные, далеко не равнозначные и весьма не четко разграниченные во времени этапы единого направленного процесса развития структуры земной коры. Еще до составления тектонической карты Евразии этот важный вывод был в первоначальном виде сделан Н. С. Шатским (1960), получив дальнейшее обоснование и развитие в работе Н. П. Хераскова (1963). В процессе составления тектонической карты вывод о направленной эволюции тектонических структур, как главном содержании геосинклинального развития в неогее, был полностью подтвержден на базе огромного фактического материала по всей территории Евразийского материка.

Не будучи специалистами в области полезных ископаемых и давая себе полный отчет в том, насколько сложны и ответственны вопросы, связанные со всякого рода металлогеническими обобщениями, мы тем не менее решили сделать попытку сопоставить наиболее общие и главные особенности тектоники разных по возрасту складчатых областей Атлантического сегмента Евразии, сформированных в неогее, с их металлогеническими характеристиками. Это решение в основном вызвано и, как мы надеемся, в известной степени оправдывается желанием привлечь к научным итогам работы по составлению тектонической карты Евразии дополнительное внимание исследователей, занимающихся главным образом вопросами металлогении, и в то же время подчерк-

нуть то обстоятельство, что наука о строении и развитии земной коры не является самоцелью и должна, в конечном итоге, служить одним из важнейших средств познания закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых. При этом надо сразу же оговориться, что настоящая статья, конечно, не может считаться изложением в какой-то мере завершеного исследования, а представляет собой лишь первый опыт рассмотрения с позиций главных теоретических выводов по тектонической карте Евразии некоторых особенностей металлогении разновозрастных складчатых образований.

Результаты работы над тектонической картой позволяют говорить о едином эволюционном ряде геосинклинальных структур Атлантического сегмента Евразии, формирование которых началось в рифее. В развитии этого общего эволюционного ряда, разделявшемся на несколько качественно различных друг от друга этапов, намечаются две крупные стадии: первая соответствует байкалидам, каледонидам и герцинидам, вторая — мезозоидам и альпидам.

Байкальские складчатые сооружения характеризуются сравнительно малой дифференцированностью и постепенными переходами между различными структурными элементами. В большинстве случаев структуры байкалид сравнительно мало контрастны, так что в антиклинориях и синклиниях нередко выходят на поверхность близкие по возрасту отложения. Выдержанность разрезов и сравнительно малая фациальная изменчивость рифейских образований подтверждает слабую дифференцированность структур. Н. П. Херасков (1964), анализируя развитие структур рифея и палеозоя, пришел к выводу о том, что, начиная с рифея, наблюдается постепенное усложнение структурных форм, увеличение дифференцированности и контрастности структур. Это позволило ему рассматривать байкалиды как начальные стадии единой рифейско-палеозойской эволюции структур. К сходным выводам о тесной связи байкалид и палеозоид пришел Н. С. Зайцев (1964) на основе анализа байкалид и каледонид обрамления Сибирской платформы.

Байкальские складчатые сооружения сравнительно бедны эндогенными месторождениями (Смирнов, 1963, 1965<sub>1</sub>, 1965<sub>2</sub>). Для них характерны месторождения и рудопроявления золота различного типа. Кроме того, в байкалидах довольно широко распространены месторождения редких и рассеянных элементов, связанных со своеобразным комплексом щелочных пород, напоминающих платформенные щелочные интрузии. В соответствии со слабой дифференцированностью структур месторождения не образуют сколько-нибудь четких рудных зон и провинций.

Складчатые сооружения каледонского возраста отличаются от байкалид значительно большей дифференцированностью и контрастностью тектонических структур. Формации каледонид более разнообразны. Крупные каледонские структуры нередко разграничиваются глубинными разломами, с которыми ассоциируются офиолитовые пояса.

Как и в байкалидах, в каледонидах отмечаются золоторудные месторождения (Центральный Казахстан, Норвегия и т. д.). В несколько меньшей степени, чем в байкалидах, встречаются проявления редких и рассеянных элементов, связанных с щелочными интрузиями.

Помимо месторождений и рудопроявлений того же типа, что и в байкалидах, металлогения каледонид характеризуется появлением комплекса иных месторождений. В первую очередь к ним относятся колчеданные месторождения (часто медноколчеданные), которые широко распространены в пределах Тувы и Западного Саяна, Центрального Казахстана и т. д. Помимо колчеданных, в каледонидах широко распространены месторождения меди иного типа ( жильные вкрапления руды и др.), которые развиты по существу во всех областях каледонского возраста складчатости.

Довольно характерно появление в каледонидах месторождений железа (в основном скарного и контактово-метасоматического типа). Сюда относятся железорудные месторождения Тувы, Кузнецкого Алатау, Центрального Казахстана и др., а также жильные магнетито-гематитовые месторождения Англии и магматические месторождения Норвегии. В меньшей степени, чем медь и железо, характерно появление в каледонидах молибденовых месторождений (некоторые районы Кузнецкого Алатау, медно-молибденовые гидротермальные месторождения Норвегии и т. д.).

Формирование в каледонидах глубинных разломов с офиолитовыми поясами обусловило появление связанных с ним месторождений хрома, в меньшей степени титана, никеля и отчасти железа. Сюда относятся многочисленные месторождения Центрального Казахстана, Тувы и Западного Саяна и, в особенности, крупные хромитовые и железорудные месторождения Норвегии.

Таким образом, в целом по сравнению с байкалидами, каледонские складчатые образования имеют значительно более разнообразный набор эндогенных полезных ископаемых. К полезным ископаемым, сходным с байкальскими, прибавляются: медь, железо, молибден, хром, никель, титан. Другие месторождения (например, свинцово-цинковые) в каледонидах появляются сравнительно редко и обычно не бывают крупными. Для каледонских складчатых систем вообще характерны сравнительно мелкие, но регионально широко распространенные месторождения, тогда как крупные месторождения редки.

Следует отметить, что приведенная выше краткая металлогеническая характеристика каледонид касается только крупных участков земной коры, испытавших каледонскую складчатость. Отдельные зоны каледонид, развитые вблизи или внутри герцинских геосинклинальных систем, обычно тесно связаны с ними в своем развитии. Их металлогеническая характеристика приобретает черты, свойственные областям герцинской складчатости. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен ниже.

Складчатые образования герцинского возраста характеризуются резко выраженной дифференцированностью тектонических структур. В них широко развиты крупные глубинные разломы с мощными офиолитовыми поясами, разделяющие глубокие зеленокаменные прогибы. Герцинские складчатые зоны характеризуются наиболее полным и законченным геосинклинальным развитием в палеозое. Каледониды представляют собой палеозойские складчатые системы, геосинклинальное развитие которых прервалось на более ранних стадиях. Позднее (до конца палеозоя) на их месте развились своеобразные внутренние впадины. В отличие от каледонид герцинские системы продолжали свое геосинклинальное развитие вплоть до конца палеозоя, когда произошло их замыкание. Такая полнота развития герцинских систем не могла не отразиться на их металлогенической характеристике. В областях герцинской складчатости эндогенная минерализация достигает необычайного расцвета как по разнообразию элементов, так и по величине и количеству самих месторождений (Смирнов, 1963). Не будет преувеличением сказать, что почти все известные сейчас типы эндогенных месторождений геосинклинальных систем можно найти в герцинских складчатых образованиях.

Наиболее отчетливо это положение было сформулировано Г. Шнейдерхеном (1957<sub>1</sub>, 1957<sub>2</sub>). По его мнению, почти вся эндогенная металлогения связана с герцинской складчатостью. Как показали исследования советских металлогенистов, последнее утверждение неверно, так как несомненны значительные поступления рудного вещества в более ранние и более поздние, чем герцинские, этапы развития геосинклинальных систем (Билибин, 1965; Смирнов, 1946; Смирнов, 1963, 1965<sub>1</sub>).

В герцинских складчатых сооружениях очень широко распространены эндогенные полезные ископаемые, свойственные байкалидам и ка-

ледонидам, давая нередко крупнейшие месторождения. К ним относятся многочисленные крупные месторождения меди (колчеданной, скарновой и гидротермальной). Достаточно указать знаменитые месторождения Урала (медноколчеданные: Блявинское, Баймакское, Сибайское и др., скарновые: Турьинское и Гумешковское), многочисленные крупные месторождения Центрального Казахстана (Успенское, Саяжское и др.), месторождения Рудного Алтая и пр. В герцинских комплексах Европы месторождения меди (чаще всего колчеданные) распространены в Португалии и в прилегающих частях Испании, в Арденнах и Гарце, в Саксонии и др. (Захаров, 1959). Рудопроявления железа (особенно скарновые) в герцинидах нередко дают крупнейшие месторождения. К ним относится знаменитая Соколово-Сарбайская группа и другие месторождения Урала, месторождения Рудного Алтая, Казахстана, многочисленные магнетитовые и сидеритовые месторождения Европы. Как и в каледонидах, в герцинидах отмечаются довольно крупные месторождения молибдена (Северное Прибалхашье в Центральном Казахстане, Урал, месторождения Испании, Сардинии и др.). Золоторудные месторождения, обычно мелкие, имеют «сквозное» развитие в байкалидах, каледонидах и в герцинидах. Особенно характерно для герцинид появление золоторудных месторождений вблизи глубинных разломов типа зон смятия (Иртышская зона смятия и др.).

С офиолитовыми поясами глубинных разломов в герцинидах связаны крупные месторождения хрома, железа, никеля, кобальта, платины и титана (Урал, Центральный Казахстан и др.). Помимо полезных ископаемых, аналогичных тем, которые отмечены в каледонидах и байкалидах, в герцинидах широкое развитие получили месторождения металлов, не характерных для более древних складчатых образований. Прежде всего к ним относятся месторождения олова и вольфрама, с которыми часто тесно связаны некоторые редкие элементы. К ним относятся известные месторождения Тянь-Шаня (Чорух-Дайрон, Колканата, Лянгар и др.), некоторые месторождения Армориканского, Центрально-Французского и Чешского массивов (Захаров, 1959), Урала (Дуклин, 1959) и т. д. Очень широко и разнообразно в герцинидах представлены проявления различных полиметаллов. Свинцово-цинковые месторождения характерны для Рудного Алтая (Горжевский, 1960). К этой группе относятся зоны месторождений Центрального Казахстана (Аксоран-Акжалская и др.), ряд месторождений Тянь-Шаня, отчасти Урала, многочисленные месторождения полиметаллов в Европе (Арденны, Гарц, Испания, Сардиния и т. д.). Помимо отмеченных двух групп (олово-вольфрамовых и свинцово-цинковых) месторождений, очень характерных для герцинских складчатых сооружений, в них полно представлены различные по генезису месторождения мышьяка (Тянь-Шань, Португалия и Испания, Арденны, Гарц и пр.), сурьмы, висмута, серебра и т. д. В тесной связи с герцинскими структурами находятся эффузивно-осадочные месторождения железа и марганца (Урал, Центральный Казахстан и др.).

Как видно из приведенного краткого перечня эндогенных полезных ископаемых герцинид, их металлогеническая характеристика, по сравнению с более древними складчатыми областями, расширяется за счет появлений месторождений олова, вольфрама, полиметаллов, редких металлов, сурьмы, мышьяка, висмута и т. д.

В пределах герцинских складчатых областей эндогенные месторождения образуют крупные рудные провинции типа Рудного Алтая и Урала, в которых наряду с большим количеством мелких имеются очень крупные, мирового значения месторождения.

Для рифейских и палеозойских складчатых образований в целом устанавливается определенная связь эволюции тектонического процесса с эволюцией эндогенного рудообразования. Действительно, чем полнее

эволюционный ряд геосинклинального развития палеозойских, тем более разнообразна металлогеническая характеристика соответствующей области. Иными словами, каждая более молодая по возрасту складчатая область характеризуется появлением новой группы элементов, формирующих месторождения и рудопроявление.

Трудно сказать, увеличивается ли со временем разнообразие поступающего рудного вещества или же для разных этапов характерны разные наборы поступающих элементов. В последнем случае необходимо допустить, что в более молодых складчатых областях очень широко развиты процессы регенерации рудных компонентов, образовавшихся на более ранних этапах развития.

Как видно из приведенных данных, металлогеническая характеристика палеозойских зависит от того, на какой стадии развития оборвалось собственно геосинклинальное развитие данной области (байкалиды, каледониды, герциниды).

Альпийский складчатый пояс Евразии отличается от всех областей более ранних эпох консолидации в неогее рядом специфических структурных признаков.

Альпийская геосинклинальная область характеризуется очень сильной, более резкой, чем даже в герцинидах, дифференцированностью, дробностью и контрастностью тектонических элементов, среди которых преобладающее развитие имеют узкие, линейно вытянутые структуры, часто ограниченные крупными разрывными нарушениями глубинного заложения.

От всех других складчатых областей альпиды отличаются широким распространением срединных массивов, а также наличием присущих, возможно, только альпийскому этапу развития, своеобразных структурных элементов геосинклинальных областей — котловин внутренних морей, представляющих собой участки континентальной земной коры, лишённые «гранитного» слоя. Среди других характерных тектонических новообразований, отражающих специфику тектоники альпид, следует, по-видимому, отметить покровные структуры, широко развитые в некоторых частях Альпийского складчатого пояса Евразии.

Отличительным признаком областей альпийской складчатости является их исключительно резко выраженная структурная гетерогенность, обусловленная тем, что альпиды пространственно объединяют в себе чрезвычайно разнородные и разновозрастные структурные элементы, испытывавшие за всю предшествовавшую альпийской эпохе историю неогее весьма различное развитие. Южные ветви альпийского пояса, как это сейчас установлено, в своей значительной части заложены непосредственно на докембрийском фундаменте древних Африканской и Аравийской платформ, вследствие чего некоторые не переработанные участки внутри альпид имеют сами по себе очень древний возраст. Часть крупных выступов палеозойского основания среди мезокайнозойских образований была сформирована в средне- и верхнепалеозойское время, т. е. по существу они являются герцинидами, вовлечёнными в альпийское развитие. Некоторые зоны альпийского пояса испытали мезозойскую складчатость. И наряду с этим, по-видимому, имеются такие участки, в пределах которых альпийское развитие явилось прямым или почти прямым продолжением палеозойского. Поэтому история тектонических движений и магматической деятельности в Альпийском поясе представляется как сложное сочетание явлений наложенного и унаследованного развития.

Несмотря на свою очень сильную тектоническую гетерогенность, области альпийской складчатости представляют собой в масштабе Евразийского материка единый крупный структурный элемент — Альпийский складчатый пояс. Мозаика разновозрастных и разнородных по своей тектонической природе структур объединяется в единое целое

ледонидам, давая нередко крупнейшие месторождения. К ним относятся многочисленные крупные месторождения меди (колчеданной, скарновой и гидротермальной). Достаточно указать знаменитые месторождения Урала (медноколчеданные: Блявинское, Баймакское, Сибайское и др., скарновые: Турьинское и Гумешковское), многочисленные крупные месторождения Центрального Казахстана (Успенское, Саякское и др.), месторождения Рудного Алтая и пр. В герцинских комплексах Европы месторождения меди (чаще всего колчеданные) распространены в Португалии и в прилегающих частях Испании, в Арденнах и Гарце, в Саксонии и др. (Захаров, 1959). Рудопроявления железа (особенно скарновые) в герцинидах нередко дают крупнейшие месторождения. К ним относится знаменитая Соколово-Сарбайская группа и другие месторождения Урала, месторождения Рудного Алтая, Казахстана, многочисленные магнетитовые и сидеритовые месторождения Европы. Как и в каледонидах, в герцинидах отмечаются довольно крупные месторождения молибдена (Северное Прибалхашье в Центральном Казахстане, Урал, месторождения Испании, Сардинии и др.). Золоторудные месторождения, обычно мелкие, имеют «сквозное» развитие в байкалидах, каледонидах и в герцинидах. Особенно характерно для герцинид появление золоторудных месторождений вблизи глубинных разломов типа зон сматия (Иртышская зона сматия и др.).

С офиолитовыми поясами глубинных разломов в герцинидах связаны крупные месторождения хрома, железа, никеля, кобальта, платины и титана (Урал, Центральный Казахстан и др.). Помимо полезных ископаемых, аналогичных тем, которые отмечены в каледонидах и байкалидах, в герцинидах широкое развитие получили месторождения металлов, не характерных для более древних складчатых образований. Прежде всего к ним относятся месторождения олова и вольфрама, с которыми часто тесно связаны некоторые редкие элементы. К ним относятся известные месторождения Тянь-Шаня (Чорух-Дайрон, Колканата, Лянгар и др.), некоторые месторождения Армориканского, Центрально-Французского и Чешского массивов (Захаров, 1959), Урала (Дуклин, 1959) и т. д. Очень широко и разнообразно в герцинидах представлены проявления различных полиметаллов. Свинцово-цинковые месторождения характерны для Рудного Алтая (Горжевский, 1960). К этой группе относятся зоны месторождений Центрального Казахстана (Аксоран-Акжалская и др.), ряд месторождений Тянь-Шаня, отчасти Урала, многочисленные месторождения полиметаллов в Европе (Арденны, Гарц, Испания, Сардиния и т. д.). Помимо отмеченных двух групп (олово-вольфрамовых и свинцово-цинковых) месторождений, очень характерных для герцинских складчатых сооружений, в них полно представлены различные по генезису месторождения мышьяка (Тянь-Шань, Португалия и Испания, Арденны, Гарц и пр.), сурьмы, висмута, серебра и т. д. В тесной связи с герцинскими структурами находятся эффузивно-осадочные месторождения железа и марганца (Урал, Центральный Казахстан и др.).

Как видно из приведенного краткого перечня эндогенных полезных ископаемых герцинид, их металлогеническая характеристика, по сравнению с более древними складчатыми областями, расширяется за счет появлений месторождений олова, вольфрама, полиметаллов, редких металлов, сурьмы, мышьяка, висмута и т. д.

В пределах герцинских складчатых областей эндогенные месторождения образуют крупные рудные провинции типа Рудного Алтая и Урала, в которых наряду с большим количеством мелких имеются очень крупные, мирового значения месторождения.

Для рифейских и палеозойских складчатых образований в целом устанавливается определенная связь эволюции тектонического процесса с эволюцией эндогенного рудообразования. Действительно, чем полнее

эволюционный ряд геосинклинального развития палеозоид, тем более разнообразна металлогеническая характеристика соответствующей области. Иными словами, каждая более молодая по возрасту складчатости область характеризуется появлением новой группы элементов, формирующих месторождения и рудопроявление.

Трудно сказать, увеличивается ли со временем разнообразие поступающего рудного вещества или же для разных этапов характерны разные наборы поступающих элементов. В последнем случае необходимо допустить, что в более молодых складчатых областях очень широко развиты процессы регенерации рудных компонентов, образовавшихся на более ранних этапах развития.

Как видно из приведенных данных, металлогеническая характеристика палеозоид зависит от того, на какой стадии развития оборвалось собственно геосинклинальное развитие данной области (байкалиды, каледонида, герциниды).

Альпийский складчатый пояс Евразии отличается от всех областей более ранних эпох консолидации в неогее рядом специфических структурных признаков.

Альпийская геосинклинальная область характеризуется очень сильной, более резкой, чем даже в герцинидах, дифференцированностью, дробностью и контрастностью тектонических элементов, среди которых преобладающее развитие имеют узкие, линейно вытянутые структуры, часто ограниченные крупными разрывными нарушениями глубинного заложения.

От всех других складчатых областей альпиды отличаются широким распространением срединных массивов, а также наличием присущих, возможно, только альпийскому этапу развития, своеобразных структурных элементов геосинклинальных областей — котловин внутренних морей, представляющих собой участки континентальной земной коры, лишенные «гранитного» слоя. Среди других характерных тектонических новообразований, отражающих специфику тектоники альпид, следует, по-видимому, отметить покровные структуры, широко развитые в некоторых частях Альпийского складчатого пояса Евразии.

Отличительным признаком областей альпийской складчатости является их исключительно резко выраженная структурная гетерогенность, обусловленная тем, что альпиды пространственно объединяют в себе чрезвычайно разнородные и разновозрастные структурные элементы, испытывавшие за всю предшествовавшую альпийской эпохе историю неогее весьма различное развитие. Южные ветви альпийского пояса, как это сейчас установлено, в своей значительной части заложены непосредственно на докембрийском фундаменте древних Африканской и Аравийской платформ, вследствие чего некоторые не переработанные участки внутри альпид имеют сами по себе очень древний возраст. Часть крупных выступов палеозойского основания среди мезокайнозойских образований была сформирована в средне- и верхнепалеозойское время, т. е. по существу они являются герцинидами, вовлеченными в альпийское развитие. Некоторые зоны альпийского пояса испытали мезозойскую складчатость. И наряду с этим, по-видимому, имеются такие участки, в пределах которых альпийское развитие явилось прямым или почти прямым продолжением палеозойского. Поэтому история тектонических движений и магматической деятельности в Альпийском поясе представляется как сложное сочетание явлений наложенного и унаследованного развития.

Несмотря на свою очень сильную тектоническую гетерогенность, области альпийской складчатости представляют собой в масштабе Евразийского материка единый крупный структурный элемент — Альпийский складчатый пояс. Мозаика разновозрастных и разнородных по своей тектонической природе структур объединяется в единое целое

многочисленными узкими геосинклинальными системами (ветвями), развитие которых, хотя и не было одновременным в разных частях пояса, но в целом в его пределах проходило непрерывно, начиная, по крайней мере, с верхнего палеозоя.

Все перечисленные особенности альпид позволяют рассматривать их как качественно новые, существенно отличные от всех предыдущих структурные образования, а альпийскую (мезозойскую и кайнозойскую) эпоху — как следующую за герцинской очередную стадию направленной структурной эволюции земной коры, несмотря на проявление в этом последовательном процессе развития определенных черт обратимости, а также на то, что по сравнению с областями герцинской складчатости Альпийский складчатый пояс обладает некоторыми внешними признаками «вырождения»: занимает значительно меньшую территорию; характеризуется сравнительно слабым гранитоидным плутонизмом и др.

Структурная и возрастная гетерогенность Альпийского пояса, частая наложенность более молодых тектонических движений и магматизма на более древние структуры и магматические комплексы определяют сложный и своеобразный характер его металлогении. В областях альпийской складчатости зачастую бывает довольно трудно отделить рудную минерализацию, связанную с собственно альпийским этапом развития, от измененных в процессе альпийского развития более древних рудопроявлений. При оценке же металлогенической специализации альпид необходимо основываться именно на собственно альпийской эндогенной минерализации. Подобное выделение альпийской металлогении в «чистом виде» при известной доле приближенности и погрешности, по-видимому, вполне возможно.

При сравнении собственно альпийской металлогении с металлогенией более ранних эпох выявляется ряд ее отличительных черт как в отношении общих масштабов и состава эндогенного оруденения, так и количественных соотношений разных генетических типов рудных месторождений и особенностей их размещения в пространстве.

Если герцинский этап ознаменовался широким развитием тех видов рудной минерализации, которые отсутствовали или были весьма слабо распространены в каледонскую и более ранние эпохи, то в альпийское время подобных новообразований уже не было, равно как не произошло и резкого увеличения, по отношению к герцинской металлогении, каких-либо отдельных типов эндогенного оруденения.

В целом можно говорить об общем значительном сокращении в альпийскую эпоху, по сравнению с герцинской, масштабов эндогенной рудной минерализации и о некотором обеднении ее вещественного состава. В частности, в альпидах Евразии почти совсем неизвестны месторождения олова и сильно редуцирована группа вольфрамовых месторождений, т. е. наблюдается заметное снижение роли тех металлов, которые генетически связаны с гранитами повышенной кислотности. Кроме того, в Альпийском Средиземноморском поясе весьма редки месторождения кобальта и никеля (Petrascheck, 1964). Вместе с тем на фоне этого общего количественного и отчасти качественного обеднения рудной минерализации в альпийское время наблюдается и некоторое повышение значения отдельных металлов, например: меди, хрома, марганца, золота. Кроме того, для альпид в целом весьма характерны также месторождения полиметаллов, сурьмы, ртути, мышьяка, железа (Захаров, 1959; Твалчрелидзе, 1964).

Металлогеническая характеристика Альпийского складчатого пояса сильно затруднена из-за весьма слабой изученности его восточной, Гиндукуш-Гималайской части. То, что мы в настоящее время знаем о геологии этой части пояса, позволяет предполагать в ее пределах также в целом весьма невысокую общую степень эндогенной минерализации,

несмотря на то, что мезо-кайнозойский гранитоидный магматизм проявился здесь значительно сильнее, чем в западной части пояса.

Что касается соотношения генетических типов эндогенного оруденения, то в альпидах оно изменилось в сторону уменьшения роли собственно магматических месторождений за счет резкого увеличения количества разнообразных гидротермальных месторождений, в основном месторождений полиметаллов, меди, железа, ртути.

Пространственное размещение месторождений разных металлов внутри Альпийского пояса находится в прямой связи с закономерностями развития различных по составу и возрасту магматических образований, а также с общими структурно-тектоническими особенностями областей альпийской складчатости. В южных частях Альпийского складчатого пояса, где вдоль зон крупнейших глубинных разломов интенсивно развиты офиолитовые формации, широкое распространение получили хромитовые и колчеданные месторождения (Балканский полуостров, Малая Азия). В северных частях Альпийского пояса важная роль среди магматических образований мезозойского и кайнозойского возраста принадлежит малым интрузиям и вулканогенным породам, с которыми связаны многочисленные гидротермальные месторождения полиметаллов, марганца, железа (в сидерите), ртути, сурьмы (Захаров, 1959; Твалчрелидзе, 1964).

В отличие от областей герцинской складчатости, которым свойственны крупные рудные провинции, Альпийский складчатый пояс характеризуется значительно более четкой локализацией определенных типов месторождений в пределах отдельных структурных элементов разного масштаба — металлогенических провинций и зон, что, по-видимому, является прямым отражением резкой структурной дифференцированности и тектонической неоднородности Альпийского пояса.

Эти металлогенические провинции и зоны отличаются относительной узостью и прямолинейностью. Набор рудных минерализаций, обычно достаточно хорошо выдержанный внутри металлогенических провинций и зон, нередко испытывает быстрые изменения на границах соответствующих им структурных элементов. Такой характер пространственного развития разных генетических типов рудных формаций весьма характерен, например, для альпид Западной Европы (Захаров, 1959). Часто наблюдается приуроченность смены состава эндогенных рудных месторождений к местам резких изменений главных простираний и торцовых сочленений структур. В этом отношении весьма показателен пример Альп, Карпат и Динарских гор.

Значительным своеобразием отличается металлогения срединных массивов, играющих важную роль в структуре Альпийского пояса. Как правило, их металлогеническая специализация в целом определяется характером оруденения той эпохи, в которой была сформирована их консолидированная структура, а степень проявления альпийской минерализации находится в прямой зависимости от интенсивности погружения и раздробленности срединных массивов в альпийское время, т. е. от их тектонической (тектоно-магматической) переработки. В тех случаях, когда эта переработка незначительна, альпийское оруденение развивается в основном по зонам разломов, ограничивающих срединные массивы и разделяющие их на отдельные глыбы, при более сильной их переработке возникают сложные случаи наложения альпийской минерализации на более древнее оруденение (Твалчрелидзе, 1964).

Таким образом, беглый сравнительный обзор металлогенических характеристик разных эпох показывает их существенные различия, свидетельствующие о направленном изменении характера и масштабов эндогенной рудной минерализации, т. е. об их эволюции во времени, хорошо увязывающейся с общей эволюцией тектонических процессов. Действительно, набор эндогенных рудопроявлений и их величина посте-

ленно увеличиваются от байкалитид к герцинидам, достигая в последних своего максимума. В альпийское время произошло некоторое уменьшение разнообразия и общих размеров эндогенного оруденения, сопровождавшееся, однако, значительным изменением соотношений разных генетических типов рудных месторождений.

Вывод о различиях между металлогеническими особенностями разных эпох складчатости, как следствия непрерывного развития тектонических структур, не является новым. Этот вывод был впервые сформулирован Н. С. Шатским, подчеркивавшим, что «различия в строении, магматизме и минерализации каледонид, герцинид и альпид объясняется тем, что эти складчатые зоны представляют собой лишь этапы единого процесса развития земной коры, а не отдельные разобщенные разновеликие эпохи складкообразования» (Шатский, 1960).

Связь эволюции процесса рудообразования с эволюцией тектонических структур прясвляется не только в направленном изменении состава, масштабов и генетических типов оруденения, а также и в том, что характер пространственного размещения месторождений каждой конкретной стадии развития (байкальской, каледонской, герцинской и альпийской) находится в тесной связи с типом тектонических структур данной стадии.

При рассмотрении закономерностей размещения эндогенных месторождений герцинских складчатых образований удастся наметить некоторые различия в металлогенической характеристике крупных геосинклинальных прогибов и геоантиклиналей (и сходных с ними структур). Так, к геоантиклинальным структурам герцинид отчетливо приурочены перматитовые, грейзеновые и контактово-метасоматические олово-вольфрамовые (вольфрам в вольфрамите) и редкометалльные месторождения, с которыми обычно тесно ассоциируют рудопроявления и месторождения молибдена и иногда серебра, кобальта и сурьмы. Эта группа полезных ископаемых обычно образует крупные зоны и провинции с разновозрастной минерализацией. В качестве примеров можно привести геоантиклинали герцинид Европы (Центральный Французский, Армориканский и Чешский массивы), Урало-Тобольскую геоантиклиналь Урала и др.

С крупными геосинклинальными прогибами герцинид в большинстве случаев связаны месторождения полиметаллов, меди и железа. Иногда с ними ассоциируют также висмут, сурьма и молибден. Такая минерализация характерна для герцинских геосинклиналей Европы (Рено-Герцинская зона, Арденны, юго-западная часть Испании и Португалия), а также для геосинклиналей Урала, Центрального Казахстана, Рудного Алтая.

Герцинские геосинклинальные прогибы довольно отчетливо разделяются на два типа. Первый из них характеризуется развитием вулканогенных пород и связанных с ним интрузий. К этому типу относится в полной мере приведенная выше металлогеническая характеристика. Второй тип геосинклиналей отличается слабым развитием вулканизма. Их металлогеническая характеристика несколько иная. Так, в них почти полностью исчезают месторождения меди и железа и наряду с полиметаллами появляются месторождения вольфрама (последний, в отличие от геоантиклиналей связан с шеелитосодержащими скарнами). Примером такого рода структур может, по-видимому, служить герцинский Тянь-Шань.

Наличие «геоантиклинальной» и «геосинклинальной» герцинской металлогении позволяет поставить иначе вопрос о возможной тектонической природе металлогенической специализации более древних и более молодых, чем герцинская, областей складчатости. Действительно, металлогеническая характеристика этих складчатых систем в общих чертах сходна с металлогенической характеристикой геосинклиналей герцинид, а рудная минерализация, характерная для геоантиклиналей гер-

пинид, в них отсутствует. Анализ тектоники каледонид показывает, что в них, как правило, отсутствуют структуры, соответствующие геоантиклиналям герцинид, а роль последних выполняют крупные массивы более ранней консолидации. Металлогеническая характеристика альпид, как отмечал еще Ю. А. Билибин (1955), сходна с металлогенической характеристикой каледонид. Видимо, это объясняется тем, что в альпидах, как и в каледонидах, очень редки структуры, сходные с геоантиклиналями герцинид и соответственно слабо развиты рудопроявления «геоантиклинального» типа. Узкие геосинклинальные прогибы альпид разделены крупными блоками более древних образований, вовлеченных в геосинклинальное развитие.

Таким образом, представляется возможным поставить вопрос о тектонической природе рассматриваемого выше эволюционного металлогенического ряда. Вероятно, металлогеническая характеристика очень тесно связана с эволюцией типов тектонических структур (в данном случае геосинклиналей и геоантиклиналей). Герцинский апогей металлогенического эволюционного ряда, возможно, предопределен максимальным развитием геоантиклинальных структур в областях герцинской складчатости, что в свою очередь может быть связано с их исключительной тектонической дифференцированностью. В этом случае следует ожидать рудопроявление «герцинского» геоантиклинального типа при наличии четких геоантиклиналей в каледонидах и альпидах. Это как будто подтверждается на примере альпийской геоантиклинали Большого Кавказа и отчасти геоантиклиналей Кузнецкого Алатау и Тувы (области каледонской складчатости).

Необходимо особо рассмотреть металлогеническую специфику каледонских складчатых зон, расположенных в непосредственной близости от герцинских структур или среди них. Эти зоны органически связаны в своем развитии со смежными структурами герцинид, выполняя в них определенную роль. В том случае, если зона каледонской складчатости находится между герцинскими геосинклинальными прогибами, она выполняет роль геоантиклинального поднятия по отношению к смежным герцинским прогибам. При этом ее металлогеническая характеристика приобретает все черты металлогении геоантиклинальных структур герцинид. Характерным примером такого рода структур служит Монголо-Алтайский антиклинорий (геоантиклинальное поднятие по отношению к Ануйско-Чуйскому и Рудно-Алтайскому герцинским геосинклинальным прогибам). В этом антиклинории широкое развитие приобретают олово-вольфрамовые и редкометальные месторождения и рудопроявления, что свойственно геоантиклиналям герцинид (Волочкович, Леонтьев, 1964). Таким же примером в какой-то мере является Чингиз-Тарбогатайский антиклинорий и некоторые другие структуры.

Каледонские структуры, расположенные по краям областей герцинской складчатости, нередко выполняют роль крупных краевых поднятий по отношению к более прогнутым зонам герцинид. Примером таких взаимоотношений могут служить каледониды, обрамляющие с востока герцинские структуры Алтая и Кузбасса (западный склон Кузнецкого Алатау и расположенные южнее поднятия восточного обрамления Ануйско-Чуйской геосинклинали герцинид). В этих случаях в каледонидах резко увеличиваются количество и величина месторождений (в Кузнецком Алатау железорудных), свойственных преимущественно каледонидам, и иногда появляются небольшие месторождения герцинского геоантиклинального типа (например, редкометальные).

Каледонские структуры, расположенные вблизи герцинид, обычно сильно переработаны последними, и нередко в них распространяются герцинские интрузивные образования. Здесь же иногда возникает своеобразный окраинный вулканический пояс, появление которого, несомненно, генетически связано с развитием герцинской структуры. Осо-

бенно типичны такие взаимоотношения для герцинид и каледонид Центрального Казахстана. В этом случае характерная для смежных геосинклиналей герцинид эндогенная минерализация и месторождения могут заходить далеко внутрь каледонских складчатых образований, затухая по направлению от герцинской складчатой области. При этом месторождения оказываются довольно четко приуроченными к крупным тектоническим швам и шовным зонам в отличие от их значительно более площадного распространения и собственно герцинских структурах. В качестве примера можно привести полиметаллические и осадочно-вулканогенные железо-марганцевые рудопроявления и месторождения Центрального Казахстана, расположенные в каледонидах, окружающих герцинские структуры северного Прибалхашья. По-видимому, широко распространены и более сложные случаи. Например, каледонские образования северного Тянь-Шаня следует рассматривать как краевые поднятия герцинских геосинклиналей Срединного и Южного Тянь-Шаня. В то же время в Северном Тянь-Шане находится краевой вулканический пояс, расположенный севернее герцинской геосинклинали Центрального Казахстана. В соответствии с этим его металлогения носит смешанный характер. Здесь появляются месторождения и рудопроявления вольфрама и отчасти редких металлов (черты краевой геоантиклинали герцинид) и полиметаллические месторождения, видимо, парагенетически связанные с существованием краевого вулканогенного пояса герцинской геосинклинали Центрального Казахстана. При этом величина и количество рудопроявлений «герцинского» типа значительно меньше, чем в смежных герцинских геосинклиналях.

Разумеется, все эти случаи требуют очень серьезного анализа, однако несомненно лишь одно: в полном соответствии с необычайной тектонической активностью герцинских структур, распространяющих свое воздействие далеко за пределы собственно геосинклинальной области этого возраста, металлогеническая специфика, свойственная герцинидам, также далеко выходит за рамки соответствующих тектонических элементов. При этом можно поставить вопрос о неравномерности такого воздействия в латеральном направлении. Изучение палеозойских складчатых структур, расположенных между Сибирской и Русской платформой, приводит к выводу об общей тектонической асимметрии этой территории. Если на востоке, на границе с Сибирской платформой, древние (докембрийские) складчатые образования платформы по направлению на запад последовательно сменяются байкальскими, раннекаледонскими, позднекаледонскими и далее герцинскими образованиями, то на западе докембрийская Русская платформа граничит непосредственно с герцинидами Урала и Казахстана. Таким образом, намечается некоторая асимметрия в смещении тектонической активности в западном направлении. В этой связи интересно отметить, что рудопроявления, характерные для герцинид, обычно широко распространены к западу от соответствующих герцинских структур (западный край герцинид Центрального Казахстана) и в значительно меньшей степени распространяются в восточном направлении (восточный край герцинид Алтая и Кузбасса). Разумеется, это предположение очень гипотетично.

Тектоническое воздействие геосинклинальных систем на близлежащие более древние складчатые образования, по-видимому, свойственно не только герцинидам. Так, хорошо известен обширный пояс активизации более древних складчатых образований, проходящий к северу от альпийских геосинклинальных структур Тетиса. Возможно, с этим связано появление многочисленных ртутных месторождений в пределах этой зоны активизации. В целом ртуть не характерна для герцинид и ее вероятно нужно связывать с альпийскими структурами или, как в данном случае, с проникновением «альпийской» металлогении в более древние складчатые образования в связи с их тектонической активизацией в кайнозое.

При сравнении металлогении последовательно сменяющихся эпох неогена в пределах Атлантического сегмента Евразии с достаточной степенью отчетливости выявляется эволюция процессов эндогенного рудообразования, хорошо сопоставляющаяся с направленным развитием тектонических структур, подтверждающая и иллюстрирующая это развитие.

Эволюция эндогенного рудообразования проявляется как в изменении вещественного состава руд глубинного происхождения — от сравнительно простого в начале неогена до наиболее сложного в конце верхнего палеозоя, так и в характере их пространственного размещения — от неясно выраженных рудных проявлений в байкальскую эпоху до четких узких металлогенических зон в альпийское время. Эта эволюция, кроме того, выражается в нарастании общих масштабов эндогенной рудной минерализации, апогей которой совпал с верхнепалеозойской эпохой, а также в изменении количественных соотношений разных генетических типов рудных месторождений (в частности, в последовательном увеличении удельной роли различных гидротермальных месторождений).

Эволюция рудообразования является сложным, многосторонним, многоэтапным процессом, отдельные, существенно различные и далеко не всегда четко отличающиеся друг от друга стадии и этапы которого вряд ли, однако, правильно называть циклами, несмотря на повторяемость некоторых типов оруденения во времени. Подобные возобновления отдельных рудных формаций, судя по общему характеру изменения других формаций, свидетельствуют скорее всего не о циклической повторяемости, а о последовательном усложнении направленного и в целом, по-видимому, необратимого процесса рудообразования, при котором на каждом последующем этапе возникают рудные ассоциации, типичные для предшествующего этапа с добавлением новых формаций, усложняющих их общий набор. Соотношение элементов обратимости и необратимой направленности в этом процессе представляется таким, что повторяемость, проявляющаяся не повсеместно, крайне неравномерно и весьма неотчетливо, в целом оказывается наложенной на его необратимую направленность, усложняя последнюю (Хаин, 1964). Таким образом, если оценить эти два качества процесса рудообразования во времени — его обратимость (циклическость) и направленность по степени их значимости, то, на наш взгляд, имеется больше оснований отдать предпочтение второму, а не первому из них. Сказанное относится в основном к отрезку геологической истории, охватывающему байкальскую, каледонскую и герцинскую эпохи, тектонические структуры и металлогения которых представляют собой отчетливый эволюционный ряд. Что касается альпийской эпохи, то вопрос о том, относить ли альпийское развитие к заключительной стадии того процесса, начало которому было положено в байкальское время или рассматривать его как начальную стадию нового крупного эволюционного этапа (цикла), не совсем ясен. С одной стороны, альпийское структурное развитие в известной степени наследует герцинское и как бы является его дальнейшим продолжением и усложнением, а с другой — **проявляет по отношению к нему определенные черты наложенности и вместе с тем редуцированности** (что относится к альпийскому гранитоидному магматизму и общим масштабам эндогенного оруденения в альпийское время). Но если даже альпийская эпоха и является началом нового крупного этапа развития земной коры в пределах Атлантического сегмента Евразии, то его, как показывают некоторые структурно-тектонические и металлогенические особенности альпид, с большим основанием можно рассмат-

ривать не как повторение пройденного, хотя и на новом качественном уровне, а как дальнейшее продолжение этого развития.

Вопросы эволюции эндогенной рудной минерализации в рамках отдельных тектоно-магматических этапов развития геосинклиналей (каледонского, герцинского и т. п.) получили в настоящее время в геологической литературе достаточно хорошую разработку и освещение (Билибин, 1955; Хаин, 1962; Смирнов, 1965<sub>2</sub>). Наряду с этим общая эволюция процесса эндогенного рудообразования в течение наиболее доступного изучению палеозойского, мезозойского и кайнозойского развития земли все еще остается исследованной очень слабо. То, что такая эволюция имеется, что она теснейшим образом связана с развитием тектонических структур и является одной из форм проявления общей эволюции вещества земной коры, само по себе в настоящее время, по-видимому, не может вызвать сколько-нибудь серьезных возражений. Общую эволюцию эндогенного рудообразования в неогее не отрицают и те исследователи, которые считают полицикличность развития геосинклиналей основой для анализа магматизма и металлогении складчатых областей (Смирнов, 1965<sub>1</sub>).

Главный вопрос поэтому в данном случае заключается не в том, имеется или нет общая эволюция процесса рудонакопления, а в том, какова сущность и закономерности проявления этой эволюции, как она соподчинена с эволюцией тектонических процессов, каково соотношение необратимой направленности и повторяемости эндогенного рудонакопления. На все эти и многие другие вопросы, связанные с металлогенической эволюцией складчатых областей Евразии в неогее, в настоящее время, к сожалению, могут быть даны самые общие и часто далеко не однозначные ответы.

Для успешного решения этой важной проблемы необходимы немалые совместные усилия геологов разных специальностей, среди которых не последнее место должно принадлежать тектонистам.

#### Литература

- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
- Волочкович К. Л., Леонтьев А. Н. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. Изд-во «Наука», 1964.
- Горжевский Д. И. Тектонические закономерности размещения отдельных типов рудных поясов. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 1, 1960.
- Зайцев Н. С. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области. В кн. «Складчатые области Евразии» (Материалы совещ. по пробл. тектоники в Москве). Изд-во «Наука», 1964.
- Захаров Е. Е. Опыт металлогенического районирования Европы. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, 1959.
- Куклин Н. В. Закономерности размещения и образования вольфрамовых месторождений на Урале. Геол. рудн. месторождений, № 4, 1959.
- Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1946.
- Смирнов В. И. Очерки металлогении. Госгеолтехиздат, 1963.
- Смирнов В. И. Проблемы эндогенной металлогении. Изд-во «Наука», 1965<sub>1</sub>.
- Смирнов В. И. Металлогения тектонических зон геосинклиналей. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр., Пробл. 10. Изд-во «Недра», 1965<sub>2</sub>.
- Твалчрелидзе Г. А. Некоторые особенности металлогении Среднеземноморского геосинклинального пояса. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Изд-во «Наука», т. VII, 1964.
- Тектоника Евразии (объяснительная записка к Тектонической карте Евразии, м-б 1 : 5 000 000). Изд-во «Наука», 1966.
- Хаин В. Е. О тектонической основе металлогенического районирования складчатых зон. Геол. рудн. месторождений, № 4, 1962.
- Хаин В. Е. Направленность, цикличность и неравномерность развития земной коры. В кн. «Строение и развитие земной коры» (Материалы совещ. по пробл. тектоники в Москве). Изд-во «Наука», 1964.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структур земной коры. Тр. Геол. ин-та АН СССР. Изд-во «Наука». Вып 91. 1963.

- Херасков Н. П. О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр. Пробл. 4. «Деформация пород и тектоника». Изд-во «Наука», 1964.
- Шатский Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 11, 1960.
- Шнейдерхен Г. Генетическая классификация месторождений на геотектонической основе. Сб. «Рудные регенерированные месторождения». Изд-во иностр. лит., 1957<sub>1</sub>.
- Шнейдерхен Г. Успехи в познании вторично-гидротермальных месторождений. Сб. «Рудные регенерированные месторождения». Изд-во иностр. лит., 1957<sub>2</sub>.
- Petrascheck W. E. Die alpin-mediterrane Metallogenese. Geologische Rundschau, B. 53, H. 1, 1964.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
6 августа 1966 г.

---

**I. V. ARKHIPOV AND A. S. PERFIL'EV**  
**ON THE QUESTION OF EVOLUTION OF THE STRUCTURE**  
**AND ENDOGENIC MINERALISATION**  
**OF THE EUROASIATIC OROGENIC AREAS**

An evolution series is established for the geosynclinal structures of Neogaea of the Euroasiatic Atlantic segment. In this series, the completeness of geosynclinal development reaches a maximum in the areas of the Hercynian orogeny. Alpine orogenic structures apparently open a new series.

Endogenic mineralisation evolved in complete accordance with the geosynclinal development and was also the richest and most diverse during Hercynian time. An attempt was made to find out the relationship between the nature of ore manifestations and the types of structures (geosynclines, geanticlines) and to connect the evolution of mineralisation with the development of these types of structures in orogenic areas of different ages.

Geological Institute  
Academy of Sciences of USSR

---

УДК 551.240(470.21 + 470.22)

В. В. ЖДАНОВ, Т. В. СПРЫГИНА

## О БЛОКОВОМ СТРОЕНИИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

На основании геолого-геофизического анализа строения восточной части Балтийского щита установлено доминирующее развитие в докембрии крупных блоковых структур. Отдельные блоки сложены породами одного тектоно-магматического цикла. В последующем тектогенезе они выполняют роль срединных массивов. Каждый блок характеризуется индивидуальными особенностями геофизического поля, ему соответствует определенный разрез земной коры. В восточной части Балтийского щита выделяются два крупных блока: Карельский и Кольский. Рассматривается история развития каждого из этих блоков.

Представление о блоковом строении древних платформенных сооружений в настоящее время приобретает все более широкое распространение. Имеются данные о блоковом строении Русской платформы (Симоненко, 1965; Субботин, 1965; Подоба, Серова, 1964), Сибирской платформы (Спижарский, 1964), Канадского щита (Марков, 1962).

Балтийский щит в этом отношении не является исключением. На блоковое или глыбовое строение его указывал А. А. Полканов (1939). В дальнейшем отдельные геологические структуры щита рассматривались как самостоятельные жесткие блоки, например: Беломорский блок архея (Щуркин, Горлов и др., 1962), Лапландский блок раннего архея (Жданов, 1965, Литвиненко, 1965, и др.).

В понятие геологического блока большинство исследователей вкладывает представление об автономной структуре, сложенной породами одного тектоно-магматического цикла и принимающей участие в последующих циклах тектогенеза в виде жесткого массива. Блоки, как правило, ограничены тектоническими нарушениями различной глубины заложения, вплоть до структур глубинных разломов. Возможно частичное вовлечение краевой части блока в последующие, более молодые тектонические движения — в этом случае резкое ограничение его может не наблюдаться.

В основу сделанной авторами попытки геолого-геофизического изучения строения восточной части Балтийского щита кроме тектонических данных положен анализ особенностей гравитационных и магнитных аномалий<sup>1</sup> и результатов глубинных сейсмических зондирований земной коры (Литвиненко и др., 1962; Литвиненко, 1963). В результате этого анализа были выделены геофизические блоки земной коры (рис. 1) — области, каждая из которых характеризуется индивидуальными особенностями геофизических полей и, как правило, ограничивается линиями или зонами протяженных горизонтальных градиентов гравитационного поля. Часто к границам блоков приурочены линейные положительные магнитные аномалии, вызванные внедрением основных пород по зонам глубинных разломов.

Для отдельных геофизических блоков в первую очередь рассматриваются особенности распределения следующих основных элементов геофизических полей: 1) линий максимальных горизонтальных градиентов

<sup>1</sup> По материалам съемок Западного геологического треста.

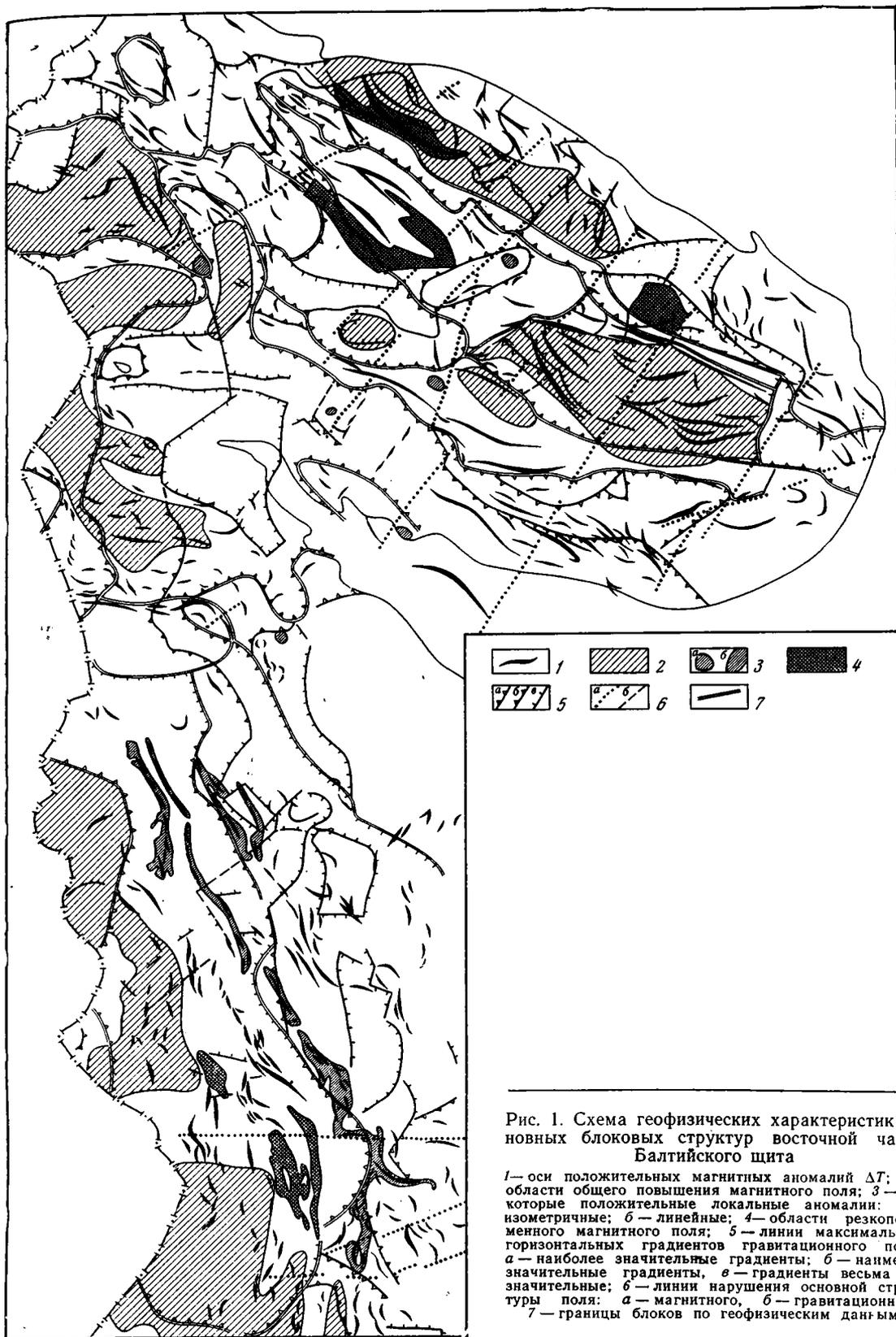


Рис. 1. Схема геофизических характеристик основных блоковых структур восточной части Балтийского щита

1 — оси положительных магнитных аномалий  $\Delta T$ ; 2 — области общего повышения магнитного поля; 3 — некоторые положительные локальные аномалии: а — изометричные; б — линейные; 4 — области резкопереходного магнитного поля; 5 — линии максимальных горизонтальных градиентов гравитационного поля: а — наиболее значительные градиенты; б — наименее значительные градиенты, в — градиенты весьма незначительные; 6 — линии нарушения основной структуры поля: а — магнитного, б — гравитационного; 7 — границы блоков по геофизическим данным

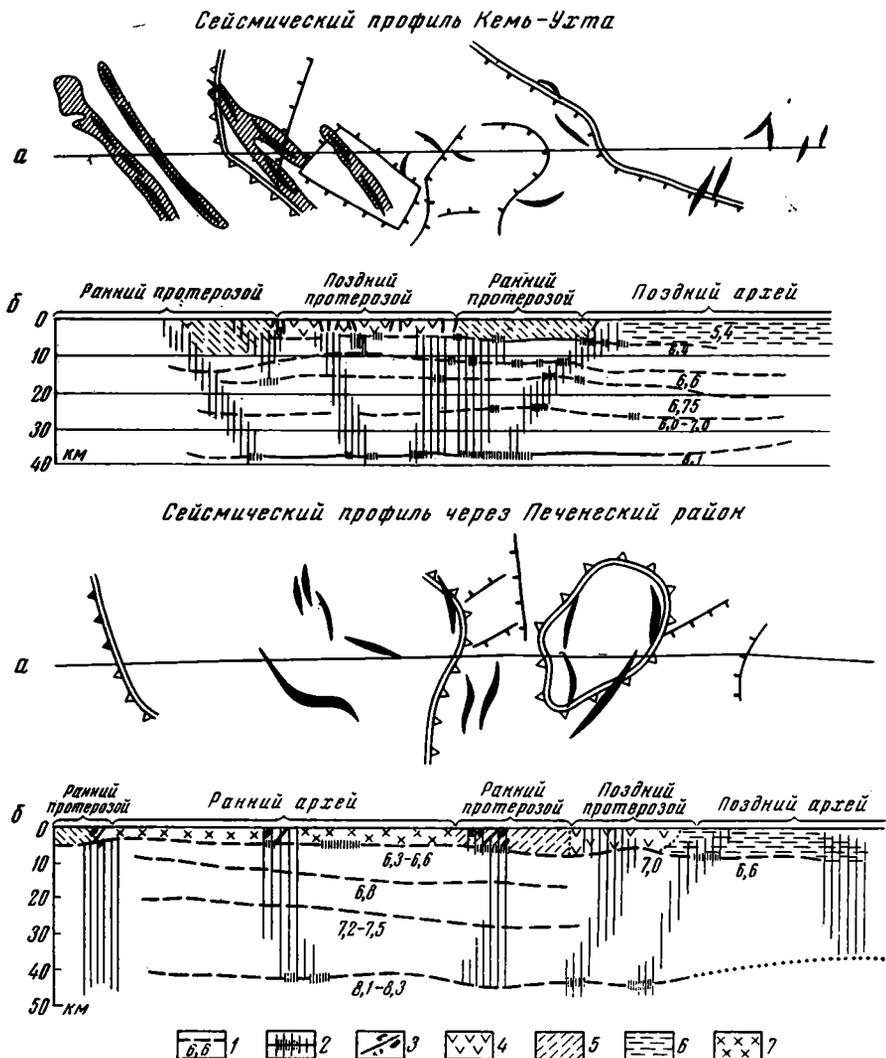


Рис. 2. Сопоставление элементов магнитного и гравитационного полей геофизических блоков с разрезами земной коры, по данным ГСЗ

*a* — положение сейсмических профилей на схеме геофизических характеристик основных блоковых структур (сохраняются обозначения рис. 1); *b* — разрез земной коры по линиям сейсмических профилей (по Литвиненко 1962, 1965); 1 — среднее положение сейсмических границ и значение скорости, км/сек; 2 — предполагаемые, по данным ГСЗ, зоны глубинных разломов и участки нарушения корреляции сейсмических волн; 3 — линии тектонических нарушений, по данным геологической съемки и интрузии основных и ультраосновных пород; 4 — метадиабазы, туффиты и сланцы позднего протерозоя; 5 — сланцы, гнейсы и граниты раннего протерозоя; 6 — гнейсы и граниты позднего архея; 7 — гиперстеновые диориты, гнейсы и гранулиты раннего архея

гравитационного поля (гравитационных ступеней), подчеркивающих простирание и форму отдельных аномальных зон и характер чередования зон относительного повышения и относительного понижения гравитационного поля; 2) осей положительных аномалий магнитного поля и областей относительно спокойного, близкого к нулю, магнитного поля; 3) линий нарушения основной структуры магнитного и гравитационного полей, выражающихся появлением отдельных локальных аномалий вдоль направлений секущих основное простирание магнитных и гравитационных аномалий региона, сдвигом или нарушением нескольких основных аномалий вдоль определенной линии.

В последние годы на Балтийском щите был выполнен ряд профилей глубинного сейсмического зондирования, пересекающих главные текто-

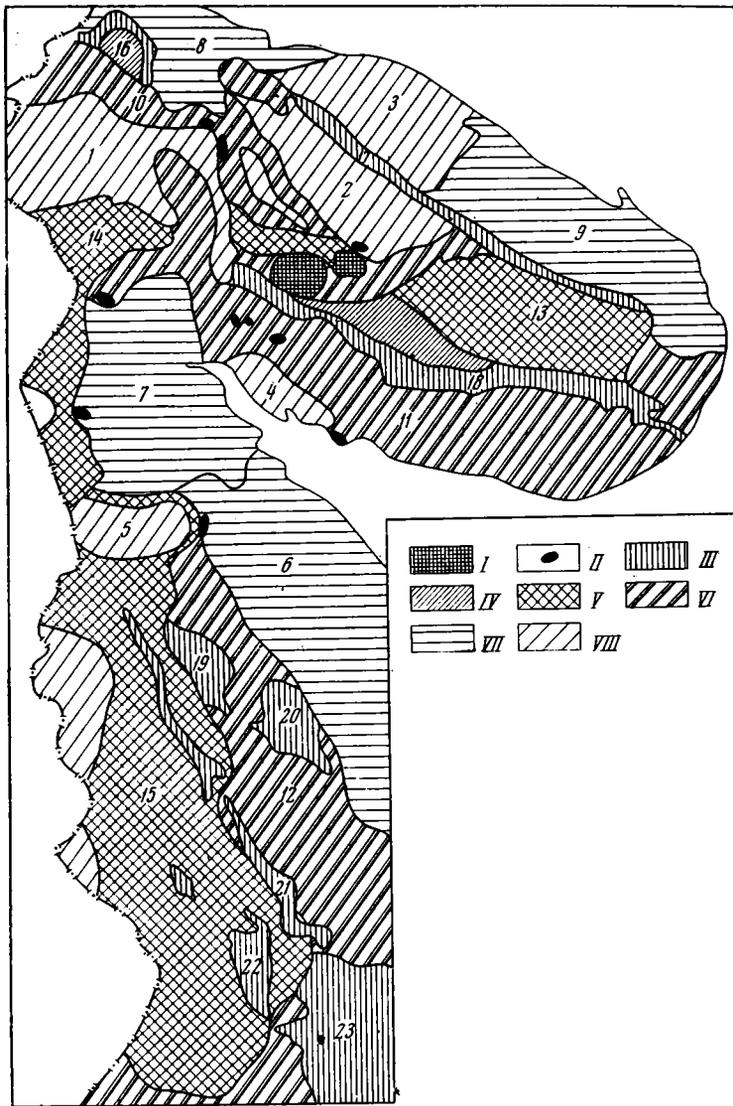


Рис. 3. Схема тектонического районирования восточной части Балтийского щита

Раннепалеозойские щелочные массивы: I — нефелиновые сиениты; II — щелочные гипербазиты; III — структуры среднего-позднего протерозоя; 16 — Печенгская, 17 — Колмозеро-Вороньинская, 18 — Имандра-Варзугская, 19 — Шомбозерская, 20 — Шуеозерская, 21 — Сегозерская, 22 — Янгозерская, 23 — Онежская; IV — блоки позднего опускания в структурах среднего позднего протерозоя; V — структуры раннего протерозоя; 13 — Кейвская, 14 — Яврская, 15 — Западно-Карельская; VI — структуры раннего протерозоя, наложенные на архейские структуры (промежуточный тип): 10 — Пороярнинская, 11 — Герская, 12 — Восточно-Карельская; VII — структуры позднего архея: 6 — Янгозерская, 7 — Енская, 8 — Западно-Мурманская, 9 — Восточно-Мурманская; VIII — Структуры раннего архея: 1 — Лапландская, 2 — Кольская, 3 — Центрально-Мурманская, 4 — Колвицакая, 5 — Пяозерская

нические структуры региона. Эти работы дали возможность рассмотреть глубинное строение отдельных блоков земной коры щита и интерполировать эти данные на аналогичные геологические структуры всего региона.

Геофизические блоки, выделенные по особенностям распределения полей, как правило, отчетливо совпадают в плане с блоками земной коры, выделенными по ГСЗ (рис. 2). Линиям гравитационных градиентов

и сопряженным с ними протяженным положительным магнитным аномалиям, ограничивающим блоки, соответствуют зоны глубинных нарушений земной коры, прослеживающиеся часто до границы Мохоровичича. Каждому геофизическому блоку, имеющему четкие границы, соответствует определенный разрез земной коры: мощность гранитного и базальтового слоев.

Для Балтийского щита в большинстве случаев установлено, что геофизические блоки по своим очертаниям совпадают с блоками, выделенными по геологическим данным (рис. 3). Сопоставление позволит более объективно подойти к вопросу о строении региона. Не менее интересны случаи расхождения границ геологических и геофизических блоков, позволяющие устанавливать сложные связи между поверхностными и глубинными структурами.

В геологической истории Балтийского щита выделяются четыре тектонических этапа: раннеархейский (катархейский, позднеархейский (беломорский), раннепротерозойский (карельский) и средне-позднепротерозойский. Структуры, сформированные в течение того или иного этапа тектогенеза, широко распространены как в Карелии, так и на Кольском полуострове, и в геологическом отношении эти два района имеют много общих черт, но их геофизические характеристики заметно различаются. Для Кольского полуострова характерны протяженные зоны интенсивных магнитных и гравитационных региональных аномалий субширотного или северо-западного простирания; узкие линейные магнитные аномалии, совпадающие с линиями гравитационных ступеней; отчетливо выделяемые линии нарушения основной структуры геофизических полей северо-восточного направления. Для Карелии в целом характерно более низкое гравитационное и магнитное поле: на фоне спокойных и незначительно пониженных полей отмечаются интенсивные локальные, преимущественно линейные, аномалии меридионального или северо-северо-западного простирания. Различие в геофизической характеристике этих районов позволяет предположить существование в восточной части Балтийского щита двух мегаблоков: Кольского и Карельского. Граница этих мегаблоков условно проводится по Кандалакшскому заливу Белого моря.

К самым древним образованиям Балтийского щита принадлежат блоковые структуры раннего архея. На Кольском полуострове к ним относятся Лапландский, Кольский и Центрально-Мурманский блоки, являющиеся частями единого крупного Лапландско-Кольского блока, расчлененного последующими тектоническими процессами. На юге Кольского полуострова расположен небольшой обособленный Колвицкий блок и в Северной Карелии — Пяозерский блок.

1. Лапландский блок в настоящее время изучен наиболее детально по сравнению с другими раннеархейскими структурами. Наименее измененными, вероятно исходными породами блока являются гиперстеновые диориты и лейкоратовые нориты, распространенные в его центральной и восточной частях. Благодаря интенсивным метаморфическим и метасоматическим процессам, исходные породы блока претерпели значительные изменения. Большая часть структуры охвачена процессом гранитизации, благодаря которому по породам норит-диоритового комплекса на северо-западе блока возникают гнейсы, мигматиты и граниты, а в юго-западной его части — гранулиты. По периферии блока в узкой полосе шириной 500—300 м проявился процесс базификации, ведущий к образованию на юге и юго-востоке структуры комплекса анортозитов, габбро-анортозитов и эклогитов, а на севере — амфиболитов и гранатовых амфиболитов (Жданов, 1966).

Гравитационное поле Лапландского блока, заметно повышенное, особенно в районе развития норит-диоритового комплекса, несколько понижается в районе распространения гнейсов, мигматитов и гранитов.

На юге и юго-востоке блок ограничивается линией четкого гравитационного градиента, совпадающей с границей зоны развития анортозитов и габбро-анортозитов раннего архея и гранитизированными гнейсами раннего протерозоя. На севере и северо-востоке блока, где в периферической зоне его развиты амфиболиты, граничный гравитационный градиент становится менее выразительным.

Общий уровень магнитного поля блока колеблется от 0 до 200  $\gamma$ ; на этом фоне выделяются четкие положительные линейные аномалии до 1200  $\gamma$ , преимущественно связанные с зонами гранитизации, контролируемые тектоническими нарушениями.

На востоке Лапландского блока отмечается наложение раннепротерозойской структуры на структуру архея, ведущее к частичному расчленению Лапландского блока и отделению от него небольшого Анистундринского блока, соединенного узкой перемычкой в районе среднего течения р. Лотты с главной структурой. Анистундринский блок по характеру слагающих его пород и геофизическому полю стоит ближе к Кольскому блоку.

2. Кольский блок, по сравнению с Лапландским, отличается более однородным строением. Сложен он в различной степени гранитизированными гиперстеновыми диоритами и образовавшимися по ним гнейсами и мигматитами. Краевая зона развития амфиболитов и анортозитов в блоке не наблюдается. Гравитационное поле Кольского блока относительно повышенное. Четкий гравитационный градиент субширотного и северо-западного простирания совпадает с южной границей блока, северная его граница в гравитационном поле выражается менее отчетливо. Магнитное поле блока характеризуется чередованием положительных и отрицательных линейных аномалий и зон повышенного знакопеременного поля, вытянутых в северо-западном направлении.

3. Центральное-Мурманский блок сложен сильно гранитизированными гиперстеновыми диоритами, оставшимися в виде мелких реликтов среди чарнокитов и специфических чарнокитовых гранитов. От Кольского блока он отделен узкой Колмозеро-Вороньинской протерозойской зоной смятия, тяготеющей к нечетко выраженной зоне относительного понижения гравитационного и магнитного полей. Для блока характерно преобладание расплывчатых, но довольно значительных областей относительно повышенного гравитационного поля.

Магнитное поле блока — неоднородно. В юго-западной большей части блока отмечается крупная региональная аномалия, вытянутая в северо-западном направлении с максимальными значениями до 1600  $\gamma$ . Для меньшей, северо-восточной части блока характерны локальные положительные аномалии вытянутой формы (до 800  $\gamma$ ), ориентированные преимущественно в субширотном направлении, на общем пониженном фоне магнитного поля (от 0 до 150  $\gamma$ ).

4. Колвицкий блок сложен полосчатым комплексом амфиболитов, гранатовых амфиболитов, распротраненных по его периферии, и анортозитов, габбро-анортозитов, занимающих его центральную часть. Для Колвицкой структуры характерно расхождение границ геологического и геофизического блоков. Четкий гравитационный градиент, ограничивающий геофизический блок, смещен по отношению к геологическому блоку в восточном и северо-восточном направлении, что позволяет предполагать выполаживание структуры в северо-западном направлении.

5. Пяозерский блок сложен гранитизированными диоритами, чарнокитами и плагиоклаз-микроклиновыми гранитами чарнокитовой серии. Этот блок наименее отчетливо выделяется в геофизическом поле. Южная граница его фиксируется невысоким гравитационным градиентом, а северная — рядом четких линейных положительных магнитных аномалий со значением от 400 до 800  $\gamma$ .

В Восточной Карелии в районе оз. Верхнее Куйто — Лексозеро, выделяется область значительного возрастания гравитационного поля, чет-

ко ограниченная гравитационной ступенью. По характеру геофизических полей, а также на основании известных в этом районе находок гранулитов, возможно следует выделить еще один раннеархейский блок, хотя в настоящее время данных для этого пока недостаточно.

Глубинное строение раннеархейских блоков может быть иллюстрировано на примере Лапландского блока, пересеченного профилем ГСЗ (Литвиненко, 1963).

С линиями гравитационных градиентов, ограничивающих Лапландский блок, совпадают зоны затухания упругих волн, отвечающие глубокозаложенным тектоническим нарушениям, прослеживающимся на глубину до 35—40 км в пределы верхней мантии. В участках блока, сложенных диоритом и лейкократовым норитом, скорость упругих волн на поверхности и до глубины 2—3 км достигает 6,4—6,5 км/сек. На глубине 5—6 км она увеличивается до 6,8 км/сек — следовательно, в скоростном разрезе земной коры нет места для образований, отвечающих гранитному слою, и можно предположить, что в этих участках на дневную поверхность выходят образования базальтового слоя земной коры. Гранитный слой в Лапландском блоке развит только в зонах наложенной гранитизации, и мощность его не превышает 2 км.

Принимая во внимание, что Лапландский блок является частью структуры, в которую входят также Кольский и Центрально-Мурманский блоки, и все они сложены одинаковыми исходными породами норит-диоритового комплекса, но в различной степени гранитизированными, можно предполагать, что все эти блоки представлены веществом базальтового слоя, частично переработанным в новых физико-химических условиях верхней части земной коры. Наиболее глубоко гранитизированы Центрально-Мурманский и Пяозерский блоки, наименее четко выраженные в геофизических полях региона, благодаря высокой степени их гомогенизации в гранитном слое.

Специфическим строением отличается Колвицкий блок. В геологических разрезах Морских и Колвицких тундр установлено, что мощность плотных пород типа гранатового амфиболита или габбро-анорозита достигает всего 500—600 м. Эти породы, как чехлом, облекают сильно гранитизированные диориты, вскрытые в центре блока и имеющие относительно низкую плотность. Формирование чехла плотных пород связано с процессом базификации или общим уплотнением вещества по периферии тела (или блока), внедряющегося в инородную среду (Белоусов, Гзовский, 1964). Со слоистым строением блока связано несоответствие гравитационной аномалии в северо-западной части структуры и плотности доминирующих на ее поверхности пород.

К позднеархейским образованиям Балтийского щита относится беломорская гнейсовая серия, протягивающаяся широкой полосой по западному берегу Белого моря и захватывающая юго-западную часть Кольского полуострова. К беломоридам относится также гнейсовая серия, распространенная в северо-западной части Кольского полуострова, вдоль побережья Баренцева моря.

Беломорская гнейсовая серия подразделяется на три свиты (Мишарев и др., 1960). Нижняя свита сложена преимущественно гранитизированными биотитовыми гнейсами, средняя — амфиболсодержащими гнейсами и амфиболитами и верхняя — гранат-биотитовыми кианитсодержащими гнейсами.

Существуют стратиграфические схемы с более дробным делением беломорской серии (Калафати, 1960, Шуркин, 1964). Общая мощность пород — 10—15 км.

Согласно взглядам К. А. Шуркина (1964), беломориды являются единым жестким срединным массивом, окруженным карелидами и ограниченными тектоническими нарушениями, вероятно, представленными крупными глубинными разломами.

В гравитационном поле беломориды не образуют единого целого, а распадаются на ряд автономных структур со специфическим характером аномалий. Энгозерский блок беломорид характеризуется значительным повышением гравитационного поля, понижающегося несколькими ступенями в западном и юго-западном направлении. Северо-западной границей блока служит хорошо выраженная линия гравитационного градиента в районе Ковдозера, расположенная почти под прямым углом к доминирующему простиранию беломорской серии. Гравитационная ступень северо-западного направления, проходящая восточнее Топозера, ограничивает блок на западе. По данным ГСЗ, на профиле Кемь — Ухта (Литвиненко, 1962) к этому линейному градиенту приурочена зона глубинного разлома.

Енский блок, занимающий юго-западную часть Кольского полуострова, в геологическом отношении является продолжением Энгозерского блока, но отличается от него значительным понижением гравитационного поля и отсутствием четких границ в геофизических полях.

Западно-Мурманский блок беломорид, расположенный в северо-западной части Кольского полуострова, по характеру гравитационного поля близок к Энгозерскому блоку. На севере его, по побережью Баренцева моря, наблюдается высокое значение гравитационной аномалии.

Глубинное строение блоков беломорид характеризуется повсеместным развитием гранитного слоя мощностью 10—15 км и мощностью базальтового слоя до 20—25 км. Относительно повышенные гравитационные аномалии, наблюдаемые в прибрежной части Энгозерского и Западно-Мурманского блоков, судя по данным ГСЗ, вероятно связаны с изменением под беломоридами положения поверхности Мохоровичича.

Раннепротерозойские образования Балтийского щита (карелиды) широко распространены как на Кольском полуострове, так и в Карелии. По своему геологическому строению карелиды отличаются весьма сложным характером. Они развиваются на архейском фундаменте, сложенном гнейсовидными гранитами, гнейсами и гранитизированными амфиболитами. Карелиды представлены «метаморфизованными, сильно дислоцированными геосинклинальными осадочными, осадочно-вулканогенными толщами, которые сохранились в виде то узких, то более широких вытянутых полос синклинального строения» (Кратц, 1963, стр. 15).

В геофизических полях Карелии выделяются два региональных геофизических блока (Восточно-Карельский и Западно-Карельский), отражающие особенности строения земной коры и не совпадающие с принятым для Карелии тектоническим районированием.

Восточно-Карельский блок на западе ограничивается линией хорошо выраженного гравитационного градиента, протягивающегося от Топозера, на севере, до Сегозера — на юге. Вдоль границы блока располагается цепочка протяженных узких магнитных аномалий с интенсивностью около 400 γ. На северо-востоке Восточно-Карельский блок примыкает к Энгозерскому блоку; гравитационное поле его является переходной зоной от области повышенного поля беломорид к области пониженного поля Западно-Карельского блока.

Западно-Карельский блок протягивается в субмеридиональном направлении от района Гимольского озера в Южной Карелии, продолжается через район оз. Куйто в Северную Финляндию. Западно-Карельский блок выявляется по общему понижению гравитационного поля с незначительными его осложнениями вкrest основного простирания структуры. По характеру магнитного поля блок разделяется на две зоны; западную — повышенного магнитного поля (+200 до +400 γ) с отдельными интенсивными мелкими локальными аномалиями (до 7000 γ) и восточную, где на фоне незначительно пониженных полей (—200 γ) протягиваются несколько почти непрерывных узких полосовых магнитных аномалий.

На Кольском полуострове карелиды широко распространены в западной его части, где слагают две узкие геосинклинальные структуры, ограничивающие раннеархейский Лапландский блок: с севера — Пороярвинская и с юга — Яврская. Широкая полоса карелид распространена по северному побережью Белого моря. В центральной части полуострова расположена крупная Кейвская синклиналиная структура карелид.

Пороярвинская зона карелид занимает в геофизическом поле промежуточное положение между более отчетливо выраженными блоками раннего архея и среднего — позднего протерозоя. Эта зона, вытянутая в северо-западном направлении, характеризуется относительно пониженными значениями аномалий гравитационного поля. В магнитном поле Пороярвинской зоны отмечается множество узких линейных положительных аномалий, вытянутых по простиранию структуры, выделяющихся на фоне слабомагнитного или близкого к нулю поля. В юго-восточном направлении Пороярвинская зона, пересекая Лапландско-Кольский блок раннего архея, переходит в Терскую структуру карелид.

Карелиды Терского берега Белого моря характеризуются полями, близкими по типу к карелидам Восточно-Карельского блока. В гравитационном поле — это область ступенчатого уменьшения поля от северо-восточной границы блока на юго-запад, линии градиентов вытянуты по простиранию структуры. В магнитном поле отмечается значительное количество узких линейных положительных аномалий на фоне общего понижения поля.

В юго-западной части Кольского полуострова четко оконтуривается Яврский блок карелид, протягивающийся от северо-западной границы Пяозерского блока в меридиональном направлении до района п-ова Ковдора и затем в северо-восточном и субширотном направлении до оз. Нявка. Эта структурная зона является частью Северо-Финляндской структуры карелид. Границы блока четко очерчиваются линиями гравитационных градиентов; гравитационное поле его характеризуется значительным относительным понижением, а магнитное поле имеет слабо повышенный спокойный характер. Особенности геофизического поля Яврского блока позволяют считать его аналогом западной части Западно-Карельского блока.

Кейвский блок карелид, сложенный преимущественно метаморфизованными осадочными геосинклинальными образованиями, отчетливо выделяется в геофизических полях Кольского полуострова.

Его границами являются линии гравитационных градиентов и сопряженные с ними линейные положительные магнитные аномалии, наиболее отчетливо прослеживаемые вдоль юго-западной границы блока. Для блока характерно общее понижение значений гравитационного и повышение магнитного поля. На фоне региональной положительной аномалии магнитного поля, занимающей всю площадь блока, выделяются значительные линейные аномалии субширотного простирания интенсивностью до 1600  $\gamma$ , обычно связанные с зонами распространения пластовых интрузий габбро-диабазов и диабазов.

Анализ геофизических полей позволяет сделать предположение, что в восточной части Балтийского щита существуют два типа раннепротерозойских структур. К первому типу относятся Восточно-Карельский блок, Пороярвинская и Терская структуры. Для них характерно строение земной коры с несколько пониженной мощностью гранитного слоя (до 7—10 км). Глубина поверхности Мохоровичича не превышает 38—40 км (по данным ГСЗ). В процессе формирования структур первого типа в карельскую складчатость были вовлечены более древние структуры раннего и позднего архея, частично сохранившие индивидуальные черты. Поэтому этот тип структуры может быть назван промежуточным и отнесен к зонам протерозойского омоложения архейских блоков.

Второй тип структуры отличается присутствием более мощного гранитного слоя, до 12—17 км, хотя мощность земной коры также не превышает 38—40 км. Образование структур карелид второго типа обусловлено полной переработкой земной коры в раннепротерозойский тектономагматический этап. Карельские структуры этого типа отличаются от промежуточного типа более полным разрезом и повышенной мощностью раннепротерозойских осадочно-эффузивных пород. Ко второму типу структур относятся Западно-Карельский и Яврский блоки.

Средне-верхнепротерозойские образования в виде обособленных структур широко развиты в восточной части Балтийского щита. Представлены они слабометаморфизованной осадочно-вулканогенной серией с доминирующим распространением основных эффузивов. На Кольском полуострове к структурам этого возраста относятся Печенгский мульдообразный прогиб и Имандро-Варзугская синклиналь; в Карелии к ним относятся Шомбозерская и Шуезерская синклинали, Сегозерская и Янгозерская мульды. Как Кольские, так и Карельские структуры имеют синклинальное или мульдообразное строение, но существенно различаются интенсивностью геофизических полей и выразительностью границ. Печенгская и Имандро-Варзугская структуры характеризуются возрастанием гравитационного поля и четко ограничиваются линиями значительных гравитационных градиентов. Градиент по северной границе Печенгской структуры совпадает со структурой локального дугообразного глубинного разлома, контролирующего размещение никеленосных гипербазитовых интрузий (Жанов, 1964). Линия градиента, ограничивающая структуру на юге, совпадает с зоной развития дайки андезитового порфирита. Эти две линии градиентов ограничивают центральную часть Печенгской структуры. По данным ГСЗ, для этой части структуры характерно резкое сокращение мощности гранитного слоя вплоть до полного его исчезновения. По тектоническому типу центральная часть Печенгского прогиба относится к блоку позднего опускания, ограниченного глубокозаложенными разломами отчетливо фиксирующимися по данным ГСЗ.

Северная граница Имандра-Варзугской структуры выражена высоким гравитационным градиентом, протягивающимся в широтном направлении от р-на Чуна-тундра до нижнего течения р. Поной, и совпадает с зоной глубинного разлома (данные ГСЗ), прослеживающейся до поверхности Мохоровичича.

Южная граница Имандра-Варзугской структуры менее выразительна, но также совпадает с зоной разлома, выделенной по данным ГСЗ. Для центральной части структуры не устанавливается гранитный слой — основные эффузивы, развитые на поверхности, с глубиной переходят в образования базальтового слоя.

В Карелии Шомбозерская и Шуезерская структуры выражены локальным повышением гравитационного поля и ограничиваются меньшим гравитационным градиентом. Данные ГСЗ по профилю Кемь—Ухта указывают на другой тип строения земной коры для синклиналиев и наложенных мульд Карелии. Для них характерна мощность гранитного слоя, достигающая 7 км. Глубинные разломы по границам структур не всегда прослеживаются до границы Мохоровичича.

Таким образом, средне-верхнепротерозойские структуры Карелии и Кольского полуострова различаются прежде всего строением земной коры. Формирование блоков позднего опускания типа центральной части Печенгской структуры, ведущее к образованию земной коры без гранитного слоя, сопровождается внедрением гипербазитовых интрузий, иногда несущих никелевое оруденение. Поэтому наличие таких структур в Имандра-Варзугском синклинории позволяет предполагать присутствие там никеленосных гипербазитов. В то же время средне-верхнепротерозойские синклинали Карелии в этом отношении вряд ли перспективны. .

Раннепалеозойский щелочной магматизм приурочен к границам определенных блоков, сформировавшихся в течение докембрия. Ультраосновные щелочные массивы располагаются в карелидах либо на границе их с раннеархейскими блоками (массивы Себлявр и Гремяха — Вырмес у границы с Лапландским блоком, Кургинский массив — у Кольского, Ельтозерского и Пяозерского блоков), либо на границе двух структурных типов карелид (массивы Ковдор и Vuoriaarvi).

Щелочные граниты Кольского полуострова располагаются по западной границе Кейвского блока карелид, причем Верхнепонойский массив ориентирован вдоль наиболее отчетливо выраженной зоны нарушения основной структуры магнитного и гравитационного полей, совпадающей с тектоническими нарушениями северо-восточного простираения. Эти нарушения имеют существенную горизонтальную составляющую, судя по смещению геофизических полей. Возраст северо-восточных нарушений, вероятно послепротерозойский, так как они частично смещают позднепротерозойскую структуру Имандра-Варзугского синклиория, что особенно заметно в ее западной части. С формированием послепротерозойских нарушений связаны крупные интрузии нефелиновых сиенитов Хибинского и Ловозерского массивов.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ геолого-геофизических данных по восточной части Балтийского щита позволяет сделать следующие выводы:

1. Восточная часть Балтийского щита делится на два мегаблока: а) Карельский — характеризующийся относительно спокойной тектоникой и высокой степенью гомогенизации земной коры; б) Кольский — отличающийся значительно более активным проявлением докембрийской и особенно раннепалеозойской тектоники. Кольский мегаблок отличается также более низкой степенью гомогенизации земной коры, особенно гранитного ее слоя.

2. Для восточной части Балтийского щита намечаются два основных плана тектонических нарушений: а) северо-западные (Кольский мегаблок) или субмеридиональные (Карельский мегаблок), сопровождаемые преимущественно крупными вертикальными перемещениями. С этими нарушениями связано формирование главной блоковой структуры региона; б) северо-восточные нарушения более четко выражены на Кольском полуострове благодаря горизонтальной составляющей движения, ведущей к нарушению первичной блоковой структуры региона. Смену плана тектонических движений, вероятно, следует относить к раннему палеозою.

3. В геологической истории развития восточной части Балтийского щита можно выделить четыре тектонических цикла: а) раннеархейский цикл, связанный с формированием жестких блоков, сложенных в той или иной степени гранитизированными образованиями базальтового слоя земной коры, перемещенными в зону стабильности гранитного слоя; б) позднеархейский — раннепротерозойский цикл геосинклиналичного развития региона, завершающийся формированием платформенной структуры Балтийского щита с повсеместным и достаточным мощным гранитным слоем земной коры; в) Средне-верхнепротерозойский цикл, в котором происходит образование субплатформенных наложенных мульд и синклиналичных структур типа неогeosинклиналей, сопровождающихся интенсивным основным вулканизмом. В результате этого в специфических блоках позднего опускания формируется структура земной коры, лишенная гранитного слоя, которую можно рассматривать как структуру «океанизации» древнего щита; г) палеозойский (герцинский) цикл платформенного развития региона связан с формированием дизъюнктивных, глубоко заложенных тектонических нарушений, сопровождаемых специфическим щелочным магматизмом.

Дальнейшая, мезо-кайнозойская, история региона проявлена очень слабо и, вероятно, связана главным образом с подновлением ранее заложенных тектонических нарушений.

#### Литература

- Белоусов В. В., Гзовский М. В. Экспериментальная тектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Жданов В. В. История тектоно-магматического развития печенгской осадочно-эффузивной серии. В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». Изд-во «Наука», 1964.
- Жданов В. В. О двух типах земной коры без гранитного слоя на севере Балтийского щита. Сов. геология, № 5, 1965.
- Жданов В. В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой серии Русской Лапландии. Изд-во «Наука», 1966.
- Калафати Л. В. Закономерности распределения пегматитов ЮЗ Кольского п-ова на основе стратиграфического расчленения Беломорской толщи. В кн. «Вопросы геологии Кольского полуострова», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1960.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Изд-во АН СССР, 1963.
- Литвиненко И. В., Некрасова К. А. Особенности глубинного сейсмического зондирования на Балтийском щите. В кн. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры СССР». Изд-во АН СССР, 1962.
- Литвиненко И. В. Новые сейсмические данные о строении земной коры Балтийского щита. Докл. АН СССР, т. 149, № 6, 1963.
- Литвиненко И. В. Особенности строения земной коры восточной части Балтийского щита. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр. Пробл. 2, 1965.
- Марков М. С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 5, 1962.
- Мишарев Д. Т., Амеландов А. С. Стратиграфия, тектоника и пегматитоносность северо-западного Беломорья. Тр. ВСЕГЕИ, Нов. сер., т. 31, 1960.
- Подоба Н. В., Серова А. Д. О структуре кристаллического фундамента восточных районов Русской платформы. В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». Изд-во «Наука», 1964.
- Полканов А. А. Четвертичная геология Кольского п-ова и Карелии. Тр. XVII сес. Междунар. геол. конгр., т. II, 1939.
- Симоненко Т. Н., Толстихина М. М. Некоторые закономерности глубинного строения территории СССР. Сов. геология, № 4, 1965.
- Спичарский Т. Н. Сибирская платформа, ее возникновение и история развития. В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». Изд-во «Наука», 1964.
- Субботин С. И., Гуревич Б. Л. и др. Глубинное строение территории Украинской СССР по данным геофизических исследований. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр. Пробл. 2, 1965.
- Шуркин К. А., Горлов Н. В. и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 14, 1962.
- Шуркин К. А. Беломориды. Автореф. дис. на соиск. уч. степени д-ра геол.-минерал. наук, 1965.

Всесоюзный научно-исследовательский  
геологический институт  
г. Ленинград

Статья поступила  
20 апреля 1966 г.

V. V. ZHDANOV AND T. V. SPRYGINA

#### ON THE BLOCK PATTERN OF THE BALTIC SHIELD

On the basis of a geological-geophysical analysis of the eastern Baltic shield structural pattern large blocks were found to predominate in the Precambrian. Individual blocks are made up of rocks of a single cycle of tectonic movements and igneous activity. During later tectogenesis they acted as median masses. Each block has a specific geophysical field and a certain section of the Earth's crust. In the region described two large blocks are distinguished: Karelian and Kola. History of each of them is discussed.

All-Union Geological Research Institute  
Leningrad

УДК 551.240

А. С. ДРАННИК

**ТЕКТОНИКА И СТРАТИГРАФИЯ СЛОВЕЧАНСКО-ОВРУЧСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА**

В северной части Украинского щита развиты эффузивно-осадочные породы овручской серии, слагающие Словечанско-Овручскую возвышенность.

Породы овручской серии, в пределах Словечанско-Овручской возвышенности четко разделяются на две свиты, характеризующиеся различными условиями их формирования.

Нижняя (збраньковская) является, преимущественно, эффузивной и представлена несколькими покровами различного состава, которые разделены маломощными прослоями терригенных пород. Общая мощность свиты около 350 м.

В осадочных породах збраньковской свиты встречены обломки гранитов коростенского комплекса.

Верхняя, толкачевская свита, является осадочной и представлена кварцитовидными песчаниками с прослоями пиррофиллитовых сланцев. Максимальная мощность ее около 930 м.

Породы збраньковской и толкачевской свит являются образованиями платформенного чехла. Они формировались в верхнепротерозойской асимметрической, ступенчатой грабенной впадине широтного направления, образованной системой субширотных и субмеридиональных дизъюнктивных нарушений.

Вдоль северного борта проходит субширотная тектоническая зона, в связи с чем породы збраньковской и, частично, толкачевской свит претерпели динамометаморфические изменения и участками превращены в сланцы.

В северной части Украинского щита на фоне общего равнинного рельефа довольно отчетливо выделяется Словечанско-Овручская возвышенность. Она протягивается в широтном направлении от с. Червонка на западе, до с. Першотравневе на востоке. Длина ее около 70 км, а ширина уменьшается с запада на восток от 18—20 до 5—6 км.

Словечанско-Овручская возвышенность сложена эффузивно-осадочными породами овручской серии. Из-за плохой обнаженности долгое время не установлены были состав этой серии, ее мощность, строение и условия формирования, а также стратиграфическое положение. В составе серии выделялись только кварцитовидные песчаники, пиррофиллитовые сланцы, конгломераты и порфириты.

П. А. Тутковский, Н. И. Безбородько, В. Н. Чирвинский, В. И. Лучицкий считали, что овручские песчаники и пиррофиллитовые сланцы моложе протерозойских коростенских гранитов рапакиви. Впоследствии В. И. Лучицкий изменил свое мнение и отнес их к более древним образованиям. А. П. Карпинский овручские песчаники считал девонскими. Н. П. Семенов (1965), И. С. Усенко, И. Л. Лычак (1958) относят породы этой серии к более древним образованиям, чем породы коростенского комплекса. А. Н. Козловская (1936) породы овручской серии делила на две свиты: белоковичскую и толкачевскую. В пределах Словечанско-Овручской возвышенности установлены были только породы толкачевской свиты. Образования белоковичской свиты слагают Белоковичско-Топильнянскую и Озерянскую возвышенность и развиты за пределами описываемой территории, поэтому они здесь не рассматриваются.

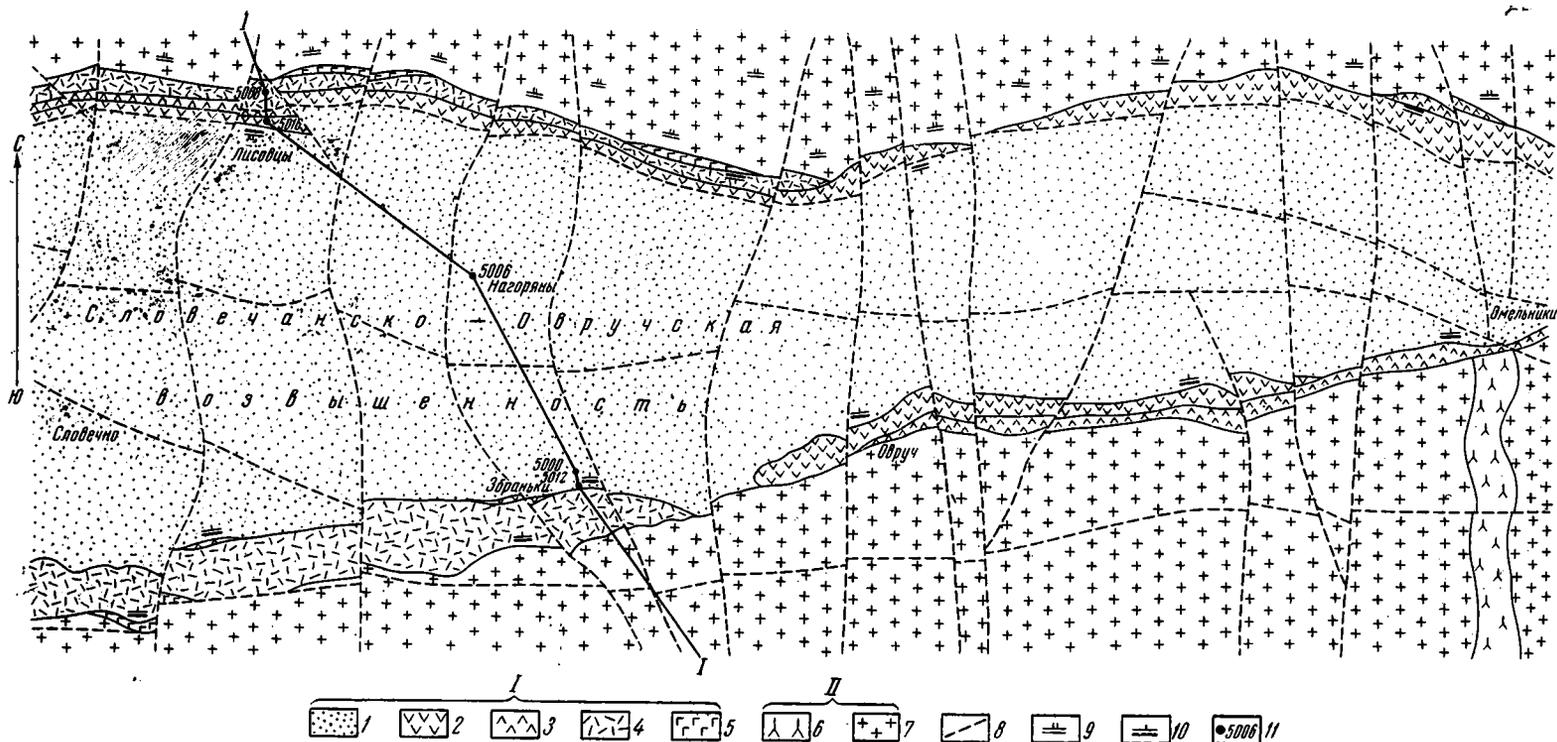


Рис. 1. Схематическая геолого-тектоническая карта докембрийских образований Словечанско-Овручской возвышенности.

I. Овручская эффузивно-осадочная серия: 1 — песчаники кварцитовидные с прослоями пиррофиллитовых сланцев; 2 — порфирит трахиандезитовый, внизу песчаник вулканомиктовый; 3 — диабаз, внизу песчаник полимиктовый; 4 — кварцевый порфир, внизу песчаник и сланец филлитовидный; 5 — диабаз миндалекаменный, местами внизу песчаник кварцевый. II. Коростенский интрузивный комплекс: 6 — габбро-диабаз (Звиздаль-Залесская дайка); 7 — граниты рапакивиподобные; 8 — дизъюнктивные нарушения; 9 — катаклаз пород; 10 — установленное наклонное залегание эффузивно-осадочных пород; 11 — опорные буровые скважины

В результате крупномасштабных съемок с профильным бурением удалось значительно уточнить представление о строении Словечанско-Овручской возвышенности, выявить новые осадочные и эффузивные породы, установить их мощность, изучить условия их залегания и формирования, а также установить стратиграфическое положение образований овручской серии, слагающих описываемую возвышенность.

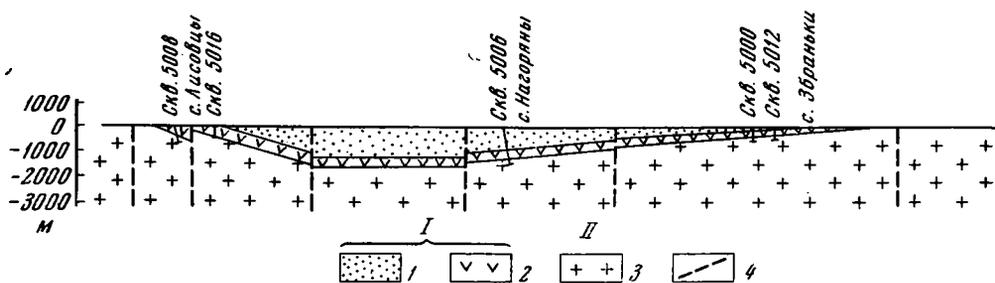


Рис. 2. Схематический геологический разрез через Словечанско-Овручскую возвышенность (по линии сел Збраньки, Нагоряны, Лисовцы)

I. Овручская эффузивно-осадочная серия: 1 — толкачевская свита — песчаники кварцитовидные с прослоями пиррофиллитовых сланцев; 2 — збраньковская свита (нерасчлененная) — покровы порфирита, диабазы, кварцевое порфира, диабазы миндалекаменного, чередующиеся с прослоями песчаников. II. Коростенский интрузивный комплекс: 3 — граниты рапакивиоподобные; 4 — дизъюнктивные нарушения. Горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковы

Породы овручской серии в пределах Словечанско-Овручской возвышенности четко разделяются на две толщи, характеризующиеся различными условиями формирования.

Нижняя толща является преимущественно эффузивной и представлена несколькими покровами различного состава, разделенными маломощными прослоями терригенных пород. Эту толщу следует выделить в самостоятельную свиту и назвать ее збраньковской, по наименованию с. Збраньки, в районе которого она была впервые вскрыта скважиной. Общая мощность свиты около 350 м. В осадочных породах збраньковской свиты встречены обломки гранитов коростенского интрузивного комплекса. Следовательно, они формировались на размытой поверхности этих гранитов и моложе их.

Количество эффузивных покровов увеличивается с востока на запад. В этом же направлении увеличивается мощность покровов.

Верхняя толща является осадочной и представлена кварцитовидными песчаниками с прослоями пиррофиллитовых сланцев. Предыдущими исследователями она была выделена в толкачевскую свиту. Максимальная мощность ее в районе с. Нагоряны около 930 м, а к востоку она уменьшается до 262,7 м (с. Омельники). Породы толкачевской свиты залегают на размытой поверхности подстилающей збраньковской свиты. В нижних горизонтах кварцитовидных песчаников встречаются обломки лежащих ниже эффузивов.

Збраньковская свита в составе овручской серии занимает определенное стратиграфическое положение и отличается целой совокупностью признаков от других свит. Формировалась она в процессе интенсивных неоднократных трещинных излияний, в результате которых образовалось несколько покровов.

Кварцитовидные песчаники толкачевской свиты относятся к водным осадкам, и никаких признаков вулканической деятельности при их формировании не установлено. Прослой пиррофиллитовых сланцев образовались в результате размыва и переотложения эффузивных пород збраньковской свиты.

Породы збраньковской и толкачевской свит являются образованиями платформенного чехла. Они формировались в верхнепротерозойской

асимметричной, ступенчатой впадине широтного направления, типа грабен-синклинали, образованной системой субширотных и субмеридиональных дизъюнктивных нарушений.

По южной окраине впадины породы эффузивно-осадочной серии падают на север под углами 5—10°. На северной окраине устанавливается более крутое (40—80°) падение их в южном направлении.

Ложе впадины имеет наклон в западном направлении. Абсолютная отметка подошвы толкачевской свиты на востоке, в районе с. Омельники, составляет минус 175,2 м, а на западе, в районе с. Нагоряны, минус 756,6 м.

На северной и южной окраинах впадины образования збраньковской свиты выходят из-под мезо-кайнозойских отложений в виде прерывистых полос. В средней части они перекрыты песчаниками толкачевской свиты (рис. 1, 2).

Вдоль северной окраины проходит субширотная тектоническая зона, в связи с чем породы збраньковской и, частично, толкачевской свит претерпели динамометаморфические изменения и местами рассланцованы.

Петрохимические исследования показали, что рассланцованные породы северной окраины аналогичны породам южного крыла впадины. Среди рассланцованных пород по первичному составу выделяются порфириды, кварцевые порфиры, диабазы и песчаники.

В таблице приведены сравнительные характеристики химических составов эффузивных пород южной и северной окраин впадины.

Таким образом, петрохимические исследования позволили выяснить первичный состав рассланцованных пород и их стратиграфическое положение, которое долгое время считалось проблематичным.

Образование Словечанско-Овручской возвышенности связано с новейшими положительными тектоническими движениями по древним суб-

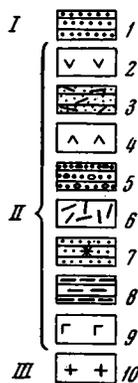
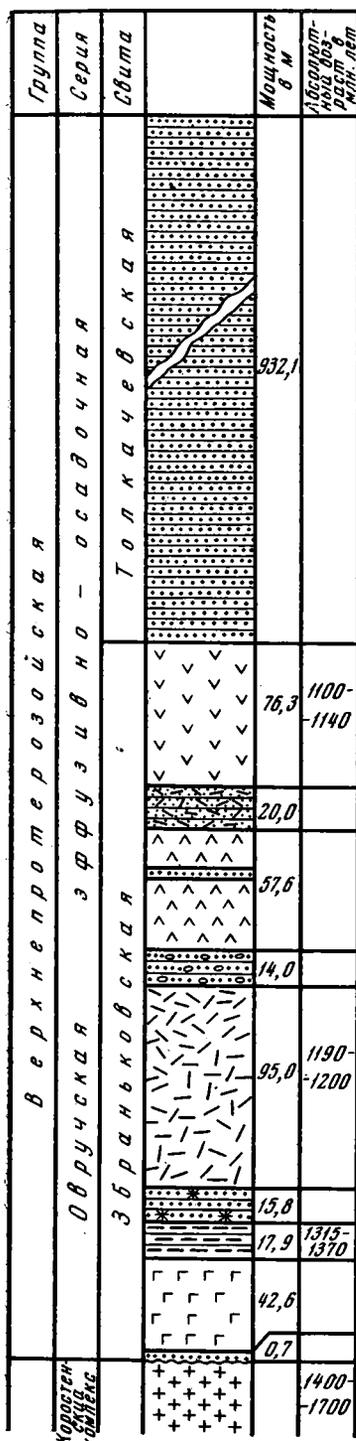
Оксиды	Весовые %					
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	42,32	43,91	72,34	72,94	53,34	52,26
TiO <sub>2</sub>	3,26	3,00	0,36	0,38	1,10	1,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,17	13,94	13,60	10,36	20,27	19,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,35	12,82	1,20	4,42	6,48	7,25
FeO	13,32	7,09	1,39	0,97	4,28	3,29
MnO	0,16	0,19	0,03	0,04	0,21	0,17
MgO	5,44	3,14	0,31	Сл.	1,88	1,39
CaO	6,33	4,27	0,83	1,21	1,76	1,82
K <sub>2</sub> O	1,28	5,47	6,25	5,60	5,14	4,34
Na <sub>2</sub> O	2,61	2,12	2,08	2,43	3,56	5,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,36	1,95	0,03	0,03	0,85	0,54
П. п. п.	5,14	2,34	1,20	1,28	1,60	2,96
Сумма	99,74	100,24	99,63	99,66	100,41	99,86

Примечание: 1 — диабаз миндалекаменный (южный борт); 2 — диабаз рассланцованный (северный борт); 3 — кварцевый порфир (южный борт); 4 — кварцевый порфир рассланцованный (северный борт); 5 — порфирит трахандезитовый (южный борт); 6 — порфирит трахандезитовый рассланцованный (северный борт).

широтным и субмеридиональным разломам, а также с большой твердостью кварцитовидных песчаников толкачевской свиты, которые трудно поддаются выветриванию. Эти тектонические движения обусловили блоковое строение района.

Дизъюнктивные нарушения по их направлению и возрасту делятся на две группы: субширотные (более древние) и субмеридиональные (более молодые).

Ниже приводится краткое описание сводного геологического разреза овручской серии снизу вверх (рис. 3).



Збраньковская свита. В нижней части этой свиты наблюдается миндалекаменный диабаз, который развит в западной части возвышенности в виде покрова мощностью около 42 м. В большинстве случаев миндалекаменный диабаз залегает на размытой поверхности гранитов, но местами он отделен от последних маломощным (0,7 м) прослоем серого кварцевого песчаника. Диабаз имеет темно-серую окраску с четкими и мелкими миндалинами слабо раскристаллизованной стекловатой массы или кварца. Основная масса породы представлена беспорядочно расположенными лейстами серицитизированного плагиоклаза разной основности.

Выше по разрезу залегает покров кварцевого порфирита, который развит также в западной части возвышенности, но на несколько большей площади, чем миндалекаменный диабаз. От диабаза он отделен прослоем черного филлитовидного сланца и буровато-серого железненного кварцевого песчаника. Мощность покрова кварцевого порфира около 95 м.

Рис. 3. Стратиграфическая колонка овручской эффузивно-осадочной серии (без района Белокоровичей)

I. Толкачевская свита; 1 — песчаники кварцитовидные розовые, малиново-серые, с прослоями пиропиллитовых сланцев. II. Збраньковская свита; 2 — порфирит трахандезитовый; 3 — песчаник вулканомиктовый; 4 — диабаз с прослоем песчаника; 5 — песчаник полимиктовый гравелистый; 6 — кварцевый порфир; 7 — песчаник кварцевый железненный; 8 — сланец филлитовидный черный; 9 — диабаз миндалекаменный. III. Коростенский интрузивный комплекс; 10 — граниты рапакивиподобные розовые

Кварцевый порфир представляет собой вишнево-красную, розовато-бурюю, лилово-серую или зеленовато-серую породу с четкими вкраплениями темно-серого кварца, розового микроклина и, реже, зеленоватого плагиоклаза. Основная масса породы имеет микропегматоидную структуру и состоит из полевых шпатов и кварца. Радиометрический возраст кварцевого порфира 1190—1200 млн. лет.

На размытой поверхности кварцевого порфира, а в восточной части возвышенности — на гранитах, залегает полимиктовый гравелитовый песчаник серого, буровато-серого и зеленовато-серого цвета. Характерной особенностью этого песчаника является наличие в нем мелких обломков и гальки кварцевого порфира и гранита. Гранит в обломках аналогичен по составу и структуре рапакивиподобному граниту, на размытой поверхности которого формировалась овручская серия.

На гравелитовом песчанике почти повсеместно залегает покров диабаз (верхний), мощностью около 57 м. Образование этого покрова происходило в несколько этапов, о чем свидетельствует прослой песчаника мощностью до 13 м. По составу диабаз неоднородный. В нем выделяются зеленовато-серые карбонатизированные и буровато-серые флюидалные разности. Диабаз состоит из беспорядочно расположенных лейст плагиоклаза, который в значительной степени серицитизирован и хлоритизирован. Некоторые зерна плагиоклаза замещаются альбитом или микроклином.

Покров диабаз почти повсеместно перекрывается лилово-серым вулканомиктовым песчаником, мощностью от 2,4 до 20 м. Микроструктура его изменяется от алевритовой до псаммитовой. Цемент поровый или базальный. Песчаник содержит обломки всех лежащих ниже эффузивных пород и гранита.

Выше по разрезу залегает покров трахиандезитового порфирита мощностью около 76 м. Порфирит имеет темно-буровато-серую или розовато-бурю окраску. Порфиритовые вкрапленники представлены таблитчатыми и овальными зернами плагиоклаза (альбит, олигоклаз) и микроклина. Основная масса породы сложена зернами плагиоклаза и микроклина, которые в различной степени изменены. Промежутки между ними выполнены хлоритом. Обогащенность порфирита калием и железом приближает его по составу к трахиандезиту. Это подтверждается структурой и минеральным составом, так как вокруг вкрапленников плагиоклаза наблюдаются каемки калишпата, а основная масса сложена плагиоклазом, калишпатом, пироксеном.

Возраст порфиритов 1100—1140 млн. лет.

Толкачевская свита представлена кварцитовидными песчаниками с подчиненным количеством прослоев пироксилитовых сланцев. Породы этой свиты характеризуются однородностью состава.

Кварцитовидные песчаники почти нацело состоят из кварца (содержание кремнезема достигает 96—98%). Структура их мелкозернистая, в нижних горизонтах среднезернистая. Окрашены они в малиново-красный, розовый, фиолетово-серый цвет. В песчаниках встречаются обломки эффузивных пород збраньковской свиты. Местами песчаники имеют четкую ровную и косую слоистость, а также знаки ряби течений. Анализ знаков ряби указывает на субаквальный генезис пород.

Пироксилитовые сланцы приурочены в основном к нижним горизонтам толкачевской свиты и образуют прослой мощностью 0,1—2 м.

Таким образом, в результате изучения Словечанско-Овручской возвышенности установлено, что породы овручской серии являются верхнепротерозойскими образованиями платформенной эффузивно-осадочной формации.

#### Литература

- Карлов Н. Н. Знаки ряби в овручских кварцитах. Тр. лаборатории докембрия, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1953.  
Козловская А. Н. Овручские кварциты Словечанского района на Воляни. Мин. сырье, № 1, 1936.  
Лычак И. Л. Овручская серия. Геология СССР, т. V, Госгеолтехиздат, 1958.  
Семененко Н. П. Геохронология докембрия Украины. Изд-во АН УССР, 1965.

**THE TECTONICS AND STRATIGRAPHY OF THE SLOVECHANSKO-OVRUCHSKAYA  
UPLAND IN THE NORTHERN UKRAINIAN SHIELD**

Volcanic-sedimentary rocks of the Ovruchskaya series are known from the northern Ukrainian shield, and these underlie the Slovechansko-Ovruchskaya upland.

Both the mode of occurrence and stratigraphic position of the Ovruchskaya series presented a problem for a long time. The study, conducted with the use of deep drilling, permitted the ideas on the subsurface structure of this upland to be specified.

Ovruchskaya rocks fall into two formations in terms of lithology and depositional conditions.

The lower, Zbran'kovskaya formation is volcanic and is made up of several sheets of diabase, quartz-porphry and porphyrite separated by thin clastic layers. The total thickness is about 350 m.

These rocks were deposited on the eroded surface of rapakivi-like granite of the Korostenskiy complex and contain fragments of the latter.

The upper, Tolkachëvskaya formation is sedimentary and consists of pink quartzitic sandstone intercalated by pyrophyllitic schist. The total thickness amounts to 930 m.

Ovruchskaya rocks are Upper Proterozoic and belong to the platform mantle. They developed in an east-west step-like subsynclinal-type graben trough originated in the Korostenskiy rapakivi-like granite. Recent tectonic movements have formed the Slovechansko-Ovruchskaya upland.

Zhitomir Geological Expedition  
Trust «Kievgeologiya»

---

УДК 551.240(235.221)

В. А. БУШ, В. К. ДМИТРИЕВА, Н. И. ФИЛАТОВА

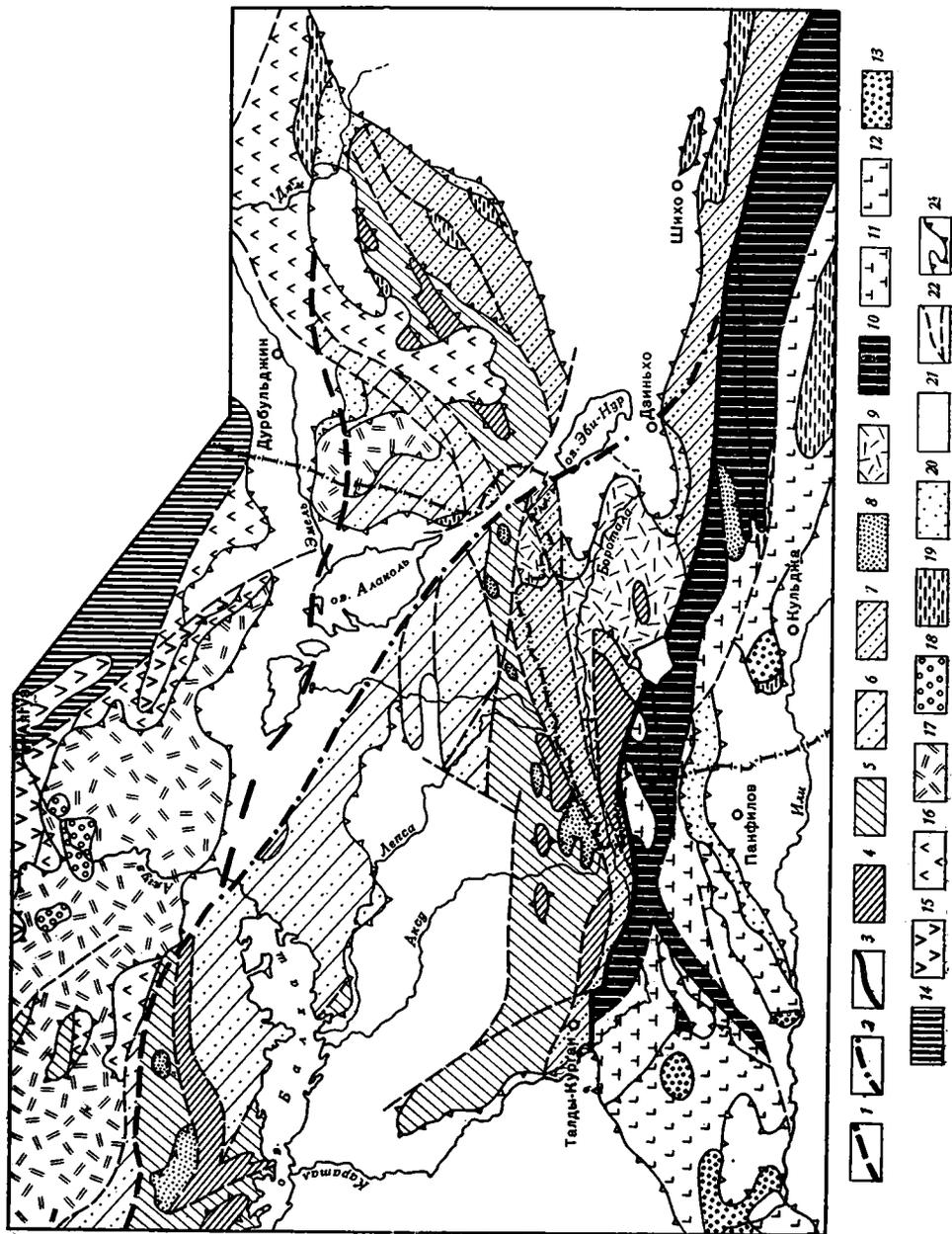
**СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ  
И СТРОЕНИЕ ДЖУНГАРСКОГО РАЗЛОМА**

Установлено, что крупные структурные элементы восточной части Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы непрерывно протягиваются из Джунгарского Алатау на восток, за зону Джунгарского разлома. Это, а также изучение фациальных изменений в среднепалеозойских отложениях, свидетельствует о том, что разлом образовался в позднем палеозое, с началом орогенного этапа развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. Кратко описаны взбросо-сдвиговые и надвиговые разрывные дислокации в зоне Джунгарского разлома. Приводится новая схема тектонического районирования восточной части Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы.

**ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ**

Джунгарский разлом — это крупный разрыв земной коры, тянувшийся почти единой линией на 800 км от оз. Балхаш до района Урумчи в Китае. На всем своем протяжении он ограничивает хребты горной системы Тянь-Шаня (Джунгарский Алатау, хр. Боро-Хоро) от прилегающих к ним с северо-востока Алакульской и Джунгарской межгорных впадин. Природа, строение и роль Джунгарского разлома в альпийской структуре и в структуре палеозойской Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы освещены в настоящее время в значительном числе публикаций, однако по ряду вопросов еще имеются разногласия, обусловленные недостатком фактического материала. Одним из наиболее дискуссионных является вопрос о времени заложения Джунгарского разлома.

Н. Г. Кассин считал, что Джунгарский разлом являлся южным ограничением докембрийской «жесткой глыбы», располагающейся под Алакульской впадиной (1947, 1951). Резко отличную точку зрения на возраст этого разлома высказал К. В. Курдюков (1954); он считал его альпийской структурой, не влияющей на положение тектонических зон в палеозое. П. А. Ренгартен (1958) привел убедительные доказательства, свидетельствующие о том, что отрезок Джунгарского разлома, проходящий в районе оз. Балхаш, в девонском периоде уже существовал и являлся границей между Балхашской структурно-фациальной зоной с терригенным разрезом среднего девона — карбона и Баканасской зоной, где синхроничные образования представлены преимущественно вулканогенными толщами. Он же впервые высказал предположение о том, что Джунгарский разлом относится к категории глубинных разломов. Н. А. Афоничев (1960) присоединился к точке зрения Н. Г. Кассина и считал, что Джунгарский разлом был заложен еще в раннем палеозое и ограничивал с юга «жесткую глыбу», ныне погребенную под Алакульской впадиной. Особых доказательств своего тезиса он, в сущности, не приводит. С. Е. Майрин и А. Е. Шлыгин (1964) также считают Джунгар-



ский разлом в достаточной мере древним образованием, лишь обновленным в позднем палеозое.

Вопрос о возрасте отрезка Джунгарского разлома, проходящего вдоль подножий Джунгарского Алатау, на базе нового фактического материала разобрал В. С. Войтович (1962). Он убедительно доказал, что границей между вулканогенными толщами Баканасской зоны и синхроничными им терригенными толщами Тастауской зоны (последняя соответствует Балхашской зоне П. А. Ренгартена) является не Джунгарский, а Барлыкский (или иначе Барлык-Алакульский) разлом. По его представлениям, отрезок Джунгарского разлома, идущий вдоль Джунгарского Алатау, является не краевым разломом, а косо секущим и не влияет на расположение крупных структурных элементов Джунгаро-Балхаш-

ской геосинклинальной системы. В дальнейшем В. С. Войтович (1963) утверждал, что рассматриваемый им отрезок Джунгарского разлома был заложен в среднем палеозое и разграничивал Тастаускую и Майли-Джайрскую подзоны Джунгаро-Балхашской зоны; однако приведенные им доказательства этого положения малоубедительны.

В последние годы отрезок Джунгарского разлома, проходящий у подножия Джунгарского Алатау, изучался большим коллективом геологов Всесоюзного аэрогеологического треста. Новые данные о природе и строении Джунгарского разлома, полученные этим коллективом, и излагаются ниже.

Предварительно следует оговорить, что среди серии разрывных нарушений, проходящих из Северо-Восточного Прибалхашья вдоль юго-западного края Алакульской впадины далее на восток вдоль хр. Боро-Хоро, авторы склонны выделять три сопрягающиеся между собой ветви, различающиеся временем своего заложения и своей структурной ролью.

Самая северо-западная ветвь проходит в районе гор Тюлькулам, у восточной оконечности оз. Балхаш. В соответствии с данными П. А. Ренгартена, эта ветвь была заложена самое позднее в девонском периоде и ограничивала с севера область распространения терригенных разрезов среднего палеозоя, характерных для Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. Она имеет своим продолжением на востоке Барлык-Алакульский разлом В. С. Войтовича. К этой ветви косо причленяется собственно Джунгарский разлом, тянущийся в юго-восточном направлении вдоль северо-восточных подножий Джунгарского Алатау и вдоль Джунгарских ворот вплоть до оз. Эби-Нур в Китае. Этот разлом проходит внутри среднепалеозойской миеосинклинальной Джунгаро-Балхашской системы, и, как будет показано ниже, заложен лишь в позднем палеозое. Третья ветвь этой системы разломов проходит вдоль северо-восточных подножий хр. Боро-Хоро и отделяет геосинклинальные каледонские и варисские структуры от гипотетического докембрийского Джунгарского срединного массива, характеризуясь, вероятно, весьма древним заложением. К этой ветви с запада косо причленяется Текелийско-Сайрамнорский глубинный разлом, ограничивающий с севера Казахстанско-Тяньшанский каледонский срединный массив. Сочленение последней третьей ветви рассматриваемой системы разломов с собственно Джунгарским разломом погребено под песками Эби-Нура. В альпий-

---

#### Расположение Джунгарского разлома в структуре Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы

**А — Джунгарский разлом:** 1 — северная ветвь и Барлык-Алакульский разлом; 2 — средняя ветвь (собственно Джунгарский разлом); 3 — южная ветвь и Текелийско-Сайрамкорский разлом.  
**Б — Джунгаро-Балхашская геосинклинальная система:** 4 — выходы каледонского фундамента; 5 — ранневарисские складчатые зоны (Центрально-Джунгарский антиклинорий и разновозрастные с ним зоны); 6 — Бороталинский синклинорий, его восточное продолжение и разновозрастные с ним зоны; 7 — Бороталинский синклинорий, его восточное продолжение и разновозрастные с ним зоны; 8 — средневарисские наложенные впадины на каледонском ранневарисском основании, сложенные верхнедевонскими и нижнекаменноугольными толщами; 9 — поздневарисские наложенные впадины на каледонском и средневарисском основании, сложенные среднекаменноугольными — нижнепермскими вулканическими толщами. **В — южное обрамление Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы (Северо-Тяньшанский срединный массив):** 10 — выходы каледонского складчатого комплекса; краевой вулканический пояс; 11 — средневарисские наложенные впадины, сложенные верхнедевонскими — нижнекаменноугольными вулканическими толщами; 12 — поздневарисские наложенные впадины, сложенные верхнекаменноугольными — нижнепермскими вулканическими толщами; 13 — поздневарисские наложенные впадины, сложенные верхнепермскими — нижнетриасовыми молассаами. **Г — северное обрамление Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы (Чингиз-Тарбагатайская геоантиклинальная система):** 14 — выходы каледонского складчатого комплекса; 15 — средневарисские складчатые зоны; 16 — ранневарисские наложенные впадины, сложенные нижне-среднедевонскими вулканическими толщами; 17 — средневарисские наложенные впадины, сложенные верхнедевонскими — нижнекаменноугольными вулканическими толщами; 18 — поздневарисские наложенные впадины, сложенные средне-верхнекаменноугольными — пермскими — триасовыми вулканическими толщами; 19 — поздневарисские наложенные впадины, сложенные верхне-триасовыми (?) молассаами. **Д — платформенные структурные элементы:** 20 — впадины, сложенные юрскими угленосными толщами; 21 — синеклизы, сложенные меловыми, палеогеновыми и миоценовыми толщами; 22 — межгорные впадины, сложенные плиоценовыми и четвертичными молассаами. **Е — прочие обозначения:** 23 — важнейшие разрывные нарушения; 24 — границы между структурными элементами

ском структурном плане все эти ветви образуют единую структуру (рисунки).

Задачей настоящей статьи является выяснение структурной роли, времени заложения и строения собственно Джунгарского разлома, ограничивающего с северо-востока хр. Джунгарский Алатау.

### Структурная роль и время заложения Джунгарского разлома

Для выяснения структурной роли Джунгарского разлома в варисской Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системе необходимо вкратце охарактеризовать внутреннее строение ее восточной части.

Джунгаро-Балхашская геосинклинальная система распадалась на ряд геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий, которые в ее западной части имели северо-западную ориентировку, а на востоке протягивались в субширотном направлении. На севере рассматриваемого участка этой системы располагалась частная Северо-Джунгарская геосинклиналь; южнее с ней сопрягалась Центрально-Джунгарская геоантиклиналь, к которой с юга примыкала краевая Бороталинская геосинклиналь. В верхнем палеозое, после варисской складчатости, эти тектонические элементы оформились в виде складчатых зон: геосинклинали превратились в синклинии, а геоантиклинали — в антиклинории.

В наиболее обширном Северо-Джунгарском геосинклинальном прогибе в течение очень длительного времени — от конца лудловского века по башкирский век включительно — происходило непрерывное, преимущественно терригенное осадконакопление. В северной краевой части этого геосинклинального прогиба присутствует ряд краевых несогласий, исчезающих к центру прогиба. Так, на территории о. Улькун — Арал-Тепе на оз. Алаколь, севернее Джунгарского разлома, Ю. А. Твердисловым и В. С. Войтовичем (1962) были отмечены предверхнетурнейское и внутривизейское (саурское) несогласия. Несколько южнее, в горах Буланбай и Джабык, несогласие наблюдалось также и в основании намюрских отложений.

На южном обрамлении Северо-Джунгарского синклиория также отмечен ряд краевых несогласий. Так, в пределах Центрально-Джунгарского антиклиория наблюдается несогласное налегание отложений жигетского и франского ярусов на подстилающие их породы. На южном склоне хр. Тастау верхнетурнейские отложения резко несогласно налегают на образования среднего девона. Отчетливо проявлено здесь и внутривизейское (саурское) несогласие.

Северо-Джунгарский синклиорий находит свое прямое продолжение на востоке за линией Джунгарского разлома, где в пределах Китая располагается Уркашарский синклиорий, образованный преимущественно терригенными и туфогенными нижнекаменноугольными отложениями, смятыми в линейные складки.

К северу от Северо-Джунгарского синклиория располагается Чингиз-Тарбагатайская геоантиклинальная система (Богданов и др., 1963), особенность развития которой заключалась в том, что она к началу девонского периода характеризовалась уже значительной консолидацией, но в среднем палеозое еще продолжала свое геосинклинальное развитие, выступая в роли геоантиклинали между Джунгаро-Балхашской и Зайсанской геосинклинальными системами. На границе двух участков земной коры, испытывавших разнонаправленные тектонические движения — Западно-Тарбагатайского геоантиклинального поднятия, испытывавшего интенсивные воздымания, и непрерывно погружавшегося Северо-Джунгарского геосинклинального прогиба — в среднем палеозое возникла зона широкого развития слабодислоцированных вулканогенных девонских и каменноугольных формаций орогенного класса. Эта зона по сво-

ему структурному положению и характеру развития близка к краевому вулканическому поясу, выделенному А. А. Богдановым (1959) на границе между каледонидами и варисцидами Центрального Казахстана. С севера пояс вулканогенных формаций ограничивался Аягузско-Урджарским разломом, с юга — Барлык-Алакульским разломом. Последний одновременно являлся и северной границей Северо-Джунгарского синклиория.

На южном обрамлении Северо-Джунгарского синклиория, в пределах Центрально-Джунгарского антиклиория, на линейных складках ниже- и среднедевонских пород несогласно, в наложенных мульдах залегают нижнекаменноугольные отложения. Как установлено нами в последнее время, этот антиклиорий на востоке подходит к линии Джунгарского разлома; структуры Центрально-Джунгарского антиклиория находят свое прямое продолжение в линейных складках Майли-Джаирского антиклиория в Китае, сложенных, как это считалось ранее, терригенными толщами ордовика и силура (Обручев, 1932, 1940). Нам кажется, что широкое развитие в этом антиклиории ордовичских и силурийских толщ маловероятно, так как ни ордовичская, ни силурийская фауна здесь никогда не была найдена и отложения датировались лишь по сопоставлению с Джунгарским Алатау. В 50-х годах в «силуре» Джунгарского Алатау на его северном склоне повсеместно была обнаружена девонская фауна, а на восточном борту Джунгарских ворот в «силуре» хр. Майли на территории СССР В. С. Войтовичем и Н. М. Давыдовым собрана среднедевонская фауна. Предлагаемое нами сопоставление Центрально-Джунгарского и Майли-Джаирского антиклиориев подтверждается также и тем, что на линейных складчатых структурах Майли и Джаира, сложенных, вероятно, ниже- и среднедевонскими терригенными породами, располагаются наложенные мульды, выполненные, как и в Центрально-Джунгарском антиклиории, нижнекаменноугольными породами.

Расположенный южнее Центрально-Джунгарского антиклиория краевой синклиорий Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы — Бороталинский синклиорий — на востоке близ Джунгарского разлома образован кремнистыми толщами верхнего девона и нижнего карбона, содержащими многочисленные линзы красных яшм, обычно с марганцевым оруденением. Восточнее Джунгарского разлома аналогичные толщи с красными яшмами, марганцевым и золотым оруденением очень ярко описаны В. А. Обручевым (1940) и, ввиду отсутствия в них органических остатков, условно отнесены им к силуру. Хотя остатков фауны здесь до сих пор не найдено, мы предполагаем, что столь характерные образования западнее и восточнее Джунгарского разлома, очевидно, являются одновозрастными. В связи с этим нам представляется несомненным, что Бороталинский синклиорий протягивается восточнее Джунгарского разлома вдоль северного края Джунгарского массива в район оз. Телли-Нур (Айран-Куль).

Таким образом, исходя из того, что все варисские тектонические элементы находят свое продолжение восточнее Джунгарского разлома, последний, очевидно, не играл какой-либо роли в период развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы и не являлся ограничением какого-либо ее частного тектонического элемента или всей системы в целом.

На вопрос о времени заложения Джунгарского разлома проливают свет фациальные изменения, наблюдаемые в среднепалеозойских и верхнепалеозойских отложениях Джунгарского Алатау в непосредственной близости от разлома. Нижнедевонские — эйфельские образования саркандской свиты не испытывают ни малейших фациальных изменений при приближении к Джунгарскому разлому. Отмеченные В. С. Войтовичем (1963) различия между ниже- и среднедевонскими формациями Таста-

уской и Майли-Джаирской структурно-формационных подзон (в первой — формация терригенных сероцветных и зеленоцветных морских отложений, и во второй — формация терригенно-туфогенных зеленоцветных морских отложений) частью иллюзорны, так как туфогенные породы присутствуют среди терригенных пород и в Тастауской подзоне. Кроме того, различия между сероцветными и зеленоцветными толщами являются малосущественными. Нижне- и среднедевонские спилиты, связанные, по мнению В. С. Войтовича, с линией Джунгарского разлома, наиболее широко развиты вне связи с разломом, вдали от него, в Центрально-Джунгарском антиклинории. Линзы базальтовых порфириров и красных яшм в верхнедевонских — турнейских отложениях, вопреки утверждениям В. С. Войтовича, связаны не с зоной Джунгарского разлома, а с Тастауским разломом, проходящим в широтном направлении вдоль хр. Тастау: в зоне Джунгарского разлома порфириров и яшм гораздо меньше, чем на хр. Тастау.

Первые сколько-нибудь заметные фациальные изменения, связанные территориально с зоной Джунгарского разлома, отмечаются лишь в визейских отложениях, представленных сероцветной песчано-алевролитовой толщей флишеподобного облика. В бассейне рек Чинжалы и Кызылтаг в зоне Джунгарского разлома в этой толще заметно увеличивается количество песчаников и гравелитов, появляются линзы известняков и конгломератов. Учитывая это, можно предполагать, что в визейском веке вдоль линии Джунгарского разлома (так же, как и в некоторых других местах Северо-Джунгарского синклинория) заложилась невысокие подводные поднятия. Однако эти поднятия естественнее связывать с воздыманием всей северной краевой части Северо-Джунгарского синклинория, расположенной к северу от Джунгарского разлома, что подтверждается наличием внутривизейского несогласия на островах оз. Алаколь.

Отложения намюрского и башкирского ярусов в зоне Джунгарского разлома отсутствуют. Однако в непосредственной близости, в 5—6 км к юго-западу от зоны разлома, располагается Буланбайская седиментационная мульда, сложенная грубообломочными отложениями намюрского и башкирского ярусов. Базальные конгломераты этой толщи вблизи зоны Джунгарского разлома налегают на визейский ярус с местным угловым несогласием. Лежащие выше слои этой толщи сложены алевролитами и песчаниками (часто косослоистыми) и содержат обильные остатки ископаемой флоры. Облик намюрских и башкирских отложений свидетельствует о том, что поднятия в северной краевой части Северо-Джунгарского синклинория продолжали развиваться и охватили еще большую площадь. Каких-либо следов существования разрывных нарушений в интересующей нас зоне в течение нижнекаменноугольной эпохи не имеется.

На рубеже башкирского и московского веков Северо-Джунгарский геосинклинальный прогиб был охвачен мощной средневарисской складчатостью, после чего его геосинклинальное развитие прекратилось. Одновременно со складчатостью происходило формирование многочисленных разрывных нарушений, рассекающих складчатую структуру Северо-Джунгарского синклинория согласно с простиранием складок и связанных своим происхождением с процессом их образования.

Средневарисская складчатость привела к тому, что древний геосинклинальный субширотный план тектонических структур восточной части Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы сменился существенно иным, северо-западным планом тектонических структур этого района, характерным уже для орогенного и последовавшего за ним платформенного этапов тектонического развития. Джунгарский разлом, наискось рассекающий структуры геосинклинального складчатого комплекса, заложился в позднем палеозое, в орогенную стадию развития этого района.

Рассматривая позднепалеозойский орогенный этап развития этой территории, расположение его структурных элементов, фации отложений и явления магматизма, мы обнаруживаем явные следы движений, происходивших по Джунгарскому разлому.

Джунгарский разлом обусловил глубокие ингрессии верхнепалеозойских морских бассейнов из пределов Джунгарской впадины в глубь обширных континентальных пространств Центрального и Юго-Восточного Казахстана. Первая такая ингрессия отмечается в московском веке, когда узкий морской рукав проник через Джунгарские ворота из бассейна р. Бороталы (Иванов, 1962) вдоль Джунгарского разлома. В результате этой ингрессии в горах Буланбай была сформирована 150-метровая толща серых кварцитовидных песчаников, косослоистых алевролитов и среднеобломочных брекчий, содержащих обломки подстилающих пород. В ней В. К. Дмитриева нашла остатки фораминифер московского яруса. Эти отложения залегают в небольшой мульде, вытянутой вдоль Джунгарского разлома и резко несогласно наложенной на субширотные геосинклинальные структуры. Отложения московского яруса здесь представлены прибрежными фациями; уже в 1—1,5 км к северо-западу, ближе к Алакольской впадине, количество обломочного материала в этой толще резко падает, размеры обломков уменьшаются, исчезает косяя слоистость. Вероятно, основная площадь распространения морских московских отложений скрыта сейчас под кайнозойскими образованиями юго-западного борта Алакольской впадины. Резкое ограничение морского бассейна, отложение у берега совершенно не обработанного потоками обломочного материала заставляют нас предполагать, что морской рукав был с юго-запада ограничен резким береговым уступом, вероятнее всего — выраженным в рельефе Джунгарским разломом.

В результате последующей пермской ингрессии в горах Буланбай отложилась 220-метровая толща серых среднезернистых, местами туфогенных песчаников и алевролитов с линзами гравелитов и известняков, содержащих остатки нижнепермских рогоз, мшанок и трилобитов. Эти отложения также обнаруживают резкие фациальные изменения вкост зоны Джунгарского разлома. Так, в некоторых пачках часто чередующиеся друг с другом песчаники и алевролиты на расстоянии до 1 км по направлению к юго-западу от Джунгарского разлома резко сменяются разнозернистыми несортированными известковистыми песчаниками, содержащими многочисленные линзы органогенно-обломочных известняков, гравелитов и мелкообломочных брекчий, что бесспорно свидетельствует о близости древней береговой линии. Уже в нескольких километрах к юго-западу от зоны Джунгарского разлома, у устья Дурной речки, нижнепермские отложения представлены в континентальных фациях и содержат остатки флоры. Пермские отложения, подобно московским, образуют синклинальные складки и грабены, косо наложенные на простирающиеся широтно средневарисские складчатые структуры.

Альпийские структуры рассматриваемого района, из которых важнейшей является Алакольская межгорная впадина, также имеют северо-западное простираение. Эта впадина контактирует с Джунгарским сводом именно по Джунгарскому разлому. Таким образом определяется ведущая роль Джунгарского разлома в молодом, поздневарисском (мезозойском) и альпийском структурном плане территории.

Наконец, весьма убедительно свидетельствуют о времени заложения Джунгарского разлома явления магматизма. Для зоны Джунгарского разлома исключительно характерны мелкие трещинные интрузии гипербазитов (пироксенитов), превращенных почти нацело в серпентиниты и листвениты. Эти интрузии отмечаются только в зоне Джунгарского разлома, где они залегают в сместителях отдельных составляющих разлома и, реже, в оперяющих их трещинах отрыва. По форме ультра-

основные интрузии представляют собой плоские пластины или бескорневые тектонические линзы; размеры их в горизонтальном сечении колеблются от  $10 \times 100$  м до  $50 \times 300$  м, в одном случае наблюдался массив шириной около 300 м и длиной до 1500 м. Пироксениты имеют активные контакты с породами московского яруса и нижнепермскими породами; на контактах наблюдались эруптивные брекчии, апофизы, экзоконтактовая закалка и окварцевание. Можно предполагать, что ультраосновная магма поступала по глубоким трещинам зоны Джунгарского разлома в моменты резкого усиления дифференцированных движений, возможно даже неоднократно. Столь четко выраженный глубинный магматизм, связанный с Джунгарским разломом, позволяет относить его к категории глубинных разломов с заложением у поверхности Мохоровичича.

Таким образом, из изложенного ясно, что Джунгарский разлом заложился на рассматриваемой нами территории в позднем палеозое, сразу после главной фазы складчатости, завершившей геосинклинальное развитие восточной части Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. Именно в это время он и начинает играть ведущую роль в формировании структуры этой территории.

### Строение зоны Джунгарского разлома и характеристика смещений по нему

Строение зоны Джунгарского разлома в целом достаточно подробно описано В. С. Войтовичем и А. Х. Ивановым (1964). Однако ряд весьма интересных черт морфологии этого разлома, установленных геологами ВАГТ, до сих пор не нашел отражения в опубликованной литературе. Ниже приводится описание наиболее обнаженного участка разлома, расположенного в горах Буламбай (междуречье Тентек и Джаманты).

Палеозойские разрывы в зоне Джунгарского разлома образуют полосу шириной до 10 км. Они представлены серией кулисообразно расположенных взбросо-сдвигов северо-западного простирания. Сместители их почти вертикальны, установленные сдвиговые смещения почти всегда правобоковые. Наиболее крупные взбросо-сдвиги имеют как вертикальные, так и горизонтальные амплитуды величиной до нескольких сотен метров и отстоят друг от друга на 1—3 км. Со взбросо-сдвигами сопряжены крутые надвиги, ориентированные поперечно или диагонально к взбросо-сдвигам и наклоненные к югу или юго-востоку под углами от 30 до 60°. Между крупными взбросо-сдвигами проходит бесчисленное множество мелких правобоковых взбросо-сдвигов и сопряженных с ними надвигов с амплитудами горизонтальных перемещений в несколько метров. Таким образом, вся зона Джунгарского разлома представляет собой как-бы гигантскую тектоническую брекчию.

Почти все эти разрывы были обновлены в четвертичном периоде. В современной структуре зона Джунгарского разлома в поперечном сечении выступает как система ступенчатых, кулисообразно подставляющих друг друга альпийских взбросов, сместители которых падают к юго-западу, по направлению к горам под углами 60—80°. Опущенными являются северо-восточные крылья. Наиболее крупными эрозионно-тектоническими уступами высотой до 300—500 м выражены здесь две обновленные в альпийское время палеозойские ветви Джунгарского разлома: одна из них проходит вдоль подножия гор по границе с четвертичными отложениями, вторая — по северному фасу гор Буламбай. Около устья р. Джаманты в зоне Джунгарского разлома присутствуют поперечные сбросы северо-восточного простирания. Эти сбросы образовались, вероятно, при неравномерном оседании всякого бока взброса, сложенного уплотненными палеозойскими отложениями, в том случае,

когда лежащий бок сложен рыхлыми четвертичными супесями и галечниками.

Амплитуда вертикальных перемещений по Джунгарскому разлому за альпийский этап, установленная геоморфологическими и геофизическими методами, составляет в горах Буланбай не менее 2500—2800 м (поверхность палеозойского фундамента Алакольской впадины около разлома опущена под уровень моря на глубину около 1000 м, а отметки вершины гор Буланбай 1800 м). Суммарная амплитуда палеозойских вертикальных перемещений, установленная геологическим картированием, составляет около 3000—4000 м. Амплитуда горизонтальных сдвиговых перемещений в горах Буланбай точной оценке не поддается. Приблизительно ее можно оценить по суммарной амплитуде горизонтального перекрытия надвигов, динамически связанных с взбросо-сдвигами. Ориентировочная оценка дает величину около 1500—3000 м.

Изучение морфологии зоны Джунгарского разлома и подсчеты вертикальных и горизонтальных амплитуд перемещений по нему заставляют нас весьма осторожно подходить к оценке горизонтальной амплитуды сдвиговых перемещений по Джунгарскому разлому в 30 км, полученной В. С. Войтовичем (Иванов, Войтович, 1964). Эта цифра выведена им по весьма шатким сопоставлениям мелких линз красных яшм и прослоев «мучнисто-белых хлорит-кремнистых сланцев» в тастауской свите  $D_3-C_1$  в юго-западном крыле разлома на левобережье р. Токты и в северо-восточном крыле разлома вблизи устья Дурной речки. Нам кажется, что сопоставление крыльев разлома здесь гораздо надежнее производить по пластам своеобразных кремнистых гравелитов в отложениях тастауской свиты. Эти гравелиты протягиваются непрерывной полосой на 30 км вдоль границы Бороталинского синклиория и Центрально-Джунгарского антиклиория, образуя довольно устойчивые в разрезе пачки мощностью до 150 м и связаны, вероятно, с размывом антиклиория в течение верхнедевонской эпохи. На северном крыле Центрально-Джунгарского антиклиория такие гравелиты в тастауской свите полностью отсутствуют. Выходы этих гравелитов прослежены нами по левобережью р. Чиндалы, откуда они переходят на ее правобережье и далее, несколько смещаясь по Джунгарскому разлому, тянутся на его северо-восточное крыло к устью Дурной речки. Сдвиговая амплитуда Джунгарского разлома в таком случае не превысит 3000—4000 м. Максимальные горизонтальные перемещения в зоне Джунгарского разлома были установлены А. Ф. Степаненко по Актуминскому и Бельгаинскому взбросо-сдвигам. Сопоставляя положение в крыльях этих разломов осей одних и тех же складок, А. Ф. Степаненко получил величину сдвиговой амплитуды приблизительно 6000 м.

Не полностью достоверными данными подкрепляются и соображения В. С. Войтовича об амплитудах альпийских сдвиговых перемещений по Джунгарскому разлому. Во-первых, вызывает удивление утверждение В. С. Войтовича (1964) о том, что «...горизонтальные движения вдоль Джунгарского разлома... не сопровождались сколько-нибудь значительными вертикальными перемещениями». Важнейшая роль вертикальных перемещений по этому разлому твердо установлена К. В. Курдюковым (1954), Н. А. Афоничевым (1959) и многими другими исследователями. Данные, полученные В. С. Войтовичем, касаются лишь одной из составляющих разлома и никоим образом не относятся к смещениям по всей его зоне. Во-вторых, соображения о горизонтальных перемещениях различных фаций плейстоценовых отложений, приводимые В. С. Войтовичем, не подкрепляются никакими доказательствами, которые указывали бы на одновозрастность выделенных им фаций. По нашим данным, эти «фации» представляют собой разновозрастные отложения, что разрушает все сдвиговые построения В. С. Войтовича. Наконец, существованию крупных сдвиговых смещений по Джунгарскому разлому в

альпийское время противоречат поперечные сбросы у устья р. Джаманты, охарактеризованные выше.

В общем следует признать, что, если само существование сдвиговых перемещений по Джунгарскому разлому показано В. С. Войтовичем достаточно убедительно (это подтверждается и нашими материалами), то данных для сколько-нибудь точной оценки величин палеозойских и альпийских сдвигов по этому разлому еще очень мало.

## ВЫВОДЫ

1. Джунгарский разлом, проходящий вдоль подножий хребта Джунгарский Алатау, является косо секущим разломом по отношению к геосинклинальным варисским структурам Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. Этот разлом заложен в середине среднекаменноугольной эпохи в момент общей складчатости и перехода территории от геосинклинального к орогенному этапу развития. Джунгарский разлом является структурой орогенного этапа и интенсивно развивался на протяжении него и следовавшего за ним платформенного и эпиплатформенного орогенного этапов.

2. Четко выраженный в современной структуре гигантский разрыв, тянущийся от оз. Балхаш до района Урумчи, представляет собой совокупность трех разрывных нарушений длительного развития, заложенных в разное время и игравших разную роль в палеозойском структурном плане Юго-Восточного Казахстана и пограничной Джунгарии. Северо-западный его отрезок был заложен не позднее, чем в среднедевонскую эпоху и вместе с Барлык-Алакульским разломом отделял Джунгаро-Балхашскую геосинклинальную систему от геоантиклинальных структур Чингиза и Тарбагатай. Юго-Восточный отрезок разлома имеет весьма древнее (возможно, докембрийское) заложение и отделяет Джунгарский срединный массив от каледонской и варисской геосинклиналей Северного Тянь-Шаня. Средний отрезок разлома (Джунгарский разлом собственно) представляет собой перемычку, соединившую эти древние ветви в орогенном этапе, когда все три отрезка развивались совместно и образовали единый разлом, ограничивающий с северо-востока горные сооружения Тянь-Шаня от примыкающих к ним межгорных впадин.

3. Правильно подмеченное В. С. Войтовичем сходство между Джунгарским и Ферганским разломами объясняется тем, что последний также представляет собой перемычку, соединившую на границе палеозоя и мезозоя два древних глубинных разлома: линию Николаева (аналог Барлык-Алакульского разлома) и Момукский разлом между Таримским массивом и Куэнь-Лунем (аналог разлома между Джунгарским массивом и варисцидами (Боро-Хоро). В обоих случаях эти разломы соединяют между собой южные краевые разломы обломков древних плит и южные краевые разломы зон каледонской или ранневарисской консолидации. Оба они являются косо секущими по отношению к структурам варисских геосинклинальных систем (Джунгаро-Балхашской системы и системы Южного Тянь-Шаня), расположенных между каледонидами и обломками древних плит.

## Литература

- Афоничев Н. А. Значение Джунгарского сброса в формировании альпийских структур Джунгарского Алатау. Сов. геология, № 6, 1959.
- Афоничев Н. А. Основные черты структурного плана Южного Казахстана, Прибалхашья и Пограничной Джунгарии. Сб. «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана». Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1960.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXXIV, № 3, 1959.

- Богданов А. А., Зайцев Ю. А., Мазарович О. А., Максимов А. А. Тектоническое районирование палеозойского массива Центрального Казахстана. Вестн. Моск. ун-та, Отд. геол., № 5, 1963.
- Тихомиров В. Г., Четверикова Н. П., Буш В. А. Тектоника и история развития Джунгарского Алатау. Автореф. канд. дисс., М., 1963.
- Буртман В. С., Пейве А. В., Руженцев С. В. Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира. Сб. «Разломы и горизонтальные движения земной коры». Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 80, Изд-во АН СССР, 1963.
- Войтович В. С. К вопросу о палеозойском фундаменте Алакульской впадины. Изв. АН КазССР. Сер. геол., вып. 1 (46), 1962.
- Войтович В. С. История развития Джунгарского глубинного разлома Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1963.
- Войтович В. С. Новейшие горизонтальные движения по Джунгарскому разлому и их роль в развитии рельефа. Изв. АН СССР. Сер. геогр., № 5, 1964.
- Иванов А. Х. Стратиграфия бассейна р. Бороталы и Джунгарском Алатау. Сов. геология, № 9, 1962.
- Иванов А. Х., Войтович В. С. Герцинские сдвиги вдоль Джунгарского разлома. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1964.
- Кассин Н. Г. Палеогеография Казахстана. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1947.
- Кассин Н. Г. Развитие геологических структур Казахстана. Изв. АН КазССР. Сер. геол., вып. 14, 1951.
- Курдюков К. В. Возраст Джунгарского разлома. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1954.
- Майрин С. Е., Шлыгин А. Е. Основные черты геологического развития Джунгарского Алатау. Сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана». Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1964.
- Обручев В. А. Пограничная Джунгария. Том III, вып. 1. Изд-во АН СССР, Л., 1932, вып. 2, Изд-во АН СССР, М.—Л., 1940.
- Ренгартен П. А. Герцинские структурно-фациальные зоны Прибалхашья. Сов. геология, № 4, 1958.
- Филатова Н. И., Буш В. А. Герцинские госянклинальные структуры Джунгарского Алатау. Геотектоника, № 3, 1965.

Всесоюзный Аэрогеологический  
трест

Статья поступила  
17 февраля 1966 г.

---

**V. A. BUSH, V. J. DMITRIEVA and N. I. FILATOVA**  
**STRUCTURAL SETTING, HISTORY AND STRUCTURE**  
**OF THE DZHUNGARSKIY FAULT**

Major structural features of eastern Dzhungaro-Balkhashskaya geosynclinal system have been found to extend continuously eastward from the Dzhungarskiy Alatau, beyond the Dzhungarskiy fault-zone. This, as well as the results of the study of the Middle Paleozoic facies changes, suggest that the fault originated in Late Paleozoic, with the beginning of the orogenic episode during the development of the Dzhungaro-Balkhashskaya geosynclinal system. Uplthrow-strike-slip and thrust faults in the Dzhungarskiy fault-zone are briefly described. A new diagrammatic map of tectonic zoning of eastern Dzhungaro-Balkhashskaya geosynclinal system is given.

All-Union Photogeological Trust  
Moscow

---

УДК 551.243.4(571.66)

В. И. ТИХОНОВ

## НАДВИГИ НА ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКЕ

В данной статье описываются надвиговые структуры конкретных районов Восточной Камчатки. Надвиги хребтов Валагинского, Кумроч, Южно-Быстринского.

Приведенный фактический материал свидетельствует о широком распространении надвигов в пределах Восточной Камчатки. Надвиги в плане являются весьма протяженными структурами и увязываются в зоны общего северо-восточного или меридионального простираения. Крутопадающие разрывы обычно имеют поперечное к зонам надвигов простираения.

Основные надвиговые структуры Восточных хребтов имеют падение плоскостей в восточном и юго-восточном направлениях, а системы надвигов восточного побережья падают на запад и северо-запад. Осевой зоной надвиговых структур с различно наклонными плоскостями нарушений является пояс восточных вулканов, фиксирующих крупную ослабленную зону земной коры.

В дальнейшем дается история развития надвиговых структур, взаимосвязанная с развитием глубинного разлома. Устанавливается, что надвиги формировались длительно, по крайней мере с верхнего мела до четвертичного времени.

## ВВЕДЕНИЕ

В 1935 г. в трудах Нефтяного геологоразведочного института вышла из печати работа Л. А. Гречишкина «Геологический очерк восточного побережья Камчатки». Как указывает автор, «Основным элементом тектоники... является большой тектонический разрыв, протягивающийся к югу от села Нижне-Камчатска вдоль берегов океана и прослеженный на расстоянии почти 200 км» (1935, стр. 31). Анализируя поведение этой этого нарушения в плане, поведение пород по обе стороны этой структурной линии как в плане, так и в разрезе, автор приходит к выводу, что в данном случае мы имеем дело с крупным надвигом, плоскость которого падает на северо-восток «Кажущееся же моноклинальное залегание может быть объяснено общим запрокидыванием развитых здесь тектонических структур на юго-восток... (там же, стр. 35). Описанные факты поведения пород в зоне тектонического контакта и приложенные зарисовки убеждают в правильности сделанных автором выводов.

Общеизвестно, что Камчатка принадлежит к молодым развивающимся структурным элементам земной коры с большой контрастностью тектонических движений, о чем свидетельствуют так же высокая сейсмоактивность и активный современный вулканизм. Естественно предположить, что для подобной области в истории ее развития серьезную роль должны играть различного типа разрывные нарушения. И действительно, при анализе форм рельефа по топографическим картам и аэрофотоснимкам выявляется густая сеть разломов, многие из которых весьма значительны. Например, весьма значительное нарушение проходит в основании северо-западного склона Восточного хребта, отделяя последний от Центрально-Камчатской впадины. Другой крупный шов хорошо фиксируется в рельефе, прослеживаясь в юго-западном направлении в районе оз. Ажабачьего, вдоль долины р. Бушуйки, верховья р. Пятой, вдоль

северо-западного берега Кроноцкого озера и далее по долине верховья р. Жупановой. Даже на топографической карте видно, что Восточный хребет расчленен на отдельные блоки, смещенные один относительно другого, то же видно и на аэрофотоснимках. Амплитуда перемещения по крупным разрывным нарушениям весьма значительная, а движения по ним происходят и в настоящее время. Не безразлична к их поведению в геологической истории и пликвативная структура, на которую они оказывают серьезное влияние. Другими словами, геологическую структуру и историю формирования данной области можно понять лишь выяснив роль и место в ней разрывных дислокаций. О разрывных нарушениях на Камчатке писали или в той или иной мере упоминали многие исследователи, однако четкой их классификации, описания различного типа нарушений, конкретного рассмотрения их на фактическом материале мы практически не имеем до настоящего времени. Если еще можно найти характеристику разломов с крутопадающими плоскостями смесителя, то описания такого важного типа нарушений, как надвиги, мы, кроме общих соображений, не находим вообще. Практически приведенная выше работа Л. А. Гречишкина является единственной и наиболее обстоятельной, опирающейся на конкретный фактический материал. Но, даже и в этой работе недостаточно освещена морфология нарушения, характер приразломных дислокаций и другие его признаки. Не устанавливается ни время его заложения, ни история развития, ни влияние его на формирование пликвативной структуры.

Предлагаемая работа так же не претендует на всестороннее описание разрывных нарушений. В ней делается попытка в той или иной мере заполнить пробел по изучению разрывных структур типа надвигов. Занимаясь в течение ряда лет изучением геологии Камчатки, автору удалось наблюдать надвиговые структуры различного масштаба почти на всем протяжении системы Восточных хребтов. Ниже постараемся дать описание некоторых надвигов, их морфологии, сопровождающих эти нарушения характерных дислокаций. Кроме того, попытаемся наметить некоторые этапы в истории формирования надвиговых структур и некоторые общие черты положения их в структуре Восточной Камчатки.

Разрывы того или иного типа имеют в ряде случаев длительную историю формирования, нарушают разновозрастные комплексы отложений и отражаются в их структуре различно, в различные этапы геологического развития. Поэтому, прежде чем рассматривать разрывы собственно надвигового типа, отметим основные стратиграфические комплексы восточных хребтов.

Стратиграфия Восточной Камчатки разработана еще недостаточно, чтобы проследивать выделенные в том или ином районе свиты на всем ее протяжении. Ниже дана краткая характеристика основных стратиграфических комплексов, имеющих наибольшее распространение в пределах восточных хребтов Камчатки.

Образования древнее верхнего мела на Восточной Камчатке почти не встречаются. Широким распространением здесь пользуется комплекс пород, сложенный в основном различными вулканогенными породами, представленными главным образом эффузивами андезитового и андезитобазальтового состава, различными туфами, туфолавами, лавобрекчиями, туфобрекчиями, агломератами и т. д. Характерными членами этого комплекса являются кремнистые породы, встречающиеся в виде линз, прослоев и пачек. Подчиненное значение имеют осадочные породы. Характерна общая серовато-грязно-зеленая окраска пород. Эти образования известны на Камчатке под названием ирунейской или валагинской серии. Возраст серии большинство исследователей считают верхнемеловым.

Стратиграфически выше располагается комплекс пород, для которого характерным является флишоидный облик. Слагается он главным об-

разом песчаниками, сланцами, алевролитами. Меньшим распространением пользуются туфы, кремнистые породы и лавы. Крайне редки, но чрезвычайно характерны стяжения, линзы, маломощные прослои и пачки известняков. Общий цвет пород серии — серый и темно-серый. В верхней половине ее обнаружена микрофауна палеогена, но не исключено, что низы серии еще принадлежат верхнему мелу. К этому комплексу относятся образования каяновской серии и большая часть богачевской. Мощности указанных выше комплексов весьма значительны и измеряются километрами.

С резким угловым несогласием на лежащих ниже комплексах залегает сложная серия пород, охарактеризованная миоценовой фауной. Эта серия представлена разнообразными песчаниками, конгломератами, сланцами и алевролитами, сменяющими друг друга как в пространстве, так и во времени. Мощность ее достаточно велика и достигает 2000—3000 м. На Камчатке эти образования описаны под названием тюшевской, осиповской и других серий.

Выше с отчетливым несогласием залегает кавранская серия пород верхнемиоценового — плиоценового возраста. Формации ее образующие могут считаться типично орогенными и слагаются слабосцементированными осадочными, угленосными песчано-галечниковыми вулканомиктовыми образованиями, а так же вулканогенными пирокластическими породами, описанными под названиями шапинской и бурковской свит. Мощность этой серии очень невыдержанна и колеблется в широких пределах, достигая 1,5—2 тыс. м.

Самый верхний четвертичный комплекс представляет собой чрезвычайно сложную серию пород, представленную разнообразными лавами, главным образом андезито-базальтового состава, их туфами и другими пирокластическими образованиями. Сюда же относятся различные осадочные и вулканогенно-осадочные, чаще всего континентальные породы.

Все эти упомянутые выше комплексы пород в той или иной мере затронуты разрывными дислокациями, в том числе и разрывами типа надвигов.

### **Надвиги Восточной Камчатки**

Ниже охарактеризуем некоторые надвиговые структуры, наблюдавшиеся нами в пределах Восточных хребтов.

#### **1. Надвиги Валагинского хребта**

Одна из структур надвигового типа была обнаружена и изучена автором совместно с А. Г. Цикуновым в пределах северной части Валагинского хребта. Рассмотрим эту структуру по ручью Духтахтыч, являющемуся правым притоком р. Правая Шапина (рис. 1).

Духтахтыч принадлежит к системе мелких ручьев, пересекающих северо-западный склон северной части Валагинского хребта, примыкающей к Кроноцкому озеру. В данном районе развиты преимущественно образования верхнемеловой серии, слагающие крупную антиклиналь северо-западного простирания. Бассейн Духтахтыча тяготеет к центральной части структуры. Здесь в образованиях мела выделяется несколько согласно залегающих толщ или свит. В основании разреза выделяется толща преимущественно туфогенных песчаников и алевролитов, тонко- и среднеслоистых, темно-серой окраски. Выше она постепенно переходит в толщу толсто-средне- и тонкослоистых туфов, грязно-зеленой окраски, которые переслаиваются с тонкими прослоями и пачками темно-серых туфо-алевролитов и туфосланцев. На толще туфов с алевролитами залегают сходные зеленые туфы и туффиты, толсто-средне- и реже тонкослоистые, которые вверх по разрезу переходят в тонкослоистые туфы и туффиты.

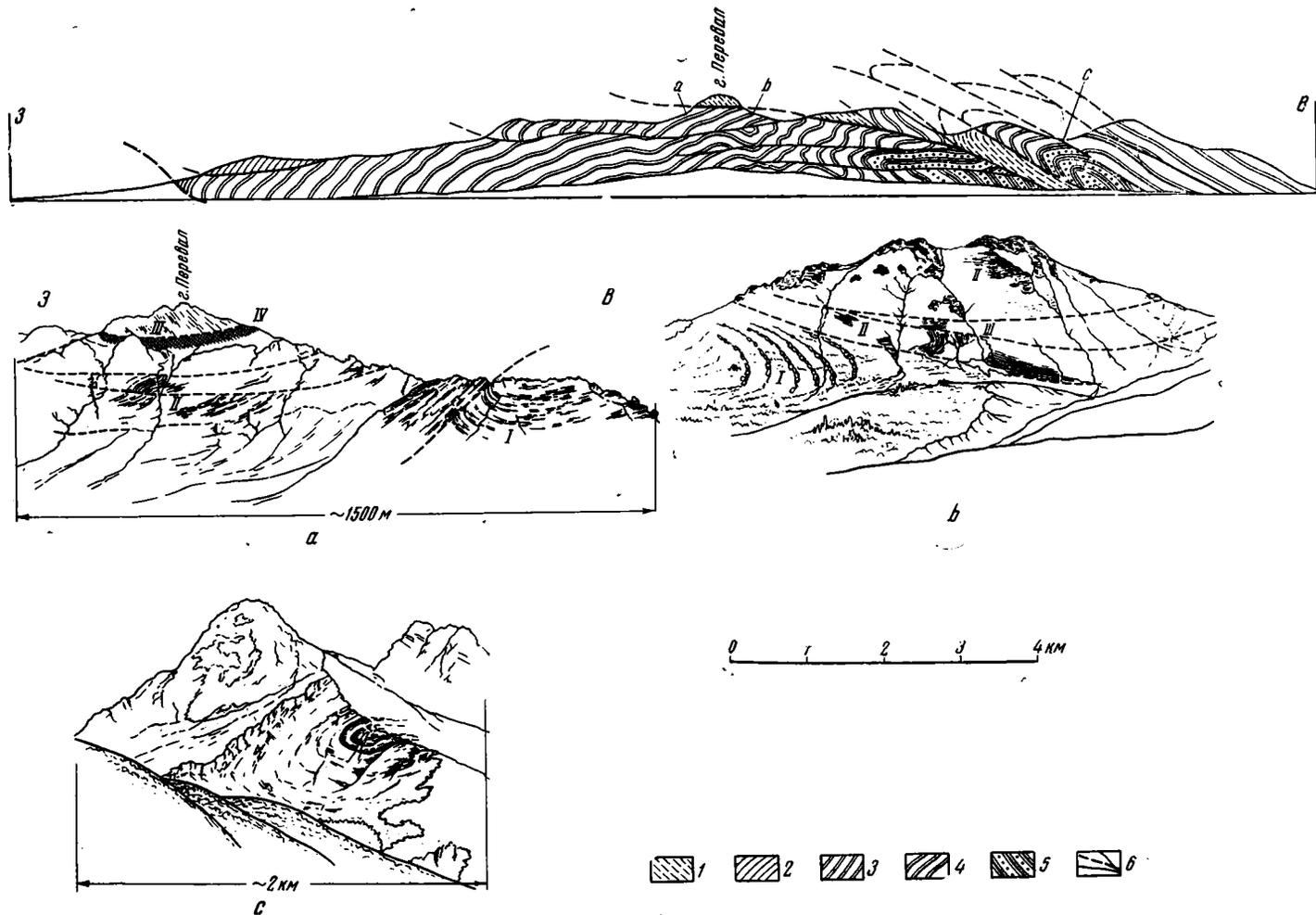


Рис. 1. Схематичный профиль по правому борту долины р. Духтахтыч

Последовательность в отложении свит верхнего мела (сверху вниз): 1 — туфы с пачками кремней; 2 — тонкослоистые туфы и туффы; 3 — толсто-слоистые туфы и туффы; 4 — туфы с прослоями и пачками алевролитов; 5 — песчаники и алевролиты; 6 — разрывы. а и в: 1 — толсто- и среднеслоистые туфы; II — средне- и тонкослоистые туфы, прослой туфоалевролитов; III — туфы с кремнистыми сланцами; IV — зона дробленных пород.

Разрез венчает толща туфов, чередующихся с прослоями и пачками кремнистых сланцев, в основном темной окраски.

Указанная выше антиклинальная структура близ осевой части хребта срезана крупным разломом надвигового типа, имеющим общее северо-восточное простирание, плоскость смесителя которого падает на юго-восток. Борты долины ручья хорошо обнажены и позволяют наблюдать все основные элементы надвига и сопровождающие его дислокации.

В трех километрах восточнее горы Перевал наблюдается мощная зона разлома, сопровождающаяся перетертыми и передробленными породами. Плоскость смесителя падает на восток под углом 35—40°. Восточнее зоны разлома, в южном склоне хребта наблюдается отчетливо выраженная антиклинальная складка, запрокинутая на запад (см. рис. 1). Ядро складки сложено песчаниками и сланцами, которые перекрываются туфами с прослоями алевролитов, а высшее крыло слагается толщей толстослоистых туфов. Лежачее крыло складки разорвано и толщи песчаников — сланцев и туфов-алевролитов непосредственно перекрывают туфогенно-кремнистые породы. Далее на запад плоскость нарушения выполаживается и становится почти горизонтальной. Вершина горы Перевал сложена туфами и кремнистыми сланцами, имеющими юго-восточные падения, и углами около 30° (см. рис. 1, а). От подстилающих туфов с прослоями алевролитов толща туфов с кремнями отделена лежащей горизонтально зоной дробленных обохренных пород мощностью около 100 м. Указанные факты не оставляют сомнения в наличии здесь крупного разрывного нарушения с горизонтально залегающей поверхностью смесителя.

Основное надвиговое нарушение сопровождается целой системой более мелких. Мелкие надвиги, как правило, очень пологие и разбивают вмещающие толщи на тонкие пластины, смещенные в той или иной степени одна относительно другой. На контактах между пластинами, а иногда и внутри них развиваются характерные мелкие складочки волочения. Подобную картину можно хорошо наблюдать по правому борту долины р. Духтахтыч, особенно под горой Перевал и восточнее его (см. рис. 1, а, в), а также в нижней части долины ручья, в левом его борту.

Указанное выше нарушение простирается с северо-востока на юго-запад. Северо-восточное его продолжение не было нами изучено, а на юго-западе оно прослеживается через верховье ручьев Белого, Голубого, Обрывистого и далее в долину р. Унаны, где скрывается под современными андезитовыми и андезито-базальтовыми покровами лав вулкана Унаны. На всем этом протяжении зона надвига сопровождается передробленными породами, мелкими складками волочения и системой сопровождающих ее мелких разрывных нарушений, которые при удалении от основного нарушения имеют почти горизонтальное положение плоскостей смесителя, т. е. имеют ту же характеристику, как и в долине р. Духтахтыч. В этом же районе вдоль северо-западного подножия Валагинского хребта прослеживается крупное разрывное нарушение. Условия обнаженности такие, что характер нарушения установить не удастся, но разрывная природа его несомненна. Особенно хорошо она выражена в верховье р. Правая Шапина, близ горы Двойной. Здесь в непосредственном контакте находятся вулканогенно-кремнистые толщи верхнего мела с миоценовыми песчаниками и алевролитами и перекрывающими их покровами базальтов и андезито-базальтов нижнечетвертичного возраста. Причем меловые породы слагают самые высокие части хребта, а третичные и четвертичные — выполняют депрессию р. Шапиной. На контакте располагается мощная зона, в несколько десятков метров ширины, сильно передробленных пород вулканогенно-кремнистой толщи. Вертикальная амплитуда нарушения очень велика и, подсчитанная только по базальтовым плато, достигает 400 м. В самых верховьях рек Правая Шапина и Бёме указанное нарушение срезано крупным крутопадающим

разломом северо-западного простирания, по которому зона разрыва передового фаса хребта, видимо, смещена в северо-западном направлении километров на десять, так как морфологически в данном месте Валагинский хребет так же смещен на северо-запад, а в основании его так же проходит крупное нарушение, фиксирующееся, как резким уступом в рельефе, так и мощной зоной дробленых пород. Юго-западнее верховья р. Правая Шапина, в бассейне р. Осиповской, располагается мутьдообразный прогиб северо-западного простирания, выполненный песчаниками, конгломератами и алевролитами среднего — верхнего миоцена. На юго-западном продолжении указанного выше крупного разлома, прослеженного вдоль верховья р. Правая Шапина, в пределах Осиповского прогиба наблюдается разлом небольшой (до 100—200 м) вертикальной амплитуды, сопровождающийся системой даек андезитов, базальтов, диорит-порфириров и спессартитов. В 3—4 км к юго-западу от него наблюдается аналогичное нарушение, на продолжении которого к юго-западу, уже за пределами Осиповского прогиба, располагается надвиговая структура, аналогичная описанной по долине р. Духтахтыч. Это нарушение наблюдалось автором и геологами института вулканологии СО АН СССР А. Г. Цикуновым, И. В. Флоренским, В. С. Петровым и А. А. Прониным в пределах Валагинского хребта, в бассейне верховьев рек Китильгиной, Валагиной и Ветловой. Надвиг имеет северо-восточное простирание, а плоскость смесителя падает на юго-восток под углом в 30—40°. К северо-западу от зоны надвига располагается крупная антиклиналь, сложенная породами валагинской серии и частично каяновской. Антиклиналь представляет собой сравнительно просто построенную складку, простирания на юго-восток, с падением пород на крыльях порядка 30—40°. Юго-восточнее нарушения распространены почти исключительно песчано-сланцевые толщи каяновской серии, надвинутые на названную выше антиклиналь. Толщи эти разбиты системой небольших надвигов параллельных основному шву и смяты в серию мелких, сильно пережатых, часто запрокинутых складок северо-восточного простирания, переработавших первоначальную структуру. В зоне надвига мы наблюдаем структурные элементы, сходные со структурами Духтахтычского надвига, т. е. крутые складки, нередко килевые, лежащие запрокинутые и наклоненные, как правило, на северо-запад. Наблюдаются также мелкие пологие нарушения и сопровождающие их дислокации. К юго-востоку от нарушения в непосредственной близости от него отмечены тектонические окна, в которых выходят вулканогенные и туфогенные породы валагинской серии среди поля песчаников и сланцев каяновской серии. Это свидетельствует о выполаживании надвига в юго-восточном направлении.

Как видно из геологической карты, горизонтальная амплитуда перемещения по надвигу весьма значительна, так как мы видим совершенно перекрытой юго-восточную часть Валагинской антиклинали. От последней остался лишь фрагмент ее. В северо-восточной части данная надвиговая структура перекрыта миоценовыми образованиями осиповской серии, в которых на продолжении указанной зоны надвига отмечается разрыв, по которому происходили значительные (до 600—800 м) перемещения, в основном вертикальной амплитуды, не нарушившие существенно морфологию Осиповского прогиба.

В основании миоценовых отложений залегают базальные конгломераты, галька которых состоит из пород подстилающих толщ. В бассейне р. Китильгиной А. Г. Цикуновым отмечено, что к северо-западу от линии надвига, в базальных конгломератах преобладает галька вулканогенно-кремнистых пород валагинской серии, а к юго-востоку — галька песчаников и сланцев каяновской. Прежде чем высказать соображения о времени заложения и истории формирования надвиговой структуры, отметим два интересных факта. Вдоль северо-западного борта Кроноцкого озера, в основании юго-восточного склона Валагинского хребта отме-

чается крупное разрывное нарушение северо-восточного простирания, принадлежащее, видимо, той же системе надвиговых структур. В юго-западном направлении оно прослеживается вдоль долины р. Лево́й Жупановой и далее, а в северо-восточном — в долине р. Лиственничной впадающей в Кроноцкое озеро. Верхнечетвертичные и современные лавы андезитового и андезито-базальтового состава вулкана Унаны перекрывают это нарушение и заливают днища нижних частей долин ключей, рассекающих Валагинский хребет.

Далее Валагинский хребет в бассейне рек Лево́й Жупановой, Китильгиной и Валагиной имеет наивысшие отметки водораздельной части до 1400 м (г. Моково), в то время как наибольшие отметки передового фаса хребта достигает 1800—1870 м, т. е. выше современного водораздела более чем на 400 м.

Долины рек приводораздельной части хребта имеют широкие разработанные долины с комплексом аккумулятивных террас. В то же время те же речки в пределах передового фаса хребта имеют узкие У-образные долины, типа ущелий, где рыхлых аллювиальных образований и террас почти не отмечается.

Указанные выше факты позволяют сделать некоторые выводы о надвиговых структурах Валагинского хребта.

Надвиги Валагинского хребта наиболее ярко проявили себя в предмиоценовое время. В этот период произошло перемещение крупных масс с юго-востока на северо-запад по пологим плоскостям сместителей. Горизонтальная амплитуда перемещения пока не поддается точному учету, но весьма значительна и, видимо, измеряется величиной более десяти километров. В это время, вероятно, и был заложен как поднятие Валагинский хребет. В дальнейшем он был сильно эродирован, и на размытые структуры основания легли молассоидные толщи осиповской серии. Образований верхнего неогена в данных районах не отмечается, что, по видимому, свидетельствует о начавшемся новом поднятии хребта.

В четвертичное, а возможно, в верхнеплиоцен-четвертичное время возобновились мощные движения по разломам, приведшие к активизации вулканической деятельности и поднятию Валагинского хребта по старым швам. При этом характер этих движений существенно изменился. Старые швы стали функционировать как крутопадающие разломы и надвиги, со значительной вертикальной составляющей. Так, общее поднятие хребта по разломам достигает 1500—2000 м, а по отдельным швам, таким, как Щапинский и Валагинский, 400—500 м.

Разорванные и перемещенные на значительную высоту покровы нижнечетвертичных базальтов и андезито-базальтов (р. Щапина), с одной стороны, и заполнение современными андезитового состава лавами нижних частей долин ключей (р. Унана) — с другой, говорит о том, что Валагинский хребет был сформирован, как поднятие в результате тектонических движений по разломам, за четвертичный период.

## 2. Надвиги хребта Кумроч

Тождественная картина надвиговых структур и сопровождающих их дислокаций наблюдается и в северной части системы восточных хребтов Камчатки, а именно в хр. Кумроч. Структура части хребта нами была уже описана в предыдущей статье (Шанцер, Тихонов, 1967); здесь вспомним лишь некоторые черты, сближающие ее с валагинской структурой.

В районе г. Шиш располагается крупная антиклиналь северо-западного простирания. Центральная часть структуры сложена туфогенно-кремнистыми породами верхнего мела, а крылья — флишоидными песчано-сланцевыми образованиями верхнего мела — палеогена. Падение пород на крыльях спокойное и колеблется от 12—15 до 20—25°. С юго-востока складка оборвана крупным надвигом субмеридиональ-

ного простираения, прослеженным по долине р. Тополовой. По этому нарушению флишиодные мел-палеогеновые отложения надвинуты на северо-запад. Песчано-сланцевые породы висячего крыла надвига смяты в серию мелких (первые десятки и первые сотни метров) сильно пережатых складок, простираение которых отвечает общему направлению надвига (рис. 2). Плоскость надвига падает на восток и юго-во-

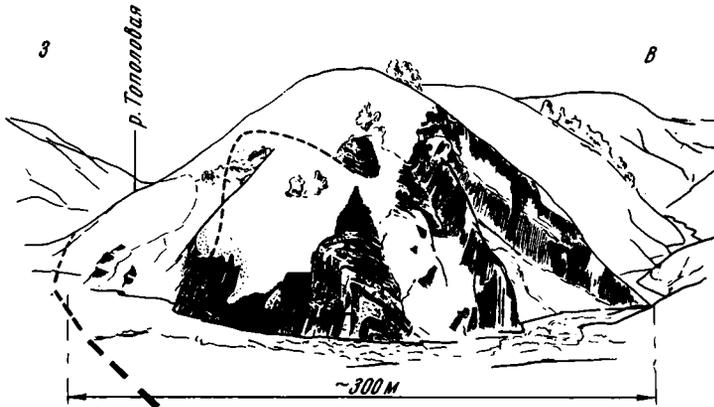


Рис. 2. Мелкие складки в песчано-сланцевой серии  $C_2(?) - P_g$ , к востоку от надвига р. Тополовой

сток под углами  $35-40^\circ$ . К западу и северо-западу от зоны надвига наблюдаются мелкие и пологие надвиги с небольшой амплитудой горизонтального перемещения.

В основании северо-западного склона хр. Кумроч проходит крупное разрывное нарушение, по которому и поднят данный хребет. В бассейне верхнего течения р. Большой Хапицы нарушение круто поворачивает на юго-восток. Кроме того, на значительном протяжении этого нарушения линия контакта его извилиста. Подобная морфология линии нарушения исключает возможность крутого падения плоскости разрыва. По нашим представлениям, надвигание происходило в северо-западном направлении, о чем свидетельствуют как высокое положение хребта над долиной р. Большой Хапицы, так и сама морфология нарушения, а также падение плоскости надвига, изученного в долине р. Тополовой, который является сателитом основного шва (рис. 3). В то же время в зоне основного нарушения распространены весьма характерные мелкие, сильно пережатые складки и мелкие надвиги, запрокинутые и надвинутые в юго-восточном направлении (рис. 4). Направление падения плоскости нарушения хорошо видно так же на аэрофотоснимках.

В верховьях р. Большой Хапицы, в зоне надвига, непосредственно контактируют нижнечетвертичные покровы андезитов-базальтов, широко распространенные в предгорьях, и мел-палеогеновые образования,

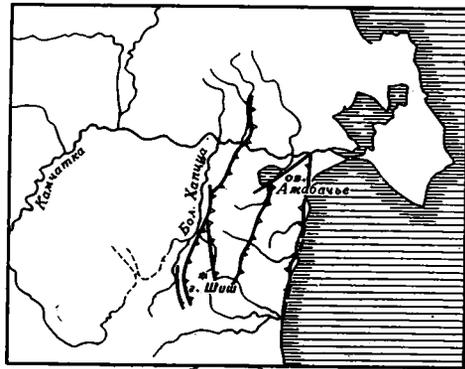


Рис. 3. Схема расположения основных разрывных нарушений района хр. Кумроч

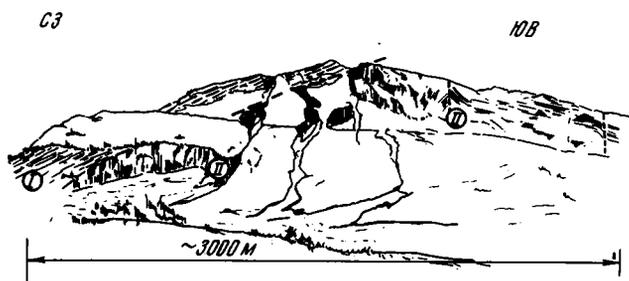


Рис. 4. Дислокации, сопровождающие крупный надвиг хр. Кумроч

*I* — туфогенно-кремнистая свита  $Cg_2$ ; *II* — туфо-алевролитовая (переходная) свита  $Cg_2$  (?) —  $Pg$ ; *III* — песчано-сланцевая свита  $Pg$

слагающие в основном хребет. Те же горизонтально залегающие покровы лав располагаются в виде останцов на водораздельных частях хребта. Абсолютные отметки предгорий колеблются в пределах 200—300 м, а отметки водораздельных частей хребта в среднем достигают 1500—1700 м. Таким образом, учитывая мощность лавовых покровов, вертикальные перемещения по разлому за четвертичный период достигают 1200—1500 м, т. е. той же величины, что и в Валагинском хребте. О горизонтальной составляющей за недостатком данных судить пока не представляется возможным.

В юго-восточном основании хр. Кумроч, от оз. Ажабачьего на юго-запад, вдоль правого борта долины р. Бушуйки и верховья р. Пятой, среди песчано-сланцевых образований мела-палеогена (?) прослеживается узкая зона пород, по данным Н. А. Храмова, представленных размокающими глинами, включающими обломки песчаников и линзы окремненных пород. Близ этой зоны породы сильно передроблены и ожелезнены. Подобная характеристика свидетельствует, что в данном случае мы имеем крупный разлом с мощной зоной тектонитов. Шов этого нарушения хорошо прослеживается и на аэрофотоснимках, причем углы вхождения линии разлома указывают, что плоскость сбрасывателя наклонена на юго-восток.

Вдоль побережья Тихого океана проходит зона крупного надвига, соизмеримая с указанными выше нарушениями и известная в литературе под названием «надвига Гречишкина». Плоскость этого нарушения имеет наклон уже на северо-запад, и по ней образования верхнего мела-палеогена (?) надвинуты на отложения Тюшевской серии.

Отмеченные выше надвиговые структуры принадлежат к центральной и северной частям Восточных хребтов. Наблюдались они так же и на юге, в пределах Южно-Быстринского хребта. Развитые здесь образования начикинской свиты туфогенных песчаников, сланцев и алевролитов нижнего—среднего миоцена, гаванской туфогенно-обломочной свиты, а также вулканогенные и вулканогенно-обломочные породы плиоценового и четвертичного возрастов, в той или иной мере захвачены дислокациями надвигового типа. В бассейнах речек, пересекающих западный склон хребта, хорошо выражена система надвигов различной амплитуды перемещения (рис. 5). Простиране надвигов, как правило, субмеридиональное, а надвигание масс происходило в восточном и северо-восточном направлениях. На прилагаемом профиле видно, что современная структура данной части хребта характеризуется системой чешуйчатых надвигов, плоскости которых падают в одном направлении под углами, колеблющимися в широких пределах, но не превышающими 35—40°. Устанавливается отчетливая связь некоторых типов складок с надвиговыми структурами. Так, если распространенные в данной части хребта толщи принадлежат крупному грабен-синклиналиному прогибу северо-западного простираня и имеют те же простираня, с углами наклона, не превышающими 20—30°, то в зонах надвигов развивается система мелких, крутых, часто запрокинутых и лежащих складок, простиране которых в общих чертах соответствует простираню надвига. Отмечается также, что крутизна складок увеличивается по направлению к линии нарушения. Для самой же зоны характерны лежащие складки различной амплитуды.

Судя по отложениям, рассеянным надвигами, следует считать, что основные движения по ним происходили по крайней мере в плиоцене, а возможно, и в четвертичном периоде. На той же широте в районе г. Петропавловска, на Никольской сопке, также отмечается система мелких надвигов с характерными мелкими складочками, запрокинутыми на юго-восток.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выше мы охарактеризовали ряд хорошо выраженных надвиговых структур, изученных в различных частях системы Восточных хребтов Камчатки. Пока ограничимся приведенными примерами и постараемся сделать некоторые выводы, вытекающие из изложенного фактического материала.

Во-первых, приведенный выше фактический материал свидетельствует о широком распространении надвиговых структур в пределах Восточной Камчатки. Надвиги в плане являются весьма протяженными структурами и увязываются в зоны, как правило, общего северо-восточного или меридионального (на юге) простираня. Крутопадающие нарушения обычно имеют поперечные к зонам надвигов простираня (от северо-западных до меридиональных). Можно с полной определенностью говорить, что Восточные хребты отделены от Центрально-Камчатской депрессии системой надвигов. Вдоль юго-восточных подножий высоких частей Восточных хребтов также прослеживаются крупные нарушения надвигового типа. Кроме того, и вдоль побережья Тихого океана отмечаются протяженные нарушения, такие как «надвиг Гречишкина».

Основные надвиговые структуры северо-западной части Восточной Камчатки в пределах Восточных хребтов имеют, как правило, падение плоскостей в восточном и юго-восточном направлениях, т. е. фиксируют движение масс на северо-запад и запад. Система надвигов восточного побережья («надвиг Гречишкина», надвиги Южно-Быстринского

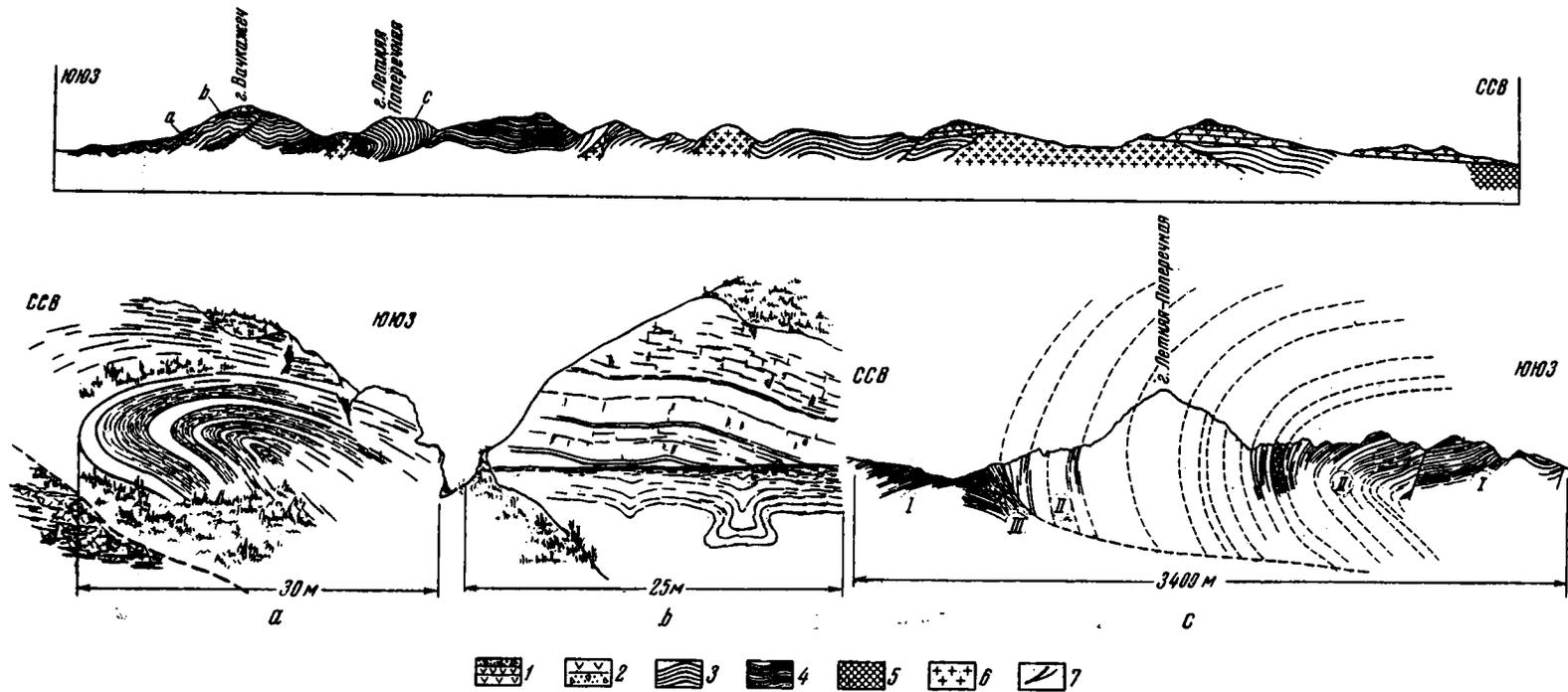


Рис. 5. Профиль через Южно-Быстринский хребет

1 — андезиты, базальты, андезито-базальты, туфоагломераты; 2 — свита г. Вачкажеч (андезиты, туфоагломераты); 3 — гаванская туфогенно-обломочная свита; 4 — начикинская свита (туфогенные песчаники, сланцы и алевролиты); 5 — черные филлиты и песчаники; 6 — интрузии диоритов; 7 — разрывные нарушения. с: I — начикинская свита (песчаники, сланцы, алевролиты); II — гаванская туфогенно-обломочная свита; III — зона дробления

хребта и района г. Петропавловска) имеют падение на запад и северо-запад, т. е. свидетельствуют о движении масс на юго-восток и восток. Осевой, пограничной зоной надвиговых структур с различно наклоненными плоскостями нарушений, очевидно, является пояс восточных вулканов, фиксирующих, видимо, крупную ослабленную зону земной коры.

Надвиги Восточной Камчатки имеют длительную историю развития и оказали весьма серьезное влияние на формирование структуры. Например, не вызывает сомнения, что современная морфология восточных хребтов является завершением последнего этапа развития надвигов. Однако на этом следует остановиться несколько подробнее.

Как нами уже было показано (Тихонов, 1963), на Восточной Камчатке существует система как крупных прогибов и поднятий, так и более мелких складок поперечных к общей Курило-Камчатской островной дуге, а в данном конкретном случае поперечных к простиранию современной орографической системы и имеющих северо-западное и меридиональное простирание. Ядра антиклинальных структур в пределах Восточных хребтов слагаются обычно вулканогенно-кремнистыми образованиями верхнего мела, а крылья — песчано-сланцевыми комплексами лежащих выше отложений. В то же время отмечается, что в широком депрессионном поясе между системой восточных хребтов и полуостровами Восточной Камчатки преимущественным распространением пользуются флишоидные серии мел (?) — палеогена, а так же песчано-сланцевые отложения неогена. Общая мощность этих образований весьма значительна и достигает первого десятка километров. Породы этого пояса смяты в серию мелких крутых и узких складок общего северо-восточного простирания. Такой тип складок в разновозрастных образованиях Восточных хребтов не характерен. Нетрудно заметить, что к осевой части пояса тяготеет так называемая восточная зона вулканов. Периклинальные окончания антиклиналей Восточных хребтов подобно зубьям остроги неравной длины обращены в боковую сторону пояса флишоидных серий расчленения его на отдельные участки, благодаря чему он приобретает четковидную форму.

На основании изложенного выше материала можно представить себе следующую картину истории развития и формирования надвиговой структуры Восточной Камчатки (рис. 6).

В конце верхнего мела поперечные складчатые структуры, заложенные, видимо, значительно раньше, вступили в новый этап формирования. В то же время, т. е. с начала формирования каяновской серии осадков, в полосе, соответствующей современному положению вулканов Восточной зоны, пришла в движение ослабленная зона земной коры, принадлежащая системе структур Курило-Камчатского пояса. Эти движения выразились в прогибании узкой полосы вдоль указанной ослабленной зоны. Несмотря на то, что седиментация образований каяновской серии охватила всю Восточную Камчатку, в указанной полосе, видимо, накопились наиболее мощные толщи осадков. Конец палеогена ознаменовался интенсивными тектоническими движениями, в результате которых оформилась система складчатых структур северо-западной и меридиональной ориентировки. Эти движения, вероятно, вызвали к жизни и ослабленную зону, в пределах которой протекли энергичные процессы сжатия, и в результате этого мощные флишоидные толщи мел (?) — палеогеновых отложений были смяты в серию крутых и узких складок, выжаты из центральной зоны и надвинуты на смежные блоки, т. е. в северо-западном и северо-восточном направлениях. Структура складок северо-западного простирания в этот период была значительно переработана, а по бортам их, в результате неоднородности строения и мощных горизонтальных движений, образовались крутопадающие разломы, по которым произошли серьезные сдвиговые перемещения.

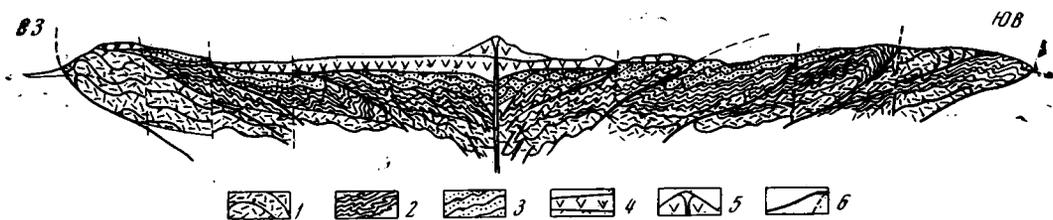


Рис. 6. Идеализированный разрез через центральную часть Восточной Камчатки  
 1 — валагинская серия; 2 — каяновская серия; 3 — осиповская серия; 4 — вулканогенная серия  
 плиоцен-четвертичного возраста; 5 — вулканические постройки; 6 — разрывные нарушения

Описанный процесс соответствует, по-видимому, начальным этапам формирования глубинного разлома.

После сравнительно кратковременного континентального существования этой области, когда сформированные структуры были сильно эродированы, Восточная Камчатка вновь была вовлечена в опускание и начался этап седиментации осадков неогенового времени, менее интенсивный, но по характеру движений напоминающий предыдущий. Однако интенсивность движений уже была менее значительной, и надвиговые структуры развивались лишь близ центральной части «ослабленной зоны» (например, близ побережья Тихого океана и в пределах Южно-Быстринского хребта), а в периферических частях, соответствующих передовому фасу Восточных хребтов и полуостровов Восточной Камчатки, они трансформировались в вертикальные перемещения.

В плиоцен-четвертичное время восточная ослабленная зона стала функционировать как зона растяжения, в результате чего вдоль нее возник ряд активно действующих вулканов, а весь пояс испытывал грабенообразные опускания. Одновременно с этим процессом в пределах Восточных хребтов и полуостровов шел процесс воздымания, вертикальная амплитуда которого за это время превысила 2000 м. О характере надвиговых перемещений судить пока не представляется возможным, однако судя по поведению разломов в верховьях р. Большой Хапицы, они, видимо, имели место, хотя и с менее значительной, чем в предыдущие этапы, амплитудой горизонтального перемещения.

Как следует из сказанного выше, в данный период в указанном поясе оформился глубинный разлом.

В тот же период продолжали функционировать и зоны поперечных — северо-западных разломов. Они, так же как и продольная ослабленная зона, испытали растяжение, благодаря чему в их пределах образовались короткие цепочки вулканов. В заключение по поперечным зонам вновь возобновились сдвиговые перемещения, благодаря которым современная морфология Восточных хребтов распадается на ряд участков, перемещенных один относительно другого. В современный этап развития продолжают движения и по другим системам разрывных нарушений.

Все изложенное выше свидетельствует, что надвиговые структуры широко распространены в пределах Камчатки, так же как на островах Японии и, вероятно, в других системах дуговых структур Тихоокеанского пояса. Роль надвигов в формировании структуры этих областей чрезвычайно велика, и без их изучения невозможно восстановить истинную картину истории геологического развития дуговых систем. Несомненно существование тесной взаимосвязи системы надвигов Камчатки с формированием глубоководного Курило-Камчатского желоба, так как они строго подчинены общему его простиранию и создают узкие структуры, так же сопряженные с основными направлениями желоба. Положение и распределение вулканов в пространстве так же находится в причинной зависимости от развития надвиговой структу-

ры. Отсюда возникает необходимость дальнейшего исследования надвигов этой области, так как многие вопросы их морфологии, истории развития и влияния их на формирование структуры остаются неясными.

### Литература

- Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. Изд-во «Недра», 1964.
- Гречишкин Л. А. Геологический очерк восточного побережья Камчатки. Тр. Нефт. геол.-развед. ин-та. Сер. А, вып. 72, 1935.
- Гречишкин Л. А. Геологические исследования восточного берега п-ова Камчатки (р. Андриановская — р. Камчатка). Тр. Нефт. геол.-развед. ин-та. Сер. А, вып. 77, 1937.
- Заварицкий А. Н. Вулканы Камчатки. Тр. лабор. вулканол. Вып. 10, Изд-во АН СССР, 1955.
- Кондорская Н. В., Тихонов В. И. К вопросу о сейсмичности и тектонике Камчатки и северной части Курильской гряды. Докл. АН СССР, т. 130, № 1, 1960.
- Тихонов В. И. Унаследованные и наложенные структуры и их роль в распределении вулканов. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 89, 1963.
- Тихонов В. И. Некоторые особенности тектонического строения Японии. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 113, 1964.
- Тихонов В. И. О некоторых особенностях развития островных вулканических дуг. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 139, 1965.
- Шапцев А. Е., Тихонов В. И. Тектоника южной части хребта Кумроч. Геотектоника, № 3, 1967.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
23 июня 1966 г.

---

V. I. TIKHONOV

### OVERTHRUSTS IN EASTERN KAMCHATKA

This article describes overthrust structures of certain areas of Eastern Kamchatka, namely, of the Valaginskiy, Kumroch and Yuzhno-Bystrinskiy Ranges.

Presented data suggest a vast distribution of overthrusts over Eastern Kamchatka. As viewed from above, these appear to be quite extensive and to form the zones of a general north-eastern or north-southern strike. High-angle faults are usually transverse to the zones of overthrusts.

Major overthrust structures of the Eastern Ranges are inclined in eastern or south-eastern directions, while the overthrust systems of the Eastern Coast dip westward or north-westward. The axial zone of the overthrusts, with their planes variously inclined, is occupied by a belt of eastern volcanoes which record a large zone of weakness within the Earth's crust.

Further in the text the history of the overthrust structures is presented, being inter-related with the development of a deep fracture. The overthrusts were found to have been formed for a long period of time, namely, at least from Upper Cretaceous to Quaternary time.

Geological Institute  
Academy of Sciences of USSR

---

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.244.2(470)

Ю. Г. ЕРМАКОВ

СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ПРИЧЕРНОМОРСКОЙ  
ОКРАИННОЙ ВПАДИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Причерноморская окраинная впадина Восточно-Европейской платформы привлекает внимание геологов как потенциальный нефтегазоносный и артезианский бассейн. Изучение ее тектоники как общей основы для направления работ по геофизическому изучению, геологической съемке и поискам полезных ископаемых приобретает исключительно важное значение.

Существующие до настоящего времени представления о тектонике Причерноморской впадины основаны на взглядах А. Д. Архангельского, выделившего впервые в 1923 г. в пределах Русской платформы «Причерноморскую впадину». В 1933 г. А. Д. Архангельский в совместной работе с Н. С. Шатским ограничениями Причерноморской впадины считал: на юге — горные сооружения Крыма и Кавказа, на западе — Карпаты, на востоке — Ставропольское поднятие. М. В. Муратов (1955), занимавшийся изучением тектонической структуры Причерноморской впадины, рассматривал ее как окраинную впадину Русской платформы, ограниченную на западе Северо-Молдавским, а на востоке Приазовским выступами Украинского щита. Примерно в тех же границах рассматривает Причерноморскую впадину и В. Г. Бондарчук (1961). Однако ряд исследователей: М. В. Чирвинская, Б. Л. Гуревич (1959), В. В. Глушко, И. Ф. Клиточенко и др. (1960) возвратились в известной мере к взглядам А. Д. Архангельского, считая Причерноморскую впадину обширной единой депрессионной зоной, объединяющей не только южный склон Украинского щита, но и все элементы Скифской плиты, а также Молдавскую (Предобруджинскую) впадину. Подобных же взглядов на границы Причерноморской впадины придерживаются В. Б. Соллогуб и др. (1960, 1965), А. В. Чекунов, И. А. Гаркаленко, Г. Е. Харченко (1965), выделившие по геофизическим данным в пределах северного Причерноморья субмеридиональные и субширотные разломы фундамента, влиявшие, как считают авторы, на формирование тектонической структуры Причерноморской впадины. Центральная наиболее погруженная часть Причерноморской впадины (Каркинитский и Сивашский грабены) расположена, как считают упомянутые выше исследователи, в области предполагаемого сочленения докембрийской Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты эпигерцинской платформы. Однако в последние годы в результате проведения высокоточной аэромагнитной съемки линейно-вытянутые магнитные аномалии субмеридионального направления, отождествляемые с распространением нижнепротерозойских и архейских кристаллических пород Украинского щита, прослежены в пределах Каркинитского залива и на площади Сиваша, вплоть до ширины мыса Тарханкут, что позволяет в принципе принять схему Н. С. Шатского, отнесенного в 1946 г. к Русской платформе всю северную часть равнинного Крыма до Тарханкутского поднятия.

В тресте «Днепрогеология» в 1965 г. с целью выяснения особенностей тектоники Украинского Причерноморья составлена по данным геологосъемочных, поисково-разведочных работ и геофизических исследований последних лет схема тектонической структуры Причерноморской впадины. На схеме отражены основные черты тектоники и истории развития Причерноморской впадины (рисунок).

## Положение впадины

Причерноморская окраинная впадина Восточно-Европейской платформы ограничена с севера Центрально-Украинским, с востока Приазовским выступами Украинского щита. Бессарабское поднятие юго-западного склона щита отделяет Причерноморскую впадину от Львовско-Люблинской окраинной впадины платформы. На западе Причер-

номорская впадина граничит с Предкарпатским краевым прогибом. С юго-запада Причерноморская впадина ограничена поднятием Добруджи, с юга — Евпаторийско-Симферопольским, Новоацинским, с юго-востока Северо-Азовским поднятиями Скифской плиты. Причерноморская впадина почти целиком лежит на южном склоне Украинского щита и лишь незначительная часть ее южного борта наложена на северный край Скифской плиты.

### Основные элементы тектонической структуры Причерноморской впадины

В пределах Причерноморской впадины выделены два основных структурных комплекса. Нижний структурный комплекс сложен метаморфическими породами архея, смятыми в сложные складки северо-западного и северо-восточного направлений, и породами нижнего протерозоя, смятыми в складки субмеридионального простирания. Верхний структурный комплекс сложен породами осадочного платформенного чехла, в составе которого присутствуют отложения от верхнепротерозойских до четвертичных.

Платформенные структуры Причерноморской впадины по возрасту и строению разделяются на три типа. К первому относится асимметричный прогиб южного края Восточно-Европейской платформы, заполненный верхнепротерозойскими и палеозойскими осадками, образующими нижний этаж платформенного чехла. Ко второму типу структур относятся грабенообразные впадины и прогибы зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты, заполненные юрскими и, возможно, триасовыми отложениями, образующими средний этаж. Третий тип структур представлен Причерноморской впадиной южного склона Украинского щита, заполненной верхнемезозойскими и кайнозойскими отложениями, слагающими верхний этаж платформенного чехла.

В пределах Причерноморской позднемезозойско-кайнозойской впадины выделены Северо-Молдавская, Прикарпинитская и Присивашская ступени внутренней слабоподвижной зоны южного склона Украинского щита, Преддобруджинская, Каркинитская и Сивашская ступени внешней подвижной зоны южного склона щита, отличающиеся друг от друга полнотой разреза, характером фаций и мощностей верхнемезозойских и кайнозойских отложений, слагающих в пределах Сивашской и Каркинитской ступеней одноименные впадины второго порядка.

Внутренняя относительно слабо погруженная зона южного склона Украинского щита ограничена с севера Северо-Причерноморским тектоническим уступом фундамента, внешняя глубоко погруженная зона южного склона щита отделена от внутренней зоны Центрально-Причерноморским тектоническим уступом, а с юга ограничена краевыми поднятиями Скифской плиты.

Северо-Молдавская, Прикарпинитская и Присивашская ступени внутренней зоны южного склона Украинского щита погружаются с северо-запада на юго-восток. Ступени разделены Ямполь-Одесским, Братско-Перекопским желобами фундамента юго-восточного направления. Наиболее опущенная Присивашская ступень отделена от Приазовского выступа Украинского щита Молочанским желобом юго-западного направления.

Преддобруджинская, Каркинитская и Сивашская ступени внешней зоны южного склона Украинского щита погружаются с запада на восток. Преддобруджинская ступень отделена от Каркинитской тектоническим уступом фундамента. Каркинитская ступень в свою очередь отделена от Сивашской ступени Перекопским клинообразным выступом юго-восточной части Прикарпинитской ступени.

### Основные зоны разломов основания Причерноморской впадины

Складчатый фундамент Восточно-Европейской платформы, перекрытый в пределах Северо-Молдавской ступени осадочными породами верхнего протерозоя и нижнего палеозоя, а в пределах внешней зоны щита — слабометаморфизованными породами верхнего протерозоя, палеозоя и юры, образует основание Причерноморской впадины.

По истории развития в пределах Причерноморской впадины выделены четыре системы разломов основания: субмеридиональная, субширотная, северо-западного и северо-восточного направлений.

Субмеридиональная система разломов фундамента, установленная работами М. В. Чирвинской, Б. Л. Гуревича (1959), В. Б. Соллогуба (1960), А. В. Чекунова, И. А. Гаркаленко, Г. Е. Харечко (1965) на основании анализа аномалий гравитационного и магнитного полей, не находит четкого отражения в изменении фаций и мощностей отложений верхнего мезозоя и кайнозоя. Эта система разломов является домеловой, вероятно раннепротерозойской. Мезозойские движения вдоль разломов субмеридиональной системы были незначительны и на формирование Причерноморской впадины решающего влияния не оказали.

Субширотная система разломов фундамента, активизировавшаяся в альпийском тектоническом цикле, морфологически выражена тектоническими уступами, относительно резкой сменой мощностей и фаций осадков или их устойчивым выклиниванием.



Крупнейшей в субширотной системе является Северо-Причерноморская (Каменско-Ореховская) зона разломов (Матвиенко, 1961; Ермаков, 1965), отделяющая приподнятую часть Украинского щита (Центрально-Украинский выступ) от его южного склона.

Параллельно Северо-Причерноморской зоне прослеживается Центрально-Причерноморская (Комрат-Геническая) зона разломов, отделяющая внешнюю подвижную зону южного склона Украинского щита от его внутренней слабоподвижной зоны. В пределах Центрально-Причерноморской зоны разломов выделяются Комрат-Одесский, Одесско-Перекопский (Северо-Каркинитский) и Перекопско-Генический (Северо-Сивашский) участки.

Южно-Причерноморская (Болград-Евпаторийская) зона разломов выделена по геофизическим данным (Чекунов и др., 1965). Она ограничивает Причерноморскую впадину с юга.

Система разломов северо-западного направления, заложенная (или же максимально активизировавшаяся) в позднем протерозое — палеозое, объединяет Комрат-Вилковскую (Северо-Пандаклийскую), Ямполь-Одесскую и Уманско-Перекопскую зоны разломов фундамента.

Комрат-Вилковская зона разломов ограничивает с северо-востока Пандаклийский грабенообразный прогиб юрской Молдавской впадины. Морфологически зона разломов выражена тектоническим уступом фундамента, соответствующим в плане линии выклинивания меловых и палеогеновых (за исключением верхнеэоценовых) отложений и смене мощностей и фаций неогеновых осадков. Эта зона разломов, очевидно, отвечает зоне сочленения разновозрастных фундаментах Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты.

Ямполь-Одесская зона разломов разграничивает Северо-Молдавскую и Прикаркинитскую ступени фундамента внутренней зоны склона Украинского щита. Она установлена по наличию в фундаменте желоба, выклиниванию вдоль линии последнего палеозойских и нижнемеловых отложений, смене фаций и мощностей палеогеновых осадков (Ермаков, Капинос, Новодран, Соломатин, 1965).

Уманско-Перекопская зона разломов разделяет Прикаркинитскую и Присивашскую ступени фундамента. Она установлена по наличию в фундаменте желоба, изменению вдоль линии последнего литофаций и мощностей нижнемеловых, верхнемеловых, палеоэоценовых и эоценовых отложений (Ермаков, Осадчий, 1965).

Система разломов северо-восточного направления, заложенная, вероятно, в позднем протерозое и обновленная в мезокайнозое, объединяет Саксаганско-Очаковскую, Молочанскую и Тарханкутскую зоны разломов фундамента.

Саксаганско-Очаковская зона разломов, прослеживаемая вдоль р. Саксагани (Матвиенко, 1961), в пределах Причерноморья выражена наличием в фундаменте желоба, резкого изменения вдоль линии последнего мощностей и фаций осадочных образований олигоцена и миоцена.

Молочанская зона разломов фундамента описана М. Ф. Носовским (1957) под названием Приазовской. Она установлена по наличию в фундаменте Молочанского желоба и крупного Западно-Приазовского тектонического уступа, ограничивающего Причерноморскую впадину с востока, устойчивому выклиниванию и смене вдоль последнего фаций меловых, палеогеновых и неогеновых отложений. Юго-западное продолжение Молочанской зоны разломов прослеживается по наличию гравитационной ступени вдоль Федотовой косы и о. Бирючего.

### Схема структуры Причерноморской впадины

1 — Восточно-Европейская платформа; 2 — Добруджинско-Евпаторийско-Азовское краевое поднятие Скифской плиты; 3 — границы Причерноморской позднемезозойско-кайнозойской впадины; 4 — границы краевых неогеновых прогибов; 5 — мегантиклинорий горного Крыма; 6 — основные зоны разломов фундамента, обновленные в мезо-кайнозое; 7 — докембрийские глубинные разломы (по Соллогу, Чекунову, Гаркаленко и др., 1965); 8 — границы ступеней (участков) южного края Восточно-Европейской платформы с различной историей колебательных движений; 9 — Каркинитский позднепротерозойско-палеозойский грабенообразный прогиб внешней зоны южного склона Украинского щита, скрытый под более молодым покровом; 10 — границы Молдавской (Преддобруджинской) юрской впадины, скрытой под более молодым покровом; 11 — апт-альбский прогиб Причерноморской впадины, скрытый под более молодым покровом; 12 — зона наибольшего прогибания в Причерноморской впадине в апт-альбское время; 13 — сеноманский прогиб Причерноморской впадины, скрытый под более молодым покровом; 14 — позднеолигоценовый прогиб Причерноморской впадины, скрытый под более молодым покровом; 15 — зона предполагаемого наибольшего прогибания в Причерноморской впадине в позднеолигоценовое время; 16 — зона наибольшего поднятия в Причерноморской впадине в позднеолигоценовое время; 17 — южная граница позднесарматского прогиба Причерноморской впадины, скрытого под более молодым покровом; 18 — зона наибольшего поднятия в Причерноморской впадине в позднесарматское время; 19 — линия относительно равных глубин залегания поверхности докембрийских пород; 20 — линии относительно равных глубин залегания поверхности палеозойских пород.

Объяснение цифр на схеме: 1 — внутренняя слабоподвижная зона южного склона Украинского щита; 2 — внешняя подвижная глубоко опущенная зона южного склона Украинского щита.

Ступени склона Украинского щита: 1а — Северо-Молдавская; 1б — Прикаркинитская; 1в — Присивашская; 2а — Преддобруджинская; 2б — Каркинитская; 2в — Сивашская.

Основные зоны разломов фундамента: I — Северо-Причерноморская (Каменско-Ореховская); II — Центрально-Причерноморская (Комрат-Геническая); III — Южно-Причерноморская (Болград-Евпаторийская); IV — Комрат-Вилковская (Северо-Пандаклийская); V — Ямполь-Одесская; VI — Уманско-Перекопская; VII — Саксаганско-Очаковская; VIII — Тарханкутская; IX — Молочанская

Тарханкутская зона разломов устанавливается по наличию гравитационной аномалии, соответствующей в плане Тарханкутскому альбскому пришовному прогибу, ограничивающему с юго-востока Каркинитскую ступень внешней зоны южного склона Украинского щита.

### **Погребенные верхнемезозойские и кайнозойские структуры Причерноморской впадины**

Комплекс верхнемезозойских и кайнозойских отложений, слагающих Причерноморскую впадину, имеет три плана распределения фаций и мощностей осадков. Первый структурный план характерен для нижнемеловых — верхнеэоценовых отложений, второй — для олигоценых — среднесарматских, третий — для верхнесарматских — среднеплиоценовых отложений Причерноморской впадины.

Для первого структурно-тектонического плана характерно общее северо-западное простирание литофациальных зон и зон максимальных мощностей отложений, распространение которых контролируется в основном зонами разломов северо-западного направления. Некоторое исключение наблюдается в нижних и верхних горизонтах комплекса нижнемеловых — верхнеэоценовых отложений, наследующих в нижних горизонтах элементы домелового структурного плана, а в верхних приобретающих черты следующего.

Для второго структурного плана характерно общее северо-восточное простирание литофациальных зон и зон мощностей олигоценых — среднесарматских осадков, распространение которых контролируется в основном зонами разломов северо-восточного направления.

Для третьего структурного плана характерна общая северо-западная ориентировка мощностей верхнесарматских — среднеплиоценовых осадков, контролируемая зонами разломов северо-западного направления, при преобладающем северо-восточном простирании литофациальных зон, распространение которых контролируется зонами разломов северо-восточного направления. Особенностью третьего структурно-тектонического плана отложений является резкое сокращение мощностей осадков в пределах Тарханкутского неогенового поднятия (вала), возникшего вдоль южного края Причерноморской впадины на заключительном этапе ее развития.

### **Некоторые особенности развития Причерноморской впадины**

Причерноморская впадина, заложившаяся в раннем мелу в пределах южного склона Украинского щита и наложившаяся своим южным бортом частично на северный склон краевых поднятий Скифской плиты и северное крыло юрской Молдавской впадины, в неогене мигрировала на южный склон Украинского щита в связи с воздыманием вдоль южного края последнего Тарханкутского краевого вала, ограничившего Причерноморскую окраинную впадину с юга.

Образовалась Причерноморская позднемеозойско-кайнозойская окраинная впадина в результате многоэтапного ступенчатообразного опускания Северо-Молдавского, Прикаркинитского и Присивашского участков внутренней зоны и Предобруджинского, Каркинитского и Сивашского участков внешней зоны южного склона Украинского щита по зонам разломов северо-западного (днепровско-донецкого) и сопряженного с ним северо-восточного направлений при общем опускании фундамента внутренней и внешней зон южного склона щита с севера на юг по зонам разломов субширотного (средиземноморского) направления. Зоны разломов фундамента субмеридионального (кривоорожского) направления, устанавливаемые геофизическими методами исследований, в позднем мезозое, раннем и среднем кайнозое существенно не обновлялись и на формирование тектонической структуры Причерноморской впадины решающего влияния не имели.

Формирование тектонической структуры Причерноморской впадины в основном связано с унаследованными движениями блоков фундамента южного края древней платформы по зонам разломов северо-западного и северо-восточного позднотерозойско-палеозойского заложения, в связи с чем Причерноморскую впадину следует рассматривать не как новообразование южного склона Украинского щита, а как в известной мере унаследованную структуру, развившуюся в результате возобновления погружения южного края Восточно-Европейской платформы, начавшегося еще в позднем протерозое — раннем палеозое. Условия развития Причерноморской позднемеозойско-кайнозойской впадины были благоприятны в целом для образования залежей нефти и газа, связанных как с малоамплитудными поднятиями в пределах внешней и внутренней зон южного склона Украинского щита, так и с литологическими и стратиграфическими ловушками моноклинального типа, сформировавшимися к югу от Северо-Причерноморского тектонического уступа, в пределах северной бортовой части Причерноморской впадины.

## Литература

- Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России. Ч. 1, Госиздат, 1923.
- Архангельский А. Д. и Шатский Н. С. Схема тектоники СССР. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 4, 1933.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Гостехиздат, 1941.
- Бондарчук В. Г. Основные вопросы тектоорогении. Изд-во АН УССР, 1961.
- Бураковский В. Е., Гуревич Б. Л. Гипсометрия поверхности складчатого основания равнинного Крыма, Присивашья и Азовского моря. Геотектоника, № 1, 1965.
- Глушко В. В., Клиточенко И. Ф., Попов В. С., Чирвинская М. В. Тектоника Украины. Докл. сов. геол. на XXI сес. Междунар. геол. конгр., Изд-во «Недра», 1960.
- Ермаков Ю. Г. О Северо-Причерноморском эрозионно-тектоническом уступе. Геол. ж. АН УССР, т. 25, вып. 2, 1965.
- Ермаков Ю. Г., Капинос Н. Н., Новодран В. С., Соломатин М. Д. Юго-восточном продолжении Ямпольской зоны разломов в пределах Причерноморской впадины. Геол. ж. АН УССР, т. 25, вып. 4, 1965.
- Ермаков Ю. Г., Осадчий Б. Т. О Братско-Перекопской зоне разломов фундамента Причерноморской впадины. Геол. ж. АН УССР, т. 25, вып. 6, 1965.
- Ермаков Ю. Г. О Присивашском и Прижаркинитском апт-альбских прогибах южного края Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 165, № 3, 1965.
- Матвиенко Е. М. Тектонические нарушения третичного периода на территории Украинского кристаллического массива. Сов. геология, № 1, 1961.
- Муратов М. В. и Шуцкая Е. К. Строение Тарханкутского поднятия в свете новых данных. Докл. АН СССР, т. 101, № 4, 1955.
- Муратов М. В. Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа. Сов. геология, сб. 48, 1955.
- Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. 1960.
- Муратов М. В., Микунов М. П., Чернов Е. С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы. Изв. высших учебных заведений. Геология и разведка, № 11, 1962.
- Носовский М. Ф. О меридиональном тектоническом разломе в юго-восточной (Приазовской) части Украинского кристаллического массива. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1957.
- Соллогуб В. Б. Тектоника передовых прогибов Альпийской геосинклинальной области и сопредельных районов Европейской части СССР (по данным геофизических исследований). Киев, 1960.
- Соллогуб В. Б., Гаркаленко И. А., Чекунов А. В. Тектоническое строение северо-западной части Черного моря по геофизическим данным. Докл. АН СССР, т. 162, № 6, 1965.
- Чекунов А. В., Гаркаленко И. А., Харечко Г. Е. Глубинные разломы северного Причерноморья и сдвиговые перемещения по ним. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1965.
- Чирвинская М. В., Гуревич Б. Л. К вопросу о тектонике Причерноморской впадины. Сов. геология, № 4, 1959.
- Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1946.

Днепропетровский  
геологоразведочный трест  
Министерства геологии УССР

Статья поступила  
4 июня 1966 г.

УДК 551.243(477.6)

А. К. МИХАЛЕВ

### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МОЩНОСТЕЙ СВИТ $S_2^6$ И $S_2^7$ СРЕДНЕГО КАРБОНА В ЦЕНТРАЛЬНОМ РАЙОНЕ ДОНЕЦКОГО БАСЕЙНА

Изучение мощности осадочных толщ в пределах Главной антиклинали Донецкого бассейна в отличие от большинства других его районов представляет собой нелегкую задачу. В связи с тем, что падение крыльев антиклинали — крутое до вертикального,



Наиболее благоприятным участком, где на значительной площади имеется возможность проследить изменение мощности свит  $S_2^6$  и  $S_2^7$  по падению слоев, является западная периклиналь Главной антиклинали, хорошо разведанная буровыми скважинами за несколько последних лет. Приведенный на рис. 1 и 2 материал показывает, что распределение анализируемой величины на этом участке имеет довольно сложный характер. На северном крыле антиклинали мощность обеих свит изменяется плавно и спокойно, изолинии мощностей располагаются в общем параллельно оси структуры. На южном крыле изопакиты свит имеют более сложный, извилистый контур, значительные отрезки которого простираются вкрест оси антиклинали. Однако, несмотря на это, весьма четко проявляется общая закономерность: увеличение мощности свит  $S_2^6$  и  $S_2^7$  на периклинали структуры происходит в юго-западном направлении. По оси антиклинали увеличение мощности происходит в западном направлении, то есть в направлении погружения слоев в глубь впадины.

На рис. 3 представлены схемы распределения мощности каждой из упомянутых двух свит в пределах всего Центрального района Донецкого бассейна; рассмотренный

Наименование шахт	Мощность свиты $S_{2,м}^6$	
	на верхнем горизонте	на нижнем горизонте
Красный Октябрь	323	358
Красный Профинтерн	339	346
им. К. Маркса	322	334
№ 9—9-бис и 8-бис	303	311
им. Ленина	317	324
Комсомолец	290	305
№ 19—20	289	292
Северная	278	282
им. Румянцева	308	313

выше участок входит сюда в качестве его составной части. Изопакиты обеих свит вырисовывают поднятие, вытянутое в широтном направлении. Ось поднятия в восточной и центральной части района располагается параллельно оси антиклинали. В западной части, между шахтами Северная и № 4-5 Никитовка, ось поднятия отклоняется к северо-западу в сторону Дружковской антиклинали. По оси поднятия мощность отложений интересующих нас свит карбона увеличивается с запада на восток, при этом проявляется общая закономерность, установленная для Донецкого бассейна многочисленными исследователями (Ершов,

1954; Шатский, 1937; Широков, 1938). К северу и к югу от оси поднятия происходит рост мощности осадков, что не согласуется с господствующим среди донецких геологов представлением о распределении мощностей каменноугольных толщ в бассейне. Однако к этому выводу приводят не только графические построения при суммировании данных по всему району, но и об этом свидетельствует также и прямой фактический материал по мощности свиты  $S_2^6$ , который дают наиболее глубокие шахты, и в которых мощности этой свиты по падению увеличиваются (см. таблицу).

Исключение составляют шахты № 4-5 Никитовка и им. Калининна, где наблюдается некоторое уменьшение мощности свиты  $S_2^6$  по падению слоев. Однако это легко объяснимо, так как названные шахты расположены вблизи оси поднятия, где возможны вторичные куполовидные образования, подобно участку в районе шахты Ново-Дзержинская.

Следует обратить внимание на характер изменения мощности свиты  $S_2^6$  на южном крыле Главной антиклинали. В районе шахт им. Ленина и им. К. Маркса интенсивность нарастания мощности скачкообразно увеличивается. В свите  $S_2^7$  подобные скачки отмечаются в менее резко выраженной форме в районе тех же шахт: им. Ленина и им. К. Маркса, и шахты Горловской Глубокая. Весьма существенным представляется тот факт, что отмеченные скачки расположены на продолжении осей Ветковской, Чайкинской, Калиновской флексур Донецко-Макеевского района. Восточнее шахты Юнком В. Г. Белоконом (1958) также подмечен скачок мощности каменноугольных отложений, который хорошо увязывается с Ясиновской флексурой.

В тесной связи с характером изменения мощности осадков на Главной антиклинали находятся и закономерности изменения их фациального состава. Анализ процентного содержания песчаников в свите  $S_2^6$  (рис. 4) свидетельствует о том, что в приосевой части антиклинали песчаников накапливалось меньше, чем на ее крыльях. Изолинии содержания песчаников простираются в широтном направлении в общих чертах согласно простиранью антиклинали. Структура, рисуемая изолиниями содержания песчаных пород, не имеет искривления в сторону Дружковской антиклинали, которое наблюдается при распределении мощностей. Это объясняется, по-видимому, тем, что песчаники являются, в основном, образованиями регрессивного цикла седиментации. Главная антиклиналь является структурой, созданной восходящими движениями. Поэтому распределение песчаных пород более тесно увязывается с элементами Главной антиклинали, в отличие от мощностей осадков, являющейся результатом совместного действия восходящих и нисходящих движений.

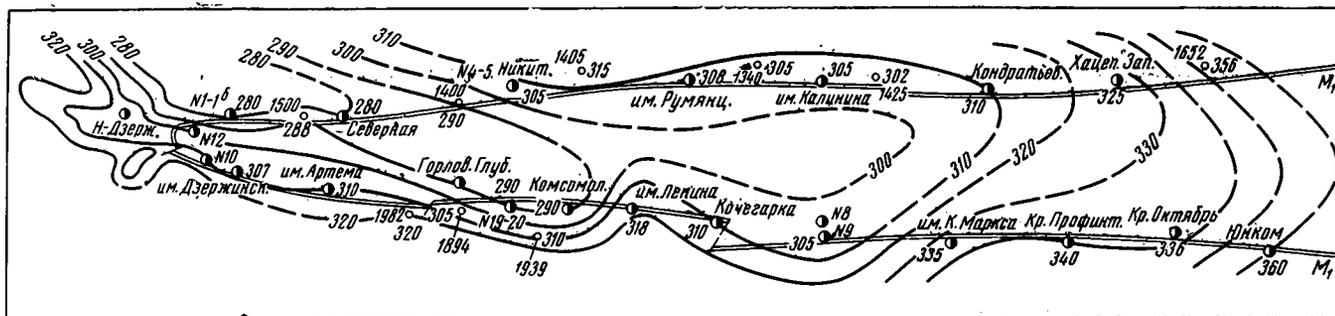


Рис. 3а.

а

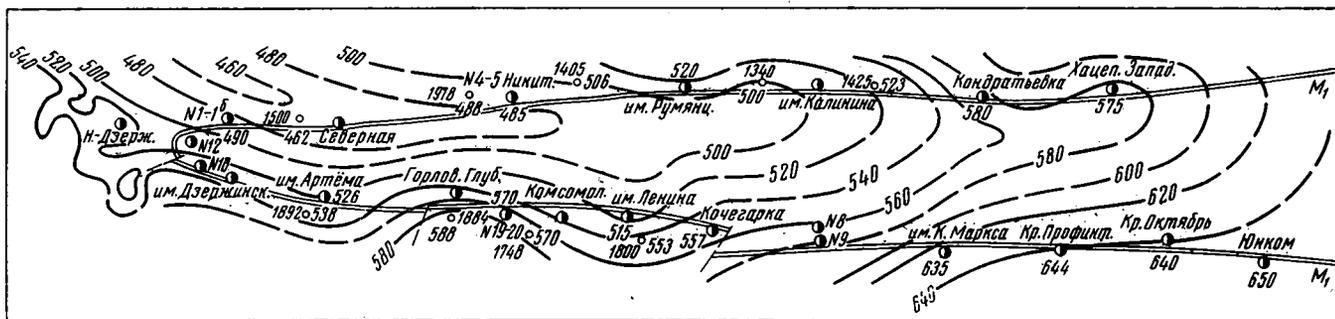


Рис. 3б.

б

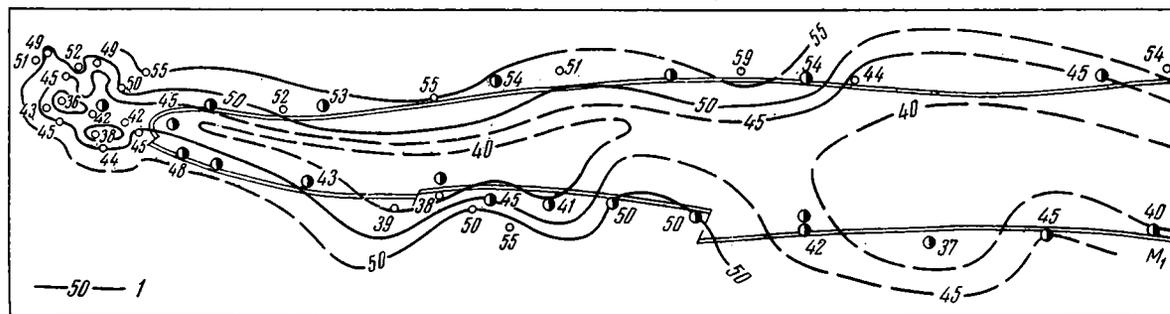


Рис. 4.

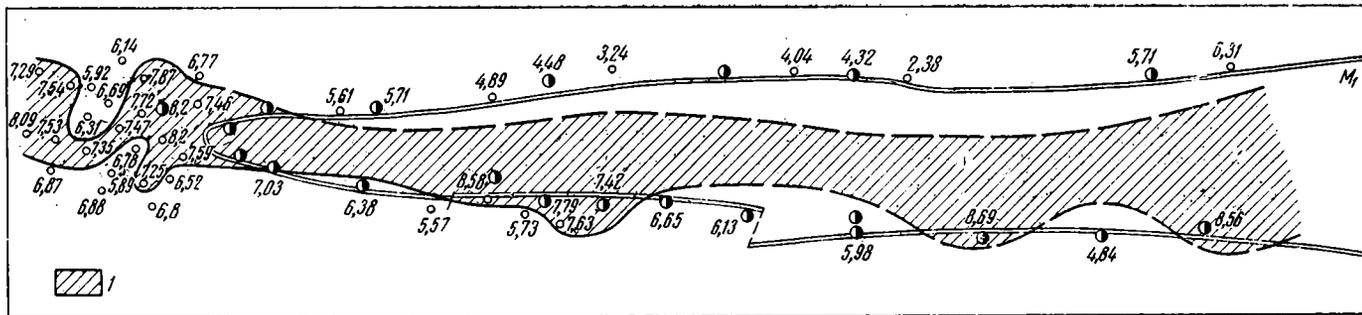


Рис. 5.

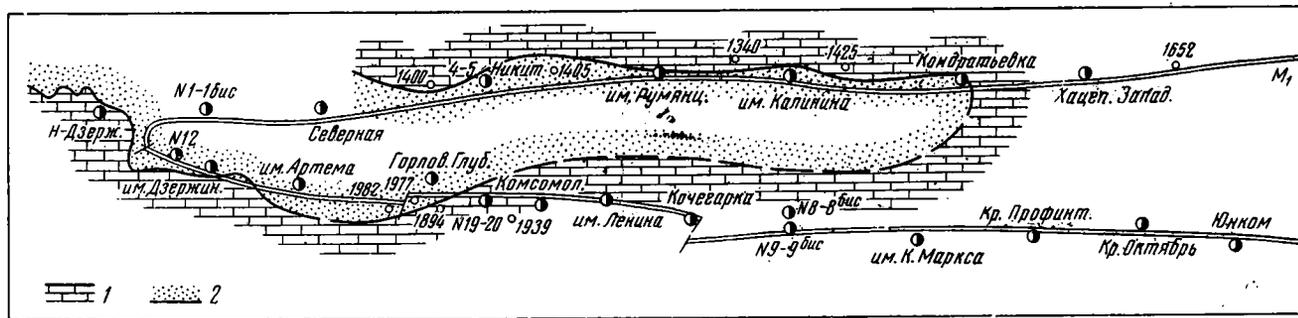


Рис. 6.

Рис. 3. Характеристика мощности отложений на Главной антиклинали: а — свита  $C_2^6$ , б — свита  $C_2^7$

Рис. 4. Распределение песчаников свиты  $C_2^6$  на Главной антиклинали  
1 — изолиния процентного содержания песчаников

Рис. 5. Распределение мощности суммарного угольного пласта на Главной антиклинали: 1 — мощность суммарного угольного пласта более 7 м

Рис. 6. Контур замещения известняка  $L_1$  песчаником  
1 — известняк; 2 — песчаник

При анализе угленосности осадков свиты  $C_2^6$  выявляется обратная картина (рис. 5): в приосевой части Главной антиклинали суммарный пласт имеет большую мощность, чем на крыльях структуры.

Весьма характерным является также контур размыва известняка  $L_1$  и замещения его песчаником. Контур довольно строго следует изопахитам 310—320 м свиты  $C_2^6$  лишь на северном крыле структуры захватывая изопахиты 300—290 м, при этом известняк уничтожен в сводовой части и сохранился на крыльях антиклинали (рис. 6).

Таким образом, анализ мощности и состава свит  $C_2^6$  и  $C_2^7$  на Главной антиклинали позволяет прийти к следующим основным выводам:

1. Мощность отложений карбона находится в тесной зависимости от структуры района. В подобной же зависимости находится и литологический состав свит  $C_2^6$  и  $C_2^7$ .

2. В период накопления свит  $C_2^6$  и  $C_2^7$  Главная антиклиналь представляла собой участок замедленного опускания между участками более интенсивного прогибания, расположенными к северу и к югу от него.

3. Тектоника Центрального района имеет консидементационный характер.

### Литература

- Белоконь В. Г. О закономерностях изменения мощности каменноугольных отложений юго-западной части Донбасса и их взаимосвязь с современной тектоникой. Изв. Днепропетр. горн. ин-та, т. 35, Углетехиздат, 1958.
- Ершов В. З. Геологическое строение Донецкого бассейна по новым данным. Геологическая карта Донецкого бассейна. Вып. VIII. Углетехиздат, 1954.
- Шатский Н. С. Происхождение Донецкого бассейна. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, т. XV, Сер. геол., № 4, 1937.
- Широков А. З. О мощности отложений Донецкого карбона. Сов. геология, т. VIII, № 12, 1938.

Днепропетровский горный институт

Статья поступила  
6 августа 1966 г.

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.240(47—13)

Е. Е. ВОРОНОИ

О СТАТЬЕ И. Ю. ЛАПКИНА и Э. В. ТОМАШУНАСА «К ТЕКТОНИКЕ ЮГА  
ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР» (Геотектоника, № 5, 1966)

Тот или иной подход к выяснению геологического строения региона имеет большое практическое значение, так как знание тектоники региона позволяет целенаправленно вести поиски и разведку месторождений полезных ископаемых.

К сожалению, есть еще работы, в которых представления авторов не согласуются с приводимым ими же фактическим материалом. Такие работы не способствуют решению поставленных практических задач.

Например, согласно представления И. Ю. Лапкина и Э. В. Томашунаса (1966), Приднепровский грабен развивался в верхнем девоне, в карбоне и в нижней перми. Однако из приведенных в этой статье геологических разрезов вкост простирания названного грабена (рис. 2, 3 и 4) отчетливо видно, что каменноугольные отложения, сохранившиеся после предверхнепермского и более поздних размывов, распространяются от 40 до 75 км южнее и от 80 до 160 км севернее грабена.

Нижнепермские отложения до предверхнепермского этапа денудации также распространялись далеко за пределами грабена. Эти данные свидетельствуют, что Приднепровский грабен мог существовать лишь в верхнем девоне и, возможно, в начале нижнего карбона. Уже в начале верхнего визе на грабен наложился прогиб, развивавшийся в карбоне и нижней перми.

И. Ю. Лапкин и Э. В. Томашунас (1966) констатируют, что на месте Донецкого бассейна в девоне и начале карбона была платформенная структура типа грабена. На протяжении карбона, начиная от верхнего визе, здесь накапливаются геосинклинальные формации.

Из приведенных данных очевидно, что на протяжении верхнего девона и в начале нижнего карбона на территории Донецкого бассейна и Днепровско-Донецкой впадины существовал единый грабен. Затем в начале верхнего визе на этот грабен наложился геосинклинальный прогиб, затухающий или выклинивающийся в северо-западном направлении. Следовательно, имеются все основания утверждать, что названные регионы в верхнем девоне и в карбоне развивались синхронно.

Находки галек известняков с органическими остатками среднего и верхнего карбона в нижнепермских отложениях северо-западных окраин Донецкого бассейна, по мнению И. Ю. Лапкина и Э. В. Томашунаса (1966), указывают на то, что складки в его пределах на протяжении нижнепермского времени были областью денудации. Это позволило названным авторам прийти к выводу, что складкообразовательные движения в Донецком бассейне произошли в конце карбона. Однако, согласно их же данным, нижнепермские отложения на территории Преддонецкого прогиба характеризуются преобладанием карбонатно-хемогенных пород над терригенными. А это значит, что названный прогиб в ранней перми не был предгорным, а Донецкий бассейн, следовательно, не являлся областью денудации.

В подтверждение последнего вывода можно привести следующие данные. Согласно залегание картамышской свиты нижней перми на верхнекаменноугольных отложениях, а также увеличение мощности названной свиты в сторону Главной антиклинали Донецкого бассейна свидетельствуют, что его территория в ранней перми продолжала оставаться областью аккумуляции осадков (Нестеренко, 1961). С другой стороны, данные литологического исследования картамышской свиты (Рябых, 1964) позволяют утверждать, что область денудации в нижнепермское время находилась южнее открытой части Донецкого бассейна. Очевидно, гальки известняков с органическими остатками среднего и верхнего карбона в ранней перми также могли быть принесены с территории, расположенной южнее. И, наконец, предверхнепермское угловое несогласие, показанное И. Ю. Лапкиным и Э. В. Томашунасом на геологических разрезах

(рис. 3, 4, 5 и 8), но не получившее отражения в текстовой части статьи, однозначно указывает на послесакмарское время проявления основных складкообразовательных движений (заальская фаза) не только в пределах Днепровско-Донецкого прогиба, но и в Донецкой геосинклинали. Следовательно, синхронное развитие Донецкого бассейна и Днепровско-Донецкого прогиба было не только в девоне и в карбоне, но и в нижней перми, когда аккумуляция завершилась хомогенными осадками и произошла инверсия геосинклинального прогиба. Приведенные данные не позволяют также выделять «зону сочленения» как самостоятельную геотектоническую структуру.

И. Ю. Лапкина и Э. В. Томашунас (1966) утверждают, что линейная складчатость Донецкого бассейна и герциниды Северного Кавказа, разделенные Приазовско-Сальским выступом,— синхронные образования. Однако и это не соответствует действительности. Если в пределах Северного Кавказа в девоне господствовали геосинклинальные условия накопления осадков, а в предкаменноугольное время эта геосинклинальная система носила следы частичной инверсии (Мирчинк и др., 1963), то на месте Донецкого бассейна в девоне и в начале нижнего карбона существовали платформенные условия, которые лишь к началу верхнего визе сменились геосинклинальными. Если герциниды Северного Кавказа, образованные в конце карбона, в ранней перми действительно были областью сноса, о чем свидетельствует накопление в межгорных впадинах мощных толщ нижнепермских континентальных моласс и вулканитов (Лапкина, Томашунас, 1966; Мирчинк и др., 1963), то территория Донбасса в ранней перми была областью накопления осадков (Нестеренко, 1961; Рябых, 1964) и, следовательно, была предгорным прогибом северокавказских герцинид.

Таким образом, приводимые И. Ю. Лапкиным и Э. В. Томашунасом геологические материалы свидетельствуют о синхронном развитии Донецкого бассейна и Днепровско-Донецкого прогиба на протяжении всего верхнего палеозоя, как единой геоструктурной зоны, об отсутствии «зоны сочленения» между частями последней и об асинхронности складчатости Донецкого бассейна и северокавказских герцинид, как образований различных геосинклинальных систем.

#### Литература

- Лапкина И. Ю., Томашунас Э. В. К тектонике Юга Европейской части СССР. Геотектоника, № 5, 1966.
- Мирчинк М. В., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. Тектоника Предкавказья. Гостоптехиздат, 1963.
- Нестеренко Л. П. Пермские отложения Донецкого бассейна. Автореферат дис. на соиск. уч. степени д-ра геол.-минерал. наук. Ленингр. горн. ин-т, 1961.
- Рябых О. Ф. Полезные ископаемые пермских осадочных формаций Большого Донбасса. В кн. «Труды совещания, посвященного изучению осадочных формаций Большого Донбасса и связанных с ними полезных ископаемых». Изд-во Харьк. гос. ун-та, 1964.

Украинский научно-исследовательский  
институт природных газов  
г. Харьков

Статья поступила  
16 февраля 1967 г.

УДК 551.240(235.222+235.223)

В. П. НЕХОРОШЕВ

#### О РАБОТЕ Б. Н. КРАСИЛЬНИКОВА «ДООРОГЕННОЕ РАЗВИТИЕ СТРУКТУРЫ САЯНО-АЛТАЙСКОЙ ОБЛАСТИ И СОПРОВОЖДАЮЩИЕ ЕГО ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ» (Изд-во «Наука», 1966)

За последние годы о структурах различных частей Саяно-Алтайской области опубликовано много нового материала, но новой обобщающей работы, охватывающей всю эту интересную во многих отношениях область, пока еще не издано.

В предисловии редактора И. В. Лучицкого сказано. «В публикуемой работе Е. Н. Красильников пытается, опираясь на результаты личных исследований и общее знакомство с территорией, обобщить известные ему литературные и другие материалы по геологии Саяно-Алтайской области, подчинив основную линию изложения развитию представлений о непрерывном и необратимом процессе развития геологической струк-

туры путем прогрессивного разрастания гранитно-метаморфического слоя, сопровождаемого превращением океанического типа земной коры в континентальный. Такое построение придает ей оригинальный облик, но неизбежно обуславливает дискуссионность многих положений, выдвигаемых автором, и известную спорность трактовки им различных геологических материалов, особенно в заключительных главах работы».

Со всем сказанным выше можно полностью согласиться, добавив, что это «предостерегающее» вступление редактора далеко не полностью отмечает спорность рассматриваемой работы. Она написана под определенную гипотезу, в которую автору действительно пришлось втискивать материал, противоречащий этой гипотезе.

Уже самое название работы «Доорогенное развитие структуры» настораживает, потому что в разных частях рассматриваемой области доорогенный этап развития закончился отнюдь не одновременно: на востоке (Восточный Саян и восток Тувы), как это видно и из работы, это произошло еще в докембрии, а на западе — в конце палеозоя. Поэтому можно говорить о развитии доорогенных структур различных регионов рассматриваемой области, завершившемся в разное время, а отнюдь не о доорогенном развитии всей области.

Затем, автор утверждает, что «геосинклинальные условия существовали непрерывно...» (стр. 12), но это утверждение решительно расходится с приводимым автором фактическим материалом, в котором неоднократно отмечаются достаточно длительные перемены и угловые несогласия, на основании чего автор даже написал специальную главу «Основные этапы формирования складчатых сооружений». В ней говорится о пяти четких рубежах, зафиксированных значительными перепадами и угловыми несогласиями: «Первый такой рубеж намечается где-то на грани между докембрием и вендом; он отвечает проявлению байкальских движений... Большое значение в формировании структуры Саяно-Алтайской области принадлежит движениям, происходившим в конце кембрия (салаирским). Эти движения завершают второй этап... Время их проявления устанавливается по резкому угловому несогласию, разделяющему верхнекембрийские слои и нижне-среднекембрийские отложения. Это несогласие разграничивает принципиально различные структурные этажи (стр. 47). Далее сказано: «Третьему рубежу отвечают силурийские движения, приведшие к образованию складчатых сооружений в Западном Саяне и Горном Алтае». «Четвертый рубеж приходится на конец девона — начало карбона» (стр. 48). «Наконец, пятому рубежу отвечают движения, происходившие в верхнем палеозое, точнее, верхнем карбоне — перми» (стр. 49).

Однако эти предельно четко выраженные «этапы», известные всем геологам, изучающим Западную Сибирь, не помешали автору утверждать, что «Процесс превращения этой геосинклинальной области в орогенную не укладывается в рамки байкальского, каледонского и герцинского тектонических циклов, установленных в Западной Европе, а представляет единое докембрийско-палеозойское тектоническое развитие, распадающееся на ряд этапов» (стр. 49). Но если так подходить, то и в Западной Европе все можно отнести к «единому геосинклинальному развитию», с тем различием, что там оно было еще более длительное, захватывая, выражаясь словами автора, и альпийский «этап». Спрашивается, зачем же реальные достижения науки, позволившие убедительно обосновать тектонические циклы в Западной Европе, очень ясно выраженные и в Алтае-Саянской области, подменять «этапами» и говорить об «едином развитии»?

Исходя из принятой им за основу гипотезы, что геосинклинали могут развиваться только на границе континента и океана, за счет захвата континентом соседней площади океана, автор рисует картину постепенного «завоевания» континентом океана на месте Алтае-Саянской области, начиная с протерозоя. Поскольку никакого фактического материала в отношении времени более древнего, чем поздний протерозой, здесь не имеется (за исключением лишь восточной части), спорить, прав или неправ автор, — беспредметно. Достоверный фактический материал имеется только для более позднего времени — начиная с «вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинальной системы». На приведенной схеме этого времени автор показал западное «Салаирского внутригеосинклинального прогиба» «океанический блок». В тексте (стр. 83) сказано, что геосинклинальная система этого времени «очень близко унаследовала основные структурные элементы позднекембрийской...». В это время произошли лишь некоторые изменения, выразившиеся продвижением на запад геосинклинальной системы «...втянувшей в погружение территорию океана в области Салаира, Катунского и Холзунско-Чуйского антиклинория (восточная часть Горного Алтая)». Как можно «втянуть в геосинклинальное погружение» океан, автор не поясняет, нам же такое «действие» представляется маловероятным: если это была мелководная шельфовая зона, то там уже ранее существовал геосинклинальный режим, если же глубоководная, то еще большее ее погружение никак не могло привести к геосинклинальному режиму. Отложения на перечисленных выше «вовлеченных в погружение участках океана» отнюдь не глубоководные — это, карбонатные толщи (местами археоциатовые рифы). Кроме того, где же был этот мифический океанический блок, если в 400—500 км западнее намеченной автором границы, в Чингизе, известны мелководные кембрийские отложения.

Относительно следующей — верхнекембрийско-ордовикско-силурийской геосинклинальной системы сказано, что ее образование «связано с грандиозным обрушением земной коры... Оно охватило как океанический блок (территорию между Иртышской

и Северо-Восточной зонами смятия), так и континентальный». Из геологической истории Алтае-Саянской области известно, что в результате завершения салаирской складчатости большая восточная часть этой области была приподнята выше уровня моря и стала эродированной сушей. В западной же половине погружение продолжалось, возможно усилившись, но вряд ли можно говорить о вовлечении в погружение бывшего до этого на месте Юго-Западного Алтая «океанического блока». Помимо всего прочего, слишком уж мизерен этот блок в масштабе океана. Автор на месте этого «блока» показывает в данный отрезок времени эвгеосинклинальный бассейн, что находится в противоречии с фактическим материалом, так как в нижнепалеозойских ядрах антиклинальных структур Рудного Алтая представлены не вулканогенные породы, а такие же как и в Горном Алтае, Туве и Западном Саяне — терригенные с ничтожной примесью вулканогенного материала. Из описания «Девонско-нижнекаменноугольной и верхнепалеозойской геосинклинальных систем» видно, что автор все еще допускает наличие рядом «океанического блока». Это прямо сказано: «Верхнепалеозойская геосинклинальная система возникла в результате обрушения океанического блока, расположенного к западу от Иртышской зоны смятия» (стр. 98). Если даже под верхнепалеозойской здесь надо понимать девонско-нижнекаменноугольную (таких неряшливостей немало в работе), так как в верхнем палеозое на всей рассматриваемой территории формировалась не геосинклинальная, а орогенная система, (в пределах которой узкий морской пролив кратковременно существовал только в среднем карбоне), то и в этом случае, где же этот мифический «океанический блок» и каковы его размеры? Всего в 70—80 км к западу от Иртышской зоны смятия в ядро Чарского антиклинория входят верхнесилурийские рифовые известняки, возможно без прерыва сменяющиеся рифовыми нижнедевонскими известняками. Западнее, в хребте Чингизе, кембро-силурийский комплекс представлен типичными геосинклинальными (с донной фауной) вулканогенно-осадочными толщами, на которых резко несогласно залегают континентальная вулканогенная нижне-среднедевонская толща. О каких океанических обрушающихся блоках можно говорить при наличии такого фактического материала?

Отсутствие хотя бы беглого знакомства с геологией Алтая привело автора не только к фантастическим «обрушениям» несуществующих океанических блоков, но и к прямым геологическим и даже географическим ошибкам. Например, в работе как равноценные рассматриваются Рудный Алтай, Южный Алтай и Юго-Западный Алтай, хотя всем знающим Алтай известно, что Юго-Западный Алтай не что иное, как Рудный и Южный Алтай вместе взятые.

Таково же положение и с Обь-Зайсанской геосинклиной. Она состоит из большей южной части — Зайсанской геосинклинали и меньшей северной — Кольвань-Томской зоны, между тем автор это понимает совершенно иначе. На стр. 221 он пишет: «...в нижнем девоне уже в области Обь-Зайсанской и Томь-Кольванской геосинклиналей закладывается третья геосинклинали». (Оба эти названия повторены и на стр. 223).

Таких неточностей и ошибок в отношении запада Алтае-Саянской области достаточно много. Упомянем лишь еще об одной существенной. Автор дает такое определение западной границы Алтае-Саянской области: «На западе Саяно-Алтайская область протягивается до Зайсана, где она граничит по системе глубинных разломов хр. Чингиз с Урало-Тяньшаньской геосинклинальной областью» (стр. 11). До сих пор исследователи проводили такую границу по Северо-Восточному глубинному разлому, отделяющему Юго-Западный Алтай, сложенный герцинскими, от Горного Алтая, где господствуют каледониды. Отрицаемая применимость каледонского и герцинского циклов в Алтае-Саянской области, автор «прихватил» туда не только чуждый по геологическому строению Юго-Западный Алтай, но, по существу, всю Зайсанскую геосинклинальную область. Какой «Зайсан» имеет в виду автор в качестве такой границы, догадаться невозможно, потому что ни озеро Зайсан, ни город Зайсан с Чингизом не граничат.

В разных местах работы иногда приводятся противоречивые данные. Выше уже отмечалось такое противоречие в отношении завершения геосинклинального развития, но есть и более существенные расхождения. На стр. 48 сказано: «В пределах Ануйско-Чуйского синклинория наблюдается исключительно полный и мощный (до 6000 м) геосинклинальный разрез от кембрия до верхнего девона — начала карбона включительно», а на стр. 60 совсем другие данные — «В раннегерцинской зоне доступный для визуального изучения разрез начинается с верхнего кембрия и заканчивается верхним девонем. Мощностью его в Ануйско-Чуйской геосинклинали составляет примерно 18 км, из которых только на девон падает 8 км». Спрашивается, чему же должен верить читатель? Здесь разногласия разделены 12 страницами, а бывает и хуже, как это случилось с широко известным на Алтае змеиногорским комплексом гранитоидов, относительно которого на стр. 231 есть такая фраза: «...в пределах Горного Алтая три раза появлялись доскладчатые интрузии и только один раз — в конце нижнего — начале среднего девона — соскладчатые интрузии змеиногорского комплекса». Несколькими строками ниже на той же странице о змеиногорском комплексе сказано совершенно иное: «К среднему карбону, в связи с замыканием геосинклинальных прогибов последнего в Горном Алтае девонского этапа, в корнях созданных складок возникает плавление и в более верхние части коры вторгаются гранитоиды змеиногорского комплекса, представляющие собой крупные позднекладчатые батолитовые тела».

Следует отметить еще чрезвычайную терминологическую неряшливость в этой работе. Акад. А. Н. Заварицкий писал в 1947 г. «Забота о точности и ясности терминологии является одной из главных обязанностей ученого». Автору эта истина, по-видимому, осталась неизвестной, так как в терминологии никакого порядка нет. Выше уже упоминалось о недопустимой неряшливости с терминами, производными от географических названий, но такое же положение и с другими геологическими терминами, что особенно ясно видно на двух примерах. Один из них касается терминов «структурный ярус» — «структурный этаж»; поскольку нет единого решения,— одни геологи применяют термин «структурный ярус», другие — «структурный этаж». Делались попытки как-то соподчинить один термин другому, но дальнейшего развития они не получили, и авторы пользуются каким-либо одним термином. Совершенно иная картина наблюдается в рассматриваемой работе. Там в этом отношении полный хаос. На стр. 10 говорится о структурном ярусе орогенном, залегающем выше собственно геосинклинального яруса, а на следующей, 11 стр. автор говорит уже о структурном этаже во внешних геосинклинальных прогибах (втором по отношению к первому, сложенному складками основания). На той же 11 стр., несколькими строками ниже, даяя определения межгорным впадинам, автор дважды называет ярус. Такая «чрезполосица» характерна для всей работы: то ярус, то этаж. Что чему соподчинено, или же никакого соподчинения нет — догадаться невозможно.

Соподчинение ярусу этажа ясно в описании регионального метаморфизма, где даже из заголовка видно, что ярус разделяется на этажи, там есть «ярус зеленых сланцев», «ярус кристаллических сланцев» и есть «Нижний этаж нижнего яруса кристаллических сланцев» (стр. 159). Однако было бы ошибочным считать, что и со структурными ярусом и этажом дело обстоит так же. На стр. 26 сказано: «Вендские и кембрийские толщи объединяются в единый структурный этаж, который в этой зоне, весьма вероятно, охватывает и более древние позднекембрийские и протерозойские образования». Из этого определения ясно, что структурный этаж по объему не меньше структурного яруса.

Вторым примером такого же рода может служить предлагаемый автором термин «зоны сжатия».

В главе «Зоны сжатия» это ясно сказано: «Зоны сжатия представляют одну из разновидностей широко распространенных в складчатых областях своеобразных региональных структур, известных как зоны смятия» (стр. 147). То же самое повторено на стр. 177, где говорится о Северо-Восточной зоне сжатия: «в геологической литературе она известна как зона смятия». Спрашивается, зачем же хорошо прижившийся термин, имеющий достаточно четкое определение, подменять надуманным новым. Это вводит только путаницу. Кстати, автор и сам запутался, в одних случаях он пишет «зона сжатия», а тут же рядом — «зона смятия», причем иногда даже в одной фразе, как это сделано на стр. 216: «Северо-Восточная зона смятия совпадает с Холзунско-Чуйским и Телецким геосинклинальными поднятиями; Иртышская зона сжатия также представляет собой барьерное поднятие, возникшее на границе двух геосинклинальных зон». Спрашивается, как может зона смятия совпадать с геосинклинальными поднятиями: Холзунско-Чуйским, имеющим широтное простирание, тогда как сама зона вытянута в северо-западном простирании, или с мифическим Телецким? Если даже допустить, что автор путает названия Телецкое (от озера на востоке Горного Алтая) с Талицким (по имени Талицкого хребта на западе Горного Алтая), то и в этом случае это будет звучать абсурдно, так как ближайший участок Северо-Восточной зоны смятия (ее Локтевская ветвь) отстоит на 60—70 км от расположенного восточнее ее Талицкого антиклинория.

Сказанным не исчерпываются все ошибочные места в работе, перечисление их могло бы удвоить и без того «объемную» критическую заметку. Отмечу еще лишь одно совершенно неприемлемое терминологическое новшество, предложенное А. А. Предтеченским и некритично принятое автором, представляющее буквально «смесь французского с нижегородским» — «Протеросаян», «Кембросаян». Насколько дико выглядит сочетание таких терминов с общепринятыми, наглядно свидетельствует фраза из работы автора. «При этом Катунский антиклинорий мы включаем в Салаирскую зону Кузнецкого Алатау и Кембросаяна» (стр. 32).

Всесоюзный научно-исследовательский  
геологический институт  
г. Ленинград

Статья поступила  
22 ноября 1966 г.

УДК 551.240(234.42)

## ХРОНИКА

## СИМПОЗИУМ ПО ПРОБЛЕМЕ КРАЙШТИД

С 29 мая по 7 июня 1967 г. в Болгарии проходил симпозиум по проблеме Крайштид, организованный Болгарской Академией наук на основании решений VII конгресса Карпато-Балканской геологической ассоциации (София, 1965 г.) и по предложению конференции по тектонической карте Карпато-Балканской области (Бухарест, 1966 г.).

Задачами симпозиума являлись: ознакомление со строением Крайштид — важной тектонической единицей восточной части Балканского полуострова, широкий обмен мнениями по различным проблемам геологии этого района, а также обсуждение макетов тектонических карт, представленных отдельными странами для тектонической карты Карпато-Балканского региона. Последнее состоялось на специальных заседаниях Тектонической комиссии по редактированию тектонической карты Карпато-Балканской области.

В симпозиуме приняли участие геологи из 9 стран: Австрии, Болгарии, Венгрии, ГДР, Польши, Румынии, СССР, Чехословакии и Югославии. От Советского Союза в симпозиуме и в заседаниях по тектонической карте Карпато-Балканской области приняли участие представитель СССР в тектонической комиссии Карпато-Балканской геологической ассоциации и редактор советской части тектонической карты академик АН УССР О. С. Вялов, член рабочей группы по составлению тектонической карты советской части член-кор. АН УССР Г. Н. Доленко и мл. научн. сотр. ГИН АН СССР А. А. Белов.

Общая программа работы симпозиума была построена следующим образом:

1) 29 мая участники прибыли в Софию. Вечером было проведено организационное заседание.

2) 30 мая, 1 и 3 июня состоялись геологические экскурсии по пути из Софии в г. Кюстендил и в окрестностях г. Кюстендил.

3) 31 мая, 2 июня в г. Кюстендиле состоялись доклады по проблемам Крайштид и линейной тектоники.

4) 4 июня была проведена геологическая экскурсия по пути из г. Кюстендил в Рильский монастырь.

5) 4 июня вечером и 5 июня утром в Рильском монастыре состоялись заседания комиссии по тектонической карте КБО, которые были закончены на следующий день 6 июня уже в Софии.

Интерес, проявляемый геологами к проблемам тектонического строения Крайштид, объясняется их положением в структуре Балканского полуострова, с одной стороны, как зоны, отделяющей Балканы и Родопский массив от Сербско-Македонского массива, а с другой, как зоны, соединяющей Южные Карпаты и Балканы.

Впервые Крайштиды выделил Е. С. Бончев в 1936 г., рассматривавший их, как зону широкого развития крупных надвиговых перекрытий. Это подтверждалось открытием нескольких шарьяжей на болгарской территории Крайштид и работами В. Петковича (1930, 1935), который в непосредственном северном продолжении Крайштид в Восточной Сербии выделял 4 крупных тектонических покрова, перемещенных с запада на восток. М. В. Муратов (1949) понимал Крайштиды, как синклиналиную структурно-фациальную зону, присоединяя к ним верхнемеловой вулканогенный прогиб, относимый Е. С. Бончевым к Среднегорью.

После детальных послевоенных работ Е. С. Бончев (1958) изменил свою точку зрения о покровном строении Крайштид и рассматривает их теперь, как восточный пояс огромного Крайштидско-Вардарского линейного элемента, объединяя в последнем вместе с Крайштидами Вардарскую зону и Сербско-Македонский массив. В самое последнее время А. В. Пейве (1967 г.) приводит Крайштиды в качестве примера тектонического окна, где мезозойские образования внешней зоны Альпийского складчатого пояса выступают из-под кристаллических пород, палеозоя и мезозоя в южноальпийских фациях, надвинутых на первые из более внутренних частей того же пояса.

Как же построены Крайштиды и что участники совещания видели на экскурсиях? В дальнейшем мы будем касаться только Болгарской части Крайштид.

По представлениям Е. С. Бончева, Крайштиды являются сложной линейной структурой, образовавшейся в течение длительного времени в связи с развитием крупного глубинного разлома. Это структурная зона, выделенная на основании единства динами-

ческого плана дислокаций, возникших при ее развитии. На поверхности зона глубинного разлома выражена в виде сближенного пучка продольных разрывов в полосе шириной 30—50 км, простирающихся в направлении 330—350°. С этим основным Крайштидным направлением закономерно сопряжены еще несколько более мелких разрывных систем. Внутреннее строение Крайштид не может быть выражено в виде какой-либо единой структуры. На разных структурных этажах и в разных поперечных сечениях строение Крайштид выражено по-разному. Однако все разнообразные и разновозрастные структуры, складки и разрывы подчинены единым закономерностям развития Крайштидного линеймента. Они определенным образом ориентированы в пространстве и возникли при господствующем влиянии Крайштидского направления. Специальные структурные и микроструктурные исследования, проведенные на ряде объектов в зоне Крайштид И. Батаджиевым, Ц. Цанковым, С. Московски и др. и продемонстрированные нам в докладах и на экскурсиях, подтверждают это положение.

Таким образом, Крайштиды, как их понимает Е. С. Бончев, это зона, выделенная главным образом на основании структурных исследований.

В пределах Крайштид выделяются несколько крупных структур:

1) мегантиклинорий Крайште, от которого сохранились два крыла — Любашки и Земенский моноклинориумы, сложенные палеозойскими, триасовыми и мезозойскими породами; 2) комплексный грабен Крайште, возникший вдоль свода мегантиклинория Крайште и сложенный отложениями титона-берриаса; 3) аллохтонные структуры — Пенковский покров и Полятинский надвиг, представленные отложениями допалеозоя, палеозоя и триаса, надвинутыми на титонский флиш; 4) горсты и грабены (последние заполнены палеогеновыми и неогеновыми молассами).

Самой древней формацией, обнажающейся в пределах Крайштид, является диабаз-филлитовидная ( $P_{ст3}$ — $Ст_1$ ). Однако судить о том, существовали ли уже Крайштиды в это время, трудно, так как подобного типа отложения распространены и на смежных территориях. Вообще проблема возраста и стратиграфического расчленения диабаз-филлитовидной формации еще далека от своего разрешения. Сейчас в различных местах на Балканах, в Крайштидах, в Восточной Сербии и в Македонии к этой формации относят ряд близких по составу и степени метаморфизма серий с недоказанным возрастом. В докладах Х. Спасова и С. Янева высказывалось мнение, что более молодые палеозойские отложения, представленные граптолитовыми сланцами и лидитами ордовика и силура, известняками и терригенными флишомидным накоплениями девона и красноцветами перми, формировались при определенном влиянии разломов Крайштидного направления, особенно Трынско-Кошаревского разлома. Следует, однако, отметить, что данных об изменении фаций и мощностей палеозойских отложений пока еще очень мало.

Влияние Крайштид, по-видимому, не проявлялось в течение триасового и юрского (до киммериджа включительно) периодов (доклады М. Ганева, И. Начева, статья В. Костадинова). Возможно, более ранние представления болгарских геологов (Е. С. Бончев и др., 1960) о том, что Крайштидная структурная зона не проявлялась до середины верхней юры, пока наиболее отвечают имеющимся фактическим данным. Признать длительное, с докембрия, развитие Крайштид можно, исходя лишь из общих представлений Е. С. Бончева о том, что основные черты тектоники Болгарии определяются сетью глубинных разломов (регатической сетью), среди которых выделяются три основных направления: Балканидное, Твардикское и Крайштидное.

Крайштиды как определенная структурно-фациальная зона четко проявились в титоне и начале мела, когда здесь сформировался узкий геосинклиальный трог, в котором накапливались мощные (до 1,5 км) флишевые отложения. По-видимому, разломы (Трынско-Кошаревский и Горячевско-Буновский), ограничивающие трог, играли роль палеогеографических границ. В районе г. Трын мы на экскурсии убедились в существовании по разные стороны от Трынско-Кошаревского разлома на расстоянии 400 м двух различных фаций титона: рифовой карбонатной и флишевой, хотя непосредственных переходов между ними и не наблюдается.

В мелу Крайштидная система разломов играла активную палеогеографическую роль, разделяя области с различным характером осадконакопления. Особенно значительной была роль Перникского разлома, ограничивавшего с юго-запада сенонский вулканогенно-флишевый прогиб. Отложения мела, обнаруженные в пределах Крайштид, не содержат вулканического материала и представлены главным образом известняками. После образования титонского грабена новое расчленение структуры Крайштид произошло в начале или в течение верхнего эоцена и еще раз в начале плиоцена. Тогда возникли узкие грабены определенного направления, заполнившиеся молассовыми отложениями.

Очень интересно и весьма показательно, что особенно подчеркивалось Е. С. Бончевым, построены грабены зоны Крайштид. Ограничивающие их разломы в процессе сжатия, последовавшего за растяжением, перешли из нормальных сбросов во взбросы и надвиги. Амплитуда надвигов, переходящих в небольшие шарьяжи, не превышает 12 км. На экскурсии нам продемонстрировали, как Буновский разлом вдоль простирается изменяет наклон плоскости смещения от пологой надвиговой до вертикальной сбросовой. Таким путем, по представлению болгарских геологов, возникли все покровные структуры Крайштид. Интересно, что одинаково построенными и ориентированными оказываются и титонский, и палеогеновые грабены, что свидетельствует о постоян-

стве динамического плана и характера действующих сил, причем растяжение и сжатие несколько раз сменяли друг друга. Вместе с тем складчатые структуры в грабенах пространственно сопряжены с системой разломов.

Интересной особенностью Крайштид является также расчлененность их на длительно развивающиеся поперечные мегаблоки (доклад Ю. Карагулевой). В современной структуре Крайштид поперечные разломы смещают упомянутые блоки в вертикальном и латеральном направлениях, они же ограничивают распространение некоторых комплексов пород вдоль простирания всей структуры.

Болгарские и югославские геологи (докл. Б. Крстича) доказывают, что вдоль простирания Крайштид существуют правобоковые сдвиги. По мнению Е. С. Бончева сдвиговые движения происходили длительно, в течение всего неогена, а амплитуда перемещения некоторых геологических объектов по ним достигает 55 км. Правобоковое сдвиговое смещение доказывается также детальными структурными исследованиями Буновского разлома и так называемого Треклянского колена (доклады Ц. Цанкова, П. Пиронкова, В. Веселинова). Предполагается, что по этому правому сдвигу Южные Карпаты отодвинулись к СЗ от Балкан.

В других докладах болгарских коллег обсуждалась взаимосвязь между процессами вулканизма и магматизма (Е. Димитрова, И. Хайдатов, В. Вергилов), сейсмичности (М. Матова), металлогении (Г. Конурков и П. Драгов), с одной стороны, и общим развитием линейamentной структуры Крайштид — с другой.

По обсуждаемым проблемам состоялись интересные дискуссии. Ряд ученых отстаивали мнение о покровном строении Крайштид (О. С. Вялов, В. Медвенич, М. Сандулеску), находя продолжение шарьяжей в Восточной Сербии и в области Гетского покрова в Румынии.

В заключение необходимо отметить прекрасную организацию проведения симпозиума, в чем несомненная заслуга академика Е. С. Бончева и возглавляемого им коллектива геологов

*А. А. Белов*

#### Литература

- Бончев Е. Опыт за тектонска синтеза на Западна България. Геология на Балканиите, II, кн. 1, 1936.
- Бончев Е., Карагулева Ю., Костадинов В., Манолов Ж., Каменова И., Динков Е., Бакалова Д., Манолова Р. Основи за тектониката на Крапшто и прилежащите му земи. Трудове върху геологията на България. Сер. страт. и тект., кн. 1, 1960.
- Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР. Т. II, Изд-во АН СССР, 1949.
- Пейве А. В. Разломы и тектонические движения. Геотектоника, № 5, 1967.
- Вопсев Е. Über die tektonische Ausbildung der Kraistiden. Geologie, Jahrg. 7, H. 3-6, 1958.
- Петкович В. О тектонском склону источне Србије. Глас Срп. кчаль акад. СХЛ, Београд, 1930.
- Петкович В. Геологија Источне Србије. Посебна издања. Срп. краљь акад. књ. CV, прир. и матем. списи, књ. 28, Београд, 1935.

#### Редакционная коллегия:

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

#### Адрес редакции

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

Технический редактор Л. М. Ковнацкая

Сдано в набор 5.III.1968 г. Т-07713. Подписано к печати 29/IV-1968 г. Тираж 1700 экз.  
Зак. 5091. 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 11,9.

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

Б-232

7

ПРОСНИЙ ПЕР

Цена 1 р. 20 к. 42  
МАКАРЧЕВУ Г И  
70228  
1-12

Индекс  
70228

## В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГИ:

**ГЕОЛОГИЯ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ОТ АЗИАТСКОГО МАТЕРИКА К ТИХОМУ ОКЕАНУ.** 25 л. 2 р.

В статьях освещаются узловые вопросы стратиграфии, магматизма, палеогеографии и строения советской части Тихоокеанского подвижного пояса и ее отдельных районов. На основании географических, литолого-формационных и палеогеографических данных разбираются различные варианты трактовки строения и геологического развития структуры континентальной части пояса и зоны перехода от Азовского материка к Тихому океану. Затрагиваются вопросы условий заложения и ранней истории формирования структуры пояса, а также вопросы общего хода развития земной коры в его пределах.

Сборник представляет интерес для широкого круга геологов, работающих в области региональной и теоретической геологии.

**ГЕОЛОГИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ЮЖНОГО МАНГЫШЛАКА.**  
20 л. 1 р. 60 к.

Статьи сборника освещают вопросы нефтегазоносности, тектоники, стратиграфии, петрографии Южного Мангышлака. В работе даются рекомендации по дальнейшему направлению геологоразведочных и поисковых работ на нефть и газ.

Книга рассчитана на работников нефтяной и газовой промышленности и широкий круг геологов, интересующихся разными геологическими вопросами рассматриваемой территории.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО АДРЕСУ:  
МОСКВА, В-463, МИЧУРИНСКИЙ ПРОСПЕКТ, 12,  
МАГАЗИН «КНИГА—ПОЧТОЙ» «АКАДЕМКНИГА»  
ИЛИ В БЛИЖАЙШИЙ МАГАЗИН «АКАДЕМКНИГА».

