

*Голубицкий*

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

1

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1966

***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**

Январь—Февраль

## СОДЕРЖАНИЕ

Дж. Штёклин. Тектоника Ирана . . . . .	3
А. И. Мушенко. К вопросу об инверсии тектонических движений на Русской платформе . . . . .	22
В. Г. Чахмахчев. Тектоническое положение кварцито-песчаников Прионежья . . . . .	35
С. И. Гавриков. Палеотектонические карты Северо-Востока СССР для юрского периода . . . . .	46
Ц. О. Очиров. Тектоника Бурятии . . . . .	57
В. Д. Парфенов, В. А. Кондратов. Особенности формирования сдвиговых нарушений Карамазара . . . . .	68

## Критика и дискуссии

Э. Н. Эрлих. Неудовлетворительное решение важной проблемы . . . . .	80
А. Ф. Адамович, В. Д. Чехович. О книге «Геология Кубы» . . . . .	85

## Краткие сообщения

И. М. Сборщиков. О возможном механизме образования некоторых коробчатых складок Западного Верхоянья . . . . .	91
---	----

## Хроника

Международный коллоквиум по тектонике Альпийской складчатой области . . . . .	95
Памяти Сергея Владимировича Обручева . . . . .	99
Памяти Николая Павловича Хераскова . . . . .	102

## CONTENTS

D. Stocklin. The tectonics of Iran . . . . .	3
A. I. Muschenko. On the problem of inversion of tectonic movement in the Russian platform . . . . .	22
V. G. Tchachmachtchev. The tectonic position of quartzite-sandstone of the lake Onega region . . . . .	35
S. I. Gavrikov. The Palaeotectonics Maps of the North-East of USSR for the Jurassic time . . . . .	46
Z. O. Ochirov. The tectonics of Buryatia . . . . .	57
V. D. Parfenov, V. A. Kondratov. Specific of origin of transcurrent faults in Karamasar . . . . .	68
<b>Criticism and discussion</b>	
E. N. Erlich. Unsatisfactory decision of one important problem . . . . .	80
A. F. Adamovich, V. D. Tchechovitch. The geology of the Cuba . . . . .	85
<b>Short Notes</b>	
I. M. Sbarschikov. On the mechanism of the formation of some case folrs of the Western Verchoyansk belts . . . . .	91
<b>Chronicles</b>	
International Collocviym the Tectonic of the Alpin folds region . . . . .	95
Memory of Sergey Vladimirovitch Obrutchev . . . . .	99
Memory of Nikolai Pavlovitch Cheraskov . . . . .	102

Технический редактор *Е. А. Карпова*

Т-01703	Подписано к печати 5/1-1966 г.	Тираж 1600 экз.	Зак. 5969
Формат бумаги 70×108/16.	Печ. л. 9,1+2 вкл.	Бум. л. 3/4	Уч.-изд. листов 10,6

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

УДК 551.24 (55)

ДЖ. ШТЕКЛИН

ТЕКТОНИКА ИРАНА<sup>1</sup>

## 1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Уже давно горные хребты Ирана относят к Альпийско-Гималайской системе.

Но что они собой представляют? Какова их протяженность, какую часть страны они занимают?

С точки зрения геологии, Иран принято разделять на два больших горных хребта и обрамленный ими слабовыраженный в рельефе щит — «срединный массив» Центрального Ирана. Такое подразделение Ирана на три части, очевидно, возникло на основании чисто географического расчленения. На протяжении столетий европейские путешественники описывали Иранское нагорье, куда они попадали после пересечения высоких гор и с севера и с юга. Геологические исследования, которые едва были начаты в прошлом столетии, быстро продвинулись за последние шесть десятилетий, но ограничивались обрамляющими хребтами: хребтом Загрос с его нефтяными богатствами и хребтом Эльбурс, подъезд к которому от столицы сравнительно легок. О геологии Центрального Ирана долгое время имелись лишь редкие отрывочные сведения. Представление о едином «срединном массиве» было основано главным образом на открытии, сделанном в конце прошлого столетия А. Ф. Шталем (Stahl, 1911), который исследовал метаморфические породы Центрального Ирана и отнес их к архею. Систематические исследования британских геологов-нефтяников в хребте Загрос обычно прерывались, как только геологические партии достигали в высоких горах внутреннего Загроса линии крупного сброса, где метаморфические комплексы, подобные комплексам, описанным Шталем в Центральном Иране, по-видимому, окаймляли южный край «срединного массива». Слабое представление об обширной, но почти неисследованной геологически депрессии — пустыне в самом сердце Центрального Ирана и привычное

<sup>1</sup> С 24 сентября по 7 октября 1965 года в Тбилиси был проведен коллоквиум по тектонике Альпийской складчатой области Европы и Азии, организованный Геологическим институтом Академии наук Грузинской ССР и Комиссией по международным тектоническим картам Отделения наук о Земле АН СССР. (См. хронику в этом номере журнала «Геотектоника», стр. 95).

Научная сессия была проведена в соответствии с программой подготовительных работ по созданию второго варианта международной тектонической карты Европы.

Научные результаты коллоквиума оказались достаточно значительными. Многие из прочтенных докладов имеют большой общий интерес. Поэтому организационный комитет коллоквиума и редакция журнала «Геотектоника», в соответствии с просьбой участников коллоквиума, приняли решение о публикации на страницах журнала большей части материалов сессии.

Статья Дж. Штёклина (Швейцария) «Тектоники Ирана» является переведенным с английского изложением его доклада на этой сессии; она представляет итог его исследований геологии Ирана на протяжении последних 15 лет.

В последующих номерах журнала будут помещены доклады, посвященные строению других частей Альпийской складчатой системы (северной Африки, Пиренеев, Аппенин, Альп, Карпат, Балканского полуострова, Турции, Кавказа и Гималаев), а также итогам коллоквиума и принятых им решений.

географическое название «высокогорное Иранское плато» повлияли на геологическую мысль и было признано существование «срединного массива». О нем писал Дж. У. Грегори (Gregory, 1929) в своей работе «Строение Азии»; это представление проникло в более новые толкования структур, в том числе и в самый последний синтез В. Е. Хаина (Vogdanoff, Mouratov, Schatsky, 1964).

Однако уже А. Ф. Шталь показал на своих картах ряд больших горных хребтов в Центральном и Восточном Иране и отметил необычное меридиональное простираие Восточно-Иранских хребтов. Большой неожиданностью было открытие Э. Бейера (Baier, 1938), заключающееся в том, что некоторые из метаморфических комплексов А. Ф. Шталя в Центральном Иране на самом деле представляют собой метаморфизованные осадочные породы юрского возраста, охваченные сильной альпийской складчатостью. Э. Бейер полностью отверг представление о «срединном массиве». По его мнению, Северный и Южный Иранские хребты были областями проявления двух орогенезов, охвативших всю страну, причем Центральный Иран представлял собой область двух смежных осевых зон, которые он сравнил с Пеннинской зоной Альп Европы. Если бы Э. Бейер пользовался более современной терминологией, он, вероятно, изобразил бы Центральный Иран, как эвгеосинклинальную зону Альпийского орогена.

Р. Фюрон (Furon, 1941) обнаружил в области Табас (Восточный Иран) складчатые верхнепалеозойские породы и указал на отчетливое меридиональное протирание хребтов Табас. Он выдвинул теорию «Уральско-Оманско-Мадагаскарской оси», проходящей через Восточный Иран. По его мнению, это — древняя структура варисийского происхождения. Дж. Шрёдер (Schroeder, 1944) отметил другой важный тектонический элемент: зону Урмия-Дохтар — вулканический пояс, пересекающий Иран по диагонали от озера Резае (Урмия) в Азербайджане до вулкана Базман в Балуджистане.

С 1950 г. систематические исследования в Центральном Иране проводили геологи Иранской нефтяной компании. Наиболее важные результаты этих работ отражены на геологической карте Ирана (National Iranian Oil Company, 1959) и в небольших статьях (Gansser, 1955; Mostofi, Frei, 1959). Согласно этим исследованиям, Центральный Иран не высокогорное плато, а сильноскладчатая горная страна. Оказалось, что Большой Кавир — главная пустынная депрессия Центрального Ирана, представляет собой в значительной степени межгорный пенеплен, сложенный сильнодеформированными третичными породами. Юрские метаморфические породы Бейера встречаются во многих других районах Центрального Ирана, а именно, в некоторых метаморфических червчатых структурах за главным надвигом (северо-восточнее) Загроса. Региональное несогласие в основании мела позволяет отнести часть складчатых движений и связанный с ними метаморфизм к поздней юре. Пестроцветные породы (Gansser, 1959) — верхнемеловая палеоценовая формация, содержащая радиолариты и отложения типа флиша с экзотическими глыбами и офиолитовыми интрузиями, характерные для зоны надвигов в хребтах Загрос — Макран, были обнаружены еще в нескольких местах в Центральном Иране, что подтверждает мысль о том, что Центральная геосинклинальная область обладала очень большой подвижностью. Таким образом, мы можем, как и Э. Бейер, считать Центральный Иран разновидностью Пеннинской зоны и сделать вывод, что эта зона развивалась из центрального эвгеосинклинального прогиба, обрамленного с севера и юга миеосинклинальными зонами хребтов Эльбурс и Загрос.

Такое представление было фактически положено в основу при нашей первой попытке составить тектоническую карту Ирана. Эта попытка потерпела полную неудачу, так как слишком много других наблюдений

полностью противоречат этой теории. Кроме того, палеозойско-мезозойско-третичный разрез, за небольшим исключением, не указывает на условия эвгеосинклинального прогиба. Мелководные морские, лагунные и континентальные отложения, наряду с крупными перерывами, характерны для палеозойского разреза.

Мелководные морские доломиты преобладают в триасе. За ними следуют угленосные континентальные отложения с редкими прослойками морских отложений нижней юры; это характерно для всего Центрального Ирана. Известняки с аммонитами преобладают в верхней юре, но в некоторых случаях уступают место рифовым формациям и соленосным отложениям или совсем исчезают.

В начале мелового периода Центральный Иран представлял собой (в основном) сушу, частично покрытую мелким морем не раньше баррем-а. Верхнемеловые — палеоценовые глобигериновые мергели, радиолариты и офиолиты — основные индикаторы эвгеосинклинали — очень ограничены в Центральном Иране (области Сабзевар, Наин и у турецкой границы) и через короткие промежутки сменяются неритовыми и рифовыми формациями. Мощные вулканогенные серии образовались в палеогене в мелководных морских, лагунных и субаэральных условиях. Последняя трансгрессия, захватившая только западную часть Центрального Ирана, относится к позднему олигоцену — раннему миоцену и сменилась континентальным режимом, который продолжается до наших дней.

Таким образом, в Центральном Иране, за небольшими местными исключениями в верхнем мелу — палеоцене мелководно-морские, до континентальных условия неизменно существовали на протяжении всего палеозойского, мезозойского и третичного периодов. Если сравнить неполный разрез от перми до неогена в Центральном Иране с непрерывными морскими отложениями мощностью во много тысяч метров того же возраста в хребте Загрос (то, что многие геологи считают типичной миогеосинклинальной зоной), можно, учитывая геологическую историю Центрального Ирана, приписать ему платформенный характер.

Кроме того, возраст метаморфизма в Центральном Иране все еще остается очень сложной и спорной проблемой. Мезозойский добарремский метаморфизм, обычно не превосходящий филитовой стадии, безусловно имел место. Но за последние годы в связи с обнаружением кембрийских отложений, содержащих ископаемые организмы, во многих районах восточной и западной частей Центрального Ирана некоторые сильно метаморфизованные комплексы можно определенно отнести к докембрию. Возможно (но требуются доказательства), что некоторые из этих докембрийских комплексов основания непосредственно перекрыты меловыми и более молодыми осадочными породами. Если это предположение правильно, то оно является еще одним доказательством платформенного характера Центрального Ирана.

Следует, однако, признать, что Центральный Иран, несмотря на преобладание платформенного характера в доорогеническое время, в мезозойское время был охвачен складчатостью и частично метаморфизован, а в поздне меловое — третичное время прошел через все фазы сильной альпийской срогении. В результате этого возникла сложная система горных хребтов, обнаруживающая сбросовые, складчатые и надвиговые структуры почти такой же интенсивности, как в обрамляющих хребтах Эльбурса и Загроса.

Из этого общего положения надо сделать одно важное исключение. В результате недавних исследований в пустыне Лут (Восточный Иран) была обнаружена (Stocklin, 1961, 1965) четко отграниченная область исключительной структурной устойчивости. Этот сравнительно устойчивый «блок Лут», который, очевидно, связан со своеобразно расходящимися простираниями в этой части Ирана. Его следует считать настоящим

срединным массивом, который в более широком смысле был принят более ранними исследователями.

Но даже если признать существование такого сокращенного срединного массива, то следует считать Центральный Иран частью альпийского орогена в той же степени, как и обрамляющие его хребты Эльбурс и Загрос.

## 2. СТРУКТУРНОЕ РАЗВИТИЕ

### Докембрий и нижний кембрий

Самые ранние орогенические движения, которые можно различить в Иране, относятся к докембрию. Породы, подстилающие кембрийские пласты с ископаемыми организмами, известны теперь в хребтах Загроса и Эльбурса, в Зенжане Озбак-Кухе, в обширной области Керман и около Голпайгана. Кембрийские отложения с ископаемыми организмами, в основном известняки и сланцы, имеют различную мощность (от 20 м в Кермане до 2000 м и более в Озбак-Кухе). Ископаемые организмы, преимущественно трилобиты, указывают на средний или верхний кембрий; только в хребте Загрос и около Кермана трилобиты группы *Redlichia*, очевидно, указывают на верхи нижнего кембрия. Каковы бы ни были литология, мощность и ископаемые организмы этих кембрийских отложений в различных обнажениях, их неизменно подстилает формация, которая ставит в тупик геологов своим исключительным единообразием и непрерывностью. Эта формация получила различные местные наименования, из которых предпочтительное название «песчаник Лалун» (по имени долины Лалун в Центральном Эльбурсе) (Assereto, 1963). Она сложена пурпурно-красными, косослоистыми аркозово-кварцитовыми песчаниками мощностью от 500 до 1000 м и часто содержит *Gruziana* и подобные следы организмов. На всех обнажениях к северо-востоку от надвига Загроса эта формация неизменно заканчивается характерной белой «кварцитовой кровлей» мощностью около 50 м. Контакт с перекрывающими кембрийскими отложениями, содержащими ископаемые организмы, согласный. Стратиграфическое положение песчаника Лалун и его непрерывность позволяют считать этот комплекс базальным в кембрийской системе. По литологии и стратиграфическому положению он очень похож на пурпурную песчаниковую свиту Соляного хребта в Пакистане, на нижнекверийский песчаник Иордании и частично на песчаник Сак Аравии.

У Зенжана, в хребте Эльбурс, у Озбак-Куха и около Голрайгана песчаник Лалун согласно залегает на пестрых слюдястых сланцах, песчаниках, кремнистых доломитах (доломит Солтани) и строматолитовых известняках. Эта свита мощностью более 2000 м ниже упоминается под общим названием «инфракембрий». В северной части области Керман и в хребте Загрос эти инфракембрийские породы переходят в широтном направлении в диапировую соляную формацию, которая, как полагают, коррелируется с соляной формацией Хормуз Южного Ирана, Персидского залива и Восточной Аравии и с Соляной серией Пенджаб Соляного хребта.

Контакт между инфракембрийскими породами и песчаником Лалун — согласный, а в большинстве мест даже с постепенным переходом. Однако в классическом районе развития кембрия — Кухбанане около Кермана песчаник Лалун представлен только своей кварцитовой кровлей и залегает на эродированной поверхности инфракембрийского доломита, без углового несогласия. То же можно наблюдать в Южно-Зенжанском хребте (Stocklin, Ruttner, Nabavi, 1964). Хаотическая складчатость в гипсоносных и соленосных инфракембрийских пластах к северу от Кермана раньше ошибочно считалась проявлением орогенических

движений, но позднее ей приписали чисто диапировый характер и гораздо более молодой возраст (мел — третичный). Ненарушенные разрезы в той же области снова обнаруживают согласное залегание нижнекембрийского песчаника Лалун на инфракембрийских породах.

Вместе с тем явные подтверждения сильных орогенических движений были обнаружены в области Керман-Табас-Обзаккух, в породах, подстилающих инфракембрий. Эти докембрийские породы представлены метаморфическими и неметаморфическими формациями. К западу от Кермана однообразная свита зеленых сланцев и аркозовых песчаников, содержащих радиолярии и следы других организмов, альгонкская (?) серия Морад (Huckriede, Kürsten, Venzlaff, 1962) образует сложные складки и перекрыта с резким угловым несогласием серией Ризу (инфракембрий), которая помимо типичных инфракембрийских песчаников и кремнистых доломитов содержит кислые изверженные породы. Складчатые движения относятся к Ассинтской орогении (Huckriede и др., 1962). В 350 км севернее серия Морад снова выходит на поверхность в горах Калморс к западу от Тобаза. Здесь она образует горст со сложными складками, несогласно перекрытый пермско-каменноугольными и девонскими (?) морскими отложениями (Stöcklin, 1961).

В Бафке, север-западнее Кермана (Huckriede и др., 1962), инфракембрийские породы лежат на гнейсах и на других мезо- и эпизональных метаморфических породах. Неизвестно, был ли вызван метаморфизм ассинтскими или более ранними движениями. Посторогенные гранитные интрузии проходят через метаморфические формации и, вероятно, через нижнюю часть (серия Ризу) инфракембрийского комплекса. Единственные определения абсолютного возраста в Иране были получены по изотопам свинца для инфракембрийских пород этой области (Huckriede и др., 1962), и дали возраст от 595 до  $760 \pm 120$  миллионов лет. Соотношение возрастов между гранитными интрузиями и минерализацией точно не установлено, но предполагают, что минерализация имела место до образования гранитов.

В горах Озбак-Кух (Ruttner et al., Geol. Survey Iran Report, в печати) типичный песчаник Лалун с Cruiziana подстилает нижнепалеозойский разрез, очевидно самый мощный и полный из известных до сих пор на Среднем Востоке. Под песчаником Лалун залегают доломиты и связанные с ними цветные сланцы, во многом похожие на инфракембрийский доломит Солтание в Зенжане. Доломит залегает с резким несогласием на слабометаморфизованных известковых сланцах, а эти последние — на слюдяных сланцах, амфиболитах и других породах, испытавших эпизод мезозонального метаморфизма. Светлые порфировые граниты пронизывают метаморфические породы, но перекрываются (срезаются) инфракембрийским доломитом без признаков контактного метаморфизма. Метаморфизм, расслоение сланцев и другие признаки тектонического воздействия также указывают на докембрийский возраст движений.

В Алам-Кухе (Центральный Эльбурс) (Gansser и Huber, 1962) свита, состоящая из мраморов, слюдяных сланцев, роговиков, кварцитов и метаморфических туфов мощностью более 1000 м перекрыта доломитами и красноцветными отложениями (нижняя формация Хезарчал) типично инфракембрийского вида, выше которых следует песчаник Лалун (верхняя формация Хезарчал) и ордовикские отложения с фауной. К югу и востоку от Алам-Куха инфракембрийская формация лежит на неметаморфической формации Кахар мощностью более 1000 м, сложенной свитой зеленых аргиллитовых и кремнистых сланцев, с прослоями кварцитов, доломитов и туфогенных пород. Между этой формацией Кахар и типичным инфракембрийским комплексом не обнаружено несогласия. Взаимоотношения формации Кахар с метаморфическим комплексом Алам-Куха неизвестны, но, возможно, он отчасти является метаморфическим эквивалентом формации Кахар.

В горах Солтание к югу от Зенжана (Stocklin, Nabavi, Samimi, 1965) инфракембрийский разрез практически идентичен разрезу Эльбурса. Он также в некоторых местах залегает на мощных метаморфических комплексах (преимущественно филлитах), а в других — на типичной неметаморфической формации Кахар. В горах Солтание между формацией Кахар и метаморфическими сланцами контакт явно постепенный, а метаморфизм по крайней мере частично обусловлен интрузией светлых порфировых гранитов (гранит Доран). Этот гранит в свою очередь перекрыт типично инфракембрийскими доломитами и сланцами без признаков термального контакта с гранитами. Контакт формации Кахар с перекрывающими инфракембрийскими породами представляет собой резкий литологический перерыв, отмечающий перерыв в накоплении осадков, во время которого интродировал гранит Доран. В формации Кахар отмечаются глыбовые сбросы, предшествовавшие отложению инфракембрийских пород, но на большинстве обнажений угловые несогласия не видны.

В Голпайгане (Thiele et al. Golpaigan Quadrangle Map and Explanatory Notes: Geological Survey of Iran Report, в печати) типичный песчаник Лалун лежит на инфракембрийском комплексе, сложенном почти исключительно доломитами. Последние со слабым, но отчетливым несогласием лежат на сланцах, песчаниках и туфах, которые похожи на формацию Кахар. И, наконец, под этой формацией залегают эпи- и мезозональные метаморфические сланцы с амфиболитами. Как и в Зенжане и Озбак-Кухе, эти докембрийские породы пронизаны гранитами типа Доран, которые перекрыты инфракембрийскими доломитами.

Формация Кахар в Эльбурсе, Зенжане и Голпайгане залегает на глубине свыше 3000 м под кембрием с ископаемыми организмами и ее относят к докембрию. Литологически она очень похожа на серии Морад и Кермане. И та и другая внешне похожи на геосинклинальные отложения, совершенно отличные от инфракембрийского разреза, образовавшиеся в условиях мелкого моря и лагун и имеющие характер платформенного чехла. Перерыв в накоплении осадков выше формации Кахар в Зенжане и несогласие в Галпайгане, возможно, коррелируется с постстассинтским несогласием над серией Морад в Восточном Иране. Вместе с тем доломиты и кислые туфы, переслаивающиеся в формации Кахар, отсутствуют в серии Морад, но характерны для посторогенной (инфракембрийской) серии Ризу. Более того, посторогенные интрузии гранитов в Бафке, очевидно, моложе серии Ризу, в то время как граниты с одинаковым петрографическим составом в Озбак-Кухе, Зенжане и Голпайгане определено старше формации, которая в этих районах отнесена к инфракембрию. Поэтому еще нет точной корреляции этих древних пород и движений Кермана-Бафка с породами и движениями в западном и центральном Иране.

До того, как в указанных выше районах были обнаружены кембрийские породы с ископаемыми организмами, песчаник Лалун считался эквивалентом древнего красного песчаника Европы; таким образом, подстилающие его метаморфические породы считались нижнепалеозойскими, а их метаморфизм приписывался каледонской орогении.

Когда было показано, что песчаник Лалун имеет досреднекембрийский возраст, стало почти очевидным, что в Иране не было каледонской орогении. Вместе с тем выделение докембрийских метаморфических комплексов от более молодых пород, метаморфизованных в мезозойское время, все еще представляет собой сложную проблему во всех тех местах, где еще не выделен нижний палеозой. Это особенно справедливо для зон метаморфизма, лежащих к югу от Большого Кавира, а также для других таких же зон, примыкающих к надвигу Загроста. В то время, как некоторые из этих зон без сомнения не были затронуты мезозойским метаморфизмом, на примерах Бафка и Голпайгана, описанных выше, видно, что докембрийский метаморфизм их безусловно охватил. Даль-

нейшие исследования, конечно, значительно изменяют границы метаморфических комплексов фундамента, которые показаны на прилагаемой схематической карте. Тем не менее одним из наиболее важных результатов геологических исследований в Иране за последние несколько лет является доказательство, что породы докембрийского фундамента выходят на поверхность во многих районах центрального, северного и восточного Ирана.

До сих пор почти не проводилось сравнительного изучения пород фундамента Ирана и пород Аравийского щита. Однако рассмотренные выше данные заставляют предположить, что палеозой — инфракембрий на всей территории Ирана залегает на фундаменте платформенного типа, более или менее консолидированном в результате складчатости, интрузий гранитов и метаморфизма, как и на Аравийском щите, и таким образом, этот фундамент, вероятно, является непосредственным продолжением Аравийского щита на северо-восток. Во всяком случае инфракембрий и палеозой, залегающие на этом докембрийском фундаменте, имеют все черты настоящего платформенного чехла.

О внутреннем строении этой докембрийской платформы Ирана известно немного, но можно выделить два направления, которые оказали влияние на ее дальнейшее структурное развитие. Одно из них — меридиональное, а другое идет с северо-запада на юго-восток; оба эти направления так же отчетливо видны в структурном плане Аравийского щита (Schütgann, 1961). Они проявляются в Восточной Аравии, в районе Персидского залива и в Южном Иране и обнаруживаются в докембрии по распределению фаций инфракембрийской соли Хормуз и ее эквивалентам. Многочисленные соляные купола Хормуз в этом районе с восточной стороны внезапно исчезают по меридиональной линии, совпадающей с хребтом Оман восточной Аравии. Это объясняется существованием возвышенности Оман, образующей меридиональный вал или раздув, возникший в докембрийское (дохормузское) время. Роль возвышенности Оман становится еще более очевидной, если мы обратим внимание на Хормузскую соль (формация Равар — Stöcklin, 1961) к северу от Кермана (Восточный Иран), которая, очевидно, ограничена с востока прямым северным продолжением этой возвышенности. Таким же образом западная граница Южно-Иранской области развития соляных куполов проходит, по-видимому, по древней возвышенности Катар, которая тянется с севера на юг и образует полуостров Катар. Наконец, северная граница Южно-Персидской области соляных куполов почти полностью совпадает с линией главного надвига Загроста, который идет с северо-запада на юго-восток. Таким образом, этот очень молодой альпийский надвиг явно совпадает с очень древним докембрийским структурным поднятием. За исключением эквивалентов хармузской соли в Восточном Иране, которые, очевидно, образуют отдельный небольшой соляной бассейн, инфракембрийские формации, встречающиеся в различных районах за пределами надвига Загроста, представлены пресноводными доломитовыми и красноцветными фациями. На основании этого можно сделать вывод, что преобладающее северо-западное простираение горных хребтов Южного и Центрального Ирана, так же как и отклоняющееся меридиональное простираение гор Восточного Ирана унаследовано от древних докембрийских простираций, образованных, возможно, ассинтской орогеней.

### Палеозойские движения

После формирования и консолидации докембрийской платформы Ирана наступил долгий период тектонического покоя, длившийся от инфракембрия до позднего триаса. В связи с этим в разрезе, соответствующем этому промежутку времени, чередуются мелководные мор-

ские, лагунные и континентальные отложения с крупными перерывами в накоплении осадков. Эти перерывы и постоянно наблюдающиеся изменения мощности и фаций палеозойских формаций указывают на повторение через определенные промежутки времени эпейрогенических движений, но признаков более или менее значительной складчатости нет, за некоторыми исключениями, которые будут описаны ниже. Эти эпейрогенические движения, весьма возможно совпадают с палеозойскими (байкальская, каледонская, варисцийская) орогенениями в других районах Евразии.

В Кухбанане (северо-западнее Кермана) и местами в области Зенжан нижнекембрийский песчаник Лалуи исключительно маломощен и перекрывает с параллельным несогласием более древние горизонты инфракембрия. В остальных местах его контакт с инфракембрием совершенно согласный, даже с постепенным переходом.

Региональное параллельное несогласие наблюдается в основании средне-верхнедевонских формаций Северного и Восточного Ирана. Эти формации лежат на силурийских отложениях в Озбак-Кухе и северо-западнее Кермана, на ордовикских — в Алам-Кухе и непосредственно на кембрийских — в Эльбурсе к востоку от Алам-Куха, везде с параллельным несогласием, кроме районов к западу от Кермана и Табаса. Здесь морской средний — верхний девон лежит с трансгрессивным налеганием на ассинтские горстах, о которых было сказано выше. В других районах Ирана морской нижний девон не обнаружен.

Раннекаменноугольные движения проявляются только в хребте Шотори к востоку от Табаса в виде слабого межформационного несогласия и нескольких прослоек конгломератов.

Более значительное региональное несогласие, а местами — истинное угловое несогласие, наблюдается в основании перми. Оно свидетельствует о существовании на всей территории Ирана морской трансгрессии после периода регрессии в позднем карбоне. Пермские известняки лежат на нижних горизонтах верхнего карбона в хребтах Табаса-Озбак-Куха, на нижнем карбоне или верхнем девоне — в горах Эльбурса на кембрии и более древних породах — в Зенжане, Голпайгане и в районе Бахтиари Загроса. В отдельных обнажениях в большинстве случаев не заметно углового несогласия, однако при региональном картировании выявляются очень слабые угловые несогласия. Следует напомнить об одном исключении, которое недавно обнаружил О. Тиеле в районе Голпайган. Здесь пермские доломиты местами налегают на крутостоящие кембрийские и инфракембрийские пласты и на складчатый и метаморфический докембрий. Но совсем рядом (Мехаллат) тот же самый пермский доломит находится в обычном нормальном контакте с подстилающим его кембрием.

За исключением возможного небольшого перерыва у границы этой системы накопление осадков непрерывно продолжалось от перми до триаса, и наступление мезозойской эры не ознаменовалось никакими орогеническими движениями (Glaus, 1964).

Параллельным и местным угловым несогласиям в палеозойских толщах уделяется большое внимание в этом тектоническом обзоре. Вместе с тем геолог, составляющий карту палеозойских формаций Ирана, обычно встречает исключительно непрерывные разрезы от инфракембрия до триаса, и для него может оказаться чрезвычайно трудным точно определить в этих разрезах перерыв, отражающий частично или полностью ордовикский, силурийский, девонский и каменноугольный периоды.

Таким образом, весь разрез от палеозоя до среднего триаса включительно считается осадочным чехлом, сложением континентальными с перерывами и мелководными морскими осадками, на обширной докембрийской платформе, которая за этот долгий период времени испытывала слабые толчки, но не была охвачена сильными орогеническими

движениями. Только узкая горная полоса за надвигом Загроста (область Голпайган) местами, возможно, подвергалась более сильным допермским (вариссийским) нарушениям, но даже здесь встречаются лишь слабые признаки полного развития вариссийской орогении.

### Мезозойские движения

В позднем триасе (дорэтское время) происходили более значительные, чем палеозойские, тектонические движения. В то время как пермотриасовые и более древние породы имеют черты платформенного чехла и обнаруживают относительное единообразие по всей территории Ирана, в рэтско-лейассовых и более поздних отложениях можно выделить ряд фаций и структурных провинций. Гораздо более важной и резкой границей между различными фаціальными и структурными областями является линия, из которой позднее — в альпийскую орогению — развился Главный надвиг Загроста. К юго-западу от этой линии сформировался неглубокий, но постепенно опускающийся Загростский прогиб. В нем, начиная с пермо-триаса и до юры включительно, происходило непрерывное отложение морских осадков и, таким образом, он оказался заполненным согласно залегающими мезозойскими и третичными морскими известняками и сланцами очень большой мощности. Такое непрерывное опускание к юго-западу от линии надвига составляет резкий контраст гораздо более разнообразному структурному развитию к северо-востоку от этой линии, в Центральном, Северном и Восточном Иране. Для этих районов характерны быстрая смена фаций, ряд крупных угловых несогласий, интрузии, метаморфизм и вулканическая деятельность.

Рэт-лейассовые угленосные песчаники и сланцы отражают континентальный режим с редкими трансгрессиями после общего отступления триасового моря и поднятия всего района. Эти породы, отличающиеся от чисто морских известняков и сланцев Загростского прогиба, обнаруживают резкие изменения мощности от нескольких сотен до нескольких тысяч метров. В большинстве случаев они залегают на эрозионной поверхности триаса и более древних формаций. В некоторых местах, например в хребтах Табаса-Озек-Куха и в Голпайгане, крупное угловое несогласие указывает на дорэтскую складчатость, которая, вероятно, совпадает с фазой тектонической активности, проявившейся на Туранской плите (А. Яншин и Р. Гарецкий в кн. Bogdanoff и др., 1964), на Кавказе (Khain, Milanovsky, 1963) и в других смежных областях.

После юрского периода спокойной седиментации в позднюрское время в Центральном и Южном Иране тектоническая деятельность возобновилась и продолжалась до раннего мела. В зоне Хамадан-Голпайган и в некоторых областях, примыкающих к Большому Кавиру, движения сопровождалась тектоническими интрузиями и слабым региональным метаморфизмом, после чего наступило региональное поднятие суши и эрозия. За исключением нескольких мест в обширной области Керман, на всей территории Центрального и Восточного Ирана в разрезе отсутствуют самые нижние отделы мела. Барремские и более молодые известняки с кластическими породами в основании залегают с заметным угловым несогласием на складчатых и местами метаморфизованных юрских и более молодых формациях. Эти же позднепермские — раннемеловые движения были толчком для возникновения первых инфракембрийских соляных диапиров в районе Равар к северу от Кермана. Аптские и более молодые известняки несогласно перекрывают верхнеюрские (до неокемских?) известняки в Эльбурсе, но угловое несогласие здесь гораздо слабее выражено, а движения не сопровождалась ни внедрением интрузий, ни метаморфизмом. В то же время с юры и до мела включительно в Загростском прогибе седиментация непрерывно продолжалась.

## Позднемиеловые — третичные движения (Альпийская орогения)

Позднемиеловые и позднеюрские — раннемиеловые движения, которые можно рассматривать как фазы, предшествовавшие альпийской орогении, сменились в позднемиеловое и третичное время собственно альпийской орогенией. Самые ранние движения, происходившие в позднем мелу — палеоцене были наиболее сильными по линии надвига Загроса, во внутреннем Макране и в некоторых районах Центрального Ирана. В мощных разрезах меловых известняков к югу от Большого Кавира в сеноне и маастрихте наблюдаются заметные угловые несогласия. В Центральном Эльбурсе Делленбах, (Dellenbach, 1964) выявил фазу мощной докампанской складчатости. Самая глубокая часть Загросского прогиба, примыкающая вплотную к Главному надвигу, заполнена радиоляритами, глобигериновыми мергелями и флишевыми отложениями, образовавшимися при разрушении фронтальной части надвига. Офиолитовые интрузии предшествовали и сопровождали самые ранние движения по линии надвига. Подобные же породы, хаотически перемешанные с пестроцветной серией (Gansser, 1959), образовались в прогибах, обрамляющих глыбу Лут с севера, востока и юга, в грабенообразной депрессии в Наине (Центральный Иран) и в районе ирано-турецкой границы. В других частях Центрального Ирана и повсеместно в Эльбурсе такие эвгеосинклинальные отложения совершенно отсутствуют, а верхний мел представлен мергелевой фацией или рифовыми известняками. Опускание с отложением однородных мергелей и известняков продолжалось в Загросском прогибе к юго-западу от зоны надвига, где не наблюдаются проявления меловых — палеогеновых орогенических движений.

За первой вспышкой Альпийской орогении последовала в эоцене широко распространившаяся вулканическая деятельность, охватившая большую часть Центрального, Северного и Восточного Ирана, а затем в раннем олигоцене, имела место другая орогеническая фаза. Именно во время этой фазы сформировались различные горные хребты Центрального Ирана и разделяющие их бассейны. Самые западные бассейны в олигоцене и раннем эоцене соединялись с открытым морем, а самые восточные были изолированы от моря на более ранней стадии; но в дальнейшем и те и другие превратились в окруженные со всех сторон сушей современные пустынные депрессии и солончаковые пустыни Центрального Ирана.

Самые молодые складчатые движения относятся к плио-плейстоцену. Они охватили горы и бассейны. Длинные параллельные антиклинали и синклинали складчатого пояса Загроса были сформированы именно этими молодыми орогеническими движениями. Однако на этих движениях не кончается тектоническая деятельность. Опрокинутые четвертичные террасы, ступенчатое побережье Макрана, известные колебания береговой линии Каспия, ряд четвертичных вулканов, многочисленные активные обросы, пересекающие террасы и современные аллювиальные столжения, многочисленные землетрясения, известные в историческом периоде, — все это является безусловным доказательством продолжающейся структурной неустойчивости Иранского орогена.

### 3. СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ

На основании изложенного выше анализа структурного развития Иранских горных хребтов и в соответствии с определением термина «структурный этаж», данного А. А. Богдановым (1963), можно перейти к подразделению стратиграфического разреза Ирана на структурные этажи. Очевидно, это подразделение не может быть единым для всей территории Ирана. Различия в последовательности, составе и границах



одного и того же структурного этажа. Как было сказано выше, ассинтские движения, вероятно, шли по двум основным направлениям: с юга на север и с северо-запада на юго-восток; оба они проявились в очертаниях постассинтского соляного бассейна Хормуз, а позднее активизировались в возвышенности Оман, в возвышенности Катар, в Главном надвиге Загроста и в других подобных структурах, которые впоследствии оказали влияние на формирование осадков и развитие структур. Полагают, что главным результатом ассинтской орогении является формирование и консолидация докембрийской платформы Ирана, которая, возможно, была непосредственным продолжением Аравийского щита.

Обычно параллельные несогласия в основании перми, девона и местами между нижним кембрием и инфракембрием отражают самые значительные эпифрогенические движения палеозойской эры. Их можно использовать при подразделении палеозойского разреза на три или четыре структурных этажа. Однако такое подразделение дало бы неправильное представление, что якобы существовало несколько палеозойских орогений. Возможно, за исключением зоны за Главным надвигом Загроста (Голпайган), где происходили иногда более сильные допермские (варисцийские) нарушения, нигде в Иране нет признаков палеозойских орогений. Это важное обстоятельство, которое ставит Иранский сектор в особое положение среди других областей альпийской складчатой зоны, следует отчетливо показать на тектонической карте. Поэтому весь разрез от инфракембрия до среднего триаса объединен в один структурный этаж, представляющий собой чехол докембрийской платформы, сложенный континентальными и мелководно-морскими осадками.

Платформа и ее палеозойско-триасовый чехол были деформированы в мезозойское и третичное время и теперь образуют древние ядра альпийских структур.

Отсутствие палеозойских орогений также представляет трудную проблему при определении нижней границы нижнего альпийского структурного этажа. В Европейских Альпах варисцийская складчатость и последующее образование альпийской геосинклинали являются удобной основой для такого подразделения. В Иране варисцийского фундамента нет. Совершенно верно, как подчеркивает Н. Флюгель (Flügel, 1964), что пермское море захватило обширную эрозионную поверхность различных более древних формаций и положило начало новому циклу отложения морских осадков. В районе Загроста к этому циклу относится весь мезозойский и нижнетретичный периоды, и его можно считать здесь началом альпийского геосинклинали развития. Однако в Центральном, Северном и Восточном Иране, в противоположность Загросту, отложение морских осадков в мезозое и в третичное время неоднократно прерывалось, сменяясь континентальным осадконакоплением (или отсутствием отложения вследствие значительных геологических положительных движений). В этих областях к северо-востоку от надвига Загроста позднетриасовое угловое несогласие отражает гораздо более значительный перерыв в структурном развитии, чем параллельное несогласие в основании перми. Морской Загростский прогиб, в противоположность континентальной области на северо-востоке (Центральный Иран) и на юго-западе (Аравия) впервые стал отчетливой структурой в позднем триасе — раннем лейасе. Начиная с этого времени Загростский прогиб все больше и больше приобретал черты геосинклинали и, таким образом, его развитие пошло совсем другим путем, чем развитие остального Ирана, платформенный характер которого сохранялся по крайней мере до мелового времени. Однако в противоположность тому, что можно было бы ожидать, большие участки этой северо-восточной платформенной области обнаруживали сравнительно большую подвижность, чем геосинклинали прогиб на юго-западе.

В конце концов, кажется естественным провести нижнюю границу первого альпийского этажа по дорэтскому несогласию. Этот первый альпийский этаж включает в себя континентальные и мелководно-морские формации и заканчивается первыми значительными орогеническими движениями, которые в Центральном и Восточном Иране произошли в позднеюрское или раннемеловое время, а в горах Эльбурс — только в поздне-меловое время.

Второй этаж характеризуется формированием глубоких прогибов в некоторых районах Центрального и Восточного Ирана, которые выполнены пестроцветными и флишевыми отложениями; однако они не были обширны и разделялись большими площадями непрерывного накопления мелководных морских отложений. В Эльбурсе не обнаружено ни одного глубокого прогиба. Этот этаж охватывает и палеоген, но его можно разделить на два подэтажа по региональному несогласию в основании третичных сложенных. Верхний подэтаж характеризуется повсеместным вулканизмом и завершается значительными орогеническими движениями в раннем олигоцене. К этому времени большинство горных хребтов Центрального, Восточного и Северного Ирана поднялось выше уровня моря и разделилось большими межгорными бассейнами.

В третий структурный этаж входят все неогеновые и четвертичные отложения, которые сохранились главным образом в межгорных депрессиях. В Центральном Иране этот этаж на западе начинается с морских мелководных отложений, а затем сложен мощными лагунными отложениями. В Каспийской депрессии он характеризуется мощными солончатководными формациями, а в Макране — регрессивно-береговыми отложениями. Этот этаж обычно заканчивается кластическими отложениями молассового типа, которые формировались во время последних орогенических движений плио-плейстоценового возраста и после них.

Приведенные выше подразделения структурных этажей, конечно, неприменимы к устойчивым областям Аравийского форланда и к глыбе Лут и только отчасти применимы к хребту Загрос.

#### 4. СТРУКТУРНЫЕ ЗОНЫ

В Иране можно выделить следующие шесть структурных зон, различающихся между собой своим тектоническим стилем и историей развития.

Равнина Ш а т т - а л ь - А р а б — это часть Месопотамской равнины и в структурном отношении часть Аравийской платформы. Палеозойско-мезозойско-третичный платформенный чехол скрыт под молодыми аллювиальными отложениями, но его верхние горизонты были пройдены нефтяными скважинами и исследованы геофизическими методами. Деформации сводятся только к слабым изгибам, оси складок обычно располагаются по меридиональному простиранию аравийских структур. Граница со складками Загроса, прослеживаемая геофизическими методами, представляет собой довольно резкую линию, приблизительно совпадающую с последними проявлениями на поверхности в районе Ахвиз антиклинали Загроса с северо-западным простиранием. Эта довольно резкая структурная граница не отражается в осадочных фациях. По обе ее стороны преобладают мелководно-морские и лагунные отложения, характеризующиеся очень постепенным уменьшением влияния с ши по мере удаления от щита на юго-восток. Структурные этажи не выделяются.

Складчатый пояс Загроса. Докембрийская Аравийская платформа, слабо наклоненная на северо-восток и скрытая платформенным чехлом, вероятно, сохраняет свое положение и под складчатым поясом. Начиная с пермского или раннемезозойского времени эта окраинная часть платформы развивалась как постепенно погружающийся

прогиб (Загросский прогиб или Загросская геосинклиналь). Этот прогиб заполнен непрерывным и согласным разрезом морских осадков мощностью в несколько тысяч метров и возрастом от перми до неогена. Эти осадочные породы несогласно залегают на древних породах палеозойской платформы, которые представлены в восточной части прогиба инфракембрийскими отложениями соли. Вся эта необычайно мощная и непрерывная осадочная формация была смята только в последнюю фазу альпийской орогении — в плио-плейстоценовое время. Поскольку между инфракембрием и миоценом складчатых движений не было, весь осадочный комплекс от инфракембрия до миоцена включительно следует рассматривать как «единый структурный этаж», если этот термин употреблять в самом строгом смысле. В нем можно выделить как более молодой этаж только син- и посторогенные конгломераты (бахтиарский конгломерат).

В этом складчатом поясе, однако, так же как и в стратиграфически тесно связанной с ним зоне надвигов Загроса мы выделили на нашей тектонической карте также древние ядра, сложенные палеозойскими и триасовыми породами. Этим мы не хотим показать какой-либо перерыв в отложении морских осадков в конце триаса, (его не было), наша цель — только показать зоны, сильнее всего нарушенные альпийской орогенией. Верхняя граница этих древних ядер проводится по стратиграфическому горизонту, приблизительно соответствующему подошве первого этажа Центрального Ирана, и, таким образом, она должна показывать приблизительное время, когда Загросский прогиб стал явно выделяться в континентальной области на северо-востоке.

Важная роль в складчатом поясе и в примыкающей зоне надвигов принадлежит некомпетентной складчатости, развитой выше нескольких мощных горизонтов соли и ангидрита, особенно в нижнем инфракембрии, в самых верхах юры и в миоцене. Глубоко погруженная докембрийская платформа, вероятно, была мало затронута альпийскими движениями. Многочисленные соляные экструзии в восточной части складчатого пояса оказали очень небольшое влияние на общий план складчатости.

Несмотря на исключительно согласное залегание пород, часто наблюдаются изменения фаций и мощности и небольшие параллельные несогласия, что указывает на слабые доорогенные эпейрогенические движения, результатом которых явились очень пологие широкие складки морского дна. Надо отметить, что эти складки частично совпадают не с простираем Загроса, а с меридиональным Аравийским простираем. Это подчеркивает тесную связь складчатого пояса с Аравийской платформой; складчатый пояс надо считать неотъемлемой, хотя и окраинной подвижной частью платформы. В более поздние фазы геосинклинального развития такие же движения вызвали постепенное перемещение оси Загросского прогиба на юго-запад и, наконец, в ее современное положение в Персидском заливе.

Зона надвигов Загроса. На северо-востоке складчатый пояс постепенно переходит в узкую зону надвигов, ограниченную с северо-востока линией Главного надвига Загроса. В этом районе более древние мезозойские породы и палеозойский платформенный чехол были смещены на юго-запад, образовав ряд чешуйчатых структур, надвинутых на более молодые мезозойские и третичные породы складчатого пояса. В стратиграфическом отношении зона надвигов тесно связана со складчатым поясом, но замечательно согласное залегание осадочного заполнения Загросского прогиба обнаруживается главным образом в зоне надвигов.

Зона надвигов образована самой глубокой частью Загросского прогиба позднемезозойского и раннетретичного возраста (см. разрезы в работе (James, Wynd, 1965)) с глобигериновыми мергелями и радиоляритами. Обломочные отложения флишевого типа и местами офиолитовые

интрузии свидетельствуют о раннеорогенных движениях на северо-востоке этой области и, возможно, в самой зоне надвигов.

Главный надвиг Загроса проходит замечательно прямо и считается выражением на поверхности северо-восточной границы докембрийской Аравийской платформы. В зоне надвигов фундамент платформенно залегает глубоко под отложениями прогиба, мощность которых еще больше увеличена вследствие образования надвигов. Сразу же за линией надвигов на поверхность выходят крупные метаморфические комплексы, частично относимые к докембрию (Thiele). Аналогичные докембрийские породы основания снова выходят на поверхность в Центральном и Северном Иране. Таким образом, оказывается, что Главный надвиг Загроса является взбросом глубокого заложения, расколовшим некогда единую докембрийскую платформу на Аравийский и Иранский секторы. Первые признаки такого разделения появились уже в инфракембрии, когда обращенный на юго-запад пологий склон, расположенный вдоль будущей линии надвига, представлял собой северо-восточную границу Хормузского соляного бассейна. Этот склон был выровнен в палеозое, но снова появился уже с более подчеркнутой формой в позднем триасе и ранней юре, когда начал формироваться Загросский прогиб и континентальная область Центрального Ирана стала граничить с ним по линии, которая позднее стала линией надвига. В Керманшахе и в других местах зоны надвигов этот склон снова проявляется в поздней юре и раннем мелу как зона мощных массивных известняков рифового типа (известняк Бизитун), на юго-западе быстро сменяющихся отложениями геосинклинальных сланцев. Возможно, в дальнейшем этот склон развился в крутую флексуру и, наконец, в результате альпийских движений превратился в надвиг глубокого заложения. Таким образом, разделение платформы завершилось образованием надвига; приподнятый иранский сектор был надвинут на прогнутый аравийский сектор. Или же, если допустить смещение в поздне третичное время Аравийского полуострова на северо-восток по предположению геофизиков последней экспедиции в Индийском океане (XXII сессия Международного геологического конгресса, Сринагарские дискуссии). Очевидно, мы скорее должны будем говорить о подвигании на северо-восток, чем о надвигании на юго-запад. Результат будет один и тот же: значительное сокращение коры, выраженное в некомпетентной складчатости осадочных толщ в поясе Загроса.

Центральный Иран (включая Азербайджан, хребты Восточного Ирана и хребты Макрен). Эта обширная сложная область предположительно состоит из структурных элементов, которые в будущем в результате более совершенных методов тектонического исследования будут выделены в отдельные структурные зоны.

Сделать в настоящее время дальнейшее систематическое подразделение слишком трудно и поэтому весь район рассматривается как одна зона, которой свойственны важные общие особенности. В течение по крайней мере палеозоя и раннего мезозоя эта зона имела характер платформы, несмотря на то, что в конце мезозоя и в третичное время она стала очень подвижной орогенической зоной. Различные структурные этажи легче всего выделяются именно в этой зоне. В позднем триасе и в поздней юре — раннем мелу она была охвачена орогеническими движениями, в результате которых возникла более или менее интенсивная складчатость и поднятия, а в некоторых районах это сопровождалось интрузиями гранитов и метаморфизмом. В поздне мезозойское и третичное время обширные районы этой зоны сохраняли платформенный характер, а во время второй стадии (второго структурного этажа) у турецкой границы, по линиям сбросов в районе Наина и к северу, востоку и югу от глыбы Лут образовались слабо очерченные внутриплатформенные прогибы. Вулканическая деятельность в конце второй стадии (второго

структурного этажа) характерна для большей части этой зоны, и эта стадия (этаж) завершилась повсеместными складчатыми и сбросовыми движениями. Эти движения создали характерный для Центрального Ирана сложный план горных хребтов и межгорных бассейнов с самыми разнообразными простираниями, которые были еще резче выявлены позднейшими движениями в плио-плейстоцене.

Хребты Макран можно выделить в особую подзону. Орографически они кажутся продолжением Загроса, точнее — зоной надвигов Загроса, с которой их объединяет общий геосинклинальный характер второй стадии и образование крупных надвигов. Однако, по другим наблюдениям, эта связь зоны надвигов Загроса с горами Макран весьма сомнительна. Кроме того, площадь возвышенности Оман характеризуется замечательной сменой фаций, а эта возвышенность отделяет пояс Загрос от хребтов Макрана во внутренней зоне Бандар Аббас. Здесь пестроцветные и флишевые отложения Макрана составляют контраст с одновозрастными известняками и мергелями зоны надвигов Загроса. Последние обычно образуют мощный непрерывный разрез палеозойских, мезозойских и третичных пород, в то время как к востоку от возвышенности Оман, в районе, расположенном западнее депрессии Джаз-Муриан, геосинклинальные формации Макрана и подстилающих их юрских пород залегают непосредственно на долейасовом, возможно, докембрийском метаморфическом щите, который входит в состав Центрального Ирана. К западу от Джаз-Муриана зона пестроцветных пород продолжается на некоторое расстояние позади главного надвига Загроса. На другой стороне депрессии Джаз-Муриан хребты Жакран сливаются с меридиональными хребтами пограничной области Афганистана и Пакистана. Эта территория характеризуется геосинклинальным развитием, очень схожим с развитием гор Макран, но, кроме того, здесь проявляется сильный палеогеновый вулканизм, характерный для Центрального Ирана. По всем этим и по другим причинам мы предпочитаем связывать хребты Макран скорее с хребтами Центрального Ирана, чем с Загросом.

Горы Эльбурс. С точки зрения чистой орографии Эльбурс в своей восточной и центральной частях образует хорошо выраженный горный хребет (Riviere, 1934; Stöcklin, 1959). Однако в районе Кадвин-Рашта и западнее Эльбурс выглядит скорее как крутой склон Иранского нагорья, рассеченный глубокими сбросами, чем как независимый горный хребет. По своей стратиграфии и строению Эльбурс гораздо теснее связан с Центральным Ираном, чем считали раньше, когда предполагалось существование срединного массива. Проведение стратиграфических аналогий и, наряду с ними, аналогий в развитии структур позволяет применить названия многих палеозойских, мезозойских и третичных комплексов к Эльбурсу и к обширным районам Центрального Ирана.

На тектонической карте Европы изображением первого и второго структурных этажей альпийской складчатости Эльбурс выделен как эвгеосинклинальная зона, являющаяся продолжением такой же зоны Малого Кавказа и северо-восточной Турции. Однако В. Е. Хаин, синтезируя строение Северного Ирана (в кн. Bogdanoff и др., 1964), признает, что Эльбурс только условно можно считать альпийской эвгеосинклинальной зоной. Главным обоснованием этого вывода он считает сильный эоценовый вулканизм, проявившийся в основном в виде известной зеленокаменной серии (мощные зеленые туфы и связанные с ними вулканические излияния). Однако тот же самый и не менее интенсивный эоценовый вулканизм охватил обширный район Центрального и Восточного Ирана, а именно зону Урмия — Дохтар по Шрёдеру, меридиональные хребты вдоль афганской границы и даже такую устойчивую область, как глыба Лут в Восточном Иране. Зеленые туфы, хотя в основном и морского происхождения, в Эльбурсе содержат также много ископаемой флоры. В Центральном Иране они переслаиваются с мощными отложе-

ниями соли, которые продолжают в самом Эльбурсе как краевая гипсовая фация. Таким образом, эоценовый вулканизм ни в коем случае не является характерным признаком Эльбурса при восстановлении структурной истории, и на основании его мы не можем прийти к выводу о существовании эвгеосинклинальных условий. Эоценовый вулканизм не может быть критерием выделения Эльбурса среди других районов Ирана и не дает основания делать вывод о существовании где-либо в Иране эвгеосинклинальных условий.

По мнению автора, если термином «эвгеосинклиналь» обозначать какой-либо район Ирана, то Эльбурс, безусловно, заслуживает такого определения в меньшей степени, чем некоторые участки Центрального Ирана, особенно упоминавшиеся выше радиоларито-офиолитовые зоны. Древние ядра Эльбурса сложены теми же докембрийскими комплексами основания, что и Центральный Иран с очень похожим «согласным», но содержащим стратиграфические пробелы разрезом от инфракембрия до триаса, который свидетельствует о платформенном характере и об отсутствии палеозойских орогений. То же самое дорэтское угловое несогласие и резкая смена морских условий отложения осадков преимущественно континентальными указывает подошву первого структурного этажа альпийской складчатости. Отличие структурного развития Эльбурса от Центрального Ирана состоит не в его большей, а в меньшей подвижности. В Эльбурсе складчатые движения позднеюрского — раннемелового возраста не привели к образованию угловых несогласий и не сопровождались гранитными интрузиями и метаморфизмом, как во многих районах Центрального Ирана (за исключением, возможно, некоторых местных филлитовых комплексов неизвестного возраста в западном Эльбурсе). Радиоларито-офиолитовые зоны Центрального Ирана и гор Макран в Эльбурсе неизвестны.

Хребет Эльбурс существовал уже после первых орогенических движений в позднемеловое — палеоценовое время, а в дальнейшем развился в жесткую перемычку между Центрально-Иранскими депрессиями на юге и Арало-Каспийской депрессией на севере. Для Эльбурса характерны крутые надвиги, направленные на юг в южной его части, и крутые надвиги на север — в северной части, но смещения, вызванные этими надвигами, не очень значительны. Нормальные сбросы и складчатость широко распространены, причем по направлению к Каспийской депрессии интенсивность складчатости постепенно уменьшается.

Таким образом, Эльбурс можно рассматривать как исключительно большой антиклинарий у северного края всего Иранского орогена, а не как самостоятельный геосинклинальный элемент.

Глыба Лут. Это жесткий массив в Восточном Иране с неправильными очертаниями, исключительно меридионального простиранья, плавно обрамленный хребтами зоны V (Центрального и Восточного Ирана). Замечательно последовательное меридиональное простиранье Восточно-Иранских хребтов, очевидно, было обусловлено этим жестким массивом. Его южное продолжение, скрытое под четвертичными отложениями, неизвестно. Возможно, депрессия Джаз-Муриан представляет собой южную часть Глыбы Лут, отделенной от ее северной части вулканическим массивом Кух-Бадман. На севере сброс Найбанд и хребет Шотори (к востоку от Табаса) пересекают глыбу на две части: собственно глыбу Лут на востоке и глыбу Табас на западе. Это разделение произошло уже в позднем триасе и, возможно, связано с гораздо более древней зоной докембрийских сбросов наряду с Оманским простираньем. Позднетриасовые (дорэтские) движения образовали структуру горста наподобие шрама между этими двумя частями глыбы, которые в мезозойское и третичное время превратились в пологонаклонные шельфообразные депрессии. Сильные альпийские деформации охватили только разделяющий горст, который стал современным хребтом Шотори, а депрессии к западу

и востоку от него были охвачены только слабой складчатостью и косыми сбросами. Глыба Табас — единственный район в Иране, где мезозойские осадочные породы не нарушены и залегают почти горизонтально, а главная глыба Лут — единственный район, где вулканический комплекс палеогена находится в таком ненарушенном залегании. Таким образом, глыба Лут оказывается настоящим срединным массивом, хотя и гораздо меньших размеров, чем срединный массив всего Центрального Ирана в представлении более ранних исследователей.

## 5. ВЫВОДЫ

Читатель должен знать, что на территории Ирана есть области, в которых никогда не были геологи, и, таким образом, основные проблемы геологии, как природа и возраст метаморфизма в Центральном Иране, почти не были затронуты исследованиями. Поэтому приведенный выше обзор тектонического строения в истории Ирана является предварительным и, несомненно, в дальнейшем будет неоднократно пересматриваться. Несмотря на такие большие пробелы в наших знаниях, теперь уже стало ясно, что классическая геосинклинальная теория горообразования не применима к иранским хребтам в том виде, в каком она применима к Европейским Альпам. Следует отметить, что очень сходные с этими трудностями интерпретации структур встречаются в соседних альпийских районах Афганистана, Малого Кавказа и Турции.

На тектонической карте Европы структурное расчленение основано на выделении складчатых, подвижных геосинклинальных областей и устойчивых платформ. Приходится признать, что в Иране тектоника обширных областей приобрела альпинотипный облик, несмотря на преобладание платформенного характера в доорогенное время. Примерами таких «складчатых платформенных областей» служат горы Эльбурс и обширные области Центрального Ирана, которые прошли через все стадии развития настоящей альпийской орогении. Далее складчатый пояс Загроса нельзя приравнять к типичной геосинклинали; он гораздо больше соответствует понятию «перикратонный прогиб» (Bogdanoff, Mouratov, Khain, 1963) и, таким образом, очевидно, является также одной из основных частей обширной платформенной области, охваченной альпийской складчатостью.

## Литература

- Assereto R. The Paleozoic Formations in Central Elburz (Iran) (Preliminary note). Riv. Ital. Paleont. Strat., v. LXIX, n. 4, pp. 503—543, 1963.
- Baier E. Ein Beitrag zum Thema Zwischengebirge. Zentralbl. Mineral. ets., Abt. B, No. 11, 1938.
- Bogdanoff A. A. Sur le terme «Etage Structural». Rev. Geogr. phys. et Geol. dyn. (2), v. V, fasc. 4, pp. 245—253, 1963.
- Bogdanoff A. A., Mouratov M. V. and Khain V. E. Elements structuraux de la croûte terrestre. Rev. Geogr. phys. et Geol. dyn., (2), v. V, fasc. 4, pp. 263—285, 1963.
- Bogdanoff A. A., Mouratov M. V. and Schatsky N. S. Tectonique de l'Europe. XXI Intern. Geol. Congr., Subcommission for the Tectonic Map of the World, Moscow, 360 p, 1964.
- Clapp F. G. Geology of Eastern Iran. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 51, No 1, 1940.
- Dellenbach J. Contribution a l'etude geologique de la region situee a l'est de Teheran (Iran). Diss. Univ. Strasbourg, 117p, 1964.
- Falcon N. L. Position of oil fields of Southwest Iran with respect to relevant sedimentary Basins. Habitat of Oil, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, 1958.
- Flügel H. Die Entwicklung des vorderasiatischen Paläozoikums. Geotekt. Forsch., 18, 1—11, pp. 1—68, 1964.
- Furon R. Geologie du plateau Iranien (Perse — Afghanistan — Belouthistan): Mem. Mus. Nation. Hist. Nat., n. s., 7, fasc. 2, pp. 177—414, 1941.
- Cansser A. New aspects of the geology in Central Iran; Proc. 4th World Petrol. Congr., Sect. 1/A/5, paper 2, Rome, 1955.

- Gansser A. Ausseralpine Ophiolithprobleme. *Eclogae geol. Helv.*, 52, No. 2, pp. 659—680, 1959.
- Gansser A. and Huber H. Geological observations in the Central Elburz, Iran. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, v. 42, No. 2, pp. 593—630, 1962.
- Glaus M. Trias und Oberperm in zentralen Elburz (Persien). *Eclogae geol. Helv.*, 57, No. 2, pp. 497—508, 1964.
- Gregory J. W. The structure of Asia. Methuen, London, 1929.
- Huckriede R., Kursten M. and Venzlaff H. Zur Geologie des Gebietes zwischen Kerman und Sagand (Iran). *Geol. Jahrb., Beiheft* 51, 197, p. 1962.
- James G. A. and Wynd J. G. Stratigraphic nomenclature of the Iranian Oil Consortium Agreement Area: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* (in press), 1965.
- Khain V. E. and Milanovsky E. E. Structure tectonique du Caucase d'après des données modernes. *Livre a la memoire du Prof. Paul Fallot, Soc. Geol., France*, pp. 663—703, 1963.
- Mostofi B. and Frei E. The main sedimentary basins of Iran and their oil possibilities: 5 th World Petrol. Congr., Proc., Sect., 1, Paper 17, 1958.
- National Iranian Oil Company. Geological Map of Iran 1 : 2 500 000 with Explanatory Notes, Teheran, 1959.
- Riviere A. Contribution a l'etude geologique de l'Elbourz (Perse). *Rev. Geogr. phys. et Geol. dyn.*, 7, 1934.
- Schürmann H. M. E. The Riphean of the Red Sea area. *Geol. Foreningens Förn.*, B. 83, H. 2, Stockholm, 1961.
- Schröder J. W. Essai sur la structure de l'Iran: *Eclogae geol. Helv.*, 37, 1944.
- Stahl A. F. Persien: *Handb. d. region. Geologie*, 5, Heft 8, Heidelberg, 1911.
- Stöcklin J. Ein querschnitt durch den Ost-Elburz. *Eclogae geol. Helv.*, v. 52, No. 2, pp. 681—694, 1911.
- Stöcklin J. Lagunare Formationen und Salzdome in Ostiran. *Eclogae geol. Helv.*, v. 54, No. 1, pp. 1—27, 1961.
- Stöcklin J., Ruttner A. and Nabavi M. New data on the Lower Paleozoic and pre Cambrian of North Iran. *Geol. Survey Iran, Rep. No. 1*, pp. 1—29, 1964.
- Stöcklin J., Nabavi M. and Samimi M. Geology and mineral resources of the Soltanieh Mountains (Northwest Iran). *Geol. Survey Iran, Rep. No. 2*, 1965.
- Stöcklin J., Eftekhari-nejad J. and Hushmand A. Geology of the Shotori Range (Tabas area, East Iran). *Geol. Survey Iran, Rep. No. 3* (in press), 1965.

Геологическая служба Ирана  
Специальный проект  
ЮНЕСКО

Статья поступила  
5 сентября 1965 г.

УДК 551.241 (470)

А. И. МУШЕНКО

**К ВОПРОСУ ОБ ИНВЕРСИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ  
НА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЕ**

Рассматривается вопрос о пространственных соотношениях между валами и более древними структурными формами. На примере Окско-Цнинского, Доно-Медведицкого и других валов показано, что их формирование не связано с инверсией движений.

В развитии структуры осадочного чехла Русской платформы замечается определенная последовательность, которая проявляется в смене во времени одних тектонических форм другими в пределах одного и того же района. Эту смену тектонических форм особенно наглядно описал Н. С. Шатский (1955) на примере структурных преобразований в районе Пачелмского прогиба от рифейского до мезозойского времени.

В рифейское время на кристаллическом фундаменте платформы возник вытянутый с северо-запада на юго-восток длинный и относительно узкий Пачелмский прогиб<sup>1</sup>, разделивший Воронежский и Токмовский массивы (рис. 1). В этом прогибе накопились различной мощности отложения рифейского и, возможно, нижнекембрийского возраста<sup>2</sup>, на которые после длительного перерыва легли осадки среднего девона. Отсутствие в районе отложений большей части кембрия, ордовика, силура и нижнего девона позволяет предполагать, что в это время, продолжительностью более 120 млн. лет, он испытывал относительное поднятие.

В среднем и начале верхнего девона в районе Пачелмского прогиба и над склонами прилежащих к нему поднятий развивалась плоская широкая синеклиза, наиболее прогнутая часть которой расположена над древним Пачелмским прогибом (рис. 2).

В верхнем девоне и нижнем карбоне эта синеклиза не развивалась. Наибольшие погружения в это время происходили на смежных территориях: в пределах Московской и Прикаспийской синеклиз. Подобное расположение областей погружения привело к тому, что на описываемой территории стало формироваться широкое плоское поднятие, вытянутое в меридиональном направлении от г. Тамбова к г. Горькому. На протяжении этого времени (верхний девон — нижний карбон) размеры и конфигурация поднятия в различной мере менялись. Форма поднятия и ограничивающих его прогибов в конце турнейского века нижнего карбона изображена на схематичной карте (рис. 3), составленной Н. С. Ильиной и др. (Геологическое строение и т. д., 1957).

В среднем (начиная с верейского времени) и верхнем карбоне наблюдается иной структурный план: в пределах рассматриваемой области формируется северо-восточный склон Воронежской антеклизы, переходящий в южное крыло Московской синеклизы. Размещение осадков на этом крыле хорошо видно на детальных картах фаций, составленных И. В. Хворовой (1953) для различных горизонтов среднего и верхнего

<sup>1</sup> Позднее подобные формы Н. С. Шатский назвал авлакогенами.

<sup>2</sup> Вопрос о наличии в Пачелмском прогибе нижнекембрийских отложений до последнего времени не имеет однозначного решения.

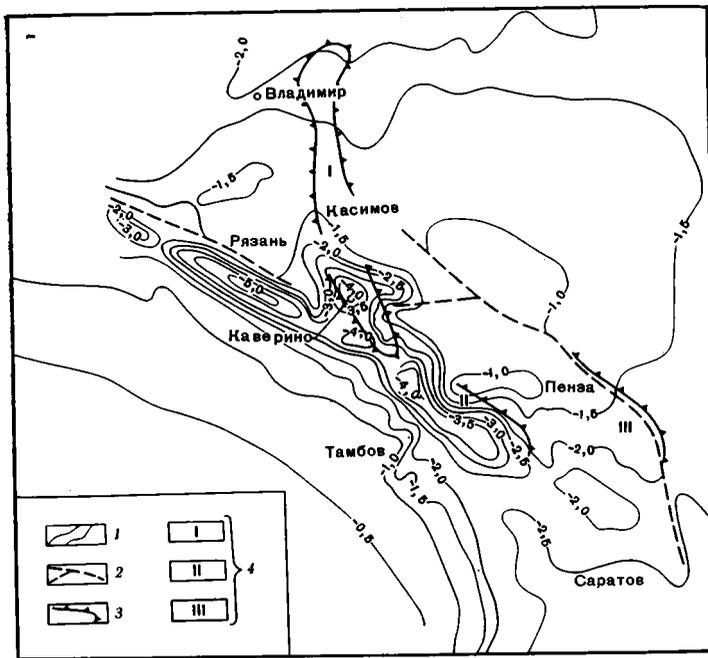


Рис. 1. Фрагмент схематической карты современного рельефа поверхности фундамента Русской платформы. Составили Н. В. Неволин, Д. П. Касаткин, В. Д. Кирейчев, Н. Н. Кандинов и др., 1965. Дополнительно нанесены флексуры

1 — изогипсы поверхности послекарельского фундамента; 2 — некоторые разломы в фундаменте; 3 — флексуры в пределах валов; 4 — валы; I — Окско-Цнинский вал; II — Керенско-Чембарский вал; III — Сурско-Мокшинский вал

карбона. Для иллюстрации сказанного приведем две карты (рис. 4, 5) из работы И. В. Хворовой. Следует отметить, поскольку на картах не нанесены изопахиты, что общее нарастание мощностей происходит в северном направлении к центральной части Московской синеклизы.

В пермское время продолжала развиваться Московская синеклиза, а описываемый район так же, как и в конце карбона представлял собой ее южное крыло. На этом крыле современная граница распространения пермских отложений прослеживается севернее, чем каменноугольных. В связи с этим только в северной части Окско-Цнинского вала развиты осадки пермского возраста. Ограниченное их распространение не позволяет выяснять детально строение района в пермское время.

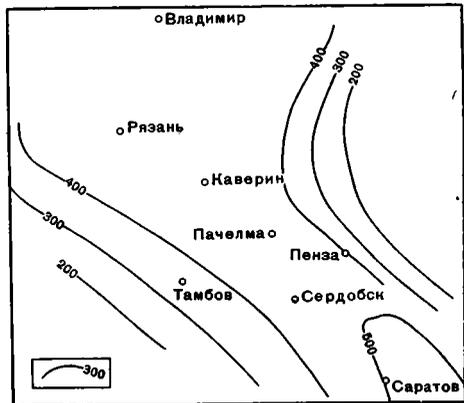


Рис. 2. Схематическая карта изопахит среднедевонских ( $D_2$ ) и нижнепермских ( $D_3$ ) отложений

1 — изопахиты среднедевонских ( $D_2$ ) и нижнепермских ( $D_3$ ) отложений

После перерыва, продолжавшегося в течение триаса и нижней юры, начались новые опускания, которые в келловее привели к морской трансгрессии. С этим временем, по-видимому, было связано начало формирования Окско-Цнинского, Сурско-Мокшинского и других валов, ко-

торые являются новообразованными структурами, не связанными ни в пространстве, ни во времени с образованием Пачелмского прогиба. Следует однако отметить, что по вопросу о времени формирования указан-

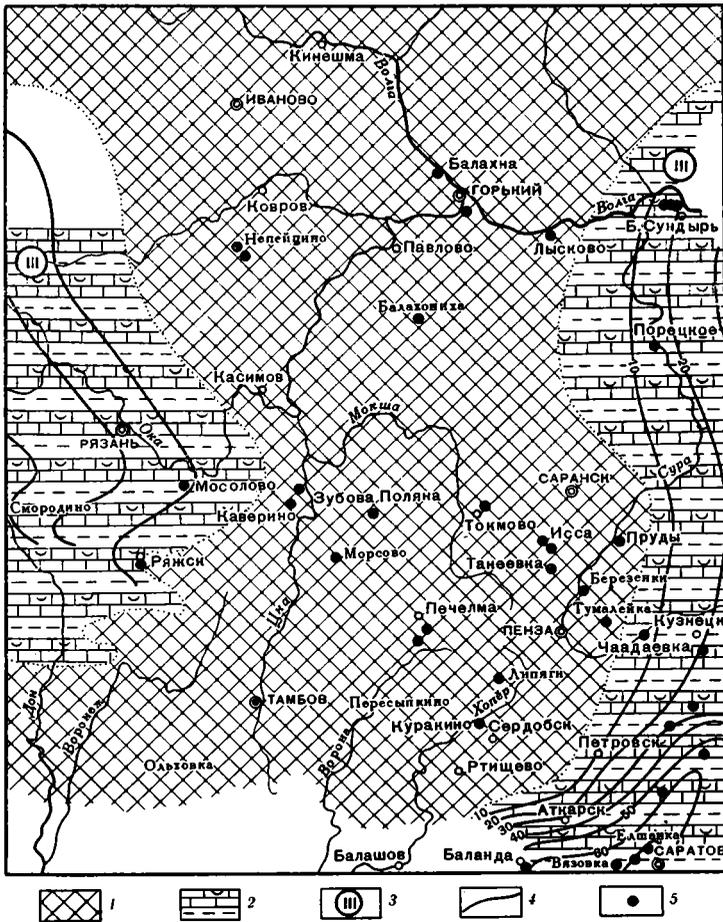


Рис. 3. Фрагмент карты фаций и мощностей турнейского яруса нижнего карбона. (По Н. С. Ильиной и И. Г. Кениг с использованием данных В. М. Познер).

1 — области размыва; 2 — переслаивание глин, известняков и органогенных известняков; 3 — мелководные морские отложения нормальной солености; 4 — линии равных мощностей; 5 — скважины

ных валов существуют различные точки зрения. Так, например, в 1951 г. А. А. Бакиров писал, что «начало формирования Окско-Цнинского, Керенско-Чембарского и Сурско-Мокшинского валов одни геологи относят к девонскому периоду, другие — к каменноугольному, третьи — к альпийскому циклу тектогенеза и т. д.» (1951, стр. 7). Автор склонялся к выводу, что формирование валов происходило длительно, одновременно с накоплением осадков.

По данным П. С. Хохлова и Е. А. Кудиновой, «с дифференциальными движениями предоксфордского и предмелового времени связана первоначальная стадия формирования современного Окско-Цнинского вала и сопряженного с ним Рязано-Костромского прогиба и последующее развитие Керенско-Чембарских, Сурско-Мокшинских, Алатырско-Горьковский и других» (1957, стр. 359). Авторы предполагают несколько различный возраст формирования указанных валов, однако в другой части

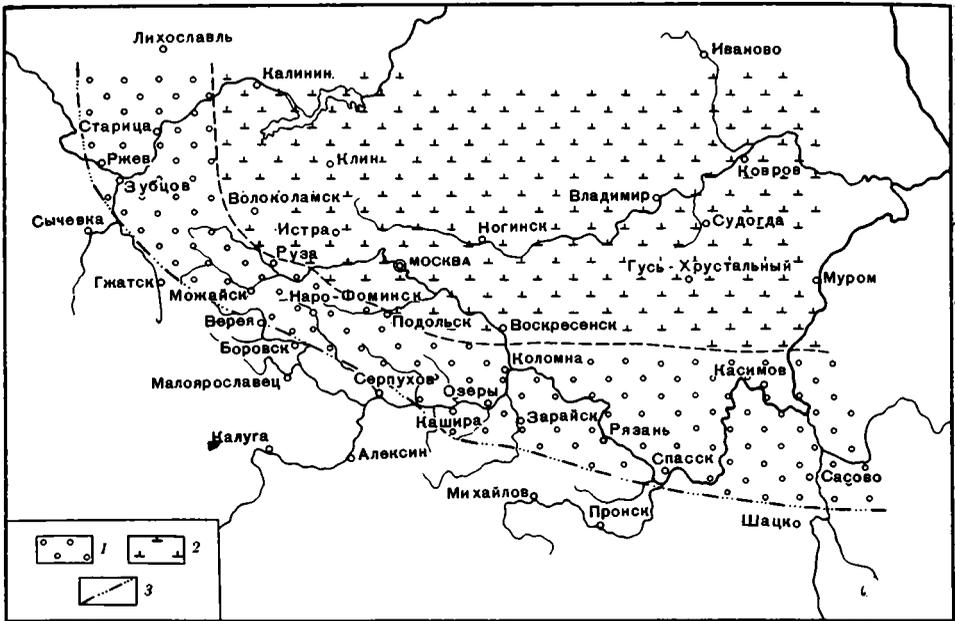


Рис. 4. Карта фаций начала подольского времени. (По И. В. Хворовой, 1953).

1 — разнообразные карбонатные осадки мелководья; 2 — доломитовые илы внутренней области; 3 — граница современного распространения подольских слоев

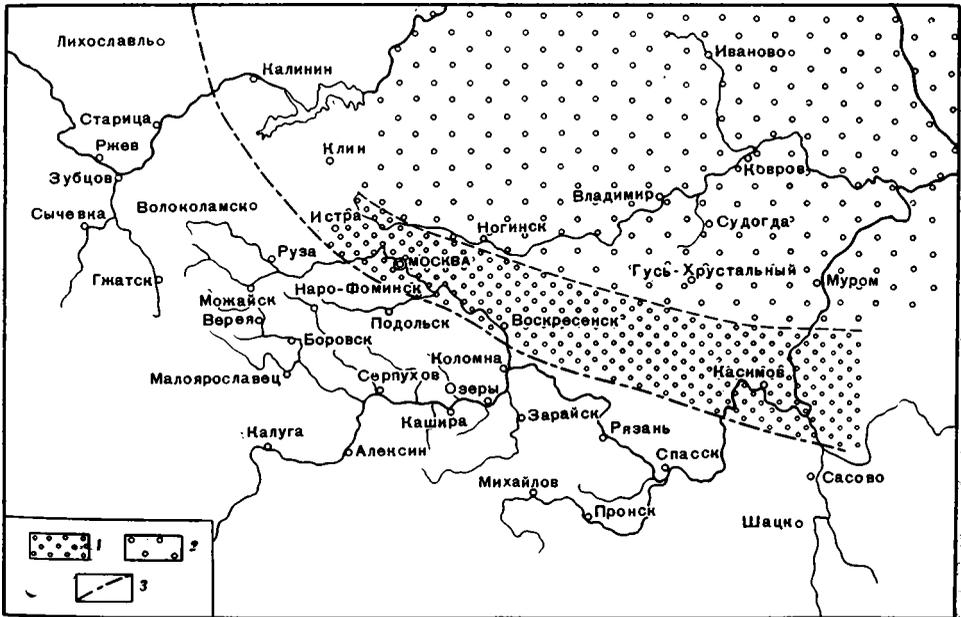


Рис. 5. Карта фаций начала касимовского времени. (По И. В. Хворовой, 1953).

1 — маломощные грубые обломочные карбонатные осадки мелководья, в пределах которого процессы перемыва отложений преобладали над процессами седиментации; 2 — разнообразные карбонатные осадки мелководья; 3 — граница современного распространения касимовских слоев

той же работы сказано, что локальные поднятия Сурско-Мокшинской зоны «являются образованиями в основном мезо-кайнозойского возраста» (Геологическое строение и т. д., 1957, стр. 312).

Важно подчеркнуть, что анализ фаций и мощностей различных горизонтов верхнего девона и карбона, по имеющимся в настоящее время материалам, показывает, что в это время ни Окско-Цнинский, ни другие валы в современном их виде еще не начали формироваться.

Детальное изучение фаций и мощностей, проведенное И. В. Хворовой (1953), убедительно доказало отсутствие Окско-Цнинского вала в среднем и верхнем карбоне. Аналогичный вывод можно сделать и для нижнекаменноугольного времени, основываясь на работе Н. С. Ильиной и др. (1957). Эти данные позволяют сделать вывод о более молодом — мезозойском возрасте формирования валов в описываемом районе.

В настоящей статье рассматривается вопрос о пространственных соотношениях между валами и более древними структурными формами, так как эти данные лежат в основе представлений об инверсии тектонических движений на Русской платформе.

В. В. Белоусов (1962), Л. Н. Розанов (1957), В. Д. Наливкин (1963) и другие авторы, рассматривая соотношение валов с древними прогибами, приходят к заключению, что древние прогибания земной коры в результате инверсии преобразуются в поднятия.

Разбирая вопрос об инверсии движений, В. В. Белоусов пишет, что «общая инверсия как явление перехода преобладания от опусканий к поднятиям на платформах имеет место так же, как и в геосинклиналях, определяя участие платформ наряду с последними в крупной периодичности общих колебательных движений» (Белоусов, 1962, стр. 150). Далее автор отмечает, что для геосинклиналей «...типично проявление частной инверсии и в течение цикла происходит в значительной степени обращение в расположении прогибов и поднятий. Ничего подобного на платформе не наблюдается». В. В. Белоусов поясняет, что в течение герцинского и альпийского циклов «расположение субгеосинклиналей и субгеоантиклиналей обнаруживает большую устойчивость» (Белоусов, 1962, стр. 149). В общем же «субгеосинклинали и субгеоантиклинали оставались на своих местах и инверсии среди них не происходило». Однако процесс образования валов, в противоположность крупным структурам — антеклизам — согласно построениям В. В. Белоусова, принципиально отличен: «...образование глыбовых складок (валов и куполов) на платформе может быть в принципе отождествлено с образованием центральных поднятий в геосинклиналях» (Белоусов, 1962, стр. 150).

Вывод В. В. Белоусова об образовании валов в результате частной инверсии развивается в работах Л. Н. Розанова, В. Д. Наливкина и других авторов. Согласно определению В. Д. Наливкина, понятие инверсии приобретает более узкое значение, а именно: «Под инверсией автор понимает смену погружения поднятием. Эта смена движений происходит по разломам и охватывает как некоторые грабенообразные прогибы, так и прилегающую к ним территорию» (Наливкин, 1963, стр. 44). Л. Н. Розанов под инверсией понимает такой процесс, когда валы возникают на месте «древних прогибов в результате их последующей инверсии» (Розанов, 1957, стр. 33). Эти выводы основываются на неполных данных, полученных при бурении глубоких скважин, которые показали, что отдельные элементы Окско-Цнинского, Сокско-Шешминского, Доно-Медведицкого и других валов располагаются над древними прогибами.

Начнем с рассмотрения вопроса о соотношении Пачелмского прогиба с Окско-Цнинским валом, который в работах В. В. Белоусова и других приводится как один из типичных примеров инверсионной структуры.

Окско-Цнинский вал представляет собой сложно построенную зону, состоящую из отдельных, обычно кулисообразно расположенных поднятий, сложенных мезозойскими и каменноугольными отложениями. Де-

вонские и рифейские отложения вскрыты на валу немногочисленными скважинами, материалы которых недостаточны для выяснения условий их залегания. Иначе говоря, в этом районе по сравнению с другими районами Русской платформы очень мало данных о строении нижних частей разреза осадочного комплекса.

Форма Окско-Цнинского вала в каменноугольных и мезозойских отложениях достаточно хорошо изучена. С запада вал ограничивается Шиловско-Владимирским, а с востока — Пензо-Муромским прогибами. Н. Т. Сазонов отмечает, что в пределах Окско-Цнинского вала и сопряженных с ним прогибах «структура по кровле верхней юры не соответствует структурной форме кровли верейского горизонта и между ними имеется угловое несогласие» (Сазонов, 1953, стр. 69).

На структурной карте поверхности фундамента, составленной с учетом геофизических данных Н. В. Неволным, Д. П. Касаткиным и др. (1965), отчетливо видно, что в пределах Пачелмского прогиба на относительно близких расстояниях глубина залегания фундамента меняется на 1,5—2 км. Эти изменения глубины залегания фундамента обусловлены, по-видимому, различными мощностями рифейских отложений, выполняющих Пачелмский прогиб, поскольку мощности палеозойских и мезозойских отложений меняются в этом районе в небольших пределах.

Южная часть Окско-Цнинского вала располагается над центральной частью Пачелмского прогиба, где фундамент погружается на 4 км ниже уровня моря, и над его склоном, где поверхность этого фундамента находится на абсолютной высоте — 2 км (см. рис. 1). Севернее г. Касимова Окско-Цнинский вал располагается над Токмовским сводом, а еще севернее — уже над его склоном.

Таким образом, единому Окско-Цнинскому валу на глубине соответствуют разные структурные элементы рифейского возраста. Отсюда же выясняется, что область, где расположены древний Пачелмский прогиб, развинулась в мезозойское время различно: в ее пределах возникла южная часть вала и сопряженные с ним прогибы, которые располагаются и над древним прогибом, и над склонами ограничивающих ее поднятий. Н. С. Шатский справедливо отмечал, что Пачелмский прогиб не оказывал «никакого влияния на изопахиты и фации фаменского века, карбона и мезокайнозоя в этом районе» (Шатский, 1955, стр. 15).

Итак, в мезозое на сформированном в палеозойское время северо-восточном склоне Воронежской антеклизы и южном склоне Московской синеклизы возникла новообразованная структура Окско-Цнинского вала. Ее новообразование устанавливается по геометрическому несоответствию строения вала и структур, образуемых подстилающими палеозойскими отложениями. Простираения Окско-Цнинского вала и слоев на южном крыле Московской синеклизы по-разному соотносятся в разных своих частях. На юге, в бассейне р. Цны, простираение вала почти совпадает с простираением крыла синеклизы. К северу от Касимова его направление поперечно к южному крылу синеклизы, а на р. Клязьме северо-восточное простираение вала параллельно осевой зоне Московской синеклизы. Сказанное отчетливо видно на схематической карте со снятым покровом мезо-кайнозойских отложений, составленной (под редакцией Е. П. Брунс и А. Я. Дубинского) в 1959 г., на которую нанесены относительно крутые склоны Окско-Цнинского вала (рис. 6).

К юго-востоку от Окско-Цнинского вала расположены Керенско-Чембарский и Сурско-Мокшинский валы. По своему строению и времени образования они весьма сходны между собой, но они различно соотносятся с древней структурой. Керенско-Чембарский вал приурочен к склону Пачелмского прогиба, при этом крутое крыло вала наклонено от прогиба к Токмовскому поднятию. Сурско-Мокшинский вал располагается в центральной части и на юго-восточном склоне Токмовского поднятия (см. рис. 1, б). Таковы соотношения валов с древней рифейской

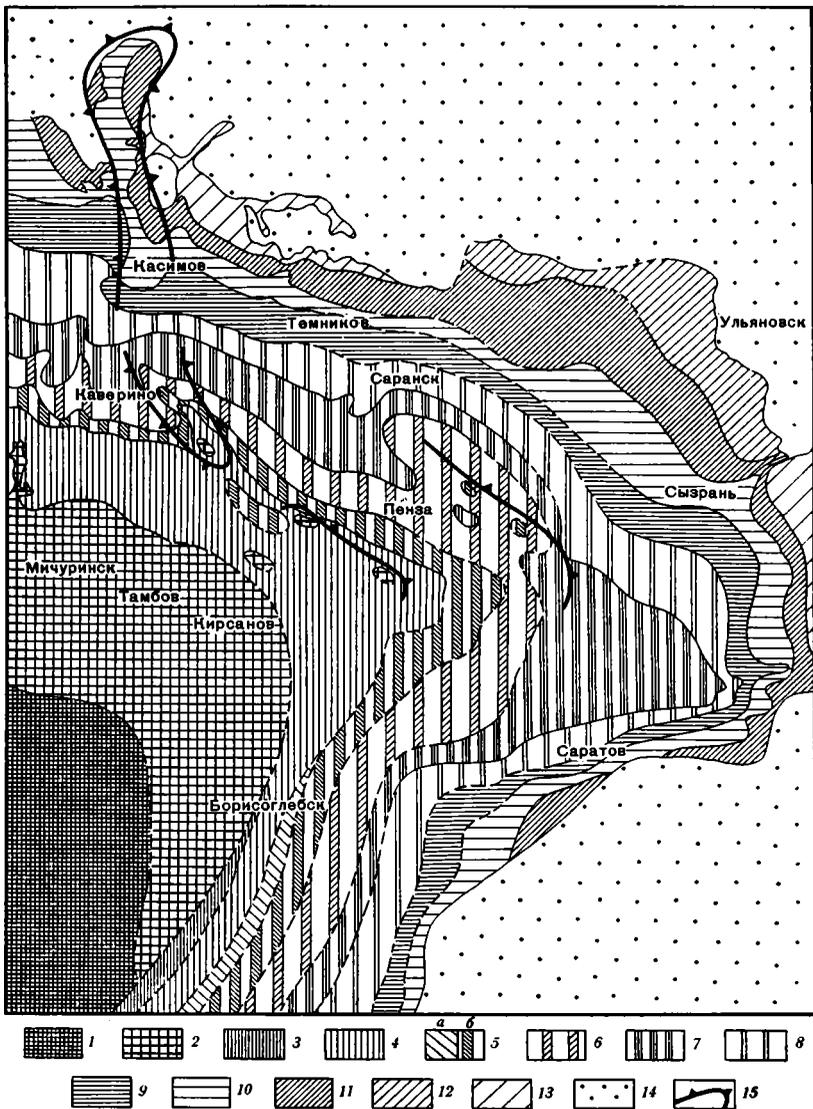


Рис. 6. Фрагмент схематизированной геологической карты Русской платформы со снятым покровом мезозойских и кайнозойских отложений, составленной под редакцией Е. П. Брунс и А. Я. Дубинского

1 — верхнедевонские отложения (франский ярус); 2 — верхнедевонские отложения (фаменский ярус); 3 — нижнекаменноугольные отложения (турнейский ярус); 4 — нижнекаменноугольные отложения (визейский ярус); 5 — среднекаменноугольные отложения (каширский горизонт); 6 — среднекаменноугольные отложения (подольский горизонт); 7 — среднекаменноугольные отложения (мячковский горизонт); 8 — среднекаменноугольные отложения (касимовский ярус); 9 — верхнекаменноугольные отложения (гжельский ярус); 10 — верхнекаменноугольные отложения (сакарский ярус); 11 — нижнепермские отложения (нижнеказанский подъярус); 12 — верхнепермские отложения (казанский ярус); 13 — верхнепермские отложения (нижнеказанский подъярус); 14 — пермские отложения; 15 — флексур в пределах Окско-Циннского, Керенско-Чембарского и Сурско-Мокшинского валов

структурой; что касается их соотношения с верхнепалеозойской структурой, то все они приурочены к северо-восточному склону Воронежской антеклизы и южному крылу Московской синеклизы.

Рассматривая строение Сурско-Мокшинского и Керенско-Чембарского валов, Н. С. Шатский подчеркивал, что условия их развития были одинаковыми. Это дало ему основание сделать вывод о том, что «образование плакантиклиналей на платформе не является следствием на-

копления мощных осадков в этой же полосе или прогибе. Частная приуроченность валов к прогибам на платформах, к районам с резким увеличением мощностей деформируемых отложений (Окско-Цнинский вал, Доно-Медведицкий вал, весь восток Русской плиты по сравнению с ее западной частью) связана с тем, что образование плакантиклиналей и прогибов с их мощными толщами осадков представляет собой лишь следствие движений, более интенсивных в данных местах, чем в соседних, где плакантиклиналей либо нет, либо они хуже выражены, и где не было мощного осадкообразования» (Шатский, 1955, стр. 19). Таким образом, Н. С. Шатский считал, что образование валов не связано с их частной приуроченностью к древним прогибам. Согласно его представлениям, в очертаниях Керенско-Чембарского, Сурско-Мокшинского и южной части Окско-Цнинского валов видны лишь унаследованные простираия, параллельные ограничениям Пачелмского рифейского прогиба. Это явление унаследования, по Н. С. Шатскому, определяется наличием планетарной сети разломов.

Итак, в процессе развития рассматриваемого района в его пределах в разное время формировались различные тектонические формы: в рифейское время — грабенообразный прогиб, в среднем девоне и начале верхнего девона — широкая синеклиза, в верхнем девоне и нижнем карбоне — плоское поднятие, в среднем, верхнем карбоне и перми — склон Воронежской антеклизы, а в конце юры и позднее — новообразованные структуры: валы и сопряженные с ними прогибы. Несоответствие в расположении Пачелмского прогиба и Окско-Цнинского вала, а также длительный промежуток времени, разделяющий их формирование, в течение которого образовались различные структуры, указывают, что развитие данного района не укладывается в схему, по которой поднятие следует непосредственно за прогибанием, что характерно для структур, которые возникают в результате инверсии движений, «будучи подготовлены предыдущим прогибанием земной коры» (Белоусов, 1962, стр. 211).

Доно-Медведицкий вал, расположенный на восточном склоне Воронежской антеклизы, также некоторыми авторами относится к структурам, возникшим в результате инверсии движений (Шафиро, 1964). Этот вывод Я. Ш. Шафиро обосновывает построением палеотектонических карт. Остановимся прежде всего на основной карте, отображающей структуру середины верхнего девона. На этой карте видно, что в районе Доно-Медведицкого вала в конце фрэнского века располагались два прогиба и разделяющее их относительное поднятие (рис. 7). Северный прогиб глубокий, общая мощность девонских отложений достигает в нем 4000 м, а мощность только верхне- и среднефранских отложений равняется 1500 м. Мощность этих отложений в южном прогибе всего 700 м. Эти прогибы южнее пос. Дорожкин разделялись небольшим поднятием, в пределах которого мощность средне- и верхнефранских отложений равняется 500—600 м. Таков был структурный план в районе Доно-Медведицкого вала в середине верхнедевонского времени.

В конце девона и в карбоне на рассматриваемой территории формировался пологий восточный склон Воронежской антеклизы, в пределах которого на отдельных участках выделялись зоны относительно крутого залегания слоев, условно именуемые уступами.

В пермское и триасовое время осадконакопление продолжалось только в восточной части описываемого района, к юго-востоку от линии, соединяющей поселки Красный Яр — Фролово. Позднее, в юре и мелу, морской бассейн распространился к западу и осадки этого возраста легли непосредственно на каменноугольные отложения, а в районе Урюпинска — на девонские. В процессе юрского осадконакопления формировался моноклиальный склон с наклоном слоев в восточном направлении, к Волге. В пределах этой моноклинали образовались отдельные мелкие структуры, что изображено на карте, составленной Я. Ш. Шафиро (рис. 8).

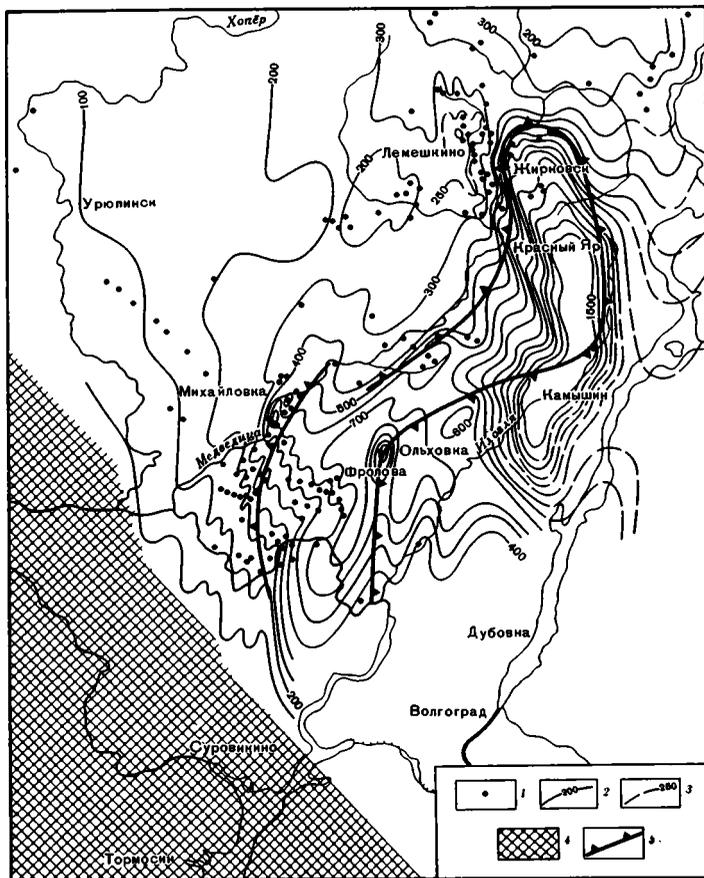


Рис. 7. Карта распределения средне- и верхнефранских отложений района Доно-Медведицкого вала. (По Я. Ш. Шафиро).  
Дополнительно нанесены флексуры.

1 — буровые скважины; 2 — изопахиты через 100 м; 3 — изопахиты через 50 м; 4 — область отсутствия франских отложений; 5 — крутые склоны Доно-Медведицкого вала

В конце мезозойского и в кайнозойское время на сформированном в палеозое и мезозое восточном склоне Воронежской антеклизы возникли новообразованные структуры: Доно-Медведицкий вал, Терсинская и Ольховская впадины. Возникновение этих структур произошло в результате неравномерного погружения отдельных участков восточного склона Воронежской антеклизы и обособившегося блокового поднятия структур, образующих в своей совокупности Доно-Медведицкий вал.

Сравним местоположение Доно-Медведицкого вала и сопряженных с ним прогибов со структурным планом верхнедевонского времени. На карту, составленную Я. Ш. Шафиро (см. рис. 7), для наглядности нанесены контуры Доно-Медведицкого вала от Жирновского поднятия на севере до Донского купола на юге. На этой карте отчетливо видно, что вал располагается над частями двух различных прогибов и над разделяющим их поднятием. Далее выясняется, что между поселками Жирновским и Красным Яром крутой, ограниченный флексурой западный склон Доно-Медведицкого вала (восточный борт Терсинской впадины) оказался расположенным над крутым склоном девонского прогиба, погружающегося в другую сторону, на восток. Однако к югу от пос. Красный Яр крутой борт девонского прогиба продолжается в южном направлении, а крутой склон Доно-Медведицкого вала отгибает-

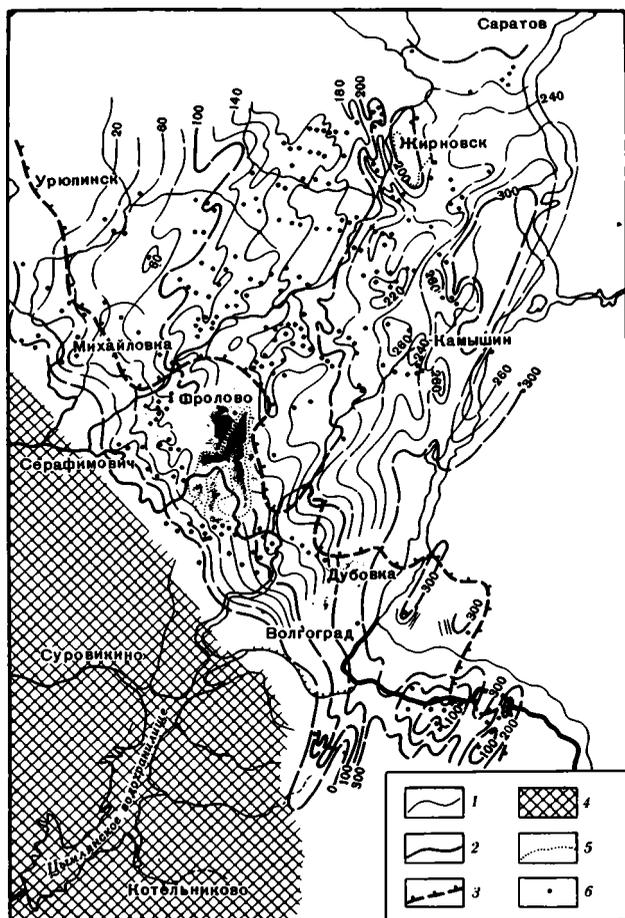


Рис. 8. Карта распределения мощностей юрских отложений района Доно-Медведицкого вала. (По Я. Ш. Шафиру).

1 — изопахиты через 20 м; 2 — изопахиты через 100 м; 3 — границы распространения готерив-барремских отложений; 4 — область предмелового размыва; 5 — районы позднейшего размыва; 6 — буровые скважины

ся на юго-запад и на этом участке располагается над поднятием в районе пос. Доржжкин. Западное и восточное ограничение южной половины Доно-Медведицкого вала проходит соответственно вдоль склонов прогиба и поднятия. Таковы соотношения различных частей Доно-Медведицкого вала со структурным планом середины верхнедевонского времени.

Образование на восточном склоне Воронежской антеклизы наложенных впадин обусловило весьма своеобразный характер залегания слоев на западном склоне Доно-Медведицкого вала. Так, каменноугольные слои и отложения верхнего девона (вниз до щигровского горизонта), слагающие западное крыло вала, наклонены в западном направлении, а нижележащие отложения девона и поверхность фундамента имеют наклон на восток, согласно с погружением восточного склона Воронежской антеклизы.

По вопросу о способе образования Доно-Медведицкого вала Я. Ш. Шафиру пишет: «Образование крупной мезо-кайнозойской положительной структуры и сопряженных с ней депрессий — следствие инверсии вертикальных движений глыб фундамента вдоль древних швов, каковыми являются бортовые уступы девонского Доно-Медведицкого прогиба» (Шафиру, 1964, стр. 46).

Следует отметить, что только на севере Доно-Медведицкого вала намечается совпадение его ограничений с крутыми склонами («бортовыми уступами») девонского прогиба. Это совпадение в плане крутых склонов структур на отдельном участке вала не дает оснований к приведенному обобщению, поскольку на других участках вала наблюдаются совсем иные соотношения со структурным планом девонского времени.

Новообразованная форма Доно-Медведицкого вала и ограничивающих его прогибов отчетливо проявляется в их различном соотношении со структурами девона и со строением верхнепалеозойского моноклиналичного склона, на котором они образовались.

Рассмотрим Байтуганское поднятие, которое В. В. Белоусов, Л. Н. Розанов и др. относят к структурам, возникшим также в результате инверсии движений. Это поднятие, расположенное на южном склоне Татарского свода, входит в Сокско-Шемшинскую систему дислокаций. Относительно структур Волго-Уральской области Л. Н. Розанов пишет, что «вытянутые, протяженные валы возникли на месте древних прогибов в результате их последующей инверсии в карбоне. Такая же инверсия устанавливается, по существу, для всех разбуренных структур рассматриваемого типа, которые в девоне представляли собой в ряде случаев локальные прогибы, что отражается как в изменении мощности, так и в изменении фациально литологического состава отложений» (Розанов, 1957, стр. 33). Специально о Байтуганском поднятии сказано: «Мощности отложений карбона изменяются по площади без видимой закономерности: лишь мощность турнейского яруса обнаруживает уменьшение к своду. Создается впечатление, что в девоне здесь происходило прогибание, наиболее интенсивное в шугуровский век, в карбоне движения разного знака, а формирование куполовидного поднятия произошло уже, в основном, в пермскую эпоху, на месте ранее существовавшего регионального прогиба» (Розанов, 1957, стр. 10). В. В. Белоусов в свою очередь пишет, что «до конца нижнефранского времени на месте Байтуганского поднятия располагался прогиб» (Белоусов, 1962, стр. 213). Необходимо отметить, что анализ мощностей девонских отложений, приведенный Л. Н. Розановым, сделан без учета данных об общем увеличении мощностей девонских отложений в южном направлении, от Татарского свода в сторону Радаевско-Сергиевского прогиба<sup>1</sup>. Л. Н. Розанов ошибочно полагает, что Байтуганское поднятие возникло на месте прогиба. В действительности оно сформировалось на южном пологом склоне Татарского свода, сложенном девонскими и каменноугольными отложениями. На этом склоне в пермское и мезо-кайнозойское время и возникло Байтуганское поднятие (Форш, 1953; Наливкин, 1963). Образование поднятия на моноклиналичном склоне обусловило своеобразное залегание слоев, подобное тому, которое наблюдалось на западном склоне Доно-Медведицкого вала. Так, в современном структурном плане вдоль всего Байтуганского поднятия устанавливается наклон поверхности дорифейского фундамента, так же, как и наклон слоев нижней части разреза (средний девон — низы верхнего девона общей мощностью 300 м), с севера на юг. Это отчетливо видно на структурных картах, составленных Л. Н. Розановым по поверхности фундамента и по кровле пашийских слоев (рис. 9, д, е).

Наклон этот соответствует общему погружению и увеличению мощностей по направлению к югу. Следует отметить, что на структурной карте по поверхности фундамента сгущения изолиний отображают северный и северо-западный склоны прогиба, выполненного бавлинскими отложениями.

---

<sup>1</sup> Вопрос о мощности палеозойских отложений в пределах Байтуганского поднятия подробно рассматривался мною в статье «О строении и образовании куполов Русской платформы» (Мушенко, 1961).

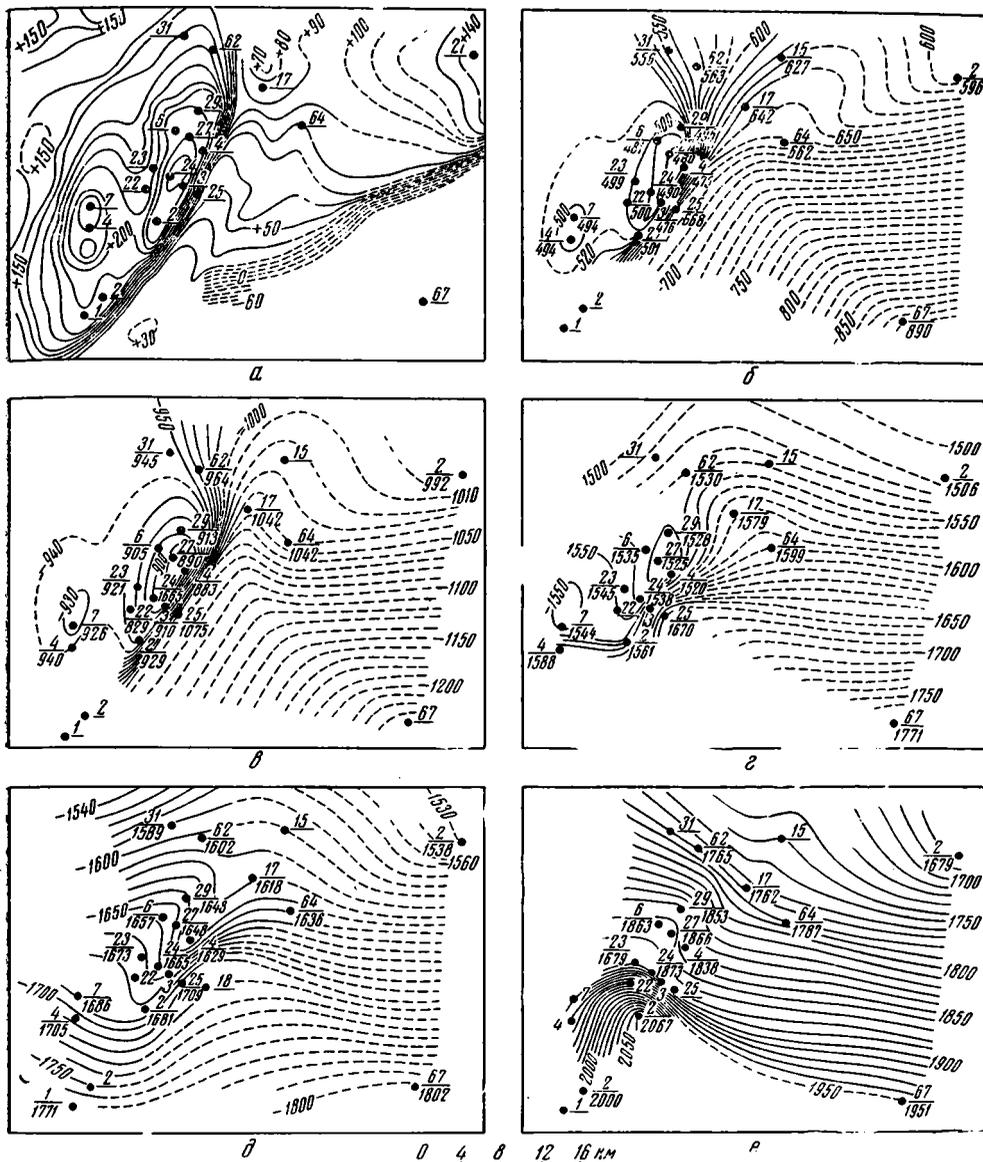


Рис. 9. Структурные карты Байтуганской площади. (По Л. Н. Розанову). По кровле: а — нижнеказанского подъяруса; б — верейского горизонта; в — угленосного горизонта; г — шугровских слоев; д — пашийских слоев; е — по поверхности кристаллического фундамента

Отложения верхней части разреза (верхний девон, карбон) в северной половине поднятия наклонены с юга на север в направлении, обратном увеличению мощностей этих осадков (рис. 9, а, в). Строение Байтуганского поднятия — его размеры и форма — в каменноугольных и пермских отложениях отчетливо видны на соответствующих картах (рис. 9).

При рассмотрении вопроса об инверсии движений в пределах Байтуганского поднятия прежде всего следует отметить, что его южная часть, равная приблизительно одной трети его протяженности, располагается над древним прогибом, выполненным бавлинскими отложениями мощностью до 200 м (рис. 9, а, е). Этот прогиб не оказал никакого влияния на образование поднятия, о чем можно судить по его форме в каменноугольных и пермских отложениях, которая одинакова в его южной и се-

верной частях, расположенных над древним прогибом и над ограничивающим его с севера поднятием.

Выше указывалось, что, по имеющимся данным, Байтуганское поднятие сформировалось не на месте девонского прогиба, а на южном склоне Татарского свода. Известно, что в пределах этого склона наблюдаются небольшие изменения мощностей в различных горизонтах девонских отложений, которые не дают основания для выделения локальных прогибов, заметно осложняющих южный склон Татарского свода.

Итак, приведенные данные показывают, что образование рассмотренных валов происходило в пределах моноклиналей, сложенных палеозойскими отложениями. Валы, возникшие в конце палеозойского и в мезокайнозойское время, являются новообразованными тектоническими формами. В ряде районов отчетливо устанавливается пространственная связь между относительно крутыми склонами древних прогибов, уступами на моноклиналях и флексурами, ограничивающими валы. Эта связь наблюдается не повсеместно, а только на тех участках, в пределах которых известны относительно крутые наклоны слоев, например в северной части Доно-Медведицкого вала. Причина указанной пространственной связи, возможно, обусловлена наличием в поверхности фундамента и в нижних горизонтах осадочного чехла различных разрывных нарушений. Наряду с подобными соотношениями между древними и новообразованными тектоническими формами наблюдаются и иные. Так, в ряде районов не удается подметить совпадения границ или сходства в морфологии между новообразованными и древними тектоническими формами, например в пределах Байтуганского поднятия.

В заключение следует отметить, что кроме рассмотренных валов на Русской платформе известны аналогичные им по строению и времени образования Жигулевский, Борлинский и другие валы, в пределах которых нет никаких признаков инверсионных движений, поскольку они приурочены к древним поднятиям.

#### Литература

- Бакиров А. А., Главнейшие черты геотектонического развития внутренней части Русской платформы. К геологии Центральных областей Русской платформы. Гостеолиздат, М., 1951.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Гостеолиздат, М., 1962.
- Геологическое строение центральных областей Русской платформы в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности. Под редакцией С. Н. Нечитайло. Гостоптехиздат, Л., 1957.
- Мушченко А. И. О строении и образовании куполов Русской платформы. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1961.
- Наливкин В. Д. Грабенообразные прогибы востока Русской платформы. Советская геология, № 1, 1963.
- Неволин Н. В., Касаткин Д. П., Кирейчев В. Д., Кандинов Н. Н., Левитон М. Е., Ртищева В. Ф., Троицкий В. Н., Дюков А. И. Строение современного рельефа поверхности фундамента Русской платформы. Советская геология, № 2, 1965.
- Розанов Л. Н. История формирования тектонических структур Башкирии и прилегающих областей. Гостоптехиздат, 1957.
- Сазанов Н. Т. Тектоническое строение восточной части Рязанской, Пензенской и Мордовской АССР. Стратиграфия и тектоника Русской платформы. Тр. Моск. фил. ВНИГРИ, вып. III, Гостоптехиздат, 1953.
- Форш Н. Н. К методике структурного анализа платформенных тектонических структур. Гостоптехиздат, 1953.
- Хворова И. В. История развития средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы. Изд-во АН СССР, М., 1953.
- Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1955, 30, вып. 5.
- Шафиро Я. Ш. О чертах унаследования девонского палеоструктурного плана в мезокайнозойской структуре Волгоградского Поволжья. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 4, 1964.

УДК 551.243(471.22)

В. Г. ЧАХМАХЧЕВ

**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КВАРЦИТО-ПЕСЧАНИКОВ ПРИОНЕЖЬЯ**

Рассматривается тектоническое положение Западно-Онежской впадины, выполненной древнейшими осадочными породами чехла Восточно-Европейской платформы. Сравнительный анализ тектоники Западно-Онежской впадины и структур, образованных среднепротерозойскими (ятулийскими) отложениями позволяет высказать предположение о их морфологическом подобии.

В юго-восточной части Балтийского щита располагается Западно-Онежская впадина, заполненная кварцито-песчаниками, которые, по мнению большинства исследователей, относятся к верхнепротерозойским иотнийским образованиям. Внимание геологов издавна привлекала плоская форма залегания слоев, выполняющих эту впадину. Это послужило основанием тому, что кварцито-песчаники Прионежья, так же как и других мест Балтийского щита, современные геологи относят к отложениям осадочного чехла платформы и противопоставляют сложное деформированным породам основания. Действительно, если посмотреть на геологические карты, то нетрудно заметить, что прионежские кварцито-песчаники трансгрессивно перекрывают разнообразные древнейшие образования архея и протерозоя, простирающиеся здесь преимущественно в северо-западном направлении.

Суммируя существующие представления, можно сказать, что Западно-Онежскую впадину рассматривают как новообразованную структуру типа синеклизы, формирование которой падает на верхнепротерозойское (иотнийское) время.

Автором статьи в результате полевых и камеральных исследований 1964—1965 гг. под руководством А. С. Новиковой собраны данные о том, что Западно-Онежская впадина по своей морфологии похожа на Онежскую и Сегозерскую впадины, которые сложены среднепротерозойскими образованиями.

Западно-Онежская впадина располагается на крайнем юге КАССР, западнее Онежского озера. В современном срезе она вытянута в субширотном направлении более чем на 100 км, а ее меридиональное сечение превышает 70 км. Значительная площадь распространения осадков, выполняющих впадину, скрыта под четвертичными отложениями, но по выходам коренных пород на берегу озера, по реке Важинке, около села Кашканы, а также по кернам скважин, пробуренных в районе Ладвы, все же можно судить о характере залегания кварцито-песчаников и о строении самой впадины.

Разрез (рис. 1) показывает строение Западно-Онежской впадины на широте пос. Кашканы — Шелтозеро. Этот профиль в известной мере остается пока гипотетичным из-за недостатка данных. Вместе с тем имеющиеся материалы показывают, что большая часть впадины занята красноцветными породами шокшинской толщи. Условия залегания этих пород видны в различных местах Западно-Онежской впадины.

Строение ее восточного борта отчетливо вырисовывается в ряде карьеров и обнажений западного берега Онежского озера. Линия профиля пересекает впадину в районе Шелтозера. Здесь, непосредственно у уреза воды, обнажаются сероцветные кварцито-песчаники каменноборской толщи, падающие на юго-запад под углами до 5°, ширина выхода не превышает 7 м (рис. 1, Б). Далее, вверх по дороге на шоссе, еще в ряде мест на расстоянии 40—50 м одна от другой обнажаются пачки похожих

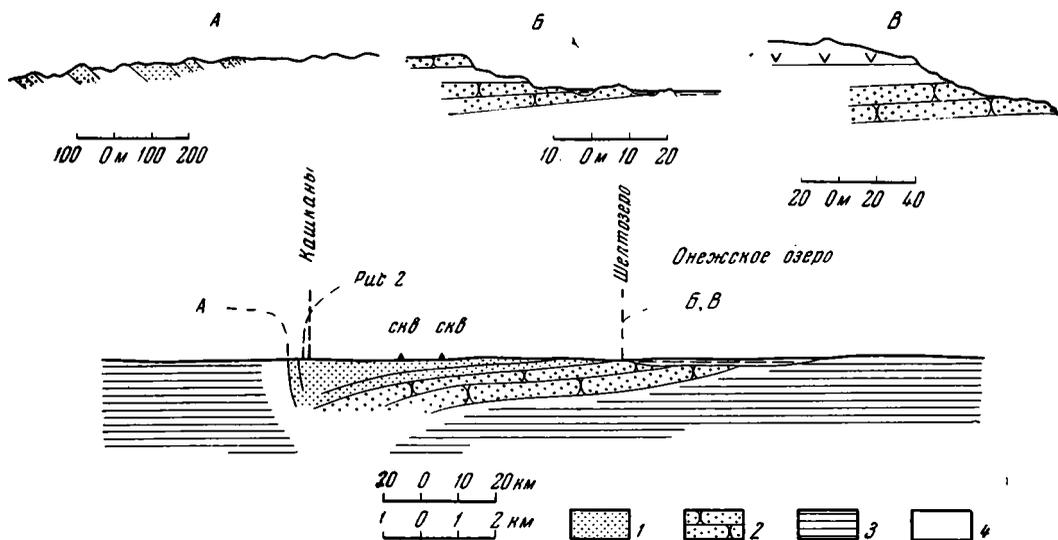


Рис. 1. Гипотетический разрез Западно-Онежской впадины

1 — шокшинские кварцито-песчаники; 2 — каменноборские кварцито-песчаники; 3 — кристаллические образования архея — нижнего протерозоя; 4 — пропуск в обнажении

кварцито-песчаников, видимая мощность которых не превышает 3—4 м, падающих в том же направлении под углом 10°. Непосредственно около выхода проселочной дороги от поселка Шелтозера на шоссе кварцито-песчаники перекрывает пластовая интрузия габбро-диабазов, видимой мощностью около 10 м (рис. 1, В).

Похожие тектонические черты обнаруживают и породы, обнажающиеся в карьерах в районе пос. Шокша и расположенные в северо-восточной части впадины. В отвесных стенках карьеров, протянувшихся на несколько километров, видны особенности строения нижней части шокшинской толщи. Обнаженные поверхности, достигающие нескольких десятков метров, обнаруживают косослоистые лиловые кварцито-песчаники, полого падающие к юго-западу под углом до 5°. Эти элементы залегания особенно ясно выявляются в первом (северном) карьере Шокши, где красноцветные породы вниз по разрезу сменяются сероцветными кварцито-песчаниками. В других карьерах падение толщи шокшинских песчаников затушевывает их косая слоистость. Залегание сероцветной каменноборской и красноцветной толщ иллюстрирует рис. 3.

Непосредственные контакты кварцито-песчаников с нижележащими отложениями неизвестны. Восточный борт впадины затоплен водами Онежского озера. На противоположном берегу озера развиты кристаллические породы и выходы осадочных отложений отсутствуют. Можно предполагать, что где-то под водами озера серые кварцито-песчаники каменноборской толщи полого ложатся на супракристалльные и вулканические образования архей-нижнепротерозойского возраста, что и показано на разрезе (рис. 1).

На юго-запад от Шокши и Каменного бора, в районе села Ладва скважинами вскрыты розовые кварцито-песчаники и по кернам установ-

дивается пологое, практически горизонтальное залегание пород. Спорадические выходы кварцито-песчаников к востоку и западу от Ладвы также сохраняют следы своего первичного залегания. Дорога от д. Шокши до села Кашканы, хотя и проходит по достаточно мощному чехлу четвертичных отложений, но по элювию, имеющему характерный малиновый цвет, все же можно установить, что разрушались здесь в основном кварцито-песчаники шокшинской толщи. Плоский характер рельефа также подтверждает данные скважин и обнажений о пологом залегании корен-

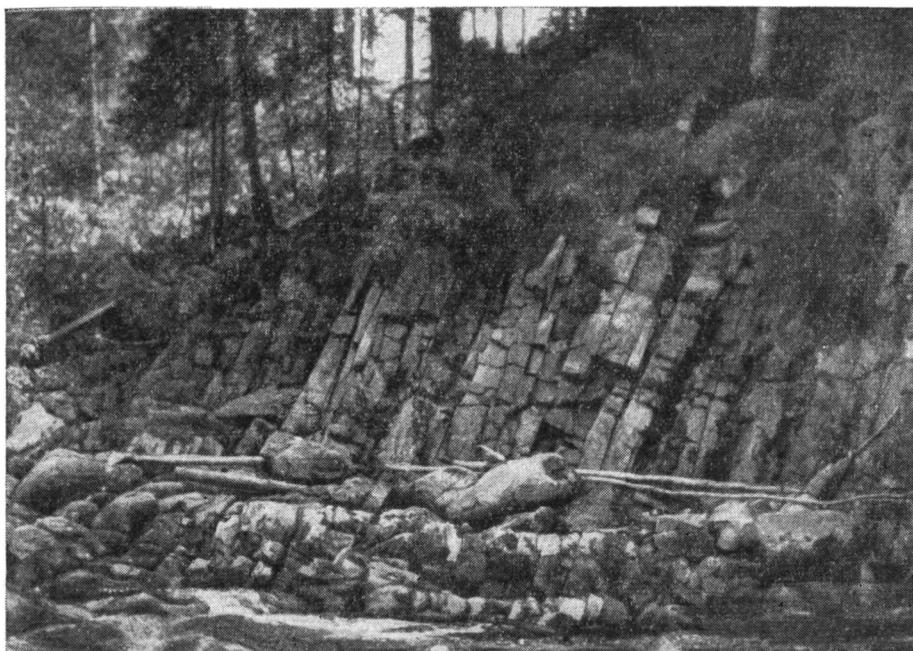


Рис. 2. Условия залегания шокшинских кварцито-песчаников у порога Мурнакаже

ных пород на большей площади Западно-Онежской впадины, во всяком случае ее центральной части.

В западной части впадины в районе с. Кашканы, в 6,5 км к западу, в среднем течении реки Важинки в крутых берегах и у порога Мурнакаже обнажаются лиловые и малиновые кварцито-песчаники, аналогичные шокшинским (рис. 1, А). Кварцито-песчаники у порога падают на запад под углами, нередко достигающими  $80^\circ$ , что отчетливо видно на приведенной фотографии (рис. 2). Вверх по реке, на расстоянии приблизительно 4 км от порога, в ущелье, вытянутом в широтном направлении более чем на 5 км, в его высоких и обрывистых бортах на протяжении свыше 2 км обнажаются малиновые кварцито-песчаники, разбитые многочисленными продольными и поперечными трещинами и наклоненные на восток. Углы падения пород колеблются от  $20$  до  $40^\circ$ .

Далее на запад коренные выходы верхнепротерозойских отложений неизвестны и непосредственные контакты их с кристаллическими образованиями А—Рt<sub>1</sub> не наблюдаются.

Таким образом, Западно-Онежская впадина, заполненная кварцито-песчаниками, оконтурируется с запада и востока супракрустальными и вулканическими образованиями архей-нижнепротерозойского возраста. Как видно на разрезе, наиболее глубокая часть впадины прижата к западному крутому борту. В этом месте видимая мощность шокшинских кварцито-песчаников превышает 1000 м. Следовательно, Западно-Онеж-

аз. под. 240

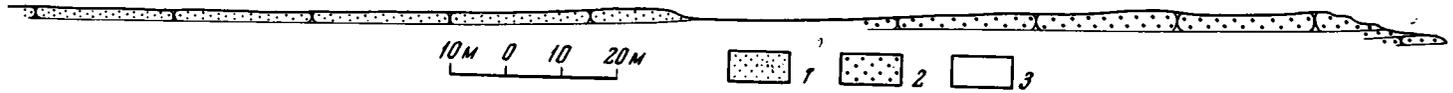


Рис. 3. Профиль северо-восточного борта Западно-Онежской впадины  
 1 — шокшинские кварцито-песчаники; 2 — каменноборские кварцито-песчаники; 3 — пропуск в обнажения

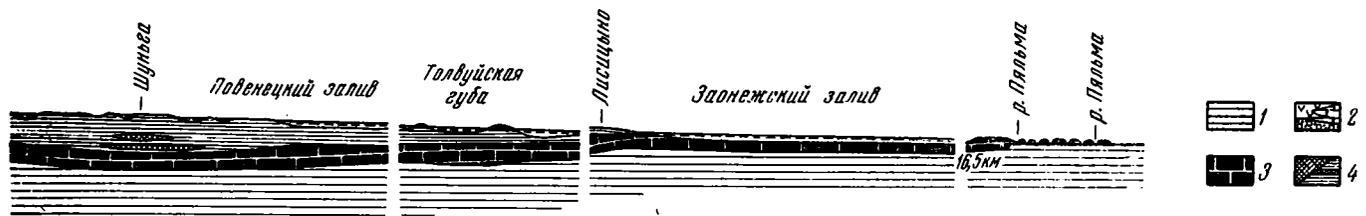
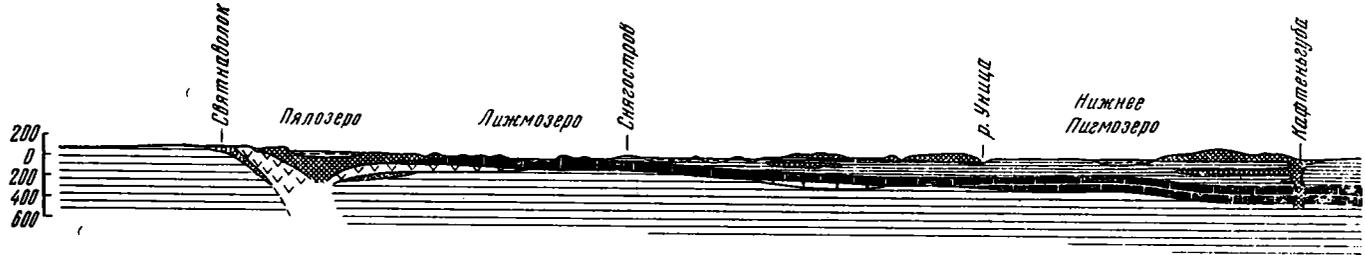


Рис. 4. Широтный профиль Онежской впадины (Новикова, 1963)

- |                                |                      |
|--------------------------------|----------------------|
| 1 — доятулийские образования;  | } Средний протерозой |
| 2 — кварцито-диабазовая серия, |                      |
| 3 — карбонатная серия,         |                      |
| 4 — сланцево-диабазовая серия  |                      |

ская впадина представляет собой асимметричную структуру формы ковша с плоским дном, крутым западным и пологим восточным краями. Сравнительно простую по форме Западно-Онежскую впадину осложняют многочисленные вторичные дислокации более низкого порядка. Среди них наблюдаются пликативные и дизъюнктивные нарушения различной формы. Приведенные данные об условиях залегания пород, выполняющих Западно-Онежскую впадину, свидетельствуют о том, что эта структура не соответствует понятию синеклизы, т. е. формы, в которой углы падения слоев не могут быть измерены горным компасом (Новикова, 1963).

Теперь сравним строение Западно-Онежской впадины с Онежской, Сегозерской и Елмозерской структурами, заполненными среднепротерозойскими осадками.

Онежская впадина занимает обширную область, примыкающую к северной и западной частям Онежского озера; эта форма вытянута в северо-северо-западном направлении и занимает площадь не менее 900 км<sup>2</sup>. Юго-западная окраина впадины в районе озер Сургубского, Урос и Логмозера «сливается» с Западно-Онежской. В 20 км северо-западнее располагается Сегозерская и Елмозерская структуры, выполненные среднепротерозойскими осадочными и вулканическими образованиями. Эти структуры вместе образуют форму, напоминающую прямоугольный треугольник, ориентированный в север-северо-западном направлении, гипотенуза которого превышает 120 км.

На профиле (рис. 4), построенном через центральную часть Онежской впадины, на широте пос. Святнаволок — д. Шуньга — г. Повенец, можно видеть, что в районе Святнаволок — Пялозеро кварцито-песчаники перекрывают супракрустальные и интрузивные образования архей-нижнепротерозойского возраста и круто, под углом до нескольких десятков градусов, наклонены к центру Святнаволоцкой зоны, где они перекрыты среднепротерозойскими вулканическими породами. По направлению к району д. Шуньги углы падения слоев вылаживаются, кварцито-песчаники сменяют более мощные карбонатные и сланцевые образования. В районе г. Повенца и р. Пяльмы светлые кварцито-песчаники полого ложатся на кристаллические породы А—Р<sub>1</sub>. Среди кварцито-песчаников западного крыла Онежской впадины залегают пластовые тела и дайки метадиабазов.

Сегозерская структура сложена преимущественно кварцито-песчаниками. Венчает разрез маломощная пачка карбонатных отложений. Среди осадочных образований здесь, как и в Онежской впадине, залегают пластовые тела и дайки основных пород. По своему строению Сегозерская структура подобна строению Святнаволоцкой зоны Онежской впадины. Это сравнительно узкая структура, около 50 км в южной части и не более 10 км в поперечнике на севере. Центральная ее часть занята водами Сегозера. Как на западном, так и на восточном бортах этой впадины кварцито-песчаники перекрывают различные образования архей-нижнепротерозойского возраста и моноклинально падают к ее центру. На восточном борту углы падения пород достигают 70—80°, а на западном не превышают 30—40°. Северо-восточная часть Сегозерской структуры осложнена многочисленными сбросами и разрывными нарушениями.

Естественным продолжением Сегозерской структуры является Елмозерская, описанная в работе К. О. Кратца (1961). Она представляет собой узкий, не более 5 км в поперечнике, длинный желоб, вытянутый в север-северо-западном направлении и заполненный мощной, до 1000 м, толщей кварцито-песчаников и в меньшей мере доломитов и известняков, составляющих верхнюю часть разреза. Так же, как и в описанных выше структурах, осадочные толщи ложатся на супракрустальные образования архей — нижнего протерозоя. Восточное запрокинутое крыло Елмозерской структуры осложнено многочисленными сбросами, углы падения пород достигают здесь 80°. Падение пород вдоль западного контакта с породами основания более спокойное, не превы-

шает 20° и возрастает до 40—50° по направлению к центральной части структуры (Кратц, 1961).

Из сказанного вытекает, что Западно-Онежская, Онежская, а также Сегозерская и Елмозерская впадины имеют общие черты строения.

При этом западная часть Западно-Онежской впадины имеет черты морфологического подобия с Святнаволоковской, Сегозерской и Елмозерской структурами, а в целом с Онежской (см. рис. 1 и 4).

Естественно, возникает вопрос, случайно ли морфологическое сходство этих структур, или оно обусловлено сходной историей развития этих форм не только в пространстве, но и во времени.

Осадконакопление в Онежской, Сегозерской и Елмозерской структурах началось с накопления песчаниковых толщ, всеми относимых к среднепротерозойскому времени. Породы, заполняющие морфологически похожую Западно-Онежскую впадину, принадлежат кварцито-песчаникам, образование которых относят к верхнепротерозойскому, иотнийскому времени. Какие же данные лежат в основе этого предположения?

Впервые кварцито-песчаники Прионежья отнес к верхнему протерозою Рамсей (Ramsay, 1902) после того, как Седерхольм в 1897 г. выделил в Швеции наиболее молодую формацию континентальных образований, предшествовавшую кембрийской эпохе в особую иотнийскую группу. Седерхольм же (Sederholm, 1932), основываясь на работах Валя, разделил прионежский иотний на нижний (хогландий), куда включил туфобрекчии о-ва Суйсары и кварцито-песчаники Петрозаводска (Каменный бор), и верхний, к которому отнес кварциты Шокши и связанные с ними силлы габбро-диабазов. Граниты рапакиви в этой схеме занимают промежуточное положение между породами суйсария и кварцито-песчаниками верхнего иотния (таблица, а). Кварциты Петрозаводского района

Т а б л и ц а

а. Седерхольм, 1932

Верхний протерозой — иотний	Верхний иотний		Красноцветные кварцито-песчаники с интрузиями габбро-диабазов
	Перерыв. Граниты рапакиви		
	Нижний иотний	Хогландий	Сероцветные кварцит-песчаники и суйсарский вулканический комплекс

б. Тимофеев, 1935

Верхний протерозой — иотний	Кварцито-песчаники с подчиненными им силлами габбро-диабазов	
	Граниты рапакиви	

в. Гилярова, 1956

Верхний протерозой — иотний	Верхний иотний		Кварцито-песчаники с подчиненными им силлами габбро-диабазов
	Перерыв. Граниты рапакиви		
	Нижний иотний	Хогландий	Суйсарский вулканический комплекс

(Каменный бор) отнесены к хогландию на том основании, что в них якобы были обнаружены обломки черного углистого, шунгитоподобного вещества, а также лапиллей, характерных для суйсарской формации. Аналогичное положение в этой схеме занимают кварцито-песчаники Укшозера, залегающие на туфобрекчиях суйсарского комплекса. Это обнажение известно среди геологов под названием Гельмерсеновского.

В. М. Тимофеев не подтвердил находок лапиллей в районе Каменного бора. Он относил породы суйсарского вулканического комплекса к верхам онежского отдела карельской формации, которые, как известно, считаются среднепротерозойскими, а кварцито-песчаники Каменного бора и Шокши с подчиненными им силлами габбро-диабазов — к собственно иотнию (таблица, б).

М. А. Гилярова (1956) выделяет осадочно-вулканические породы суйсарского комплекса и сегозерские эффузивы в самостоятельный стратиграфический комплекс под названием «хогландий», «отделенный несогласиями от выше- и нижележащих комплексов, поместив их между карельской формацией (ятулий) и раннеиотнийскими песчаниками» (Гилярова, 1956). К такому выводу М. А. Гилярова приходит на основании того, что туфопесчаники и суйсарские эффузивы залегают либо непосредственно на архейском основании, либо на различных горизонтах карельской формации, причем под эффузивы хогландия уходят породы складчатых структур карелид. Кроме того, «эффузивные породы хогландия вообще, и суйсарского комплекса, в особенности, отличаются от других зеленокаменных пород своей относительной свежестью, отсутствием сланцеватости и, в некоторых местах, сохранностью пироксена и вулканического стекла, всегда и полностью замещенных другими вторичными минералами в нижележащих карельских породах» (Гилярова, 1956). Таким образом, М. А. Гилярова разделяет иотний на нижний (хогландий), включающий базальные конгломераты, аркозы, туфопесчаники, глинистые и кремнистые сланцы, туфосланцы, вулканический суйсарский комплекс, и верхний, представленный песчаниками и кварцито-песчаниками Шокши и Каменного бора, с подчиненными им интрузиями габбро-диабазов. Граниты рапакиви приурочиваются к перерыву между хогландием и верхним иотнием (таблица, в).

А. А. Полканов (1956) «вслед за Тимофеевым, считал суйсарский вулканический комплекс несомненно доиотнийским и относил его к верхам карелия. Кварцито-песчаники Шокши, Каменного бора и Укшозера отнесены им к собственно иотнию. Эта схема основана прежде всего на соотношении кварцито-песчаников и туфобрекчий в Гельмерсеновском обнажении. Хогландий в Карелии А. А. Полканов вообще не выделял, так как разрез острова Хогланд, по его мнению, принципиально отличается от образований суйсарского комплекса Прионежья.

На острове Хогланд, как известно, на размытой поверхности основания залегают валунный кварцевый конгломерат мощностью до 5 м. Выше располагается поток андезито-базальтов мощностью до 100 м. Над потоком лав залегают кислые кварцевые порфиры с крупными вкрапленниками калиевого полевого шпата и кварца. Кварцевые порфиры представляют собой эффузивные аналоги гранитов рапакиви. В обнажении Даларна (Швеция) эффузивы связаны постепенными переходами с гранитами рапакиви. В даларне выше пород, относимых к хогландию, залегают песчаники иотния, которые сопоставляются с кварцито-песчаниками Прионежья.

Рассмотрев приведенные схемы, легко видеть, что одни исследователи полагают, что кварцито-песчаники Прионежья залегают на гранитах рапакиви, другие — на суйсарской вулканической толще. Разные точки зрения свидетельствуют о недостаточности прямых данных для того, чтобы определить стратиграфическое положение Прионежских кварцито-песчаников.

В Прионежье нет прямых данных о положении иотния относительно гранитов рапакиви, как это имеет место в Швеции. Западнее толщи кварцито-песчаников развиты кристаллические образования архей-нижнепротерозойского возраста. Непосредственные контакты древних кристаллических пород с песчаниками Прионежья неизвестны. Литологически образования Швеции и Прионежья также не идентичны. Если

первые представлены аркозами и кварцитами со значительной примесью туфогенного материала, то в Прионежье песчаники почти целиком кварцевые, а туфогенный материал неизвестен.

В районе Укшозера (Центральная Карелия) уже более ста лет известно обнажение, описанное многими геологами. Из описания этого обнажения вытекает, что кварцито-песчаники с несогласием ложатся на соломненскую брекчию (суйсарский вулканический комплекс) и, следовательно, несомненно моложе. Что же здесь имеется в действительности?

На фоне весьма обширного по площади, более 1500 км<sup>2</sup>, распространения суйсарских туфобрекчий, на восточном берегу Укшозера, примерно в центральной его части на склоне дороги, непосредственно на неровной поверхности вулканитов в одной из западин лежит пласт конгломератов и серых мелко- и среднезернистых кварцито-песчаников. Эти породы в равной мере похожи на кварцито-песчаники Каменного бора и на песчаники, развитые в районе Сегозера. Общая мощность кварцито-песчаников и конгломератов не превышает 1 м. Сходство литологического состава столь далеких по возрасту образований может свидетельствовать лишь о том, что только литологический состав в отрыве от других показателей не является критерием для возрастного объединения пород различных регионов. Гельмерсеновское обнажение представляет собой незначительное изолированное пятнышко кварцито-песчаников среди необозримого поля вулканитов и никоим образом не может быть доказательством верхнепротерозойского возраста кварцито-песчаников Прионежья. Справки ради можно сказать, что сам Гельмерсен, именем которого назван этот контакт, в статье «Геогностическое исследование Олонецкого округа, произведенное в 1856, 1857, 1858 и 1859 годах», на которую ссылаются многие авторы, ни слова не говорит об этом обнажении.

Одним из доказательств верхнепротерозойского возраста кварцито-песчаников Прионежья современные исследователи считают обломки черных, кремнистых антрацитоподобных сланцев в осадочных толщах Каменного бора. Их принимают за обломки более древних среднепротерозойских шунгитов и шунгитовых сланцев, развитых к северо-востоку от исследуемой территории. Валь, проводивший микроскопическое изучение этих сланцев, показал, что окраска их зависит от черного пигмента, сгоравшего при прокаливании, что послужило основанием относить его к углю. В. М. Тимофеев на основании заключения Валь писал: «Вероятнее предположить, что мы здесь имеем в качестве пигмента шунгит» (Тимофеев, 1935). Любопытно, что наличие углистых остатков в древних толщах не редкость. Эскола, например, в работе «Геологические и геохимические особенности кристаллического фундамента Финляндии» (1961) указывает на наличие углистого вещества в кристаллических породах нижнего протерозоя и даже архея.

Распространение шунгитоподобного углистого вещества на разных стратиграфических уровнях докембрийского разреза, а также отсутствие прямых данных о соотношении кварцито-песчаников Прионежья с подстилающими их горизонтами свидетельствует о том, что верхнепротерозойский возраст этих пород определен весьма условно.

В этом свете интересно сравнить Петрозаводские кварциты с некоторыми другими осадочными образованиями Карелии и, прежде всего, с Сегозерскими и Святнаволоцкими. В составе Петрозаводской толщи, по В. М. Тимофееву (1935) и Л. П. Галдобиной (1958), выделяются «две последовательные, но литологически разные» пачки — каменноборская (нижняя) и шокшинская (верхняя) толщи.

В каменноборской толще Л. П. Галдобина по оттенкам цвета и зернистости выделяет три горизонта. В принципе же эта толща состоит из серых, розоват-серых, зеленоват-серых мелко-, средне- и крупнозернистых песчаников, сцементированных глинистым материалом и халцедоном. Встречаются незначительные прослойки алевролитов и пес-

чано-глинистых сланцев с линзами почти черных крупнозернистых песчаников, содержащих углистое вещество и редкие обломки углисто-глинистых сланцев. Местами сохранилась слоистость. Разрез верхней пачки Каменного бора завершается прослойкой мелкогалечного конгломерата. Общая мощность каменноборской толщи оценивается Л. П. Галдобиной приблизительно в 400 м.

Шокшинская толща по тем же признакам, что и каменноборская, подразделяется на пять пачек. Она представлена светло-розовыми, розовыми, серовато-розовыми, красными и малиновыми кварцитами и кварцито-песчаниками, с разной степенью зернистости. В нижней части залегают прослойка глинисто-слюдистых сланцев с обломочным кварцем и прослойками алевролитов. Наблюдается то грубая, то тонкая косяя слоистость, широко развиты знаки ряби и трещины усыхания. Мощность шокшинских образований в районе Шокшинского полуострова не превышает 80—90 м. Исследования В. А. Шкварова, И. М. Симоновича и других свидетельствуют об увеличении мощностей шокшинской толщи в направлении к западному борту Западно-Онежской впадины (Симонович, 1964).

Значительно севернее на берегу Сегозера в его южной и юго-западной частях также развиты песчаниковые отложения, как и в Прионежье. Область их распространения на западе ограничена кристаллическими образованиями архей-нижнепротерозойского возраста. Возраст этих отложений датируется ятулийским временем. Их изучением занимались В. М. Тимофеев (1927, 1928), Н. А. Елисеев (1929) и Л. Я. Харитонов (1938). Л. Я. Харитонов дал наиболее полное и подробное описание Сегозерского разреза.

На выветрелом граните залегают кварцевый конгломерат и кварцевый песчаник, сменяющийся сероватыми, иногда белыми и зеленовато-серыми грубо- и среднезернистыми кварцитами и кварцевыми песчаниками, часто косослоистыми, с прослойками мелкозернистых сливных кварцитов, с пропластками черных и коричневых глинистых и глинисто-серицитовых сланцев; местами в незначительных количествах присутствует углистое вещество. Вверх по разрезу серые песчаники замещаются розовыми и малиново-красными кварцитами и кварцито-песчаниками с тонкими пропластками доломита. В верхних слоях песчаников намечается косяя слоистость и «многоугольники усыхания». Вся пачка перекрывается конгломератами с кварцевой и глинистой галькой средних размеров. Общая мощность кварцито-песчаников, по данным Л. Я. Харитонova, достигает 460 м.

Среди горизонтов кварцитов, кварцито-песчаников и глинистых сланцев залегают пластовые тела порфиритовых метадиабазов и альбито-роговообманковых диабазов мощностью от 180 до 400 м.

Примерно на равном расстоянии от Петрозаводского и Сегозерского разрезов в районе поселка Святнаволок, озер Сундозера, Большого и Малого Пялозера обнажается толща кварцитов и кварцито-песчаников ятулийского возраста, по внешнему облику и литологическому составу весьма сходная с вышеописанными пачками. Эти породы были в свое время достаточно подробно описаны М. А. Гиляровой. Зона распространения кварцито-песчаников вытягивается в субмеридиональном направлении на протяжении более чем ста километров при ширине выхода пять-шесть километров и является как бы связующим звеном между Сегозерским и Петрозаводским разрезами. Кварциты и кварцито-песчаники, распространенные в этом районе, имеют все признаки континентального образования — отчетливая косяя слоистость, знаки ряби, трещины усыхания.

Сходные черты разреза характеризуют осадочные образования северо-восточного берега Онежского озера (район г. Повенца), где на архейских породах полого залегают серые, светло-серые, иногда желтоватые и

светлые кварциты и кварцито-песчаники, мелко-, средне и крупнозернистые, с редкими алевролитовыми прослойками. Мощность их в районе г. Повенца, по данным скважины, 60 м.

Таким образом, нетрудно видеть, что породы, развитые в районе Петрозаводска, а также Сегозера, Святнаволока, Сундозера, Большого и Малого Пяозера имеют сходный литологический состав.

В пределах Западно-Онежской впадины, однако, наряду с сероцветными кварцито-песчаниками каменноборской толщи, значительной мощности достигают красноцветные песчаные образования шокшинской свиты, по-видимому, отсутствующие в разрезах северных впадин.

А. В. Копелиович и И. М. Симонович, занимавшиеся изучением вещественного состава и метаморфизма шокшинских кварцито-песчаников, отмечают, что ятулийские (среднепротерозойские) кварциты по типу преобразования структур обнаруживают некоторые черты сходства с шокшинскими кварцито-песчаниками. Так же как и в последних, в них развиты структуры рекристаллизационно-гранулязионного бластеза и структуры дифференциального скольжения (Копелиович, Симонович, 1963).

Приведенные данные не вступают в противоречие и с новыми результатами определения абсолютного возраста кварцито-песчаниковых толщ вышеназванных регионов. Еще в 1963 г. в журнале «Геохимия» А. И. Тугаринов, С. И. Зыков и Е. В. Бибилова опубликовали результаты измерения абсолютного возраста шокшинских песчаников. Возраст этих пород был определен в 1800—1900 млн. лет Pb—U-методом. Определения, проведенные теми же исследователями в 1964 г. по измерению абсолютного возраста осадочных образований района Шокши и ятулийских кварцитов Сегозера, оказались равными  $1850 \pm 100$  млн. лет, а возраст диабазовых даек, рвущих кварцитовые горизонты Шокши, датируется Н. И. Полевой в 1830 млн. лет (Бибилова, Тугаринов и др., 1964).

Из сказанного вытекает, что кварцито-песчаники, развитые в районах Онежского озера, Сегозера, Святнаволока, Сундозера, Большого и Малого Пяозера похожи по литологическому составу и имеют сходные черты метаморфизма, одинаковую структурную приуроченность, близкий порядок мощностей, во всяком случае в крайних членах разреза, а также один и тот же абсолютный возраст, колеблющийся в интервале 1850—1900 млн. лет. Такая совокупность различных признаков вряд ли может быть случайной. Во всяком случае, приведенные данные дают основание предполагать, что кварцито-песчаники южной и центральной Карелии могут принадлежать к разновозрастным отложениям. Они образуют единую структурную зону, состоящую из ряда впадин, подобных Елмозерско-Сегозерской, Онежской и Западно-Онежской. Начало формирования этой зоны и последующее ее развитие относятся к среднему протерозою. Эта зона занимает восточную часть Балтийского щита и протягивается с северо-запада на юго-восток, раскрываясь в сторону Русской плиты.

Полученные выводы о тектоническом положении и возрасте кварцито-песчаников Прионежья исключают возможность сопоставления этих толщ с иотнийскими отложениями Даларны.

#### Литература

- Бибилова Е. В., Тугаринов А. И., Зыков С. И., Мельников Г. Л.  
О возрасте карельской формации. Геохимия, № 8, 1964.  
Галдобина Л. П. Иотнийские образования района Прионежья Карельской АССР.  
Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, № 5, 1958.  
Геология СССР т. XXXVII. Госгеолтехиздат, 1960.  
Гельмерсен. Геогностическое исследование Олонецкого горного округа, проведенное в 1856, 1857, 1858 и 1859 гг. Горный журнал № 12, 1860.  
Гилярова М. А. Стратиграфическое положение суйсарского вулканического комплекса. Уч. записки ЛГУ. Сер. геол., вып. 7, № 200. Изд-во Ленингр. ун-та, 1956.

- Копелиович А. В., Симонович И. М. Структуры дифференциального скольжения в кварцито-песчаниках иотнийских толщ Прионежья. Докл. АН СССР, т. 151, № 3, 1963.
- Кратц К. Л., Лазарев Ю. И. Основные черты тектонических структур ятулия Карелии. В кн. «Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова». Карельский филиал АН СССР. Мурманское книжн. изд-во, 1961.
- Новикова А. С. О тектоническом положении магматических образований Восточно-Европейской платформы. Тр. ГИН АН СССР, вып. 93, Изд-во АН СССР, 1963.
- Новикова А. С. О строении Восточно-Европейской платформы в протерозое. Геотектоника, № 1, 1965.
- Полканов А. А. Геология хогландия—иотния Балтийского щита. Тр. Лаб. геологии докембрия, вып. 6. Изд-во АН СССР, 1956.
- Симонович И. М. Постседиментационное преобразование пород шокшинской свиты (Карелии). Автореферат дис., М., 1964.
- Тимофеев В. М. Петрография Карелии. Изд-во АН СССР. Региональная петрография, сер. 1, вып. 5, 1935.
- Эскола П. Геологические и геохимические особенности кристаллического фундамента Финляндии. В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». 1. 1961. Изд-во АН СССР.
- Ramsay W. Uber die Geologie der prekambrischen und arheischer Bildungen in Olonetz Karelien. Förhandling. Natur forskarmötet Helsingfors, 1902.
- Sederholm I. On the geology of Fennoscandia Fill. Comm. Geol. Finlande, N 98, 1932.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
12 мая 1965 г.

---

УДК 551.24(571.65)

С. И. ГАВРИКОВ

**ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР  
ДЛЯ ЮРСКОГО ПЕРИОДА**

На палеотектонических картах, составленных для раннеюрского и позднеюрского времени, выражены усиление восходящих движений и инверсия геотектонического режима, формирование поднятий, прогибов и разломов, излияния лав и заложение в конце позднеюрской эпохи новой геосинклинали.

\* \* \*

В последние годы усилился интерес к составлению палеотектонических карт и схем, которые способствуют выяснению истории геологического развития и закономерностей размещения минерального сырья. В нашей стране вопросами составления палеотектонических карт занимались В. В. Белоусов (1940, 1944), Н. С. Шатский (1946), В. Д. Наливкин (1960), А. Б. Ронов, Н. А. Беляевский и Ю. Я. Громов (1962) и др.

За рубежом известны работы американских (Eardley, 1951; Mekke и др., 1959) и катийских (Основы геотектоники Китая, 1962) геологов, из которых выявляются принципы составления палеотектонических карт.

Не останавливаясь на анализе вышеперечисленных работ, перейдем непосредственно к методике составления палеотектонических карт северо-востока СССР для юрского периода.

Палеотектонические карты масштаба 1 : 5 000 000 для ранне- и позднеюрской эпох составлялись автором в основном по легенде к палеотектоническим картам Востока СССР (масштаба 1 : 5 000 000), разработанной Л. И. Красным, С. И. Гавриковым и А. М. Смирновым. В названной легенде структурные элементы разделены на подвижные (геосинклинали) и устойчивые (платформенные) области.

В развитии подвижных областей выделяются четыре стадии: 1 — преобладающего погружения, 2 — инверсии и ранней консолидации складчатой области, 3 — развития области завершенной складчатости, 4 — активизации области заверченной складчатости.

В развитии устойчивых (платформенных) областей предложено выделять две стадии: стадию становления фундамента платформы и платформенную стадию, которая, в свою очередь, подразделяется на три подстадии: собственно платформенную, активизации и стабилизации.

Осадочные и осадочно-вулканогенные формации и подформации предложено показывать на тектонических картах штриховкой с соответствующим индексом. Среди первых выделены терригенные и хемогенно-биогенные формации подвижных и устойчивых областей. Вторые также подразделены на формации подвижных (доинверсионные, инверсии и ранней консолидации, заверченной складчатости) и устойчивых областей.

Магматические формации подвижных областей привязаны к стадиям развития тектонических структур. Магматизм платформенных областей ввиду его сравнительного однообразия не привязан к стадиям развития.

В легенду к палеотектоническим картам для отображения возраста складчатости введены особые штриховые знаки.

На палеотектонических картах выделены разрывы существенно глубинного происхождения. Они подразделены на разломы, контролирующие кислые и основные интрузии, эффузивы, осадконакопление.

Ниже рассмотрены палеотектонические карты Северо-Востока СССР, составленные автором по приведенной выше легенде, для ранне- и позднеюрского времени. На рисунках 1 и 2 представлены палеотектонические карты для раннеюрской и позднеюрской эпох, выполненные в штриховом варианте<sup>1</sup>.

В раннеюрскую эпоху (рис. 1) произошли: а) поднятие и осушение Колымского и Охотского массивов, б) погружение Вилюйской синеклизы, в) поднятие территории современных Новосибирских островов, о-ва Врангеля и, соответственно, разрастание Гиперборейской платформы, г) некоторое поднятие Чуан-Чукотской зоны.

В раннеюрскую эпоху Сибирская платформа испытывает опускание, вследствие чего расширяется и погружается Вилюйская синеклиза, обособляя Анабарскую и Алданскую антеклизы.

В начале эпохи в Вилюйской впадине, занимавшей площадь современного низовья р. Вилюй, отлагались дельтовые и частью прибрежно-морские осадки. В конце эпохи впадина испытывает значительное погружение; границы ее расширяются за счет краевых частей антеклиз, и она выполняется морскими глинистыми отложениями (Коссовская, 1958).

На восточной части Анабарской антеклизы в эту эпоху существовали куполовидные и валообразные поднятия, разделенные впадинами, связанными с глыбовыми опусканиями.

В Приверхоянском прогибе, развивающемся на краевой части Сибирской платформы и открытом в сторону Вилюйской синеклизы, происходило накопление песчано-сланцевых отложений. Амплитуда прогибания его в раннеюрскую эпоху не превышала 700 м. К северу и югу по вытянутости прогиба мощность нижнеюрских отложений уменьшается с 600—700 до 200—400 м (Р. А. Биджиев, Ю. И. Минеев), указывая тем самым на брахиформность его.

По сравнению с поздне триасовым временем амплитуда погружения Приверхоянского прогиба в эту эпоху значительно уменьшилась, что связывается с некоторым поднятием Западно-Верхоянской зоны. К концу лейаса скорость опускания вновь усиливается, хотя площадь прогиба остается той же.

Западно-Верхоянское поднятие, которое можно называть поднятием, хотя оно и не выступало над уровнем моря, представляло собой подводное валообразное сооружение, располагавшееся между Приверхоянским прогибом и Яно-Колымской зоной.

В начале эпохи Западно-Верхоянское поднятие было яснее выражено, чем в конце ее, когда произошло значительное погружение Приверхоянской и Яно-Колымской зон.

В Яно-Колымской геосинклинальной зоне, огибавшей с северо-запада и юго-запада Колымский срединный массив, выделяются Ольджойско-Полоусненский, Иньяли-Дебинский, Южно-Верхоянский прогибы и Неро-Аянское поднятие. Эти прогибы, локализовавшиеся вдоль Колымского и Охотского массивов, связаны с поднятием массивов и Неро-Аянской зоны, которые обособили эти негативные сооружения.

Ольджойско-Полоусненский прогиб, расположенный к северо-западу от Колымского массива, является унаследованным с поздне триасового времени. В поздне триасовую эпоху он соединялся с Иньяли-Дебинским прогибом, в раннеюрскую — несколько обособился от последнего. Амплитуда прогибания его в центральной части составляла 2000—2900 м. К югу прогиб центриклинально замыкался, а к северо-востоку погружался в сторону устьевой части р. Индигирки.

<sup>1</sup> На картах, чтобы не перегружать их, показаны крапом только вулканогенно-осадочные формации, остальные формации — индексами.

С севера прогиб, по-видимому, был ограничен устойчивым тектоническим сооружением — массивом, который мы назвали Хромско-Новосибирским. Последний выделяется вследствие уменьшения мощности юрских отложений по направлению к побережью Моря Лаптевых и общего поворота смежного Ольджейско-Полоусненского прогиба к северо-востоку. Массив, по-видимому, не был выражен орографически, так как в осадках Ольджейско-Полоусненского прогиба нет признаков сноса обломочного материала с севера.

Иньяли-Дебинский прогиб, располагавшийся между Колымским массивом и Неро-Аянским поднятием, в раннеюрскую эпоху представлял собой линейно вытянутое трогообразное сооружение. Если в поздне триасовое время между Колымским и Охотским массивами существовала широкая недифференцированная прогнутая зона, то в раннеюрскую эпоху Неро-Аянское поднятие обособляет Иньяли-Дебинский прогиб, несколько смеща его к Колымскому массиву (Гавриков, 1958, 1959). Амплитуда прогибания изменяется, судя по мощности отложения, от 500—600 м в бассейне р. Чаркы до 1000—1200 м в бассейне р. Берелех (Бычков, 1961), подчеркивая тем самым погружение прогиба к юго-востоку. В осевой части его накапливались существенно глинистые, а в краевых — песчано-глинистые отложения, свидетельствующие о сравнительно слабых эрозионных процессах в смежных поднятиях.

Южно-Верхоянский прогиб, несколько сузившийся по сравнению с поздне триасовой эпохой вследствие поднятий Сетта-Дабана и Охотского массива, был узким, желобообразным сооружением, открытым и наклоненным к северу, в сторону геосинклинальной области. В начале эпохи прогиб был значительно шире, чем в конце ее, и распространялся на краевую часть Охотского массива, где в это время существовало море с большим количеством островов. В конце эпохи в результате поднятия массива прогиб был несколько смещен к западу, в сторону Сибирской платформы. В наиболее прогнутой северной части прогиба (с амплитудой до 1500—1800 м) отлагались алевролиты, пески и песчаные глины, а в южной, близ источников размыва, — грубозернистые пески.

К юго-западу от Иньяли-Дебинского прогиба располагалось Неро-Аянское поднятие, наследующее восходящие движения поздне триасовой эпохи. По сравнению с поздне триасовой эпохой поднятие разрасталось. Амплитуда поднятия нарастала к концу эпохи, достигнув максимума в среднеюрское время. В раннеюрскую эпоху поднятие состояло из периферически выступавших над уровнем моря низких островов, образующих неустойчивую линейно вытянутую в северо-западном направлении островную кордильеру, с которой поступал кластический материал в Иньяли-Дебинский прогиб (Гавриков, 1958; Бычков, 1961). К юго-западу от Неро-Аянского поднятия выделен Эльгинский массив, который был областью размыва в пермский период, а в триасово-юрское время испытывал погружение вместе со всей Яно-Колымской зоной.

Колымский массив, испытывавший поднятие с конца поздне триасовой эпохи, в раннеюрское время является приподнятым сооружением с холмистым рельефом, окруженным со всех сторон прогибами. Значительное поднятие испытывает юго-западная его часть, где образовался холмистогористый рельеф.

На центральной части массива заложился широкий, но не глубокий Алазейский прогиб (мощность отложений 300 м), который продолжал существовать и в среднеюрское время. Прогиб связан с проседанием центральной части массива. В прогибе в условиях эпиконтинентального мелководного моря накапливались пепловые туфы, туффиты, галечники и гравий (Пепеляев, Терехов, 1962).

Юго-восточная часть массива была несколько приподнята по разломам над его остальной частью.

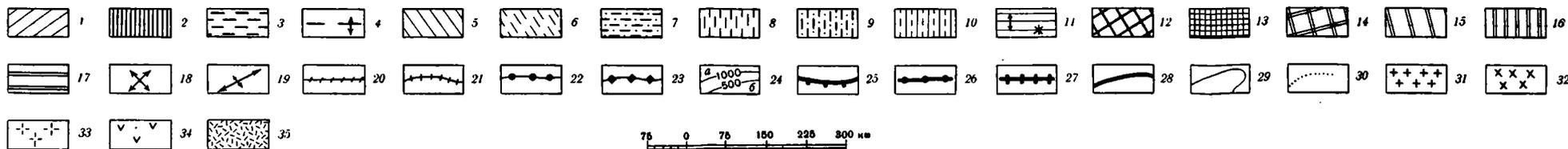
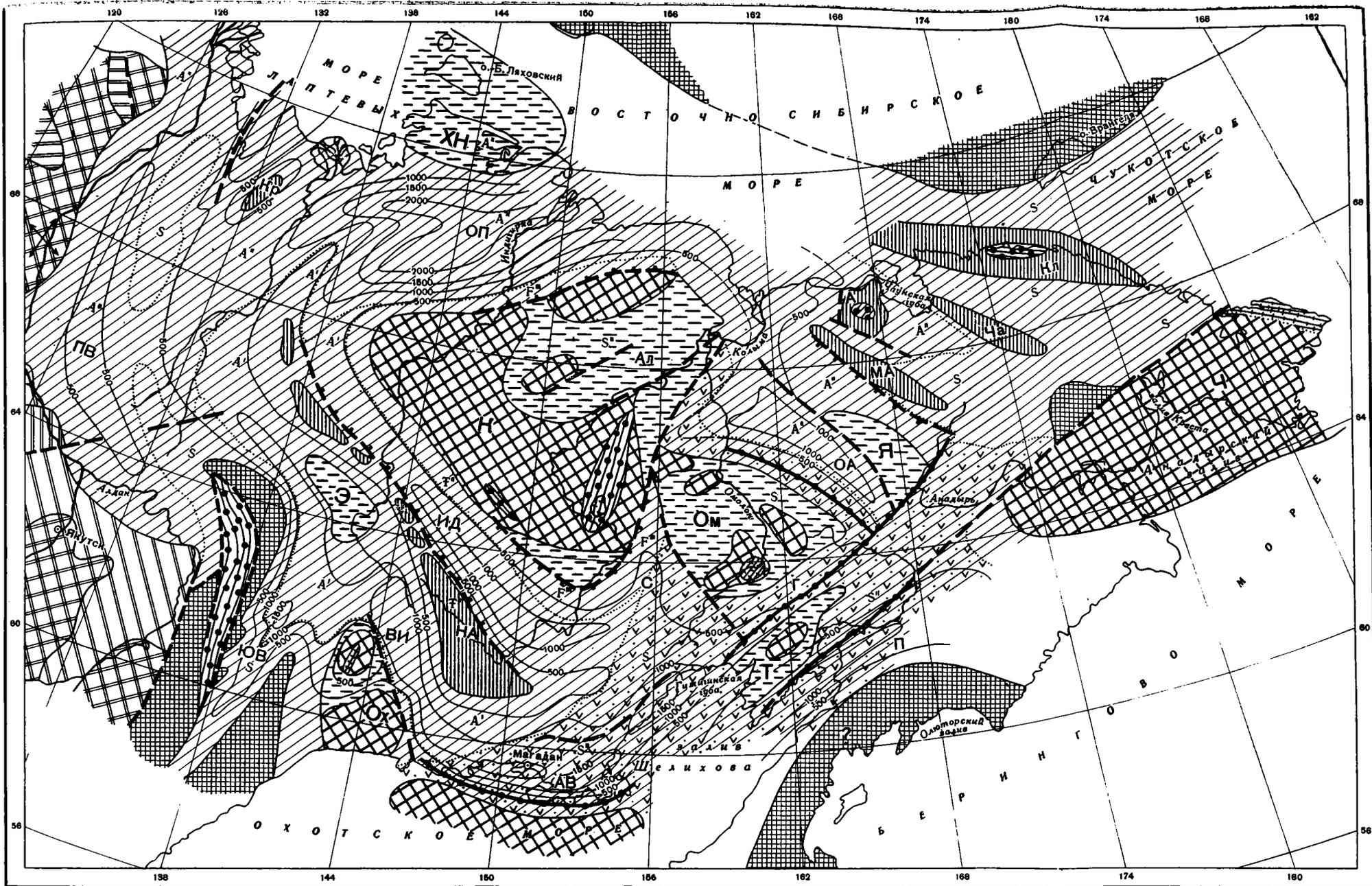


Рис. 1. Палеотектоническая карта ранней юры

Подвижные геосинклинальные области. Стадия преобладающего погружения (собственно геосинклинальная): 1 — прогибы; 2 — поднятия; 3 — прогибы, развивающиеся на массивах; 4 — оси возникающих существенно антиклинальных сооружений.

Стадия инверсии и ранней консолидации складчатой области. Прогибы: 5 — внутренние синклинирного типа; 6 — краевые; 7 — недифференцированные, развивающиеся на массивах и платформах. Поднятия: 8 — внутренние существенно антиклинального типа; 9 — краевые; 10 — сложного типа, охватывающие антиклинории и смежные части массивов и синклинириев; 11 — оси антиклинорий и синклинириев.

Стабильные структуры, проходящие через несколько стадий развития: 12 — массивы (средние и остаточные); 13 — устойчивые поднятия (термины свободного пользования). Устойчивые области (платформы): Собственно платформенная стадия: 14 — антеклизы; 15 — синеклизы; 16 — воздымания (поднятия); 17 — прогибания; 18 — купола; 19 — валы.

Возраст складчатости: 20 — архейский; 21 — протерозойский; 22 — среднепалеозойский; 23 — среднемезозойский; 24 — изолинии мощностей в метрах (а — уверенные, б — предполагаемые).

Разрывы глубинного происхождения, контролируемые: 25 — осадконакопление; 26 — эффузивы; 27 — интрузивы; 28 — неясного типа. Предполагаемые разрывы показываются прерывистыми линиями; 29 — контакты структурных элементов; 30 — границы формаций. Магматические и суовулканические формации: 31 — гранитная; 32 — диоритовая; 33 — липарито-дацитовая. Осадочные и осадочно-вулканогенные формации: аспидная формация (А) и ее подформации: глинисто-сланцевая (А'); песчаниково-сланцевая (А''); флишодная формация (F) и ее подформации: сланцево-песчаниковая (F'), туфогенно-терригенная (F''); карбонатно-терригенная (F''); песчаниковая (граувакковая) формация (S) и ее подформации: конгломерато-песчаниковая (S'); 34 — вулканогенно-песчаниковая (S''). Молассовая формация (M) и ее подформации: песчано-сланцевая морская (M'); грубообломочная континентальная (M''); угленосно-терригенная формация (HT); кремнисто-глинистая (SCL); 35 — осадочно-вулканогенная (липаритовая) формация (Л).

Массивы: К — Колымский; Ом — Омолонский; Ох — Охотский; Ч — Чукотский; ХН — Хромско-Новосибирский; Т — Тайгоносский; Э — Эльгинский; Я — Яблонский

Прогибы: ПВ — Приверхоянский; ЮВ — Южно-Верхоянский; СА — Сартанский; ОП — Ольджойско-Полоусненский; БИ — Верхне-Индигирский; ИД — Иньяли-Дебинский; АВ — Армано-Вилигинский; БС — Балгычан-Сугойский; С — Сугойский; ОА — Олойско-Аноийский; Г — Гижигинский; П — Пенжинский; РЧ — Рауцуано-Чаунский; МЗ — Момо-Зырянский; Ул — Уляганский; Ал — Алазейский; ПО — Приохотский.

Поднятия: ЗВ — Западно-Верхоянское; НА — Неро-Аянское; Ад — Адычанское; ПК — Приколымское; Кр — Куларское; Ма — Мало-Аноийское; А — Алярмаутское; Ча — Чаанайское; Ку — Куэвкунское; КЛ — Куульское; АА — Аноийско-Анадырское

Геотектоника № 1 (вкл. к ст. С. И. Гаврикова)

Охотский массив в раннеюрское время испытывает поднятие, в результате чего значительная часть его осушается. На центральной и восточной частях массива в сравнительно узком широтном прогибе в прибрежно-морской обстановке накапливались (по Р. Б. Умитбаеву, Ю. Г. Старникову и др.) зеленовато-серые пески, гравелиты и глины. Амплитуда этого прогибания была не менее 400—500 м. Поднимающиеся участки массива, сложенные пермскими и триасовыми породами, размывались и поставляли кластический материал в Южно-Верхоянскую и южную часть Яно-Кольмской геосинклинали. К концу раннеюрской эпохи поднятие массива и прилежащих к нему площадей усиливается, вследствие чего сокращаются Южно-Верхоянский и Верхне-Индибирский прогибы.

К северо-востоку от Охотского массива располагается Арmano-Вилигинский прогиб, который с севера был ограничен Неро-Аянским поднятием. Прогиб, имевший форму дуги, обращенной выпуклой стороной к Охотскому морю, с севера обрамлялся глубокими разломами, по которым изливались лавы кислого состава. Наиболее опущенная часть прогиба была расположена к северо-востоку от Тауйской губы, где мощность нижнеюрских вулканогенно-осадочных пород достигла 1500 м.

К югу от Арmano-Вилигинского прогиба размещалась суша, так называемый центральный гипотетический Охотский массив, откуда происходил снос кластического материала в этот прогиб. К выводу о существовании поднятия к югу от современной северной береговой линии Охотского моря пришел также И. И. Тучков (1962).

Арmano-Вилигинский прогиб протягивался далеко на север, разделяя Колымский и Омолонский массивы. Это ответвление, названное Сугойским прогибом, ограничивалось с севера и востока магмовыводящими разломами, поставлявшими вулканогенный материал в зону седиментации. В западную часть прогиба, ограниченную орографически выраженным Приколымским поднятием, в обильном количестве поступал известковый материал, в том числе и грубообломочный, связанный с разрывом этого поднятия, сложенного палеозойскими карбонатными породами.

Омолонский и Тайгоносский массивы в раннеюрскую эпоху представляли собой приподнятые сооружения, возвышавшиеся отдельными участками над уровнем моря. На большей части их накапливались песчаные, а на краевых частях — вулканогенно-песчаные отложения мощностью до 400 м.

Омолонский массив с севера, юго-запада и юго-востока ограничивался разломами, наиболее крупным из которых был юго-восточный, ориентированный вдоль Гижигинского прогиба, разделявшего Тайгоносский и Омолонский массивы. Последний служил магмовыводящим каналом для лав кислого и среднего состава.

На центральной части Омолонского массива существовал пологий прогиб, возникший еще в поздне триасовую эпоху.

В Гижигинском прогибе, разделявшем Тайгоносский и Омолонский массивы, накапливались вулканогенно-осадочные породы, суммарная мощность которых достигла 500—600 м.

Пенжинский прогиб, располагавшийся между Тайгоносским массивом и Корьякско-Камчатским устойчивым поднятием, также наследует поздне триасовые нисходящие движения, усилившиеся в раннеюрское время, когда амплитуда прогибания достигла 1000 м. Значительное количество пирокластического материала и вулканогенных пород в прогибе свидетельствует о существовании здесь глубоких магмовыводящих разломов, оживлявшихся на протяжении всего юрского периода.

К северу от Омолонского массива в раннеюрскую эпоху существовал широкий Олойско-Анжуйский прогиб, унаследованный с поздне триасового времени. Он отделялся от Омолонского массива глубоким разломом, служившим магмовыводящим каналом для лав кислого и среднего со-

става. Осевая часть прогиба с амплитудой прогибания 1100 м располагалась чуть юго-западнее р. Б. Анюй, западная часть прогиба с амплитудой прогибания 500 м накладывалась на краевые части Омолонского и Колымского массивов, образуя неглубокий Березовский прогиб. В центральной части прогиба накапливались терригенные песчано-глинистые отложения, сменяющиеся у Омолонского массива вулканогенно-осадочными образованиями. В северо-восточной части прогиба располагался вовлеченный в прогибание небольшой массив, названный С. М. Тильманом (1962) Яблонским. Массив, видимо, является слабо переработанной докембрийской глыбой.

В Чаун-Чукотской слабoproгнутой зоне, ограниченной с севера устойчивым поднятием, с востока — Чукотским массивом, накопились существенно песчаные отложения мощностью от 300 до 500 м. Наиболее глубокая часть зоны располагалась в ее восточной части, близ Чукотского массива, где мощность нижнеюрских отложений достигала 500—600 м.

В западной части зоны кроме Мало-Аньюского поднятия существовали Алярмаутское, Куульское и Чаанайское поднятия, сложенные в ядрах палеозойскими и триасовыми породами. Эти поднятия, периодически выступавшие над уровнем моря, не были орографически выражены, так как близ них не наблюдается грубообломочных литогенетических фаций.

В Корякском районе в эту эпоху существовала, по-видимому, неглубоко прогнутая зона (амплитуда прогибания около 800 м), где накапливались песчаные и вулканогенно-песчаные отложения.

### ПОЗДНЕЮРСКАЯ ЭПОХА

Позднеюрская эпоха знаменовалась существенной тектонической перестройкой территории, выразившейся в проявлении складчатых движений, формировании поднятий антиклинорного и прогибов синклинорного типов, глубоком растрескивании земной коры, излиянии лав кислого и среднего составов, становлении интрузий (рис. 2). Эта эпоха знаменательна широком проявлением инверсии и ранней консолидации территории (вторая стадия развития подвижных областей).

Наиболее существенные изменения произошли в Верхоянской зоне, где поднимавшийся Западно-Верхоянский антиклинорий отделил от Верхояно-Колымской геосинклинали Приверхоянский прогиб.

Вследствие инверсионных и связанных с ними восходящих движений значительная часть территории современного Индигиро-Охотского района была осушена и превращена в консолидированное образование, в котором были «сцементированы» Охотский массив, Сетта-Дабанское поднятие и Южно-Верхоянский синклинорий.

Колымский массив в эту эпоху испытывает дробление, особенно в краевой юго-западной части, где формируется глубокий Момо-Зырянский прогиб. Испытывает опускание и Омолонский массив.

В Анюйско-Чукотском районе, в Олойско-Аньюйской и Раучуано-Чаунской впадинах накопились мощные терригенные и терригенно-вулканогенные формации. По-видимому, областью устойчивого поднятия по-прежнему была Камчатка.

На краевой части Сибирской платформы, ограничивающей с запада Верхояно-Колымскую геосинклиналию область, в позднеюрскую эпоху осадконакопление происходило только в Приверхоянском прогибе и Вилюйской синеклизе. Восточные части Анабарской и Алданской антеклиз, разделенные Вилюйской синеклизой, представляли собой приподнятые, сравнительно выровненные образования.

В позднеюрскую эпоху Сибирская платформа испытывала некоторое поднятие. Ее Анабарская антеклиза была осложнена куполовидными поднятиями, валами и прогибами. Из наиболее крупных поднятий в восточной части ее отмечены Оленёкское, Мунское, Сололийское, Куойское

(Атласов, 1960; Эрлих, 1962), которые сформировались в предпермское время.

Валы и прогибы обычно окаймляются контролируемыми их разломами северо-западного и северо-восточного направлений, которые рассекают фундамент и осадочный покров платформы.

В Вилюйской синеклизе, охватывающей в эту эпоху бассейны современных рек Линдя, Вилюй и нижнее течение р. Амги, накапливались континентальные и лагунно-континентальные угленосные отложения. Наиболее прогнутая часть синеклизы располагалась вдоль р. Вилюй, где мощность верхнеюрских отложений достигла 800—1000 м. В келловей-оксфордское время в восточной части Вилюйской впадины отлагались (Коссовская, 1958) дельтовые и заливно-лагунные угленосные отложения, которые далее к востоку в Приверхоянском прогибе сменялись прибрежно-морскими угленосными. В оксфорд-волжское время в связи с усилившимся поднятием Западно-Верхоянской зоны несколько усиливаются погружения в Вилюйской синеклизе, обусловившие проникновение с севера моря и накопление морских существенно песчаных отложений с фауной ауцелл. В рельефе Вилюйский прогиб представлял собой равнину, несколько наклоненную к северо-востоку.

Алданская антеклиза в позднеюрскую эпоху характеризовалась сравнительно спокойным развитием. Горстовые поднятия, образовавшиеся в ее центральной части в ранне-среднеюрское время, компенсировались накоплением в южном предгорном прогибе средне-верхнеюрских угленосных отложений. По разрывным нарушениям, проявившимся, вероятно, в конце эпохи в южной части антеклизы, произошло внедрение щелочноземельной и щелочной магмы.

В Приверхоянском унаследованном краевом прогибе, заложенном еще в раннеюрское время на краевой части Сибирской платформы, в позднеюрскую эпоху накапливались угленосно-терригенные отложения мощностью до 1000—1800 м (Коссовская, 1958; Лейпциг, 1963; Тучков, 1962).

Приверхоянский прогиб в эту эпоху представлял собой линейную структуру шириной 150—200 и длиной более 1000 км с более крутым восточным бортом и более пологим западным. Амплитуда прогибания в центральной, тяготеющей к Вилюйской синеклизе, части составляла около 1500 м, к северу и юго-востоку она уменьшалась до 300—500 м.

Поднятия, усилившиеся в конце эпохи в смежном Западно-Верхоянском антиклинорном поднятии, компенсировались Приверхоянским прогибом. В смежных с этим поднятием участках, естественно, усилилась деформация осадочных пород под действием гравитационных сил.

Западно-Верхоянское поднятие антиклинорного типа, расположенное к востоку от Приверхоянского прогиба, представляло собой вытянутое в субмеридиональном направлении сооружение, отделявшее Приверхоянский прогиб от Яно-Колымской зоны. В начале эпохи поднятие состояло из гирлянды островов, а в конце было почти сплошным линейно-вытянутым образованием<sup>1</sup>. Поднятие сопровождалось усложнением его внутренней структуры и изменением угла наклона юрских пород на крыльях.

К востоку от Западно-Верхоянского поднятия располагалась Яно-Колымская зона, в пределах которой могут быть выделены Ольджойско-Полоусненский, Сартанский, Иньяли-Дебинский, Верхне-Индигирский остаточные геосинклинальные прогибы. Вследствие инверсии геотектонического режима в позднеюрское время Яно-Колымская зона испытала поднятие, что обусловило регрессивный характер осадконакопления и уменьшение амплитуды прогибания в прилежащем к Западно-Верхоян-

<sup>1</sup> Северная часть поднятия выступила из-под уровня моря, по-видимому, в ранне-меловое время.

скому поднятию Яно-Сартанском районе. Но еще крупные опускания происходили в Ольджойско-Полоусненском и несколько меньше в Иньяли-Дебинском прогибах.

В Ольджойско-Полоусненском прогибе (междуречье Яны и Индигирки), в позднеюрскую эпоху накапливались терригенные песчано-сланцевые отложения суммарной мощностью до 3000—3500 м (по О. Г. Эпову). Низы их слагаются келловейскими песчано-сланцевыми и глинисто-сланцевыми отложениями, выше залегают оксфорд-киммериджские существенно песчанниковые отложения, сменяющиеся при движении к Селенняхскому поднятию киммеридж-нижневолжскими вулканогенно-осадочными породами (по Г. А. Гребенникову, О. Г. Эпову, О. А. Иванову). Кластический материал в прогиб поступал с краевых поднятий Колымского массива, что подтверждается наличием туфогенного материала в песчаниках, и, вероятно, с Западно-Верхоянского поднятия.

Хромско-Новосибирский массив в эту эпоху, по-видимому, не был выражен орографически, так как он не оказал заметного влияния на состав терригенного материала прогиба. Но конфигурация прогиба и уменьшение мощности верхнеюрских отложений по направлению к северу указывают на некоторую приподнятость массива.

Иньяли-Дебинский прогиб, окаймлявший Колымский массив с юго-востока, к концу позднеюрской эпохи вследствие усилившихся тектонических движений был преобразован в синклиниорий, а в раннемеловое время вместе со смежными структурами — приподнят. Прогиб, имевший черты троогообразного желоба, в эту эпоху являлся унаследованным остаточным прогибом, испытывавшим нисходящие движения только в начале эпохи. Активное развитие прогиба произошло в ранне-среднеюрское время. В позднеюрскую эпоху (келловей-оксфордское время) здесь накапливались песчано-глинистые отложения суммарной мощностью до 2000—2800 м (Бычков, 1961). Источниками сноса кластического материала в прогиб в это время были Неро-Аянское поднятие и краевая часть Колымского массива (Тас-Хаяхтаское поднятие), которые разделялись Иньяли-Дебинским прогибом, отграниченным с северо-востока и участками с юго-востока глубинными разломами от названных поднятий. В первом случае по длительно существующему разлому, возникшему еще в позднепалеозойское время, происходило излияние лав кислого и среднего состава.

Для прогиба характерно некоторое увеличение амплитуды прогибания к северо-западу. В этом же направлении также фиксируются более молодые оксфорд-волжские отложения. В поздневолжское время лишь на отдельных участках его сохранились мелкие замкнутые континентальные бассейны.

Между Западно-Верхоянским и Неро-Аянским поднятиями располагалась довольно обширная слабопрогнутая, наклоненная к северу и северо-западу территория, где участками происходило накопление песчано-глинистых отложений мощностью 200—500 м (Возин, 1962). В западной части ее локализовался неглубокий Сартанский остаточный прогиб, заложенный еще в раннеюрское время. Между Неро-Аянским поднятием и Охотским массивом располагался небольшой Верхне-Индигирский (Тарынский) остаточный прогиб, в котором накапливались вулканогенно-осадочные образования мощностью до 300—400 м. Прогиб существовал только в келловейское время и затем, вследствие усилившихся восходящих движений, был осушен.

Между Сартанским и Верхне-Индигирским остаточными прогибами существовала приподнятая зона, вытянутая в северо-западном направлении, которая в структурном отношении состояла из «объединившихся» Эльгинского массива и Адычанского антиклинорного поднятия.

Колымский массив в позднеюрскую эпоху в результате контрастных тектонических движений не являлся гомогенным сооружением. В резуль-

тате радиальных движений по разломам, связанных, по-видимому, с тектонической перестройкой в Верхояно-Колымской складчатой области, на юго-восточной части массива образовался Момо-Зырянский прогиб, а в краевой зоне массива — островная кордильера.

Момо-Зырянский наложенный прогиб, заложенный в позднюю юру и существовавший до позднемелового времени, в позднеюрское время представляет собой крупную грабенообразную структуру, где накопилась мощная (3000—4000 м) толща морских осадочных и осадочно-вулканогенных образований (Якушев, 1959). Верхнеюрские образования прогиба, залегающие на размытой поверхности деформированных пород палеозойского и триасового возраста (Якушев, 1959), сложены эффузивно-туфогенно-песчаниково-сланцевыми породами. Характерно возрастание роли вулканогенных пород при движении к юго-западной части прогиба, где располагались разломы, являвшиеся магмовыводящими каналами. В волжское время вследствие поднятия Колымского массива, прогиб замыкается, и осадки, отлагающиеся в пределах его, уже имеют лагунно-морской характер.

На центральной части массива (Алазейское плоскогорье), отделенной от Момо-Зырянской впадины поднятием, существовал унаследованный еще со среднеюрского времени пологий (с амплитудой до 500 м) прогиб. Прогиб был открыт к северо-востоку и, вероятно, соединялся с морским бассейном.

В прогибе, в условиях эпиконтинентального моря, накапливались глины, пески, галечники, переслаивающиеся с лавами и туфами кислых и средних пород. В восточной и центральной частях прогиба существовали разломы северо-восточного направления, обеспечившие поступление вулканогенного материала в зону седиментации.

Вдоль восточной, юго-восточной и южной частей Колымского массива располагалась гирлянда гористых островов, образующих краевую кордильеру, отчленявшую морской бассейн Яно-Колымской области от полузамкнутого бассейна Момо-Зырянского прогиба. В этой зоне, являющейся весьма подвижной на протяжении всей истории мезозойской геосинклинали, формировалась морская осадочно-вулканогенная толща мощностью от 0 до 1600 м. Подобные образования представляют собой своеобразные тектонические сооружения, которые заслуживают выделения в качестве самостоятельных тектонических элементов — тектонических кордильер. Резкое изменение мощностей объясняется неравномерными блоковыми перемещениями отдельных участков территории по разломам, ориентированным вдоль краевой части Колымского массива. Судя по излиянию в начале эпохи лав основного состава (северо-западная часть островной зоны, располагавшаяся на междуречье Туостях-Селеннях), а в конце — среднего и кислого состава, разломы достигали сравнительно больших глубин земной коры, особенно в начале позднеюрской эпохи.

В конце позднеюрской и преимущественно в начале раннемеловой эпох формировались батолитоподобные гранитоидные интрузивы, располагающиеся вдоль глубинных разломов. Для целостности представления о развитии территории в позднеюрскую эпоху на рис. 2 нанесены пунктиром контуры формирующихся батолитоподобных интрузивов, хотя окончательное становление их произошло в раннемеловую эпоху.

С востока Колымской массив окаймлялся Приколымским глыбовым поднятием, сложенным докембрийскими и палеозойскими кристаллическими и карбонатными породами. Поднятие обрамлялось разломами, по которым участками изливались лавы.

К юго-востоку от Иньяли-Дебинского прогиба располагалось Неро-Аянское поднятие антиклинорного типа, вытянутое в северо-западном направлении и сложенное сравнительно слабо деформированными в складки пермскими и триасовыми породами. Вследствие усилившихся к концу эпохи складкообразующих движений Неро-Аянское поднятие

расширило свои границы и сомкнулось с поднятием краевой зоны Колымского массива, осушив таким образом Иньяли-Дебинский прогиб.

Охотский массив с Сетте-Дабаном и окружающими их площадями в позднеюрскую эпоху являлся приподнятой сушей, поставлявшей кластический материал в остаточный прогиб, расположенный к северу от нее. Эта суша может быть отнесена к поднятиям сложного типа, так как здесь расположены три структурных сооружения: Южно-Верхоянский синклинорий, Сетта-Дабанское поднятие и Охотский массив. Складчатые движения здесь происходили в конце эпохи в период максимального поднятия, синхронного с восходящими движениями в Яно-Индибирской части Верхояно-Колымской складчатой области (Гавриков, 1960; Резанов, Зарудный, 1962).

Вдоль современного побережья Охотского моря в позднеюрскую эпоху была заложена новая мезо-кайнозойская Приохотская геосинклиналь, которая охватила южную часть Охотского массива и незакончившую свое развитие юго-восточную часть Верхояно-Колымской области (Балыгчан-Сугойский, Арmano-Вилигинский прогибы и др.).

В позднеюрскую эпоху, и главным образом в конце ее, существовавший здесь одноименный Приохотский прогиб, протягивавшийся до Тауйской губы, стал заполняться вулканогенно-осадочными породами, достигшими мощности 300—600 м. В западной части прогиба (верховье р. Аллах-Юнь) накапливались андезитодациты, липариты и их туфы, далее к востоку (бассейн рек Ини, Яны) увеличивается роль осадочных пород (песчаники, сланцы, гравелиты). Заложение этого прогиба и одноименной геосинклинали связано с позднеюрскими тектоническими движениями, обусловившими опускание по серии разломов части северного Приохотья.

К северо-западу от залива Шелехова размещался Балыгчан-Сугойский прогиб, ориентированный в северо-восточном направлении. По сравнению со среднеюрской эпохой, в позднеюрское время прогиб несколько сместился к северо-западу. В прогибе накапливались терригенные песчано-глинистые отложения суммарной мощностью до 2000—2800 м (Тучков, 1962). В юго-восточной части его существенное значение имеют вулканогенные породы, контролирующиеся разломами и локализующиеся вдоль выступа Центрального Охотского массива. Эти разломы связываются с заложением Приохотского прогиба. К северо-западу от Балыгчан-Сугойского прогиба существовало небольшое поднятие (верховья рек Балыгчана, Б. Купки), возникшее, по-видимому, в позднеюрское время.

Омолонский и Тайгоносский массивы в позднеюрскую эпоху представляли собой сравнительно устойчивые сооружения, на которых в морских и континентальных условиях отлагались вулканогенно-осадочные и осадочные образования мощностью 400—600 м.

В северо-западной части Омолонского массива формируется Уляганская наложенная впадина, в которой верхнеюрские вулканогенно-осадочные породы залегают на размытой поверхности нижнеюрских и верхнетриасовых пород (по А. П. Шпетному, Ю. Р. Васильеву и др.). Среди вулканогенных пород широко распространены эффузивы основного и меньше кислого состава, переслаивающиеся с песчано-сланцевыми породами. С западной стороны впадина окаймлялась разломом, контролирующим вулканическую деятельность.

В бат-келловейское время восточная часть Омолонского массива являлась сушей, соединившейся с Анадырско-Чукотским поднятием (Тучков, 1962), вытянутой в северо-восточном направлении. Вдоль этого поднятия обильно изливались лавы. В киммеридж-волжское время вследствие интенсивного прогибания Анюйской зоны испытывает прогибание и полностью перекрывается морем Омолонский массив. С северо-востока и юго-запада массив ограничивался длительно существующими шовными разломами, заложеными еще в начале развития мезозойд.

Располагающийся к юго-востоку от Омолонского массива Тайгоносский массив отделялся от первого унаследованным Гижигинским прогибом, ориентированным в северо-восточном направлении. Тайгоносский массив на протяжении всей позднеюрской эпохи был приподнят, в центральной части он размывался, а в краевых происходило накопление маломощных (300—500 м) существенно песчаниковых отложений.

К юго-востоку от Тайгоносского массива располагался Пенжинский прогиб, ограниченный разломами и отделявший его от Камчатского устойчивого поднятия, существовавшего на протяжении всего юрского периода. В прогибе накапливались вулканогенно-осадочные образования, состоящие из эффузивов кислого и среднего состава и переслаивающиеся с существенно песчаными и алевритово-сланцевыми отложениями. Прогиб имел вид узкого трогообразного желоба с амплитудой прогибания в позднеюрское время до 1000—1400 м (по М. А. Пергаменту). Он, вероятно, соединялся с Приохотским прогибом, о чем свидетельствует направление изопахит и однотипный характер отложений в этих прогибах.

К северо-востоку от Омолонского массива был расположен Олойско-Ануйский прогиб, вытянутый в северо-западном направлении. Прогиб унаследован с ранне-среднеюрского времени, но амплитуда прогибания в позднеюрскую эпоху значительно большая (2800—3000 м). В прогибе в морских условиях накапливалась мощная вулканогенно-осадочная толща, сложенная песчаниками, сланцами, лавами основного и среднего состава и их туфами.

К северу от Олойско-Ануйского прогиба располагалось Ануйско-Анадырское поднятие сложного типа, которое в келловей-оксфордское время соединялось с сушей (Мало-Ануйское и Алярмаутское поднятия), охватывающей Корякско-Чукотский район. Яблонский массив в это время, по-видимому, был отделен от Ануйско-Анадырского поднятия разломом и несколько опущен, так как мощность верхнеюрских пород в пределах его достигает 1000 м. В позднеоксфордское — волжское время, в результате погружения, море трансгрессирует с запада, вследствие чего к концу эпохи здесь сохраняются только отдельные реликты поднятия.

В Раучуано-Чаунском прогибе в позднеюрскую эпоху накапливались песчано-глинистые и вулканогенно-сланцевые образования мощностью до 1500 м (Городинский, Паракецов, 1960). Прогиб ориентирован в северо-восточном направлении и ограничивается с севера Куульским, с запада и юго-запада Алярмаутским и Мало-Ануйским поднятиями, а с востока — Чукотским массивом. Куульское поднятие, имеющее линзовидную форму в плане, с севера, по-видимому, отделялось от устойчивого поднятия (о-в Врангеля) неглубоким широтным прогибом. В юго-западной части Раучуано-Чаунского прогиба обособилась Нутесынская впадина, где накапливались вулканогенно-осадочные образования мощностью до 1000 м (Тильман, 1962).

На территории современного Корякского нагорья в конце эпохи существовала слабопрогнутая зона с амплитудой прогибания не более 300—600 м, в которой накапливались алевро-глинистые и кремнистые отложения.

Таким образом, составленные для юрского периода палеотектонические карты показывают усиление восходящих движений на этой территории, формирование поднятий антиклинорного и прогибов синклинорного типов, глубокое растрескивание земной коры и излияния лав кислого и среднего состава.

Инверсия геотектонического режима, начавшаяся в начале юры (а иногда и раньше) в поздней юре резко усиливается. С концом эпохи связываются также усиление восходящих движений и ранняя консолидация территории (Южное Верхоянье, верховья р. Индигирки).

В позднеюрскую эпоху произошло заложение новой Приохотской геосинклинали, которая наложилась на незакончившую свое развитие юго-восточную часть Верхояно-Колымской подвижной области. На Колымском и Омолонском массиве, испытавшем глыбовые дислокации, закладываются наложенные прогибы и впадины (Момо-Зырянская, Уляганская). Глубинные разломы, особенно активизировавшиеся в позднеюрскую эпоху, обрамляют массивы (Колымский, Омолонский, Тайгонский и др.) и устойчивые поднятия Корякско-Камчатской зоны.

### Литература

- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинально-го обрамления. Часть I. Поздний докембрий, палеозой. Под редакцией В. Д. Наливкина, 1960.
- Атласов И. П. Тектоника северо-восточной части Сибирской платформы. Тр. Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, т. 106, 1960.
- Белоусов В. В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. Тр. Центр. науч.-исслед. геол.-разв. ин-та, вып. 109, 121, 126, 1938—39, 1940.
- Белоусов В. В. Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР, Тр. ГИН АН СССР, вып. 76, 1944.
- Беляевский Н. А., Громов Ю. Я. Палеозойский этап геологического развития Сихотэ-Алиня и Южного Приморья. Сов. геология, № 7, 1962.
- Бычков Ю. М. К стратиграфии и палеогеографии Иньяли-Дебинского синклинория. Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, № 15, 1961.
- Возин В. Ф. Стратиграфия мезозойских отложений р. Яны. Тр. Якутского филиала СО АН СССР, М., 1962.
- Гавриков С. И. Проявления колебательных движений земной коры в пермское триасовое и юрское время в верховьях р. Индигирки. Материалы по геологии и полезн. ископаем. Северо-Востока СССР, вып. 12, 1958.
- Гавриков С. И. Стратиграфия ниже-среднеюрских отложений Иньяли-Нерского среднегорья. Тр. совещ. по стратиграфии Северо-Востока СССР, Магадан, 1959.
- Гавриков С. И. О фазах и циклах тектогенеза Яно-Колымской геосинклинали, проявившихся в бассейне верхнего течения р. Индигирки. Материалы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, вып. 2, 1960.
- Городинский М. Е., Паракецов К. В. Стратиграфия и тектоника мезозойских отложений Раучуанского прогиба. Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 14, 1960.
- Коссовская А. Г. История мезозойского осадконакопления в Западном Верхоянье и Вилюйской впадине. Изв. АН СССР. Сер. геол. № 7, 1958.
- Лейпциг А. В. Тектоническое строение и история геологического развития южной части Приверхоянского краевого прогиба. Автореф. дисс. М., 1963.
- Основы геотектоники Китая. Госгеолтехиздат, М., 1962.
- Пепеляев Б. В., Терехов М. И. Новые данные по стратиграфии Алазейского плоскогорья. Сов. геология, № 2, 1962.
- Резанов И. А., Зарудный Н. Н. История колебательных тектонических движений Северо-Востока СССР. Изд-во АН СССР, М., 1962.
- Ронов А. Б., Ханн В. Е. Палеотектонические карты. Юрская система. Изв. АН СССР. Сер. геол. № 12, 1958.
- Тильман С. М. Тектоника и история развития северо-восточного Приколымья. Тр. Северо-Восточного компл. науч.-исслед. ин-та СО АН СССР, Магадан, 1962.
- Тучков И. И. Стратиграфия верхнетриасовых, юрских и нижнемеловых отложений и перспективы нефтегазоносности Северо-Востока СССР, Геологтехиздат, М., 1962.
- Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 1.
- Эрлих Э. Н. Тектоника Суханского прогиба и окружающих его поднятий. Автореф. дисс. Л., 1962.
- Якушев И. Р. Стратиграфия верхнеюрских отложений бассейна р. Зырянки. Тр. совещ. по стратиграфии Северо-Востока СССР, Магадан, 1959.
- Eardley A. J. Structural geology of North America, 1951.
- Mekke E. D., Oriol S. O., Kether K. B. Paleotectonic maps Triassic system. Washington, 1959.

УДК 551.24(571.54)

Ц. О. ОЧИРОВ

## ТЕКТОНИКА БУРЯТИИ

Рассмотрены основные черты строения и развития территории Бурятской АССР.

Особое внимание уделено описанию разрывной тектоники и оценке ее роли в формировании геологических структур, проявлении магматизма и в размещении минеральных ресурсов.

В начале нынешнего века была выдвинута известная тектоническая гипотеза И. Д. Черского — Э. Зюсса, блестяще развитая затем в работах В. А. Обручева «о древнем темени» Азии, в состав которого входила и территория Бурятии. Согласно этой гипотезе современный материк Евразия возник в результате постепенного разрастания древнего темени. Глубокий размыв в течение палеозойской эры уничтожил докембрийские складчатые горы. Возобновившиеся в конце палеозоя — начале мезозоя активные тектонические движения расчленили эту область на горсты и грабены. Интенсивное омоложение рельефа в результате расколов жесткой глыбы, по В. А. Обручеву, происходило и в кайнозое. Эта обширная область, обладая высокой степенью тектонической активности, в ходе геологической истории имела тенденцию к неуклонному воздыманию и в период трансгрессий не всегда покрывалось морем.

М. М. Тетяев, Е. В. Павловский, Н. А. Флоренсов и др., в противоположность Э. Зюссу и В. А. Обручеву, подчеркивают ведущую роль складкообразовательных процессов в формировании, в частности мезозойских и кайнозойских геологических структур при подчиненном значении разломов.

Ю. А. Косыгин, М. С. Нагибина, И. В. Лучицкий, П. И. Налетов, Ц. О. Очиров, В. А. Соловьев и др. придерживаются иных взглядов, согласно которым тектонические разломы имеют определяющее значение в развитии структур, особенно мезозойского и кайнозойского возраста.

Существенные расхождения имеются также в вопросе установления границ между разновозрастными складчатыми зонами в пределах рассматриваемой территории и смежных районов.

Верхнепротерозойские и раннепалеозойские дислокации Н. С. Шатским отнесены к байкальской складчатости. Зона байкалид, по Н. С. Шатскому, включает Становой и Яблоновой хребты, Прибайкалье, Западное Забайкалье и Витимо-Патомское нагорье. Байкальская зона с юго-востока окаймляется альпийской окраинной складчатостью, а с юго-запада — каледонидами Восточного Саяна.

Н. А. Флоренсов (1954, 1960), развивая взгляды Н. С. Шатского, отнес большую часть территории Бурятии к зоне байкальской складчатости. Л. И. Салоп (1959, 1960) внутри байкалид выделил внешний и внутренний пояса, а на юге территории — главный каледонский пояс. Складчатые структуры области, по мнению Л. И. Салопа, сложились еще в докембрийское время и окончательно оформились в раннем палеозое. Новая активизация тектонических движений, начавшаяся в поздне-мезозойское время, не завершилась и в наши дни.

М. М. Тетяев (1927), позднее и С. В. Обручев (1949) территорию Бурятии рассматривали как область классических каледонид.

В отличие от них Е. В. Павловский (1948, 1956) считает, что зона байкальских каледонид существенно отличается от каледонид западно-европейского типа. Основное отличие заключается в раннем отмирании геосинклинального режима и унаследованности структур нижнего палеозоя от структур докембрия.

По М. С. Нагибиной и И. В. Луцицкому (1948), возраст складчатых структур Бурятии относится к каледонскому циклу тектогенеза. Примерно такого же мнения придерживался и Б. А. Иванов (1949), который выделил внешний и внутренний пояса каледонид.

Ю. В. Комаров (1960) выделяет так называемую Западно-Байкальскую мезозойскую подвижную зону, сохранившую некоторые черты остаточной геосинклинали.

Таким образом, краткое рассмотрение основных взглядов на тектонику Бурятии приводит к выводу о том, что исследователи по-разному оценивали роль отдельных циклов тектогенеза, имевших место в пределах рассматриваемой территории.

### НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Территория Бурятии расположена на стыке крупнейших геотектонических элементов земной коры — Сибирской платформы и Монголо-Охотского складчатого пояса. Эта обширная горная область характеризуется сложным блоковым строением, неоднократными и неодновременными в различных зонах проявлениями складчатости и магматизма. В ее пределах широко развиты разнообразные комплексы осадочных, метаморфических и изверженных пород. Начало формирования геологической структуры Бурятии относится к древнейшим эпохам. Здесь достоверно установлены архейские, протерозойские и кембрийские образования. Отложения среднего и верхнего палеозоя на территории Бурятии в настоящее время не выявлены, за исключением пермских пород, распространенных на небольших участках юго-восточной ее части.

Геологические и геофизические данные позволяют провести границу между байкальской и каледонской складчатыми зонами. Ее можно протянуть по юго-восточному склону Хамар-Дабана, Морского хребта и северо-западному склону Икатского хребта. Мезозойский тектогенез более широко проявился на каледонском основании, а кайнозойский — на байкальском и лишь частично каледонском фундаменте (рисунок).

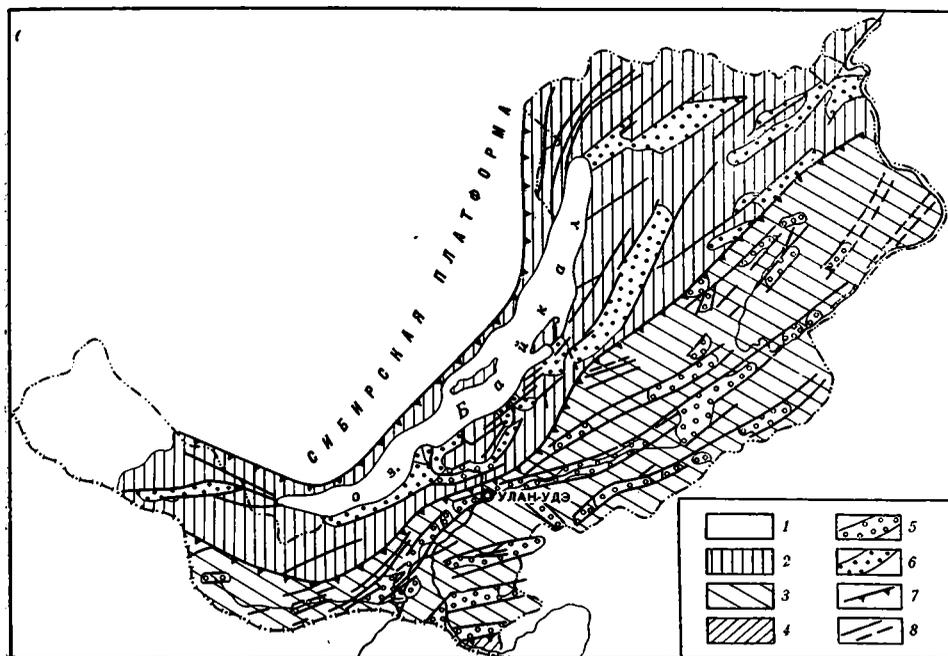
Эта обширная территория, геосинклинальное развитие которой завершилось в раннем палеозое, постепенно стала воздыматься. В среднем палеозое на территории Бурятии установился, за исключением ее юго-восточной части, континентальный режим, непрерывно продолжавшийся вплоть до наших дней. Начиная со среднего палеозоя, происходило общее сводовое поднятие территории Бурятии.

К концу палеозоя — началу мезозоя обстановка резко изменилась. Началась активизация тектонических движений. Сводовое поднятие, возникшее на территории сравнительно плоской и пенепленизированной области, простирающейся от верховьев р. Лены до бассейна р. Шилки, начало разламываться, особенно в своей центральной части. В ее пределах образуются сначала крупные нижнемезозойские депрессии и поднятия, а затем средне- и верхнемезозойские грабенные и горстовые структуры, значительно меньшие по своим размерам, чем первые.

Е. В. Павловский (1948) в поднятие Байкальского свода включает территорию, непосредственно занятую горным окружением Байкала. Витимо-Селенгинский синклинирий им не включен в границу свода.

На наш взгляд, Байкальский свод распространяется на более обширную территорию, вплоть до левых притоков р. Шилки, в связи с чем мезо-

зойские горсты и грабены и мезозойский вулканизм распространены в основном на территории Селенгинской Даурии и Витимского плоскогорья. Байкальский свод в своем максимальном развитии охватывал территорию, занятую Байкальским, частично Даурским сводами и Витимо-Селенгинским синклинирем. Пониженное положение Витимо-Селенгинского синклиниория по сравнению с Байкальским и Даурским сводами, по-видимому, относится к явлениям вторичным. Центральная продольная полоса Байкальского свода, соответствующая Витимо-Селен-



Тектоническая схема Бурятии (Составил Ц. О. Очиров)

1 — Сибирская платформа; 2 — область байкалид, переработанная частично каледонскими и в значительной мере кайнозойскими тектоническими движениями; 3 — область каледонид, переработанная мезозойскими тектоническими движениями; 4 — область герцинид, переработанная мезозойскими тектоническими движениями; 5 — мезозойские грабены, выполненные континентальными эффузивно-осадочными толщами; 6 — кайнозойские грабены, выполненные слабосцементированными осадочными отложениями; 7 — глубинные долговязущие разломы — границы разновозрастных складчатых структур; 8 — разломы (прослеженные и предполагаемые)

гинскому синклинирию, является древнейшей его частью, раньше всех испытавшей поднятие и лишь затем расчленившейся по системам разломов.

По И. В. Корешкову, Байкальский свод охватывает значительно большую площадь. В границы свода включаются Восточный Саян, район оз. Хобсогола и Становые нагорье. Говоря о стадиях развития Байкальского свода, И. В. Корешков пишет: «Положение резко изменилось в юре. На смену медленному длительному поднятию пришло поднятие энергичное. Оно, по-видимому, началось в триасе, но свод тогда не был расчленен сбросами, осуществлялась первая стадия развития. В юре разрывная тектоника уже оказалась широко развитой. На месте плоского, довольно низкого щита от р. Лены до р. Шилки поднялся высокий свод, который, когда он достиг высшего предела, начал разламываться, образуя систему грабенов» (Корешков, 1960).

Соглашаясь с основной идеей И. В. Корешкова о расширении границы и особенностях развития Байкальского свода, следует, однако, отметить, что «положение резко изменилось» не в юре, а в конце перми. Мы также считаем не совсем обоснованным включение в границы Байкальского

свода Восточного Саяна и Станового нагорья, которые имеют иной структурный план развития. Выявлена также асинхронность развития саянского и байкальского направлений структур (Дворкин-Самарский, Очиров, 1963).

Неоднократное возобновление движений блоков по разломам с образованием горстов и грабенов, на фоне общего поднятия, почти всегда сопровождалось интенсивным эффузивным и интрузивным магматизмом и усилением осадконакопления в грабенах. Такой ход тектонического развития, по-видимому, следует связывать с перемещением в верхние слои земной коры магматических расплавов. Возникающие в определенных динамических условиях разломы земной коры, достигающее подкорового субстрата, нарушают равновесие недр земли. По направлению разломов возникают зоны пониженного давления. На глубине создаются условия для расширения сжатых и разогретых масс, которые устремляются в зоны разломов. В этих условиях образовавшиеся в земной коре глубинные разломы и служили путями для внедрения и излияния гранитной и базальтовой магмы. По этим же разрывным нарушениям происходило перемещение отдельных блоков.

Разрывные нарушения и, в частности, глубинные разломы сыграли ведущую роль в формировании сложно построенных положительных и отрицательных структур мезозоя на консолидированном жестком и кристаллическом фундаменте. Глубинные разломы характеризуются, по А. В. Пейве (1956), длительностью и унаследованностью развития, большим пространственным протяжением и значительной глубиной заложения.

Долгоживущие глубинные разломы, возникшие еще в далеком докембрии, по-видимому, не всегда могут быть активными на всем протяжении геологической истории. Они проявляют активность на отдельных этапах своего развития. Подобного рода прерывистый путь развития прошли, по всей вероятности, многие глубинные разломы, широко развитые в пределах рассматриваемой территории и смежных с ней районов. К ним могут быть отнесены крупные и весьма протяженные разломы, являющиеся структурными швами — границами между Сибирской платформой, байкальской, каледонской и герцинской складчатыми зонами. Эти глубинные разломы наиболее активно проявили себя в докембрии и в нижнем палеозое, а затем — в мезо-кайнозое, когда закладывались многочисленные новые разломы.

Роль разрывных нарушений в развитии и формировании геологической структуры Бурятии резко возросла в мезозое и кайнозое. Наступила эпоха активизации древних и зарождение новых разломов.

Этот своеобразный тип тектонической активизации находится в тесной взаимосвязи с процессом магматизма, широко проявившимся на рассматриваемой территории. Известно, что в ее пределах распространены разнообразные по составу и различные по возрасту комплексы гранитоидов, в том числе и мезозойского тектоно-магматического цикла. Значительно распространены также мезокайнозойские эффузивные комплексы.

Мезозойский тектонический цикл имеет свою особенность. Она заключается в исключительном развитии разрывных нарушений, в существенной переработке древних структур и в интенсивном проявлении магматизма. Мезозойские интрузивные и эффузивные комплексы пород известны на территории Бурятии под названием малокуналейского, гуджирского и нижнемелового интрузивных комплексов и петропавловской, тамирской, цаган-хунтейской и хилокской вулканогенных свит.

Эффузивный вулканизм особенно активно проявился в раннем мезозое. Начавшись в самом конце палеозоя, он продолжался в триасе, ранне- и среднеюрское время и привел к образованию мощных континентальных вулканогенных толщ. Последние имеют сложное строение и

представлены разнообразными эффузивами основного, среднего и кислого состава. Они слагают потоки и покровы различных размеров и нередко выклиниваются по простиранию. В отдельных случаях отмечается довольно частая смена пород в разрезе. Намечается циклический характер в вулканической деятельности нижнего мезозоя. По-видимому, здесь имели место не менее трех циклов эффузивного вулканизма, каждый из которых завершился внедрением интрузий гранитоидов.

Определенные закономерности намечаются в пространственном размещении вулканогенных образований нижнего мезозоя, которые свидетельствуют о значительных размерах приразломных опусканий. К концу нижнего мезозоя крупные приразломные опускания и разделяющие их поднятия подверглись дальнейшей тектонической переработке и в нижнемезозойской структуре наметилось обособление сравнительно узких участков, в которых в начале верхнемезозойского этапа тектогенеза началось образование четко выраженных в рельефе грабенов и горстов.

### РЕГИОНАЛЬНЫЕ И ЛОКАЛЬНЫЕ РАЗЛОМЫ

Широко развитые на территории Бурятии разрывные нарушения возникли как в процессе складчатости, так и в последующие периоды, накладываясь на пликативные структуры. В разновозрастных осадочных и вулканогенных породах имеет место почти неизменный план разрывной тектоники. Это, по-видимому, свидетельствует об устойчивости в направлениях деформирующих усилий на протяжении длительного времени.

Разрывные нарушения как региональные, так и локальные по отношению к элементам основных складчатых структур региона делятся на согласные и несогласные. В Прибайкальской и Забайкальской частях Бурятии согласные разрывы большей частью северо-восточного, а несогласные — северо-западного направления. В Саянской и Джидинской зонах согласные разрывы северо-западного и субмеридионального простираний, а секущие — северо-восточного направления.

Региональные и локальные разломы почти всегда являлись зонами активизации тектонических движений, по которым происходило перемещение блоков фундамента, создающее горсты и грабены различных форм и размеров. Многие из них являются глубинными и долгоживущими, служат границами раздела крупных геологических структур. К таким относятся крупные разломы, разделяющие Сибирскую платформу от Саяно-Байкальской горной области, а в пределах последней — Гусино-Удинский разлом, являющийся границей между байкалидами и каледонидами и т. д.

Переходим к краткой характеристике некоторой группы разрывных структур. Подробные данные о них имеются в опубликованных работах (Иванов, 1947, 1949; Налетов, 1956; Чернов, 1959; Очиров, 1961, 1962 и др.).

К наиболее крупным разрывным структурам относятся системы краевых глубинных разломов, являющиеся границами раздела между Сибирской платформой и Саяно-Байкальской горной областью, а в пределах последней — между байкальской, каледонской и герцинской складчатыми зонами. Преобладающее их простирание в Саянской части северо-западное, а в Байкальской — северо-восточное.

Краевые разломы имеют различный возраст заложения и в большинстве своем ограничивают разновозрастные структуры, датируемые как докембрием и ранним палеозоем, так мезозоем и кайнозоем. Поэтому они фиксируются в одних случаях в докембрийских и нижнепалеозойских породах, в других — не менее заметно проявляются в мезозойских и кайнозойских образованиях. К первым часто бывают приурочены древние эффузивные комплексы и гранитоидные интрузии, а ко вторым —

более молодые магматические породы. К числу последних можно отнести мезозойские щелочные и другие гранитоидные породы гуджирского, малокуналейского комплексов, эффузивные образования петропавловской, тамирской и других свит мезозоя, а также кайнозойских базальтов.

Крупные разрывные нарушения, развитые в Джидинской и Центральной частях Бурятии, интенсивно проявлены в породах докембрия и нижнего палеозоя. Сильно милонитизированные и трещиноватые валуны древних пород встречаются в конгломератах нижнего палеозоя и базальных конгломератах мезозоя и кайнозоя. Разрывные структуры, ограничивающие мезозойские впадины, прослеживаются по широким (до 500 м) зонам сильно милонитизированных и дробленых, с многочисленными трещинами, пород фундамента. Такие зоны разломов хорошо наблюдаются на склонах Заганского хребта, Хамар-Дабана и Улан-Бургасы, вдоль границ Хилокской, Гусиноозерской и Удинской впадин. В местах развития разрывных нарушений в массивных кристаллических породах видны серии блоков, смещенных по параллельным трещинам. Некоторые разломы, хорошо проявленные в древних породах фундамента, иногда не фиксируются в вышележащих образованиях мезозоя или кайнозоя. Это и другие обстоятельства свидетельствуют о том, что часть разломов, заложившись в докембрии или в палеозое, не активизировалась в поздние геологические эпохи.

Однако многие крупные разломы, образовавшиеся еще в докембрии, неоднократно обновлялись на протяжении всей геологической истории, оказывая огромное влияние на формирование и развитие разновозрастных структур, на ход седиментации и проявление магматизма.

Определение возраста разломных структур связано с определенными трудностями. Пока еще недостаточно разработана методика определения возраста разломов. Исследователи, работающие в области тектоники, много внимания уделяют морфологической классификации разрывных нарушений, почти не рассматривая вопросы определения возраста, имеющие важное научное и практическое значение.

О продолжающейся и в настоящее время тектонической активности, в зонах разломов свидетельствуют частые и весьма значительные землетрясения в пределах Прибайкалья и смежных территорий.

В полосе краевых разломов, особенно в их внутренней зоне, наблюдается большое количество более мелких разрывных нарушений северо-западного, субширотного и других простираний, часто секущих элементы основных структур. Таких разрывов много в пределах Хамар-Дабана, Улан-Бургасы и в Северном Прибайкалье.

Древними, но неоднократно возобновлявшими свою деятельность разрывами являются Гусино-Удинский региональный разлом, состоящий из системы разломов: Хамбинского, Моностойского, Убукунского, Иволгинского, Удинского и др. (Очиров, 1961). Эта крупная зона разломов является в своей южной части границей между байкалидами и каледонидами. Образование серии грабенов, Гусино-Озерской, Убукунской, Оронгойской, Иволгинской, Удинской, Еравнинской, Гусино-Удинской депрессии, и целой системы горстов неразрывно связано с тектоническими движениями вдоль зоны этого крупного разлома. С этим разломом связаны многократные излияния эффузивов и внедрение гранитоидов.

В ряде мест обнаружены вытянутые вдоль разлома полосы мезозойских эффузивов, отдельные небольшие тела мезозойских гранитоидов и дайки кайнозойских базальтов.

Разломы хорошо фиксируются геофизическими и геологическими работами. Они устанавливаются по протяженным линейным магнитным аномалиям или по узким зонам сгущения изомалы силы тяжести. Геофизические данные почти всегда подтверждаются геологическими. Вдоль разломов прослеживаются зоны брекчирования и милонитизации

пород. Такие зоны наблюдаются в бортовых частях межгорных впадин и в пределах горных поднятий.

К другому типу разрывных нарушений можно отнести Северо-Тугнуйский разлом, с перерывами прослеженный от р. Хилок на западе и до озера Олонь-Шибирь на востоке и фиксируемый покровами нижнемезозойских эффузивов, вытянутыми полосой вдоль него. Этот разлом служит границей раздела между Цаган-Дабанским горстовым поднятием и Тугнуйской впадиной (грабенем).

За ним следуют Южно-Тугнуйский разлом, протягивающийся по южной окраине Тугнуйской впадины и вдоль северного подножия Заганского хребта; Южно-Заганский разлом, проходящий по границе Заганского горстового поднятия и Хилокской впадины; Бичурский разлом, прослеживающийся вдоль южного борта Хилокской впадины и северного склона Бичурской гряды.

Серии разломов прослежены по южному склону Кудунского хребта и по северному и южному склонам хребта Цаган-Хуртея. Эти разломы вполне отчетливо ограничивают Кижингинскую и Хилокскую впадины. Они являются продолжением Северо- и Южно-Тугнуйских и Южно-Заганского разломов.

В верховьях р. Уды и в бассейне р. Витима выявлена Удино-Витимская зона разломов. Это Северо-Зазинский, Южно-Зазинский, Ульзутуйско-Витимский, Она-Романовский, Эгито-Холойский, Погромненский, Бутуйский, Кудун-Джидотойский, Шара-Горхонский и Алянгенский разломы.

На юге Бурятии, в бассейне р. Джиды, прослежена и описана серия разломов преобладающего северо-западного, субмеридионального и в меньшей степени северо-восточного простираний. В эту серию входят Джидинский, Налдабанский, Джидот-Чемуртайский, Булуктаевско-Хартугинский, Улегчинский, Уялтуйский, Хамар-Дабанский, Байбинский, Торейский и Барун-Улский разломы.

Геологические условия локализации мезозойских гранитных интрузий бассейна р. Джиды и приуроченной к ним минерализации в подавляющем большинстве случаев контролируются зонами перечисленных выше разломов земной коры.

Большое количество разрывных нарушений выявлено в пределах кайнозойских структур (Тункинская, Байкальская, Баргузинская и Верхне-Ангарская впадины). Хорошо прослеживаются Тункинский и Баргузинский разломы. Вдоль зоны названных разломов, кроме всех других признаков, широко развиты минеральные и в том числе горячие источники, многие из которых являются целебными (курорт Аршан, Нилова пустынь, Шумак, Горячинский источник и др.).

Баргузинский разлом — одна из крупных разрывных структур. Он хорошо выражен морфологически, прослеживается по всему юго-восточному склону одноименного Баргузинского хребта, представляя собой крупную и почти непрерывную зону дробления и смятия, брекчий и милонитов. Широко развиты здесь тектонические трещины с зеркалами скольжения, значительными перемещениями по ним отдельных блоков.

Этот разлом представляет собой достаточно четкую границу между Баргузинской впадиной — грабенем и одноименным горстом — Баргузинским хребтом.

#### **ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ**

Перечисленные выше крупные тектонические структуры состоят из более мелких, имеющих характерные для каждой из них структурно-фациальные и металлогенические особенности. По их характеристике имеется ряд работ, опубликованных за последние годы (Одинцов, Флоренсов, Хренов, 1960 и др.).

По северо-западной окраине Бурятии, в основном за ее пределами, выходят древнейшие породы цоколя Сибирской платформы, обнаженные в пределах Байкальской и Китойской глыб, Прибайкальского, Онотского и Урикско-Ийского верхнепротерозойских прогибов.

Байкальская и Китойская глыбы сложены комплексом пород, во многом схожим с архейскими образованиями шаражалгайской толщи. Приольхонская структурная зона сложена верхнепротерозойскими эффузивно-осадочными отложениями, а Онотская и Урикско-Ийская структурные зоны — верхнепротерозойскими метаморфическими сланцами, песчаниками, известняками, эффузивами и конгломератами. Породы последних двух зон дислоцированы с простиранием на северо-запад.

Байкальский складчатый пояс непосредственно обрамляет древнее основание Сибирской платформы. Геосинклинальный режим длился здесь в течение большей части протерозоя, особенно в позднем протерозое, постепенно суживаясь по площади к началу раннего кембрия. В начале протерозоя произошло мощное, но непоследовательное накопление эффузивно-осадочных пород и внедрение небольших тел основных, ультраосновных и кислых интрузивных пород. С эффузивами связана сульфидная и гематитовая минерализация, с терригенными осадками — железное оруденение, а с интрузиями — кварцево-гематитовые, кварцево-баритовые и кварцево-сидеритовые жилы.

Вслед за этим периодом началось накопление главным образом терригенных осадков, при подчиненном значении карбонатных пород. Осадконакопление также не везде шло одинаково. Магматизм проявился во внедрении сравнительно крупных массивов гранитоидов и небольших тел габброидов. С процессом осадконакопления связаны железо-марганцевое и медное оруденения, а с магматическими породами — золотое и титаномагнетитовое оруденения.

В последнюю стадию развития Байкальской геосинклинали началось общее поднятие. Лишь местами сохранялись небольшие прогибы, в которых шло накопление маломощных терригенных и карбонатных пород. Интрузии образуют небольшие штокообразные тела и дайки гранитов и кислых порфириновых пород. С ними связаны полиметаллические, железные и медные рудные образования.

В пределах пояса Байкальской складчатости могут быть выделены Верхне-Ангарская, Баргузино-Муйская, Намаминская и Хамар-Дабанская структурные зоны, имеющие и определенное металлогеническое значение.

Верхне-Ангарская и Намаминская структурные зоны характеризуются некоторым сходством геологического строения и одинаковой продолжительностью геосинклинального режима. На территории Северного Прибайкалья, в пределах этих структур, геосинклинальный этап развития завершился, по-видимому, в конце позднего протерозоя или в раннем кембрии.

На территории Верхне-Ангарской структурной зоны широко распространены разнообразные эндогенные рудные образования. К ним относятся полиметаллические, медно-никелевые, золотые и другие рудопроявления. Намаминская структурная зона характеризуется прежде всего распространением медно-свинцово-цинковых рудопроявлений. Известны здесь также такие полезные ископаемые, как золото, молибден, олово, никель, марганец и др.

Баргузино-Муйская структурная зона отличается большим разнообразием рудной минерализации. В пределах зоны установлены рудопроявления золота, шеелита, молибдена, марганца, железа, ртути, сурьмы и т. д.

Хамар-Дабанская структурная зона сложена, в основном средне- и верхнепротерозойскими гнейсами, кристаллическими сланцами, известняками, доломитами и кварцитами. Среди этих комплексов пород

известны в виде ксенолитов нижнепротерозойские образования и архейские глыбы слюдянской серии. Значительным распространением в этой зоне пользуются гнейсовидные граниты, аплиты и пегматиты. В пределах Хамар-Дабанской структурной зоны известны месторождения и рудопроявления ряда полезных ископаемых (апатита, графита, железа и флогопита). Известны также пегматиты с редкометальным оруденением.

Каледонский складчатый пояс охватывает большую часть территории Бурятии. В его пределах повсеместно распространены терригенные, карбонатные и эффузивные породы, образовавшиеся главным образом в раннекембрийских геосинклинальных прогибах. В карбонатных породах бассейнов рек Джиды, Оны и Зазы обнаружена, как известно, фауна нижнего кембрия.

Несравненно большую часть площади пояса занимают изверженные породы нижнего палеозоя. К ним относятся ультраосновные и основные породы, объединенные в цакирский комплекс и гранитоиды, так называемого джидинского комплекса.

На территории каледонского складчатого пояса могут быть выделены Джидинская, Ципиканская и Удино-Витимская структурные зоны.

Джидинская структурная зона представляет собой, в общем плане крупный синклиниорий, выполненный мощными осадочно-вулканогенными образованиями. По ограничивающим его глубинным разломами внедрялись основные и ультраосновные интрузии цакирского комплекса. В пределах этой зоны известны месторождения и рудопроявления таких важнейших полезных ископаемых, как молибден, вольфрам, золото, свинец, цинк, медь, железо, флюорит, редкие элементы и т. д. Выявлены также силлиманитовые сланцы и нефелиновые породы.

Кембрийские отложения, развитые в Удино-Витимской и Ципиканской зонах, приурочены к крупным впадинам, ограниченными глубинными долгоживущими разломами. С последними связаны различных размеров интрузии гранитоидов и щелочных пород. Удино-Витимская и Ципиканская структурные зоны характеризуются наличием рудопроявлений молибдена, железа, титана, меди, свинца, золота, флюорита и др. Вполне возможно, что рудопроявления ряда полезных ископаемых (молибден, вольфрам, ртуть, сурьма, флюорит и др.), расположенные в пределах как байкальских, так и каледонских структурных зон, могут быть генетически связаны с мезозойским тектоно-магматическим циклом.

Герцинский складчатый пояс занимает весьма ограниченную площадь на самом юго-востоке Бурятии. Его граница проходит по рекам Чикой и Ингода.

Мезозойский и кайнозойский этапы развития. Тектоническое развитие названных этапов протекало в условиях консолидированных складчатых зон байкалид и каледонид. Как было отмечено выше, в мезозое начался новый этап тектонического преобразования области. На фоне общего поднятия происходит, по глубоким расколам земной коры, перемещение блоков фундамента, образующее горсты и грабены. Крупные разломы сосредоточены обычно в зонах растяжения, разделяющих участки земной коры с разной направленностью тектонических движений. Об этом свидетельствуют крупные Саянские и Байкальские краевые разломы, серии глубинных разломов на границе сочленений поясов разновозрастной складчатости и разломы, ограничивающие мезокайнозойские горсты и грабены. В грабенах шло интенсивное накопление континентальных отложений. Разломы служили путями излияния эффузивов и внедрения интрузивов. Особенный интерес представляют малые интрузии, интересные с металлогенической точки зрения. С ними связаны многие эндогенные рудопроявления. Неслучайно, что многие исследователи Забайкалья склонны считать возраст почти всех рудоносных интрузий мезозойским.

Можно считать в определенной мере установленным мезозойский возраст гранитоидов, объединяемых в гуджирский, мало-куналейский и нижнемеловой комплексы. С названными комплексами связываются молибденовое, вольфрамовое, ртутно-сурьмяное, флюоритовое оруденения и, по-видимому, золото «балецкого типа»; часть из них по своему генезису относится к эпитермальным образованиям.

На территории Бурятии эпитермальное месторождение довольно многочисленно. В основном, они представлены приуроченными к зонам разломов верхнемезозойскими низкотемпературными месторождениями и рудопроявлениями флюорита, а также проявлениями золота «балецкого типа».

Флюоритовые месторождения Бурятии группируются в узкие флюоритовые зоны, контролируемые крупными разломами, которые играют роль рудопроводящих каналов. Сопровождающие региональные разломы мелкие разрывы являются основными рудомещающими структурами.

В генетическом отношении флюоритовая минерализация ассоциирует с различными по возрасту и составу геологическими образованиями, сформировавшимися в условиях магматического, пегматитового, пневматолито-гидротермального и собственно гидротермального процессов. Скопления флюорита известны в связи с кислыми и щелочными изверженными горными породами, гранитными пегматитами, кварцево-мусковитовыми грейзенами, гидротермальными высокотемпературными вольфрамово-молибденовыми месторождениями и, наконец, представлены средне- и низкотемпературными флюоритовыми месторождениями. Наиболее крупные месторождения флюорита относятся к гидротермальным образованиям низких температур.

Концентрации флюоритовой минерализации в различных по возрасту и составу геологических образованиях свидетельствуют о своеобразии развития как крупных рудоподводящих разломов, так и мелких рудолокализирующих трещин. Тектонические разломы закладывались и развивались в различных геологических формациях и неоднократно активизировались в течение геологической истории или, образуясь в более позднее время, они пересекали разновозрастные структуры.

По имеющимся данным, основной этап флюоритовой минерализации, приведшей к образованию сравнительно крупных месторождений, проявился после раннего мела. Кварцево-флюоритовые жилы прорывают континентальные отложения мезозойских впадин, датируемые средней юрой и нижним мелом. Обломки флюоритовых руд встречены в третичных конгломератах, что указывает на их дотретичный возраст.

В пределах Бурятии, особенно в ее юго-восточных районах, известна эпитермальное золотое минерализация, получившая в геологической литературе название золота «балецкого типа». Проявления эпитермального золота приурочены к мезозойским структурам, локализуясь в зонах пересечения краевых разломов.

#### Литература

- Зюсс Э. Лик земли. Том I—III, 1901—1909.
- Дворкин-Самарский В. А., Очиров Ц. О., Структурно-металлогенетическое районирование Саяно-Байкальской горной области. Тр. Бурят. компл. науч.-исслед. ин-та СО АН СССР. Сер. геол., вып. 12, 1963.
- Косыгин Ю. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Азии и пути их изучения. Геология и геофизика № 4, 1960.
- Косыгин Ю. А., Лучицкий И. А. Структуры ограничения древних платформ. Геология и геофизика, № 10, 1961.
- Иванов Б. А. Схема геологического районирования Восточной Сибири, Иркутск, 1949.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Тр. Бурят. компл. науч.-исслед. ин-та АН СССР, вып. 79, 1963.
- Обручев В. А. Древнее тая или Каледонская складчатая зона. Тр. Первого Вост.-Сиб. Краевого науч.-исслед. съезда, вып. 1, Иркутск, 1932.

- Обручев В. А. Геология Сибири. Том I; II, III, М.—Л., 1935, 1938.
- Обручев В. А. Положение и происхождение впадин оз. Байкал. Тр. Иркутск. гос. ун-та, т. IX, вып. 1—2. Сер. геол., 1953.
- Обручев С. В. Тектоника западной части Саяно-Байкальской каледонской складчатой зоны. Докл. АН СССР, 1949, т. XVIII, № 5.
- Очиров Ц. О. О разрывной тектонике Центральной Бурятии. Тр. Бурят. компл. науч.-исслед. ин-та СО АН СССР. Сер. геол., вып. 7, 1961.
- Очиров Ц. О. О мезозойских структурах Бурятии. Кн. «Тектоника Сибири», т. I, Изд-во СО АН СССР, 1962.
- Очиров Ц. О. и Туговик Г. И. Основные черты разрывной тектоники и ее роль в локализации мезозойских интрузий и минерализации в пределах Джидинского рудного узла. Тр. Бурят. компл. и науч.-исслед. ин-та СО АН СССР. Сер. геол., вып. 9, 1962.
- Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. геол., вып. 9, № 31, 1948.
- Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1956.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1956.
- Салоп Л. И. Байкальская складчатая область. Кн. «Геологические строения СССР», т. 3, (Тектоника). ВСЕГЕИ, 1958.
- Смолянский Е. Н. Металлогении Джидинского рудного района. Тр. I совещания по металлогении зап. Забайкалья. Иркутск, 1958.
- Тетяев М. М. К геологии и тектонике Забайкалья. Вестник Геолкома, т. II, № 8—9, 1927.
- Тетяев М. М. Геотектоника СССР, ГОНТИ, 1938.
- Туговик Г. И., Носков А. Ф. Закономерности размещения редкометалльных месторождений юга Бурятии и их генетические типы. Тр. БКНИИ СО АН СССР. Сер. геол., № 9, 1962.
- Чернов Ю. А. К истории геологического развития Удино-Витимского района в нижнем палеозое (Зап. Забайкалье). Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1963.
- Чернов Ю. А. Тектонические разломы Удино-Витимского междуречья. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 2, 1959.
- Черский И. Д., К геологии внутренней Азии. Тр. СПб. о-ва естествоиспыт. № 17, вып. 2, 1886.
- Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. Новая сер., т. 10, вып. 3—4, 1932.
- Шатский Н. С. К геотектонике Юго-Восточного Прибайкалья. Проблемы сов. геологии, № 2, 1933.
- Шатский Н. С. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5 000 000, 1956. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, М., 1957.
- Флоренсов Н. А. Некоторые вопросы тектоники Забайкалья, Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР. Сер. геол., вып. I, 1954.
- Флоренсов Н. А. О роли разломов и прогибов в структуре впадин Байкальского типа. Сб. «Вопросы геологии Азии». Изд-во АН СССР, т. I, 1954.
- Флоренсов Н. А. Мезо-кайнозойские впадины Прибайкалья. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1960.

Бурятский комплексный ин-т  
СО АН СССР

Статья поступила  
24 декабря 1964 г.

УДК 551.243.6(235.216)

В. Д. ПАРФЕНОВ, В. А. КОНДРАТОВ  
**ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ  
СДВИГОВЫХ НАРУШЕНИЙ КАРАМАЗАРА**

В работе рассматривается строение и развитие одного из наиболее наглядных разломов Кармазара. Установлено, что горизонтальная амплитуда перемещения составляет 3 км. В течение верхнего палеозоя разлом контролировал магматическую деятельность. В его зоне наблюдаются разновозрастные экструзии, дайки и жилы. В деятельности разлома выделяется пять этапов: экструзивный, главный, дайковый, жильный, альпийский. Основные сдвиги произошли после верхнепалеозойских излияний, но до формирования послекызылнуринских ( $P_2-T_1$  (?)) даек. Для обнаружения скрытого оруденения особое внимание следует обращать на зоны сочленений северо-восточных сдвигов и широтных сбросов. Последние при правостороннем сдвигании испытывали приоткрывание, что способствовало скарнообразованию и рудоотложению.

**ВВЕДЕНИЕ**

Юго-западная часть Кураминских гор, известная под названием Кармазар, по сложности геологического строения, характеру разрывных нарушений, богатству и разнообразию полезных ископаемых является одним из наиболее оригинальных рудных районов Советского Союза.

Согласно А. В. Пейве (1938), в тектоническом отношении Кармазар относится к Чаткало-Кураминской зоне северного Тянь-Шаня, которая занята по своему геологическому строению промежуточное положение между центральными зонами северного и южного Тянь-Шаня.

В нижнем и среднем палеозое на территории Кармазара существовали типичные геосинклинальные условия, завершившиеся в конце среднего палеозоя интенсивным складкообразованием, сопровождавшимся внедрением крупных гранитоидных масс (Кураминский батолит).

В течение верхнего палеозоя на территории Кармазара накапливались мощные толщи вулканогенных пород, которые в конце верхнего палеозоя были смяты в простые широкие складки и разбиты многочисленными разрывными нарушениями.

Работами Б. Н. Наследова (1935), Ф. И. Вольфсона (1947), Н. П. Васильковского (1952), Е. Д. Карповой и др. (1959), Ю. С. Шихина (1959), В. Б. Мещеряковой (1960) и др. установлено, что в формировании верхнепалеозойской структуры Кармазара главную роль играли разрывные нарушения, среди которых преобладали левые крутопадающие сдвиги северо-восточного, взбросы и надвиги широтного простираний (рис. 1).

Наиболее древними считаются крупные взбросы, типа Баштавакского и Окурдаванского, отдельные части которых смещены вдоль северо-восточных сдвигов на 1—5 км. Е. Д. Карпова и др. (1959) и В. А. Жариков (1959) допускали возможность среднепалеозойского образования взбросов. Ю. С. Шихин (1959) и другие считали их верхнепалеозойскими, по-видимому, допермскими.

Большинство исследователей полагают, что главные перемещения по системе северо-восточных сдвигов произошли в верхнепермскую эпоху, после образования кармазарских малых интрузий. Наконец, надвиги рассматривались всеми как альпийские структурные элементы.

Детальные геологические работы, ведущиеся в настоящее время таджикскими геологами под руководством Ю. С. Шихина, свидетельствуют о более древнем заложении сдвиговых нарушений.

Авторы в течение 1963—1964 гг. под руководством М. В. Гзовского специально изучали строение зон Бирюзового, Окурдаванского и Тары-

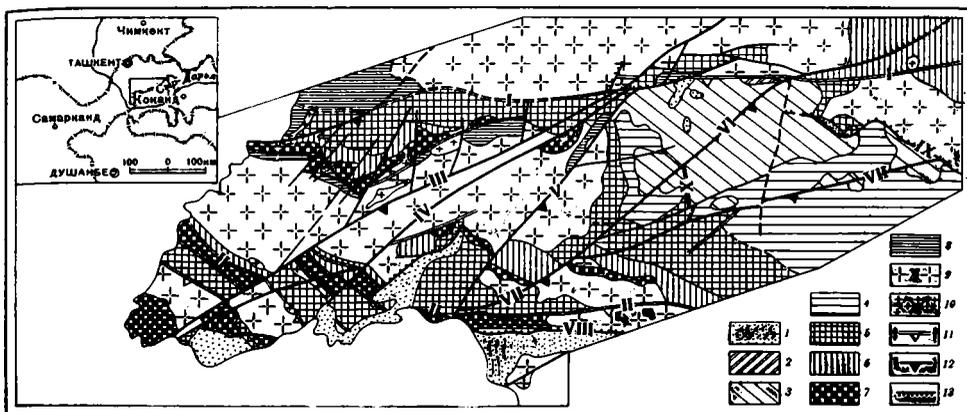


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Южного Карамазара (Составили В. Д. Парфенов и В. А. Кондратов по материалам Ф. И. Вольфсона, Е. Д. Карповой, Ю. С. Шихина, В. И. Левина, В. А. Невского, В. А. Жарикова, В. Б. Мещеряковой и собственным) Верхнемеловые и палеогеновые отложения ( $C_2+Pg$ )

1 — песчаники, глины, известняки

Пермские отложения (P)

2 — липариты, андезиты и их туфы

Каменноугольные отложения

3 — оясайская свита ( $C_{3oc}$ ): липаритовые порфиры; 4 — сарысюнская свита ( $C_{2+3cp}$ ): андезитовые порфиры, липаритовые порфиры, песчаники, конгломераты; 5 — акчинская свита ( $C_{2ac}$ ): дацитовые порфиры, их туфолавы, туфы; 6 — минбулакская свита ( $C_{1mb}$ ): андезитовые и дацитовые порфиры; конгломераты; 7 — среднедевонские и нижнекаменноугольные отложения: карбонатная толща ( $D_2-C_1$ ); 8 — силурийские отложения (S): песчано-сланцевая толща; 9 — гранитоиды Кураминского типа ( $C_2$ ); 10 — карамазарские малые интрузии ( $C_3-P_1$ );

Верхнепалеозойские разломы:

11 — вбросы; I — Баштавакский, II — Окурдаванский; X — Поперечный; 12 — Сбросо-сдвиги: III — Железный; IV — Джангалыкский; V — Уткемсуйский; VI — Тарыэканский; VII — Бирюзовый;

Альпийские разломы

13 — взбросы и надвиги: VIII — Альпийский; IX — Аккурдский

эканского разломов с применением детального геологического картирования. В настоящей работе рассматриваются вопросы образования, развития и строения северо-восточных сдвигов, главным образом на примере Бирюзового разлома, который по характеру магматического и жильного выполнения шва представляет собой одно из наиболее типичных разрывных нарушений Карамазара.

На описываемой территории значительно распространены верхнепалеозойские осадочно-вулканогенные породы мынбулакской ( $C_{1mb}$ ), акчинской ( $C_{2ac}$ ), сарысюнской ( $C_{2+3cp}$ ) и оясайской ( $C_{3oc}$ ) свит, а также разнообразные средне- и верхнепалеозойские гранитоиды. В составе мынбулакской и акчинской свит на основе стратиграфических схем Е. Д. Карповой и др. (1959), а также таджикских геологов (Ю. С. Шихин, А. А. Починок и др.) нами было выделено шесть толщ. Следует, однако, отметить, что в отдельных случаях объем их трактуется несколько differently от других авторов.

### СТРОЕНИЕ БИРЮЗОВОГО РАЗЛОМА

Бирюзовый разлом протягивается на 40 км, начиная от северо-западного окончания Окуртаусской известняковой гряды до Аккурдского надвига, где к Бирюзовому разлому подходит Джержкомарский дайковый пояс. На продолжении Бирюзового разлома в крупном гранитоидном массиве наблюдаются дайки гранит-порфиров, веерообразно расходящиеся от Аккурдского надвига. На юго-западе, в районе западного окон-

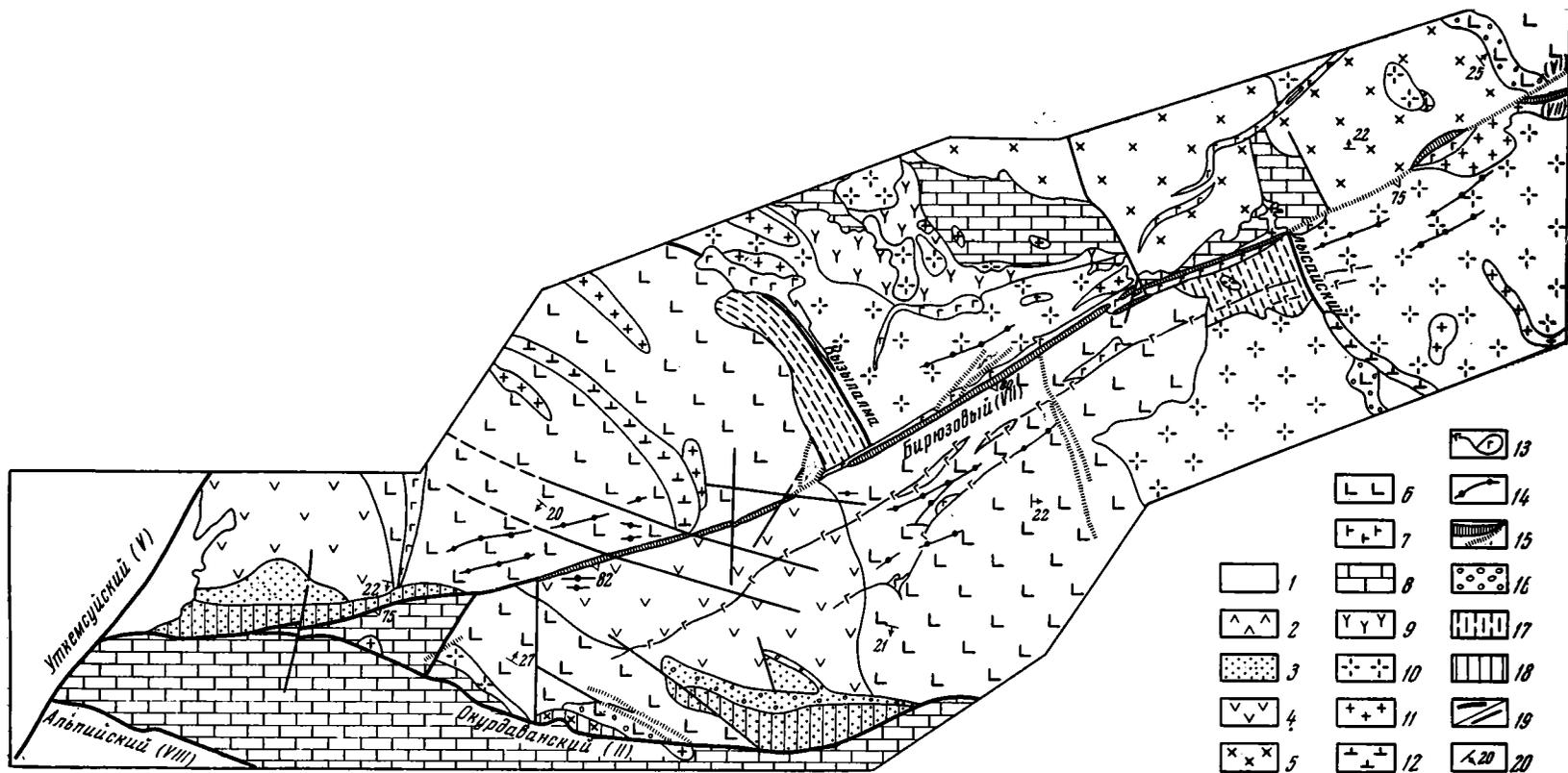


Рис. 2. Схема геологического строения зоны сочленения Окурдаванского и Бирюзового разломов (Составили В. Д. Парфенов и В. А. Кондратов (с дополнениями по Ю. С. Шихину))

Отложения Окчинской свиты

1 — четвертичные отложения; 2 — уткемсульская толща ( $C_{2ук}$ ); 3 — катренглийская толща ( $C_{2кр}$ ); 4 — караханинская толща ( $C_{2кх}$ ); 5 — джамансайская толща ( $C_{2дж}$ ); 6 — токмакская толща ( $C_{1тм}$ ); 7 — канташская толща  $C_1(кт)$ ; 8 — карбонатная толща ( $D_2-C_1$ ); 9 — диориты ( $\delta C_2$ ); 10 — гранодиориты, граниты и др. ( $\gamma C_2$ ); 11 — граниты, гранит-порфиры и др. ( $\gamma C_3-P_1$ ); 12 — сиенит-порфиры ( $\gamma C_3-P_1$ ); 13 — гранит-порфиры ( $P_2-T_1$ ); 14 — диабазы ( $P_2-T_1$ ); 15 — кварцевые жилы; 16 — базальные слои; туфо-конгломераты, туфопесчаники и др.; 17 — кварцево-серцититовые сланцы зоны ороговивания гранодиоритов ( $\gamma C_2$ ); 18 — субвулканическая и экструзивная фации; 19 — разрывные нарушения: а — главные, б — второстепенные; 20 — элементы залегания

чания Окуртаусской известняковой гряды, Бирюзовый разлом сочлняется с Окурдаванским, а еще в 1 км юго-западнее этот единый шов срезается Уткемсуйским разломом.

Ширина зоны Бирюзового разлома колеблется от первых сотен метров до 1,5 км. Падение его юго-восточное, под углом 70—85°.

В плане он характеризуется слабой волнистостью. Длина его наиболее крупных волн составляет 10—12 км, амплитуда их — 300—500 м. Для сравнения заметим, что средняя длина волн Окурдаванского взброса 4—5 км, амплитуда 300—600 м.

Отдельные участки Бирюзового разлома на значительном протяжении — прямолинейные, что характерно для сдвигов.

В строении шва отмечается три основных элемента: прямолинейные участки (притертые зоны), раздувы (участки приоткрываний), участки разветвлений. Протяженность прямолинейных участков — ст нескольких сотен метров до 5 км. Они располагаются несколько кулисообразно относительно друг друга и разделяются раздувами. Ширина шва в участках притираний колеблется от первых метров до 50 м. Шов здесь обычно имеет простое строение. Он представлен сильно рассланцованными, окварцованными, серицитизированными и каолинизированными породами.

В юго-западной части разлома в таких прямолинейных участках залегают маломощные протяженные дайки гранит-порфиров и кварцевые жилы.

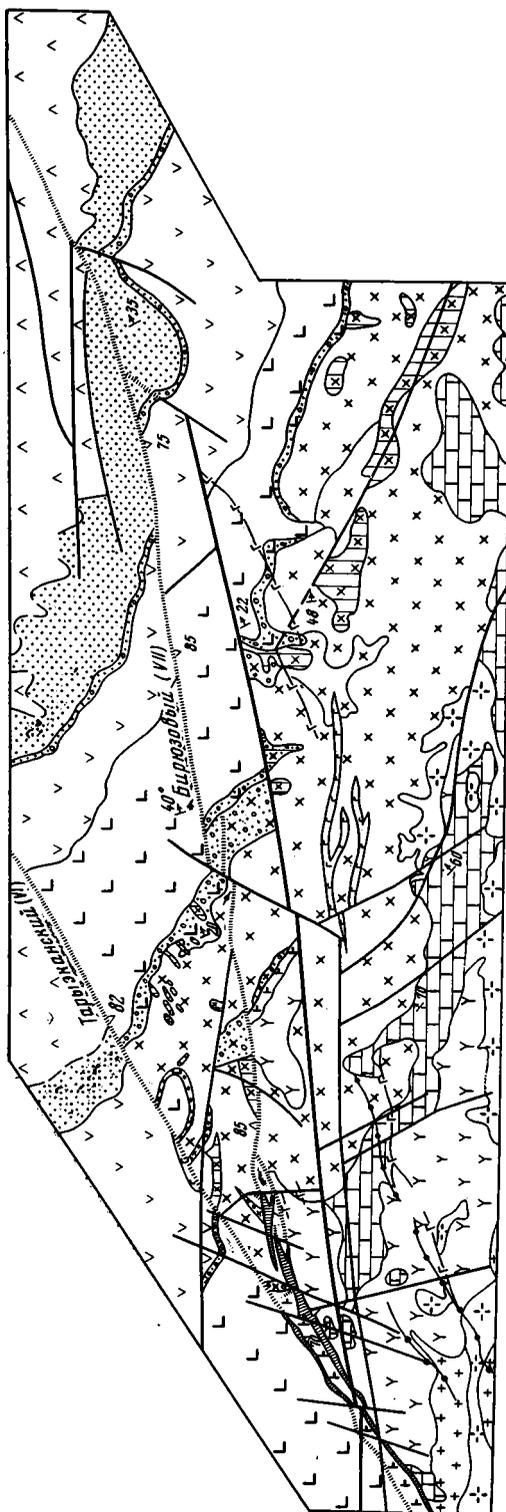


Рис. 3. Схема геологического строения зоны сочленения Бирюзового и Тарбагатайского разломов (Составили В. Д. Парфенов и В. А. Кондратов (с дополнениями по А. А. Починку и др.)). Условные обозначения см. рис. 2

Раздувы характеризуются линзовидной формой. Длина наиболее крупных из них колеблется от первых десятков метров до 2 км, ширина — 10—250 м. Они представляют собой окварцованные или заполненные магматическим материалом участки приоткрываний, приуроченные к искривлениям первоначально образовавшегося разрыва. Механизм приоткрывания подробно рассмотрен во многих работах по структурной геологии (Гзовский, 1956, 1963; Шихин, 1959; Вольфсон, Лукин и др., 1960). На основании экспериментальных исследований М. В. Гзовский (1956, 1963) показал, что искривление шва связано с неравномерным распределением напряжений на окончаниях растущего разлома.

Явления разветвления весьма характерны для разрывов Кармазара. На протяжении Бирюзового разлома наблюдается три крупных разветвления: Окурдаванское (сочленение Бирюзового и Окурдаванского разломов, рис. 2); Канташское, где разлом раздваивается на собственно Бирюзовую и Тарыэканскую ветви (рис. 3), и Алмалысайское, в котором шов расщеплен на несколько ветвей. Разветвления разломов образуются в местах пересечений разрывными нарушениями известняковых гряд, древних разломов и других структурных элементов, ориентированных к ним под значительными углами. Угол расщепления отдельных ветвей колеблется от 5 до 20°. Непосредственно в участках сочленения швы их залегают практически параллельно друг другу. В целом отдельные ветви разломов всегда изогнуты, причем касательная к изгибу совпадает с вектором горизонтального перемещения в северо-западном (лежащем) крыле. В местах сочленения фиксируется мощное окварцевание. Нередко здесь залегают многочисленные разновозрастные дайки и жилы (Окурдаванское сочленение). Это свидетельствует о неоднократных приоткрываниях разрывов на участках сочленения, которые, следовательно, благоприятны для рудоотложения. В особенности заслуживает внимания зона сочленения Бирюзового и Окурдаванского разломов, образованная брекчированными известняками, среди которых залегают дайки диорит-порфириров, лампрофириров и др. Здесь же обнаружены рудопроявления галенита.

### ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БИРЮЗОВОГО РАЗЛОМА

Бирюзовый разлом — характерный пример длительно живущего разрывного нарушения. В его зоне и непосредственно в шве залегают многочисленные разновозрастные экструзии, дайки и жилы.

В деятельности Бирюзового разлома выделяются пять следующих крупных этапов:

экструзивный ( $C_2 — P_1$ ), охватывающий период с момента образования разлома до основных сдвиговых нарушений;

главный ( $P_1 — P_2$ ), в течение которого по Бирюзовому разлому произошли крупные сбросо-сдвиговые перемещения;

дайковый ( $P_2$ ), соответствующий времени формирования послекызылнуринских даек гранит-порфириров, сиенит-порфириров и диабазов;

жильный ( $P_2 — T_1$ ), в течение которого образовались многочисленные кварцевые, карбонатные, барито-флюорито-кварцевые и другие жилы с полиметаллами;

альпийский (послерудный), включающий альпийские и современные разрывные нарушения, которые вследствие отсутствия в них жильной минерализации часто не отличимы друг от друга.

Экструзивный этап. Наиболее древние структурные элементы зон описываемых разломов — субвулканические и экструзивные тела андезито-дацитовых порфириров и дацитовых порфириров токмакской толщи. Большинство тел наблюдается севернее Канташской известняковой гряды и в 2 км северо-восточнее Канташского разветвления между Бирюзовым и Тарыэканским разломами (см. рис. 3). По морфологии

они похожи на крупные линейно вытянутые дайки, нередко заклинивающиеся кверху. Реже наблюдались тела изометричной и неправильной формы. Наиболее крупные тела вытянуты параллельно Канташской известняковой гряде. По-видимому, они приурочены к шву древнего субширотного разрыва. Экструзии дацитовых порфиров, залегающие в зонах Бирюзового и Тарыэканского разломов, образуют серию параллельных тел протяженностью до 200 м и мощностью до 50 м. Большинство их ориентировано в северо-восточном направлении, под острым углом к вектору перемещения лежащего крыла. В целом же субширотные простирания токмакских экструзий выражены отчетливее северо-восточных, что, по-видимому, свидетельствует о более раннем образовании субширотных разрывов, которые в это время уже существовали как самостоятельные структурные элементы. Залегание вдоль известняковых гряд доакчинских Джамансайско-Канташского и Окурдаванского гранодиоритовых массивов<sup>1</sup> подтверждает это предположение.

К югу от Ташкѳтан-сая наблюдается несколько тел экструзивных кварцевых порфиров катренглийской толщи, явно тяготеющих к зоне Окурдаванского и наиболее западной части Бирюзового разломов, вдоль которых они вытянуты на несколько километров. Вблизи разломов обычно они имеют массивное сложение, но местами в них видна флюидалность, круто (под углом 65—85°) падающая на юг. По направлению к северу экструзивные образования сменяются кварцевыми порфирами покровной фации, при этом слоистость становится более отчетливой, углы падения меняются от 80 до 25—30° (верховье Ташкѳтан-сая).

Однако наиболее эффектно приуроченность экструзивных пород к зоне Бирюзового разлома наблюдается в северо-восточной части исследованной территории, где широко распространены отложения нижнекушайнакской и тарыэканской толщ, характеризующиеся отчетливо выраженной флюидалной текстурой. Как правило, экструзивные тела здесь приурочены к шву Бирюзового разлома или к оперяющим его разрывным нарушениям (участок между Карамазар-саем и Аккурдским надвигом), реже наблюдались выполненные лавой трещины, ориентированные приблизительно параллельно Бирюзовому разлому (пригребневая часть горы Кызыл-тау). Во всех случаях флюидалность в таких образованиях, наклоненная вблизи шва под углом 60—90°, постепенно, а иногда и резко выполаживается на 20—30° на протяжении десятков — первых сотен метров по направлению от разлома.

В 1 км восточнее горы Курбан-тау хорошо видно строение такого экструзивного аппарата, приуроченного к зоне Бирюзового разлома. Центральная часть его образована тонкополосчатыми гематитовыми фельзитами тарыэканской толщи, падающими на СЗ под углом 70—90°. По его периферии залегают их лавобрекчии. В юго-восточном крыле разлома они постепенно переходят в полого залегающие покровные лавобрекчии и туфы.

Более молодые тектонические подвижки происходили по контакту экструзивного тела, вдоль которого местами залегают мощные тектонические брекчии, наблюдаются борозды скольжения и окварцевание.

В районе северо-восточного окончания Бирюзового разлома, в зоне Аккурдского надвига, флюидалность в фельзит-порфирах ориентируется в общем параллельно Аккурдскому надвигу.

Таким образом, большое количество разновозрастных экструзий в зоне Бирюзового и других крупных разрывных нарушений Карамазара, по-видимому, говорит о значительной роли в верхнепалеозойской магматической деятельности извержений «трещинного» типа. Это согласуется с мнением А. Ритмана (1964) о том, что для линейных эффузивных из-

<sup>1</sup> В этих массивах, помимо основной наиболее ранней доакчинской гранодиоритовой фазы, наблюдаются штоки более молодых (С<sub>3</sub>—Р<sub>1</sub>) карамазарских малых интрузий граносенитов и гранитов.

вержений весьма характерны туфы и туфолавы андезито-дацитового состава. Породы же данного типа на описываемой территории распространены повсеместно. Для Казахстана приуроченность вулканических аппаратов андезито-дацитовых туфолав верхнепалеозойского возраста к региональным разрывам недавно была доказана Г. М. Фремдом (1963).

**Главный этап.** Нижняя возрастная граница его для Бирюзового разлома точно не определена. Ясно одно, что главные сбросо-сдвиговые перемещения произошли после образования оясайской свиты, но до внедрения послекызылнуринских даек гранит-порфиров. Западнее Канташского разветвления вдоль южной стороны шва Бирюзового разлома залегает тело гранитов ( $C_3 - P_1$ ), прорывающих гранодиориты Канташского массива ( $C_2$ ). В северном крыле разлома западнее Джамансайской гряды аналогичные граниты не обнаружены. Известны и другие примеры, свидетельствующие, что формирование малых интрузий или наиболее молодых их групп (Жариков, 1959) предшествовал основным сдвигам. Наблюдения над другими сбросо-сдвигами Карамазара как будто бы говорят о том, что основные сдвиговые перемещения произошли в предкызылнуринскую тектоно-магматическую фазу, после внедрения карамазарских малых интрузий (Вольфсон, 1947, Шихин, 1959). Таким образом, в настоящий момент этот вопрос нельзя считать окончательно решенным.

Детальное геологическое картирование описываемой территории с выделением внутри свит литологически характерных толщ и горизонтов позволило рассчитать средние истинные амплитуды перемещений по Бирюзовому и Тарызканскому разломам<sup>1</sup>.

В результате проведенных расчетов было установлено, что западная часть Бирюзового разлома (до верховьев Алмалы-сай на северо-востоке) представляет собой сбросо-сдвиг, а восточная — взбросо-сдвиг, т. е. помимо сдвига, происходило небольшое шарнирное вращение, возможно, в связи со взбросовыми подвижками по Поперечному разлому. На участке между Окуртаусской и Канташской известняковыми грядами средняя горизонтальная амплитуда составляет около 3 км; вертикальная амплитуда — примерно 450 м<sup>2</sup>. К северо-востоку от Канташского сочленения горизонтальная амплитуда уменьшается до нескольких сот метров, а затем на участке Алмалы-сай — Кушайнак-сай она вновь возрастает до 3 км. Разница в величинах горизонтальной амплитуды для различных толщ лежит в пределах ошибки измерения и, следовательно, не имеется достаточных оснований считать, что сдвиговые перемещения происходили непрерывно с момента заложения разлома.

**Дайковый этап.** В начале этого этапа шов Бирюзового разлома приоткрылся на участке, начиная от западного выклинивания кварцевой жилы (Ташкотан-сай) до Научкескен-сай. На этом протяжении с небольшими перерывами вдоль Бирюзового разлома залегают дайки гранит-порфиров мощностью от нескольких десятков сантиметров до 200 м (в среднем 10—20 м). Кроме того, большое количество даек гранит-порфиров приурочено к оперяющим разрывным нарушениям.

Среди многочисленных послекызылнуринских даек гранит-порфиров устанавливается два разновозрастных типа: а) наиболее ранние — биотитовые гранит-порфиры и генетически связанные с ними кварцевые сиенит-порфиры;

б) лейкократовые гранит-порфиры, обычно с флюидалной текстурой, пересекающие биотитовые гранит-порфиры.

На сводной диаграмме залеганий даек гранит-порфиров (рис. 4, а) видно, что основной максимум соответствует дайкам, залегающим вдоль

<sup>1</sup> Расчеты проводились по методу «характерных точек» И. А. Молчанова (1935).

<sup>2</sup> С учетом перемещений по взбросам, ограничивающим известняковые гряды, и по Кызылалмалысайскому разлому.

Бирюзового разлома или ориентированным в восток — северо — восточном направлении под небольшими углами к нему.

Дайки диабазов в отличие от гранит-порфиров никогда не наблюдались непосредственно в шве Бирюзового разлома. Как правило, протя-

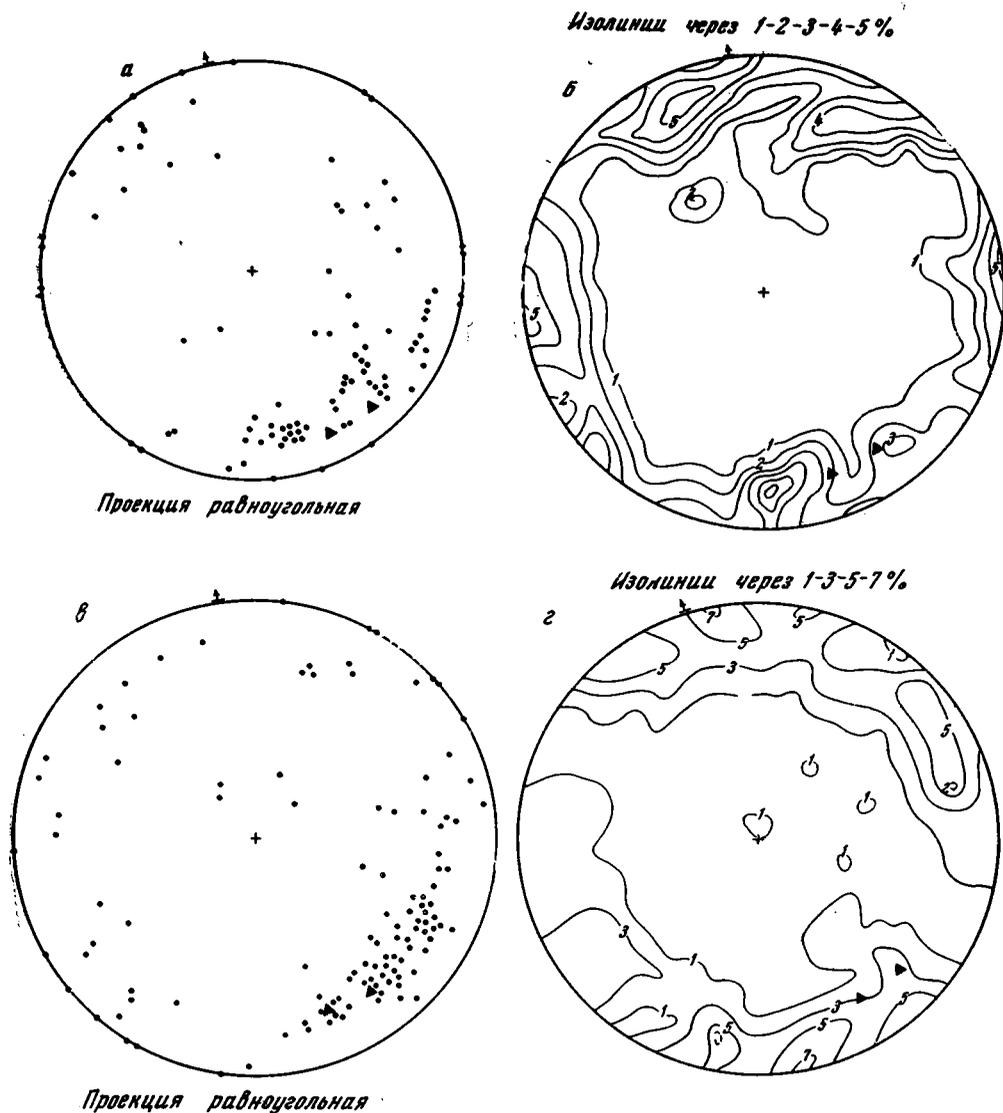


Рис. 4. Сводные диаграммы полюсов даек, жил и борозд скольжения западной части зоны Бирюзового разлома

*а* — 84 дайки гранит-порфиров; *б* — 120 даек диабазов; *в* — 98 кварцевых жил (мощность > 5 см); *г* — склонение 117 борозд скольжения на поверхностях альпийских разрывов; ▲ — падение Бирюзового разлома

женность диабазовых даек составляет 20—30 м. Они имеют ломаные контуры, отдельные участки которых характеризуются прямолинейностью. Морфология даек свидетельствует о внедрении магмы в крутопадающие разрывы «приоткрывания», образованные трещинами отрыва и скола, но в этот момент «работающие на отрыв». В отличие от типичных трещин отрыва они могут быть прямолинейными и ориентированными под различными острыми углами к шву главного разрыва. Вдоль

них иногда отмечаются небольшие перемещения. Обычно диабазовые дайки образуют скопления на отдельных участках<sup>1</sup>, по-видимому, находившихся в условиях растяжения в момент преддиабазовых подвижек по Бирюзовому разлому, шов которого в этот период был закрыт. В сейсмологической литературе (Рихтер, 1963; Лукьянов, 1963; Солоненко, 1963 и др.) неоднократно описывались такие области «сжатия» и «растяжения» в зонах разрывных нарушений.

Диаграмма ориентировки диабазовых даек имеет поясной характер (см. рис. 4, б). Основные максимумы соответствуют субширотному простиранию даек.

Таким образом, ориентировка гранит-порфировых и диабазовых даек в общем сходная.

Многочисленные полевые наблюдения над оперяющими разрывами говорят о том, что оперяющие сколы ориентируются как под острым (I тип), так и под тупым (II тип) углами к вектору горизонтального перемещения (Вольфсон, 1954; Пэк, 1960; Гзовский, 1963).

Наблюдения в зоне Бирюзового разлома (в особенности хорошо это видно на примере молодых сдвигов, смещающих дайки и жилы) показывают, что деформация обычно осуществляется по первому типу.

Экспериментальные исследования на моделях с влажной глиной (Ridel, 1929; Гзовский, 1963) свидетельствуют о преобладающем развитии оперяющих сколов I типа. М. В. Гзовский (1963) показал, что в зависимости от условий деформации (скашивание при дополнительном сжатии или растяжении) возможны оба варианта. При этом алгебраически минимальные главные нормальные напряжения ( $\sigma_3$ ) ориентируются к оси сдвига под углом 45°. Опыты авторов данной статьи с аглантинским бентонитом (50—70% твердой фазы) и канифолью подтверждают более ранние эксперименты: наиболее развитыми оказываются сколы, ориентированные к скашивающим усилиям под углом 5—20°.

Массовые замеры элементов залегания даек и жил позволили установить ориентировку вектора горизонтального перемещения. Субширотная ориентировка большинства даек гранит-порфиров и диабазов<sup>2</sup>, по-видимому, свидетельствует о правом сдвигании по Бирюзовому разлому в преддайковое время и в течение дайкового этапа; следовательно, вектор ( $\sigma_3$ ) был ориентирован в субширотном направлении. Важно отметить, что, как показали эксперименты авторов, при правостороннем сдвигании Окурдаванский и другие широтные и северо-восточные разрывные нарушения будут приоткрываться и тем самым создадутся благоприятные условия для скарнообразования и рудоотложения. Действительно, большинство исследователей считают, что образование скарнов предшествовало внедрению гранит-порфировых даек, которые, в свою очередь, представляют собой более ранние образования, чем полиметаллическое оруденение скарнов.

Величина горизонтального перемещения по Бирюзовому разлому для дайкового этапа не установлена, так как на описываемой территории не обнаружено ни одной дайки, срезанной Бирюзовым разломом.

Б. М. Наследов (1935), описывая Бирюзовый разлом, в качестве одного из доказательств значительного горизонтального перемещения приводил величину 3 км сдвига даек интрузивных красных кварцевых порфиров. Однако при детальном исследовании выяснилось, что это смещение кажущееся, объясняющееся внедрением кварцевых порфиров в различные участки сложного построенного шва Бирюзового разлома. Такая же картина наблюдается и в зоне Тарыэканского разлома, в месте пересечения им Бурачарского дайкового пояса. Здесь при беглом осмотре

<sup>1</sup> Имеются в виду дайки, образование которых связано только с зоной разлома. Кроме того, в Карамазаре присутствуют дайки диабазов и гранит-порфиров, группирующиеся в региональные пояса, такие как «Бурачарский» и «Джеркомарский».

<sup>2</sup> Имеется в виду западная часть Бирюзового разлома

создается впечатление, что дайки гранит-порфиров и диабазов в северо-западном крыле, ориентированные под большим углом к разлому и изогнутые вблизи его шва, в плане смещены относительно даек юго-восточного крыла на 0,9 км. Однако детальное изучение показало, что дайки деформированы слабо и, по-видимому, магма внедрилась в древнюю ослабленную зону, изогнутую и смещенную вдоль Тарызканского разлома в момент основных подвижек по нему. К такому же заключению ранее пришли В. А. Жариков (1959), Ю. С. Шихин (1959), Ю. Лисогор и Ю. Зверев (устное сообщение).

В жильном этапе по Бирюзовому разлому происходили неоднократные подвижки и приоткрывания, сопровождавшиеся поступлением гидротермальных растворов. Каждое новое тектоническое движение приводило к дроблению ранее отложенного жильного материала и его цементации новым. В шве Бирюзового разлома и в оперяющих его разрывах залегают многочисленные разновозрастные кварцевые, карбонатные, реже баритовые и другие жилы, содержащие вкрапленность гематита, халькопирита и галенита. Всего наблюдалось шесть генераций кварца. Оперяющие жилы характеризуются протяженностью до 1 км. Мощность их колеблется от первых метров в участках сочленения с основным швом до нескольких миллиметров на выклинивании. По мере удаления от шва Бирюзового разлома они испытывают многократное ветвление. Важно отметить, что большинство оперяющих жил в отличие от даек ориентировано в северо-восточном направлении (см. рис. 4, в) под острым углом к вектору горизонтального перемещения северо-западного крыла Бирюзового разлома, что соответствует левостороннему сдвиганию. Следовательно, ось  $\sigma_3$  в жильном этапе была ориентирована в субмеридиональном направлении.

По-видимому, переориентировка вектора  $\sigma_3$  произошла также перед образованием послекызылнуринских даек гранит-порфиров и диабазов. Впервые для Карамазара в целом это доказал Ф. И. Вольфсон (1947), а затем Ю. С. Шихин (1959) и В. А. Жариков (1959). Они определили, что перед образованием послекызылнуринских даек (интрузии II группы, по Ф. И. Вольфсону) существовал северо-западный план деформаций.

Альпийский этап. Альпийские деформации в Карамазаре проявились на значительной площади. Вдоль южной окраины Кураминского хребта образовался надвиг с амплитудой перемещения, местами превышающей 1 км. Кроме того, в той или иной степени были подновлены многие древние разломы, в том числе Бирюзовый и Окурдаванский. Параллельно им образовались более мелкие сбросо-сдвиги. Бирюзовый разлом был омоложен на отдельных участках Джидза-сая и Алмалы-сая, где в настоящее время наблюдаются молодые узкие, прямолинейные долины. Во всех случаях движения происходили вдоль юго-восточной стороны шва разлома. При этом образовались тектоническая глинка, брекчии трения и тектонические конгломераты (Бирюза-Кан).

Кварцевые жилы и дайки были разбиты на блоки молодыми крутопадающими сопряженными сдвигами северо-восточного и северо-западного простираний и ступенчато смещены относительно друг друга на расстояние до 50 м (обычно 1—5 м). Как правило, более западные блоки смещены на юго-запад по разломам северо-восточного и на северо-запад по сдвигам северо-западного простирания (см. рис. 3).

На поверхности северо-восточных и северо-западных альпийских сдвигов наблюдаются многочисленные борозды скольжения, склоняющиеся в северо-восток — юго-западном и северо-запад — юго-восточном направлениях под углами 2—25° (см. рис. 4, в).

Характер перемещений по крутопадающим альпийским сдвигам (заклинивание смещенных блоков в субмеридиональном направлении) свидетельствует о субмеридиональной ориентировке вектора ( $\sigma_3$ ), образующего небольшой угол с горизонтом. Вектор  $\sigma_2$  ориентирован в общем вертикально.

Однако следует отметить, что образование значительной части этих сдвигов связано не с зоной Бирюзового разлома, а с деформацией более крупных участков земной коры, чем зоны отдельных разломов.

Все эти разрывы отчетливо фиксируются на аэрофотоснимках. Они образуют сетку, к которой приурочены молодые саи. Коленообразные изгибы их приходится на пересечение различных систем сдвигов, местами создавая ложную картину смещения русел (бассейны Алмалы-сая, Карамазар-сая и др.).

### ВЫВОДЫ

На территории Карамазара наблюдаются две системы крупных неоднократно омоложенных разломов: широтные взбросы и северо-восточные сдвиги. Первые из них более ранние.

Северо-восточные сдвиги, по-видимому, существовали уже в верхне-мынбулакское время ( $C_1$ ). На протяжении верхнего палеозоя они контролировали магматическую и гидротермальную деятельность. В результате образования широтных взбросов и северо-восточных сдвигов территория Карамазара была разбита на многочисленные тектонические блоки.

Главные сдвиговые перемещения по системе северо-восточных разломов, вероятно, происходили после формирования шурабсайской свиты, но до внедрения послекызылнуриных даек. В процессе этих перемещений каждый северо-западный блок (и входящие в его состав участки более древних широтных взбросов, известняковых гряд и других структурных элементов) переместился по северо-восточным разломам относительно смежного с ним юго-восточного блока на юго-запад на 1—5 км. Одновременно произошло надвигание (взбрасывание) по широтным разломам северных блоков на более южные.

Амплитуда горизонтального перемещения по Бирюзовому разлому составляет около 3 км.

В дайковом и жильном этапах в зоне разломов менялась ориентировка главных алгебраических минимальных напряжений ( $\sigma_3$ ) тектонического поля, по-видимому, вследствие знакопеременных сдвиговых перемещений по этим разломам.

Правостороннее сдвигание в дайковом этапе вызвало приоткрывание Окурдаванского и других северо-восточных и субширотных разломов и, следовательно, способствовало скарнообразованию и рудоотложению.

В альпийский период многие разломы были омоложены. Образовались широтные надвиги и многочисленные сдвиги северо-восточного и северо-западного простираний, вдоль которых ступенчато были сдвинуты кварцевые жилы и дайки.

В юго-западной части Карамазара для альпийского этапа в целом характерна субмеридиональная ориентировка оси ( $\sigma_3$ ).

В заключение авторы выражают благодарность М. В. Гзовскому, Ф. И. Вольфсону, Л. И. Лукину, В. Ф. Чернышову, Ю. С. Шихину за ценные советы и помощь в работе.

### Литература

- Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1962.
- Вольфсон Ф. И. Изменение плана деформаций в процессе развития структуры Западного Карамазара. В кн. «Геология и горное дело». М., Металлургиздат, 1947.
- Вольфсон Ф. И. Некоторые вопросы трещинной тектоники. Всес. заочн. политех. ин-т, М., 1954.
- Гзовский М. В. Механизм формирования сложных тектонических разрывов. Разведка и охрана недр, № 7, 1956.

- Г з о в с к и й М. В., Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория. Часть III, IV, Изд-во АН СССР, 1963.
- Ж а р и к о в В. А., Геология и метасоматические явления скварново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. Тр. ИГЕМ, вып. 14, 1959.
- К а р п о в а Е. Д., Н е д з в е ц к и й А. П., Л и х а ч е в Ю. А., Геология Таджикской ССР, т. XXIV, ч. I, глава III, IV, Госгеолтехиздат, 1959.
- К у ш н а р е в И. П., Определение амплитуд и направлений перемещений по разрывам. В сб. «Структуры рудных полей и месторождений». Ч. I, раздел III, Госгеолтехиздат, 1960.
- Л у к ь я н о в А. В., Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях. Тр. ГИН, вып. 80, 1963.
- М е ш е р я к о в а В. Б., Особенности строения и формирования разрывных нарушений Северного Карамазара. Изв. АН СССР. Серия геол., 1960, № 4.
- М о л ч а н о в И. А. Геометрический анализ поступательных дизъюнктивов. Маркшейдерской сб., т. II, 1935 (Зап.-Сиб. геол. трест).
- Н а с л е д о в Б. Н., Карамазар. Тр. Таджикско-Памирской экспедиции. Вып. 19, 1935.
- П е й в е А. В. Схема тектоники Западного Тянь-Шаня. Изв. Академии наук СССР. Сер. геол., № 5—6, 1938.
- П э к А. В., Некоторые элементы структурной геологии. В сб. «Структуры рудных полей и месторождений», Ч. I, глава I, Госгеолтехиздат, М., 1960.
- Р и т м а н А. Вулканы и их деятельность. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Р и х т е р И. Ф., Элементарная сейсмология. Изд-во иностр. лит., 1963.
- С о л о н е н к о М. А. Землетрясение. В сб. «Гоби-Алтайское землетрясение», Ч. II, глава X, Изд-во АН СССР, 1963.
- Ф р е м д Г. М. К истории верхнепалеозойского вулканизма южной Джунгарии. Тр. Лаборатории палеовулканологии, вып. LVI, Алма-Ата, 1963.
- Ш и х и н Ю. С., К вопросу о механизме образования сколовых нарушений. В сб. «Проблемы тектонофизики», Госгеолтехиздат, 1960.
- G i a n e l l a V. P., C a l l a c h a n. The earthquake of December 20, 1932 at Cedar Mountain Nevada, and of Bearing on the genesis of Basin Range structure. J. Geol., 1934, 42, N 1.
- R i d e l W. Zum mechanic geologischer Bruchersheinunngen (ein Beitrag zum problem. der Fiederspaltten) Cbl. f. Min., Abt. B, 1929, 8.

Московский государственный университет  
им. М. В. Ломоносова  
Геологический факультет

Статья поступила  
26 марта 1965 г.

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.241

Э. Н. ЭРЛИХ

## НЕУДОВЛЕТВОРИТЕЛЬНОЕ РЕШЕНИЕ ВАЖНОЙ ПРОБЛЕМЫ

(О работах И. И. Чебаненко по закономерностям разломной тектоники земной коры и проблемам складчатых поясов)

Пожалуй никогда, со времен Э. Зюсса, так не ощущалась необходимость обобщения геологических данных, необходимость установления наиболее общих закономерностей геологического строения и развития, как в наши дни. Это и естественно. Огромные по масштабу региональные геологические исследования и геофизические работы последних десятилетий дали в руки геологов огромный фактический материал. Методы качественного описания практически доведены до совершенства и почти себя исчерпали. Это и создает те основные потребности геологической науки, которые становятся все более и более настоятельными: 1. Переход на качественно новую основу физических наук; 2. Осознание планеты как целого, т. е. рассмотрение явлений в их единстве в глобальных масштабах.

Имеющийся материал создает новую базу для теоретических исследований, способствует появлению новых идей, дающих плодотворную основу для выработки объективных законов геологического строения и развития в масштабах планеты. Достоянием геологов все более становятся две основные идеи.

1. Единство процессов, протекающих в пределах планеты.

Практически эта идея сейчас общепризнана, хотя причины единства понимаются по-разному.

2. Кажущаяся сложность и многообразие геологического строения является отражением в верхних горизонтах земной коры сравнительно простых законов развития мантии.

Эти положения в конечном счете и привели к возрождению идеи о наличии единой, сравнительно простой геометрической сетки разломов, лежащей в основе всех типов тектонических структур; сетки, сочетание элементов которой и приводит к тому многообразию структурных форм, которые реально наблюдаются на поверхности. Идея эта настолько проста и заманчива и разрешение ее сулит настолько значительные результаты, что к ней возвращались всякий раз, когда возникала потребность в создании общих концепций геологического развития. Впервые в относительно цельной форме в виде чисто качественных догадок и умозрительных схем мы находим ее у Эли де Бомона (Elie de Beaumont, 1852), а затем у Л. Грийна (Green, 1887). За последние 15—20 лет появились работы, рассматривающие различные аспекты этой проблемы. Достаточно назвать работу В. Хейсканена и В. А. Венинг-Мейнеца (Heiskanen, Weining Meinesz, 1958), построивших теоретическую сетку разломов, образующуюся при смещении полюса вдоль меридиана; идеи регматической сетки разломов, выдвинутые Р. Зондером (Sonder, 1956); смелую теоретическую статью Дж. Муди и М. Хилла (1960), сделавших попытку типизировать основные направления разломов и увязать их в пределах единой сдвиговой системы; ценные работы Ли Сы-Гуана (1958), указавшего на имеющие место закономерные сочетания зон крупных региональных разломов и сделавшего попытку объяснения этих сочетаний. Немало сделано в этом направлении и отечественными геологами. Развитие идей о решающей роли глубинных разломов в геологическом развитии Н. С. Шатским (1948) и А. В. Пейве (1956) дало мощный толчок в этом направлении. Закономерности пространственного распределения зон крупнейших разломов и относительной роли разломов тех или других направлений рассматривались многими геологами (Волин, 1963; Воронов, 1959, 1960; Долицкий, Кийко, 1963; Катгерфельд, 1958, 1960; Стовас 1963; Цареградский, 1963 и др.). Пожалуй, вернейшим показателем признания этих идей является раздел, посвященный соответствующему вопросу в последнем издании работы В. В. Белоусова — крупнейшего сторонника преобладающей роли колебательных движений (1962).

В связи с этим понятен особый интерес, который вызвали две большие работы И. И. Чебаненко, специально посвященные вопросам закономерностей разрывной текто-

ники земной коры и распределению складчатых поясов (И. И. Чебаненко «Основные закономерности разломной тектоники земной коры». Изд-во АН УССР, Киев, 1963; И. И. Чебаненко «Проблема складчатых поясов земной коры в свете блоковой тектоники». Изд-во «Наукова думка», Киев, 1964). Это — первая в отечественной литературе попытка обобщить весь имеющийся фактический материал по данной проблеме. Рассмотрение различных сторон этой проблемы в рамках одной работы вне зависимости от ценности предлагаемых решений создает базу для ее обсуждения и привлекает к ней внимание широких кругов геологов. Автором переработано огромное количество литературы и уже с этой точки зрения в смысле подбора библиографии — это ценное пособие для каждого, кто интересуется поставленными в работах вопросами.

Остается только пожалеть о том, что излагаемый в книгах материал подобран крайне односторонне, если не прямо тенденциозно, и потому выводы автора представляют весьма сомнительную ценность.

Поскольку подобные примеры одностороннего подхода не единичны и в работах И. И. Чебаненко выведены за рамки рассмотрения отдельных частных регионов и отдельных проблем, есть смысл детально остановиться на разборе как методики подбора фактического материала, так и характера решений, предлагаемых в обеих книгах.

Основной целью работы и главным ее итогом, на базе которого рассматриваются общие вопросы, является рассмотрение закономерностей геометрического распределения разрывных нарушений и вывод идеальной сетки планетарных разломов. Поэтому есть смысл прежде всего остановиться на этой части обеих книг: ведь правомерность основного вывода во многом определяет ценность и целесообразность последующих рассуждений.

Основой для вывода идеальной сетки разломов служит последовательное рассмотрение разломной тектоники различных районов мира. При этом автор идет по пути постепенного увеличения масштабов рассматриваемых территорий. Такой подход сам по себе методически правилен, так как, если при этом строго придерживаться фактов и идти по пути их обобщения, то фактический материал четко отделяется от выводов и можно достоверно оценить надежность базы, служащей основанием для тех или иных построений.

Однако при этом автор допускает ряд методических ошибок, которые в конечном счете и приводят его к неправильному итогу.

Прежде всего надо отметить общую не геологичность подхода к нанесению разломных зон. Отсутствие у автора четкой классификации разломов приводит к тому, что крупнейшие и наиболее долгоживущие зоны путаются с второстепенными, которые зачастую генерируются первыми. В результате основная картина бывает подчас так затуманена деталями, что полностью пропадает и для автора и для читателя. Так происходит, в частности, с огромной меридиональной зоной Урала, которая оказывается совершенно затуманенной диагональными разрывами. Такова же судьба огромной широтной зоны, идущей от Средней Азии до восточного Китая. Вместо основной широтной зоны, идущей вдоль Пиренеев, наносятся сравнительно небольшие диагональные по отношению к ней разломы. Этот список можно было бы намного продолжить.

С другой стороны, имеющаяся геологическая картина зачастую угрубляется и искажается. Так, путем объединения внешних контуров, системы расположенных кулисообразно структур Урала и Чили приобретают северо-восточное простирание, а целый ряд крупных зон просто произвольно меняет направление по воле автора (Сетте-Дабан и ряд других).

Наконец, целый ряд очень крупных разломов, присутствующих на одних схемах, совершенно исчезает на других. Такова судьба крупнейших зон меридионального простирания, идущих по левобережью Енисея, от Обско-Газовской губы в глубь Западной Сибири, вдоль восточного склона Урала и в западном Казахстане, широтных зон северной Аляски и т. д. Ряд крупнейших зон попросту исчезает из поля зрения автора (разломы по западной границе Верхоянской складчатой системы, меридиональные зоны Камчатки, Колымского массива, широтная зона циркумантиарктических структур и т. д.).

Все это не замедлило сказаться на схеме расположения главных разломов линейментов земной коры, которая и служит для автора основным материалом при выводе общих закономерностей пространственного распределения разломных зон. Здесь автор чувствует себя уже вполне свободно и результаты этого не замедлили сказаться.

Так например, основными тектоническими линиями Средней Европы от Франции до Польши становятся два мощных разлома — один проходит от юга Корсики к устью Роны и далее, пересекая всю Францию, уходит вдоль южного побережья Бретани в Атлантику. Вторая линия идет от среднего течения Сены к среднему течению Вислы. Альпы исчезли, Карпаты исчезли. Сложнейших сочетаний структур Южной Германии и Чехии нет. Выделяемый Г. Клоосом (Cloos, 1948) линеймент, идущий от устья Роны через систему Рейнских грабен к грабену Осло, отсутствует. Широтной зоны Анатолийских структур как не бывало. Меридиональные системы Урала и Чили потеряли свою естественную ориентировку и идут в северо-восточном направлении. Полностью исчезают или меняют ориентировку меридиональные структуры Сахалина, Хоккайдо, Сетте-Дабана. Гигантская зона широтных структур, протягивающаяся от Тянь-Шаня до севера Кореи, потеряла свою ведущую роль, и на отдельных участках либо исчезла, либо изменила ориентировку. Широтных структур Южного Китая, столь четко выраженных на тектонической карте, нет вообще. Эльбрус и Копет-Даг, не меняя простирания, свободно

соединяются с разломами западного ограничения полуострова Индостан, которые в свою очередь изменили простирание и идут вкось по отношению к береговой линии. Огромная меридиональная зона Срединно-Атлантического хребта в южной части его просто не попала на карту. Протянувшаяся почти на тысячу километров меридиональная зона Срединного хребта Индийского океана намечена лишь предположительным пунктиром в самой северной части, причем простирание ее становится северо-северо-восточным. Полностью исчезает циркулантарктическая зона субширотных структур. Великие разломы Восточной части Тихого океана — Мендосино, Муррей, Кларино, Клиппертон, Пионер — оказываются вовсе не субширотными, какими мы их привыкли видеть до сих пор, они спокойно изменяют свое простирание от северо-восточного до северо-западного.

Стоит ли продолжать? Написать по этому поводу можно было бы еще много. В целом же результат налицо — с карты исчезли практически все разломы кроме северо-восточных и северо-западных. А эти последние хотя и нанесены, но кое-как и далеко не всегда там, где они есть. Несмотря на это, автор считает возможным на этой основе приступить к основной итоговой части работы — выводу закономерностей пространственной сетки распределения разломных зон. И вот, наконец, как итог проведенного анализа появляется карта, изображающая сетку планетарной трещиноватости. Здесь остаются две пересекающиеся под прямым углом диагональные системы разломов, простирание которых незначительно изменяется в направлении от экватора на север. Сетка, как подчеркивает автор, выведена эмпирически, на основе трассирования реально существующих зон разломов. Именно в результате такого трассирования и был выбран размер элементарной ячейки, равный диагонали десятиградусных прямоугольных зон.

Однако простое сравнение полученной идеальной сетки с приведенной ранее картой разломной тектоники мира, не говоря уже о картах разломной тектоники отдельных районов — картах, как было показано выше, далеко не идеальных — показывает, как далеки они друг от друга. Соответствие между зонами разломов идеальной сетки и разломами даже на сильно идеализированных И. И. Чебаненко картах разломной тектоники чаще является исключением, чем правилом.

В результате, вместо действительно существующего закона пространственного распределения разломов различной ориентировки мы получаем произвольно выбранную сетку, идеализированную настолько, что ни о каком реальном ее применении не может быть и речи. Наиболее ценное, что мог бы дать тщательно проведенный анализ всей совокупности структур — конкретный, наиболее часто встречаемый закон элементарной ячейки и закон делимости и интеграции структур полностью повисают в воздухе.

Собственно говоря, при всем это сказано меньше, чем при простой качественной констатации факта, зафиксированного Н. С. Шатским, о том, что преобладающими являются две системы разломов — ортогональная и диагональная. Куда более удачна сетка А. В. Долицкого и И. А. Кийко (1963), хотя и она далека от идеала.

Допустим, однако, что проблема решена. Первый и важнейший вопрос, который встает вслед за этим — как же соотносится выведенная идеальная система разломов с реальной картиной геологического строения? Почему сравнительно простая геометрическая система столь сложно и многообразно отражается в реальности? Этот вопрос автор вообще не рассматривается. В этом смысле работа также совершенно не геологична.

Действительно, почему в одних районах отчетливо преобладают зоны разломов одних направлений, а в других районах — совершенно других? В этом смысле вывод автора о наличии сетки, подразумевающей равномерное распределение динамических усилий, вступает в определенное противоречие с геологическими данными о существовании специфических подвижных поясов, распределенных крайне неравномерно как в смысле пространственной плотности, так и в отношении преобладающих простираний в тех или других районах. Вопрос о неравномерности распределения подвижных зон рассматривался Р. Зондером (Sonder, 1956), а в недавнее время Г. Н. Каттерфельдом (1962), кстати также с позиций ведущей роли ротационных сил, возникающих при изменении угловой скорости вращения Земли.

Путаница царит у автора книг и в вопросе о том, какова же механика образования идеальной сетки планетарной трещиноватости. В качестве основной гипотезы автор выдвигает объяснение образования единой сетки планетарных разломов за счет действия ротационных сил вращения Земли. Приводятся, в частности, варианты георетической схемы сетки разломов, которые должны возникать при изменении угловой скорости вращения — в случае замедления или ускорения ее.

Нетрудно видеть, что они совершенно несхожи с основными принципами динамической схемы Дж. Муди и М. Хилла (1960) и существенно противоречат объяснению механики ремагнетизма, предложенному Р. Зондером (Sonder, 1956). В то же время и объяснения всех этих авторов без должного критического разбора широко цитируются в рассматриваемой работе: например схема Муди и Хилла кладется в основу рассмотрения динамики сдвиговых смещений, в частности для Африки. Неясным в этом отношении остается и еще одно положение. По тексту ясно, что автор признает значительную роль сдвиговых нарушений. Однако он неоднократно подчеркивает, что большинство нарушений связано целиком с вертикальными движениями, которые количественно резко преобладают. Здесь автор просто выбивает основу из-под основной концепции, доказательству которой, собственно говоря, и посвящена вся книга. В самом деле, признавая существование сетки взаимосвязанных планетарных разломов невозможно без признания ведущей роли той или иной формы тангенциальных движений: иначе сам меха-

низм взаимосвязи между разломами становится фикцией и ни о каком единстве и взаимосвязи не может быть и речи.

Механика движений по разломам идеальной сетки остается совершенно неясной. Тем более не затрагивается вопрос: почему вдоль одних и тех же зон разломов в различные геологические эпохи возникают принципиально различные динамические усилия? И уж совсем неясно взаимоотношение разломов сетки и разломов ей не подчиняющихся. С одной стороны, в этом отношении автор ссылается на принцип сдвиговой тектоники Дж. Муди и М. Хилла; с другой стороны — говорит о том, что количество основных направлений, а главное, удельная роль каждого из них совершенно не таковы, как их понимают эти авторы. Отдельно говорится, что сдвиговые деформации играют подчиненную роль. Откуда же что берется?

Остаются без внимания вопросы о причинах сосуществования в одном и том же районе нескольких различных направленных систем разломов основных, по автору, северо-восточных и северо-западных румбов. Такие разнонаправленные системы хорошо видны в Европе (Cloos, 1948) и Центральной Азии. Но даже сам факт их существования обходится молчанием.

С проблемой закономерностей пространственного распределения разломов теснейшим образом связана проблема пространственного распределения складчатых поясов. Здесь прежде всего следует указать еще на одно существовавшее противоречие в работах И. И. Чебаненко. С одной стороны, на картах разломной тектоники он определенно различает складчатые пояса от разломов. Это отчетливо явствует из приведенных выше примеров, когда разломы, отвечающие крупнейшим складчатым поясам, на карты вообще не наносятся, а в то же время на них рисуются зоны, секущие их под тем или иным углом. Может быть автор различает эти явления? На эту же мысль наводит и название, которое он дает итоговой идеальной сетке — сетка планетарной трещиноватости, как бы подчеркивая этим названием отличие «планетарных трещин» от разломов другого рода. Однако, обратившись к тексту, легко убедиться, что это не так. Нигде не вводится специфического понятия «планетарной трещиноватости», элементы которой противостоят бы разломам другого рода. В то же время, в полном соответствии со сложившимися в настоящее время представлениями, И. И. Чебаненко трактует складчатые пояса как зоны наиболее долгоживущих, наиболее крупных и наиболее активных разломов. Вполне очевидно, что при такой постановке вопроса неиспользование данных о простирании и конфигурации складчатых поясов при построении суммарной картины блоковой тектоники Земли не могло не сказаться на полученных выводах.

Но вот вывод уже сделан и автор приступает к решению проблемы закономерностей распределения складчатых зон. Фактически это — второй основной вопрос, решаемый И. И. Чебаненко, и ему в основном посвящена вторая из рассматриваемых работ.

Каков же методический подход автора к этому вопросу? Принципиальная позиция автора, как и в отношении первой проблемы, представляется верной: подвижные зоны — геосинклинали и складчатые пояса в каждом отдельном случае представляют не набор изолированных, самостоятельно развивавшихся овалов, а отражают единую закономерную систему, пространственное распределение которой связано с единым для планеты полем напряжений.

Однако сейчас дело состоит уже не в том, чтобы выдвинуть это положение — оно достаточно известно и вряд ли вызывает возражения, по крайней мере, у подавляющего большинства геологов. Дело в том, что необходимо вывести закономерность, объясняющую различное пространственное положение разновозрастных зон. Нахождение такого закона дало бы ключ к тому, чтобы не только объяснить наблюдаемую картину, но и выявить зоны определенного возраста складчатости на тех участках, где они затושеваны позднейшими процессами, объяснить, почему некоторые зоны исключительно долгоживущи, в то время как другие достаточно быстро отмирают. К чему же сводится в этом отношении работа автора?

Половина книги посвящена пересказу монографии А. Н. Мазаровича (1952), пересказу, не дающему ничего нового. Там, где можно было бы ограничиться одной ссылкой или, в случае особой необходимости, серией копий со схем А. Н. Мазаровича, тратится 65 страниц текста. При этом многочисленные новые данные, полученные после выхода в свет монографии А. Н. Мазаровича, практически не используются. Совершенно не затрагивается вопрос о том, какие подвижные зоны и почему остаются устойчиво существовать, меняя лишь форму развития.

Непосредственно после этого следует вывод о том, что складчатые пояса последовательно наращивают жесткие массивы устойчивых блоков.

Вряд ли подобное рассмотрение вносит ясность в проблему в том виде, в котором она сформулирована вначале. Что же касается наращивания жестких ядер, то при любой точке зрения нельзя обойти молчанием мощные процессы вторичной активизации, охватывающие огромные территории после того, как они уже были стабилизированы. Крайне интересны в этом смысле описанные Ю. М. Шейнманном (1959) явления неоднократного образования, роста и последующего дробления платформенных массивов в докембрии различных районов; известно, насколько огромные по масштабам процессы такого рода были развиты в Алтайско-Тянь-Шаньской области, в Восточном Китае и на западе США. Как известно, И. В. Корешков (1960), рассматривая развитие подобных областей, показал, что этот процесс является отражением закономерного этапа развития земной коры. Как же можно пройти мимо всего этого? Нельзя так просто,

как это делает автор, разделаться и с проблемой развития Верхоянского складчатого пояса на бывшей территории Сибирской платформы.

Однако И. И. Чебаненко считает, что главное сделано — обе основные проблемы решены. В заключение обеих книг он на основании полученных результатов и дополнение к ним бегло рассматривает большой комплекс самых разнообразных проблем. Здесь и вопрос о соотношении магматизма и гидротермальной деятельности с разломами, и проблема островных дуг, и вопрос о причинах дугообразности подвижных поясов и отдельных разломов и о куполовидных структурах в докембрийском кристаллическом фундаменте, и многое другое.

«Решение» каждого из этих вопросов, сложнейших и зачастую очень запутанных, занимает у автора объем от одной до четырех страниц текста. Легкость необычайная! Впрочем, и поверхность тоже. В большинстве случаев проблема лишь названа, и хорошо, если хоть названа полно и правильно.

Вот, например, наиболее детально разбираемый вопрос о причинах дугообразности тектонических форм. Автор постулирует, что дугообразность возникает за счет сочетания прямолинейных отрезков складчатых зон при обтекании ими устойчивых блоков. Это положение иллюстрируется двумя примерами. В качестве первого из них разбирается конфигурация флишевой зоны Карпат. Автор попросту констатирует, что она имеет П-образную форму за счет того, что на трех различных участках преобладают соответственно зоны различного простираения. Но почему же все-таки они сочетаются дугообразно, а не под прямым углом? Это остается неясным. Другой пример, разбираемый для иллюстрации представлений автора по этому вопросу, относится к Верхоянско-Чукотской складчатой области. Вместо огромной пологой дуги субмеридионального надвига, по которому складчатая страна Верхоянья граничит с Приверхоянским прогибом, появляется никогда не виданная здесь система сравнительно коротких, сочленяющихся под прямым углом разломов северо-западного и северо-восточного простираений. О дуге автор вообще молчит, зато поясняет откуда взялся частокол разломов — за счет трассирования в этот район преобладающих разломов смежных участков Сибирской платформы. Любому, кто в малейшей степени знаком с геологией этих районов, ясно, насколько не соответствует рисуемая картина реальности. А чего стоит сама манера обращения с фактами, ясно и без такого рода знакомства. Но И. И. Чебаненко, по-видимому, считает подобную подмену не только допустимой, но и эффективной, соответствующей, так сказать, внутренней реальности вещей, которая затушевана второстепенными деталями. И тут же в тексте он сообщает, что аналогичный прием применен им для интерпретации тектоники района к северу от Алданского шита, а на схематической тектонической карте мира таким же способом до неузнаваемости изменены оба борта Предтаймырского прогиба, северный край Китайской платформы, северный край Буреинского массива и ряд других районов.

На этом, собственно, с дугообразностью полностью покончено.

А вот другая проблема — куполовидные структуры докембрийского кристаллического фундамента. Несколько кратких примеров. Указание на то, что «согласно нашим представлениям, интрузии, а тем более мелкие интрузии, не обладают силой, достаточной для деформирования и смятия в складки окружающих пород». И вывод: «Все сказанное в отношении характера строения купольных структур докембрийского фундамента дает нам основание отождествлять их со структурами осадочного чехла и предполагать аналогию в механизме развития». Исключительно смелая мысль, которая должна одинаково поразить воображение и специалистов по докембрию и тех, кто имеет дело с осадочным чехлом платформы. Нужны ли здесь комментарии?

Чувство глубокой неудовлетворенности и разочарования испытываешь после прочтения обеих книг И. И. Чебаненко. Но не это самое главное. Суть дела в том, что такого рода работы могут только дискредитировать в глазах широких кругов геологов нужную и важную идею.

Важные и срочные проблемы закономерностей пространственного распределения и ориентировки разломов земной коры, соотношения с ними складчатых поясов и все связанные с ними вопросы ждут своего разрешения.

## Литература

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, М., 1962.
- Волин А. В. О глыбовом строении современных горных областей. В сб. «Проблемы планетарной геологии», Госгеолтехиздат, М., 1963.
- Воронов П. С. Тангенциальные напряжения и региональные сдвиговые деформации земной коры на севере Средней Сибири. Информ. бюлл. Ин-та геол. Арктики, вып. 17, 1959.
- Воронов П. С. О вероятности влияния ротационных сил Земли на размещение крупных мезокайнозойских разломов Арктики и Антарктики. III. Астрогеологическая конференция по проблемам теории Земли, Л., 1960.
- Долицкий А. В., Кийко И. А. О причинах деформации земной коры, В сб. «Проблемы планетарной геологии», Госгеолтехиздат, М., 1963.
- Каттерфельд Г. Н. Основные закономерности планетарного рельефа. Уч. зап. Лен. пед. ин-та, Кафедра геогр. т. 151, 1958.
- Каттерфельд Г. Н. Лик Земли и его происхождение, М., 1962.

- Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития: М., 1960.
- Ли Сы-гуан. Вихревые структуры и другие проблемы, относящиеся к сочетанию геотектонических систем северо-западного Китая. Изд-во иностр. лит., М., 1958.
- Мазарович А. Н. Основы региональной геологии материков. Изд. МГУ, ч. I, 1951, ч. II, 1952.
- Муди Дж. Д. и Дж. Хилл. Сдвиговая тектоника. В сб. «Вопросы современной зарубежной тектоники». Изд-во иностр. лит., М., 1960.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1956.
- Стовас М. В. О напряженном состоянии корового слоя в зоне между 30—40°. В сб. «Проблемы планетарной геологии». Госгеолтехиздат, М., 1963.
- Цареградский В. А. К вопросу о деформациях земной коры. В сб. Проблемы планетарной геологии. Госгеолтехиздат, М., 1963.
- Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). Сравнительная тектоника древних платформ, стр. 4, Изв. АН СССР, Сер. геол., № 5, 1948.
- Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. Тр. ВНИИ-1. Геология, вып. 49, 1959.
- Cloos H. Ancient European basement blocks. Trans. Amer. geophys. Union, v. 29, No 1, 1948.
- Elie de Beaumont L. Notice sur la sistemas de montagnes. v. 1—3, Paris, 1852.
- Green W. L. Vestiges of the molten globe as exhibited in the figure of the earth, volcanic action and physiography. Pt. I. London, 1875, Pt. II. Honolulu, 1887.
- Meiskanen W. A. Wening Meinesz F. A. The Earth and Its Gravity Field. New York, 1958.
- Sonder R. Mechanik der Erde. Stuttgart, 1956.

Институт вулканологии  
СО АН СССР  
Петропавловск-Камчатский

Статья поступила  
25 апреля 1965 г.

УДК 551(729.1)

А. Ф. АДАМОВИЧ, В. Д. ЧЕХОВИЧ  
О КНИГЕ «ГЕОЛОГИЯ КУБЫ»<sup>1</sup>

Геология Кубы изучалась многими геологами: кубинскими, американскими, французскими, немецкими, голландскими, а в последние годы на территории Кубинской Республики работала группа советских геологов.

Весь этот разнообразный и часто разрозненный геологический материал до последнего времени не был обобщен и систематизирован, хотя такие попытки ранее и предпринимались (Palmer, 1945; Bermudez u. Hoffstetter, 1959; Bermudez, 1962).

Очень трудному, но необходимому делу обобщения и систематизации знаний по геологии Кубы посвящена рассматриваемая монография (на испанском языке), выпущенная Кубинским институтом минеральных ресурсов в конце 1964 г. (Instituto Cubano de Recursos Minerales, La Habana, 1964). К книге прилагается геологическая карта Кубы в масштабе 1 : 1 000 000, опубликованная в конце 1962 г. и уже прорецензированная одним из знатоков геологии Кубы, американским геологом А. Мейерхофом, который оценил ее как важный шаг вперед в изучении геологии этого региона. Текстовая часть книги (239 стр.) сопровождается томом графических приложений.

Геологическая литература о Кубе на русском языке практически отсутствует, если не считать нескольких статей в советских геологических журналах и небольшого раздела в известном труде Дж. Ирдли «Структурная геология Северной Америки», переведенном на русский язык. К тому же приводимые в книге Ирдли сведения базируются на данных, опубликованных до 1950 г., и в настоящее время значительно устарели.

Следует отметить, что авторами сводки использовано около 1 000 различных отчетов, работ и карт, материалы которых ранее были практически недоступны.

Отсутствие достаточных данных в советской литературе и несомненная новизна опубликованной работы заставляют нас рассмотреть ее более подробно.

<sup>1</sup> Рецензия на книгу «Геология Кубы» Г. Фуррасола Бермудес, К. М. Худoley, М. С. Михайловская, Ю. С. Миролюбов, И. П. Новохатский, А. Нуньес Хименес, Хуан Б. Сольсона. «Geologia de Cuba» Ministerio de Industrias Instituto Cubano de Recursos Minerales Departamento Cientifico de Geologia Gustavo Furrázola Bermudez, Constantino M. Judoley, Marina S. Mijailovskaya, Yuri S. Mirolovov, Ivan P. Novojatsky, Antonio Nuñez Jimenez, Juan B. Solsona, La Habana, 1964.

Книга начинается очерком о географии и геоморфологии Кубы, написанным известным знатоком географии Кубы Антонио Нуньесом Хименесом. Особый интерес в этом разделе представляют описания карстовых форм рельефа.

Далее следует описание стратиграфии острова, занимающее около 1/3 объема всей книги.

Стратиграфический разрез острова начинается метаморфическими и метаморфизованными породами, обожженными в виде отдельных «пятен» в провинциях Пинар дель Рио, Лас Вильяс (Тринидад), Ориенте и на острове Пинос. В провинциях Пинар дель Рио и Лас Вильяс они представлены метаморфизованными терригенными породами. Однако в последней провинции степень метаморфизма их значительно сильнее, кроме того, в нижней (?) части разреза здесь встречается толща мраморов. В провинции Ориенте метаморфические образования представлены толщей метаморфических сланцев, а на севере провинции Камагуэй в составе этого комплекса появляются соленосные отложения.

Возраст всех рассматриваемых выше образований авторы книги считают нижне-среднеюрскими на основании находок в них флоры (определение В. А. Вахрамеева) и фауны тригоний в провинции Пинар дель Рио. Кроме того, известны находки среднеюрских (?) спор в соленосных отложениях провинции Камагуэй. В то же время нельзя считать убедительно доказанным возраст отличных по литологическому составу метаморфических образований гор Тринидад и провинции Ориенте. Еще до сих пор их возраст широко дискутируется в геологической литературе. Согласно одной точке зрения они являются стратиграфическими аналогами нижне- и среднеюрских толщ провинции Пинар дель Рио. Другие геологи сопоставляют их с верхнепалеозойскими образованиями Британского Гондураса (Hatten, 1958) и, наконец, третьи считают, что метаморфические породы провинции Ориенте следует сопоставлять с меловыми образованиями (Hess u. Maxwell, 1953). Авторы рецензии склонны присоединиться к последней точке зрения, так как их личные наблюдения в провинции Ориенте показали, что метаморфические породы здесь образованы в результате динамометаморфизма первично вулканогенных отложений, сходных с меловыми вулканогенными комплексами Кубы и Гаити.

На размытой поверхности метаморфических пород в провинции Пинар дель Рио залегают толщи известняков, верхнеюрский возраст которых хорошо доказывается фаунистически.

Вышележащие меловые образования очень разнообразны по своему характеру. В пределах Кубы выделяются области преимущественного накопления осадочных и вулканогенных отложений мела.

В провинции Пинар дель Рио и северной части Центральной Кубы меловые отложения представлены осадочными породами. Здесь на основании детальных сборов макро- и микрофауны выделяются следующие подразделения: 1) неоком, 2) апт-альб, 3) альб-турон, 4) турон-кампан, 5) маастрихт. Следует, однако, отметить, что проведение нижней границы мела все еще спорно, так как литологически эти отложения очень сходны, а палеонтологическая характеристика пограничных слоев недостаточна полна. Как правило, нижние три подразделения мела здесь представлены в основном карбонатными отложениями. Общая мощность верхнеюрских и меловых (дотурон-кампанских) отложений здесь не превышает 2000 м.

Значительно сложнее обстоит дело с расчленением нижнемеловых и нижне-верхнемеловых пород в центральной части, где они представлены мощными (6000—7000 м) толщами вулканогенных пород основного и среднего состава, возраст которых определяется на основании находок сеноманской фауны в верхних частях разреза. Большая часть их отнесена авторами книги к апт-альбским. Здесь следует отметить несоответствие между приложенной картой и текстом, хотя это и объясняется более ранним изданием карты. Так, на карте все вулканогенные породы центральной части Кубы обозначены верхним мелом, тогда как нижнюю часть их правильнее было бы отнести к нижнему мелу.

Турон-кампанские отложения, несмотря на складчатость, предшествующую их образованию, также различны по своему составу: в северной Кубе они карбонатные (рифовые), мощностью от 400 до 900 м, а в центральной Кубе — вулканогенные (до 1500 м). Обломочные, часто ритмично переслаивающиеся породы (400—800 м) распространены между областями развития карбонатных и вулканогенных фаций.

Маастрихтские отложения хорошо фаунистически охарактеризованы, но им свойственна сильная фациальная изменчивость, затрудняющая корреляцию. На севере в основном преобладают карбонатные осадки (известковистые мергели) мощностью до 2000 м; на осгальной территории Кубы развиты терригенные и в меньшей степени вулканогенно-обломочные отложения, верхние горизонты которых представлены своеобразными валунными конгломератами и осадочными брекчиями.

В заключение раздела о меловых отложениях приводятся списки и дается критический анализ фауны, определяющей возраст содержащих ее пород, что представляется весьма интересным и полезным.

О присутствии на Кубе датских отложений имеются самые противоречивые мнения. Авторы сводки правильно считают, что этот вопрос на данной стадии изучения остается открытым.

Отложения палеоцена на западе, в провинциях Пинар дель Рио и Гавана представлены глинисто-карбонатными отложениями, а в центральной части острова — в

основном известняками мощностью около 1000 м. На востоке, в провинции Ориенте, в составе палеоценовых отложений резко преобладают вулканогенные образования. Несомненно интересен вывод авторов, что значительная часть формации Кобре по возрасту относится к палеоцену. Этот вывод потребует пересмотра некоторых представлений, отраженных на геологических картах. В провинции Ориенте (на южных склонах Сьерра дель Кристаль) известен и другой тип разреза палеоцена. В этом районе палеоценовые (видимо, нижнепалеоценовые) отложения мощностью около 200 м представлены мергелями с прослойками песчаных известняков.

Наиболее подробно описаны в рецензируемой книге отложения эоцена.

Нижнеэоценовые отложения представлены преимущественно терригенными образованиями: конгломератами, песчаниками, алевролитами. Только в провинции Ориенте в составе нижнеэоценовых отложений преобладают вулканогенные образования, состоящие в основном из туфов андезитового состава. При этом количество туфогенного материала в направлении с юга на север заметно уменьшается.

Начиная со среднего эоцена, повсеместно начинает преобладать карбонатный тип осадконакопления. По существу, средне- и верхнеэоценовые отложения на всей территории острова представлены мергелями и известняками. Лишь иногда (провинция Лас Вильяс) встречаются грубообломочные отложения, а на востоке острова — маломощные прослойки туфогенных пород или примесь туфогенного материала среди карбонатных образований.

Отложения олигоцена развиты во всех частях острова и представлены преимущественно морскими образованиями — мергелями, реже известняками и глинами. Иногда среди них встречаются маломощные прослойки красцветных пород типа латеритов и лигниты, а на востоке острова — довольно мощные пачки конгломератов. Максимальная мощность олигоценовых отложений (в одном разрезе) достигает 1270 м.

Миоценовые отложения разделяются (в основном по литологическому составу) на две части: нижнюю, включающую в себя нижний миоцен и низы среднего миоцена, и верхнюю, объединяющую вторую половину среднего и весь верхний миоцен. В нижней половине миоцена наиболее развиты известняки и мергели, местами песчаные, местами глинистые. В скажинах, расположенных в заливе Гуаканаябо, встречаются прослойки гипса и ангидрита.

Отложения верхней половины миоцена развиты лишь на небольших площадях в провинции Матансас и на восточном окончании острова — в районе мыса Майси. В обоих районах эти образования представлены, в основном, рифовыми известняками.

Вопрос о распространении на Кубе плиоценовых отложений продолжает оставаться спорным; единственным местом, где плиоценовый возраст отложений может считаться доказанным, является провинция Матансас, где к плиоцену относится 60-м пачка известняков с обильной фауной. В остальных частях острова отложения, относимые к плиоцену, фаунистически не охарактеризованы и определения возраста базируются лишь на сопоставлениях, которые к тому же оспариваются рядом авторов.

Такое положение, видимо, связано с тем, что макро- и микрофауна, обильно представленная в этих отложениях, является весьма мало изменчивой и охватывает по возрасту обширный интервал времени от верхнего миоцена до четвертичного периода.

Стратиграфия четвертичных отложений на Кубе не разработана, что объясняется в основном «отсутствием чередования влажных и засушливых эпох — этого важного условия для корреляции и расчленения четвертичных образований» (стр. 92).

Обычно на Кубе четвертичные отложения подразделяются на плейстоцен и голоцен. Однако в связи с отсутствием достаточных данных авторам сводки не удалось провести это разделение на карте и в книге, где ими выделяются современные отложения и нерасчлененные отложения четвертичной системы.

В связи с этим представляется крайне интересным изучение молодых толщ, в которых выработаны морские террасы мыса Майси и где, по-видимому, можно наблюдать непрерывный разрез морских отложений от миоцена до голоцена. Как интересный факт следует отметить, что возраст торфяных залежей в центральной части острова (Сьенага де Сапата) по определению  $C_{14}$  колеблется от 5000 до 5500 лет.

В заключение стратиграфического раздела в сжатом виде суммированы сведения о стратиграфии о-ва Куба. Здесь же впервые говорится о зонах преимущественного развития тех или иных фаций, то есть, по существу, о структурно-фациальных зонах, которые, по нашему мнению, следовало бы кратко описать в начале раздела «Стратиграфия», что значительно облегчало бы чтение текста.

Кроме этого перечислены главные проблемы дальнейшего изучения стратиграфии. Их достаточно много, и, на наш взгляд, первоочередными из них являются: а) вопросы сопоставления метаморфических образований, относимых в настоящее время к нижней и средней юре (от решения этой проблемы зависит выяснение ранних этапов геологической истории о-ва Куба и правильная оценка перспектив поисков некоторых полезных ископаемых); б) уточнение вопроса о возрасте нижнемелового и нижнетретичного вулканизма; в) изучение стратиграфии молодых (миоцен-четвертичных) образований.

Главные особенности магматизма на Кубе, по мнению авторов сводки, обусловлены ее положением в непосредственной близости от таких больших структур, как Тихий и Атлантический океаны, для которых характерен магматизм основного состава (стр. 103). Эти особенности выражаются, во-первых, в преобладании ультраосновных и основных пород при подчиненном значении кислых разностей, которым свойственна

бедность калием при большом содержании натрия и кальция. Здесь следовало бы подчеркнуть довольно существенное развитие на Кубе гранитоидных интрузий и их своеобразии, заключающемся в бедности кварцем (лишь в отдельных случаях породы можно назвать гранитами). Второй особенностью является ясно выраженная возрастная зональность проявления магматизма, третьей — пространственная приуроченность основной массы ультраосновных и основных интрузий к зоне глубинного разлома, проходящего в северной части острова.

Далее авторы книги рассматривают магматизм Кубы в возрастной последовательности формирования магматических пород, адресуя их к еще не упомянувшимся до этого тектоническим зонам, которые охарактеризованы лишь далее, в главе «Тектоника».

Вулканическая деятельность юрского времени может предполагаться лишь по наличию метаморфизованных пород вулканического происхождения, которые отмечались некоторыми исследователями среди метаморфических толщ, условно относимых к нижней — средней юре. В связи со слабой изученностью метаморфического комплекса практически не приводится никаких данных об их характере и составе. Несколько больше известно об интрузивных породах этого возраста, среди которых выделяются линзообразные тела измененных серпентинитов и мелкие штоки гранитоидных пород, развитые лишь в провинции Лас Вильяс и на острове Пинос.

Меловой вулканизм проявляется в интрагеосинклинальных зонах. Севернее краевого поднятия геосинклинали вулканогенные породы не наблюдаются. Указывается на распространение мелового вулканизма значительно южнее, уже за пределами Кубы — на Ямайке, однако слабо подчеркнут его подчиненный характер там в период верхнемелового осадконакопления.

Меловые интрузии наиболее широко распространены на Кубе и представлены как группой ультраосновных и основных пород, так и гранитоидами. Массивы ультраосновных пород группируются в пояс, вытянутый вдоль оси острова и в той или иной мере связанный с зоной разлома Лас Вильяс. Дифференциация в их пределах ничтожна, и основную массу пород составляют серпентинизированные перидотиты гарцбургитового ряда; очень малую площадь занимают серпентинизированные пироксениты и дуниты. Внедрение ультраосновной магмы происходило между сеноманом и поздним кампаном в виде синорогенных масс, дислоцированных согласно с вмещающими породами. В связи с этим, в зависимости от положения этих масс в локальных структурах и эрозионного среза, на поверхность выходят либо узкие протяженные полосы ультрабазитов, либо лишь слабовытянутые, занимающие большую площадь тела. Процессы серпентинизации и экзогенного изменения описаны кратко, хотя они привели к образованию широко распространенной латеритной коры выветривания, содержащей значительные концентрации железа, никеля и кобальта.

Об интрузиях габброидов, ассоциирующих по площади с ультрабазитами, существуют различные мнения — как о более молодом возрасте и рвущем контакте их по отношению к ультраосновным породам, так и о постепенных переходах между ними.

Гранитоидные интрузии, относимые к верхнему мелу, также вытянуты в субширотный пояс, параллельный ультраосновному и расположенный к югу от него. Кроме этого, они формируют вторую, менее протяженную полосу на юге провинции Ориенте в горах Сьерра Маэстра. Форма массивов изучена очень слабо, хотя существуют указания как на батолитообразные интрузии, так и на крупные межформационные тела (Эскамбрай). Наиболее распространенными петрографическими разновидностями являются кварцевые диориты, плагиограниты, гранодиориты; нормальные граниты встречаются исключительно редко. Явления ассимиляции и гибридизации развиты в ограниченном масштабе.

К сожалению, в книге отсутствуют описания явлений контактового метаморфизма гранитоидов, которые достаточно интенсивны и интересны с практической точки зрения, поскольку с метасоматическими процессами на контактах с карбонатными и вулканогенными породами связаны типичные скарновые месторождения железа (Дайкири, Антоники и др.).

Возраст гранитоидных интрузий достаточно точно устанавливается как верхнемеловой. Следует, однако, отметить, что в районе Сьерра Маэстра, вероятно, распространены более молодые — палеогеновые — интрузии. В 1964 г. авторами настоящей рецензии было проведено несколько пересечений труднодоступных частей хребта Сьерра Маэстра, в результате чего удалось выяснить, что так называемая формация Винент, развитая на южных склонах хребта и условно относимая ранее к нижнему мелу, согласно подстилает палеоцен-эоценовые отложения северных склонов (формация Кобре). Кроме того, в этих отложениях были найдены плохо сохранившиеся фаунистические остатки предположительно верхнемелового возраста. Таким образом, вмещающими породами для гранитоидов служит единая непрерывная толща верхнего мела — нижнего эоцена. Дополнительным доказательством этому является выявление небольших массивов гранитоидов на южном склоне, рвущих породы, относимые всеми исследователями к палеоцен-эоцену.

Палеогеновый вулканизм широко проявился в южных частях провинций Ориенте и Камагуэй в структурно-фациальной зоне Кауто. В разрезах этой зоны вулканогенные породы распространены вплоть до среднего эоцена. После кубинской складчатости (средней эоцен) вулканогенные образования практически целиком исчезают из разреза. Проявления вулканизма на востоке Кубы в палеогене, при полном его отсутствии на западе, рассматриваются как подтверждение точки зрения Бюттерлина (Butterlin, 1956) о миграции вулканических излияний во времени в Антильской дуге с запада на восток.

Среди интрузивных пород палеогена указываются мелкие штоки, дайки и некки, по составу соответствующие дацитам, андезитам и базальтам.

Очень важными можно считать новые данные, опровергающие мнение Р. Пальмера об олигоцен-миоценовых ультрабазитах, поскольку повторное изучение обнажений, на которых он основывал свои выводы, позволило установить лишь тектонические контакты гипербазитов с вмещающими олигоцен-миоценовыми толщами. К сожалению, этот вопрос не рассматривается в книге с достаточной полнотой, хотя он крайне интересен и важен.

Ценной в заключительном разделе о магматизме является формулировка основных задач, подлежащих первоочередному решению.

Вряд ли целесообразно почти полное отсутствие в книге данных по пересчетам химических анализов магматических пород, в связи с чем в книге полностью отсутствует петрохимическая часть и совершенно не освещены теоретические вопросы природы магм, столь интересные для Английской островной дуги. Возможно, авторы не ставили перед собой таких задач, ограничиваясь лишь описанием фактического материала, однако полное их игнорирование создает у читателей определенную неудовлетворенность.

Раздел «Тектоника» занимает значительный объем книги и по важности мог бы считаться основным.

Авторы рассматривают Кубу и все Большие Антильские острова как зону ларамийской складчатости, которая прошла длительный путь геосинклинального развития. В строении и развитии этой зоны важную роль играли глубинные разломы и вертикальные движения земной коры.

В современном структурном плане Кубы выделяется ряд синклинирных и антиклинирных структур. Авторы отмечают, что Кубинская геосинклиналь была расположена между двумя большими структурами — Багамской платформой и «впадиной Бартлетт» (хотя нигде не дается определения этого термина свободного пользования). Кубинская геосинклиналь расчленяется на ряд структурно-фациальных зон.

Багамская платформа характеризуется складчатым фундаментом предположительно палеозойского возраста и осадочным чехлом, начинающимся верхнеюрскими отложениями. Мощность чехла, состоящего, в основном, из карбонатных отложений, согласно данным бурения и геофизики, достигает 6000—10 000 м. Вероятно, эту стабильную зону с мощным развитием осадочного чехла правильнее было бы именовать плитой (Адамович и Чехович, 1964).

Между платформой и собственно Кубинской геосинклиналью располагается Кубинский передовой прогиб, расчленяемый на четыре зоны, согласно мощностям и интенсивности дислокаций слагающих их осадков. Мощность карбонатных отложений в нем, согласно данным геофизики, увеличивается при удалении от Багамской платформы от 10 000 до 14 000 м, в этом же направлении повышается интенсивность складчатых и разрывных дислокаций. Двумя отражающими горизонтами, по положению которых можно судить о мощностях и структурах отложений, являются поверхность среднеэоценового несогласия и верхняя граница аптских доломитов. Имеющиеся данные показывают, что прогибание этой зоны происходило с верхней юры, а после туронской и эоценовой складчатости прогибание шло более замедленными темпами. В связи с этим описываемую зону вряд ли следует рассматривать как передовой (краевой) прогиб, ибо максимум прогибания совпадает здесь со временем начальных этапов развития смежной геосинклинали.

К югу от передового прогиба располагается краевое поднятие геосинклинали, характеризующееся сокращенными по мощности (990 м) отложениями верхней юры — мела, связанными в линейные складки. К этой зоне приурочены ультраосновные и гранитоидные интрузии мелового возраста. К краевому поднятию примыкает крупный синклинирий, выполненный мощными вулканогенными и терригенными формациями мела, сильнодислоцированными и прорванными интрузиями. Далее к югу выделяется ряд интрагеосинклиналей и интрагеоантиклиналей.

Среди первых наиболее крупными являются интрагеосинклинали Саса и Кауто. Для зоны Кауто характерно развитие третичного вулканизма и, возможно, третичных интрузий. Отмечается, что зона Кауто занимает промежуточную позицию между Ганти, Пуэрто-Рико и остальными частями Кубы, но в каком смысле следует понимать это утверждение — остается неясным.

Как уже указывалось, практически не расшифровано понятие «впадина Бартлетт», поскольку описываются лишь ее размеры, отмечается вероятное ограничение ее разломами и приводятся различные мнения о возрасте ее образования. Следовало бы привести имеющиеся материалы о строении земной коры по данным профилей глубинного сейсмического зондирования (Ewing, 1960) и гравиметрии. Авторы не делают попыток сравнить впадину Бартлетт с расположенной также к югу от Кубы и в целом сходной с ней Юкатанской впадиной (аналогичные положительные аномалии силы тяжести, сходное строение земной коры, приближающееся к океаническому типу и т. д.).

По-видимому, нельзя рассматривать изолированно впадину Бартлетт только как крупную структуру, «ограничивавшую Кубинскую геосинклиналь с юга» (стр. 163), а следует анализировать на основе геолого-геофизических данных всю систему глубоководных впадин и подводных хребтов, расположенную к югу от Кубы, в неразрывной связи с историей развития земной коры во всей этой области.

Часть раздела «Тектоника» посвящена описанию основных структурных этажей и несогласий. Основными структурными этажами авторы сводки считают: 1) ниже-сред-

неюрский, 2) верхнеюрский — нижнемеловой, 3) нижнемеловой — верхнемеловой, 4) верхнемеловой — палеоценовый, 5) ниже-среднеэоценовый, 6) среднеэоцен — олигоценый, 7) миоценовый. По нашему мнению, выделенные «этажи» правильнее называть структурными комплексами. Каждый из структурных этажей характеризуется свойственным ему типом складчатости, зависящим не только от принадлежности к тому или иному структурному ярусу, но и от той тектонической зоны, в которой он расположен. Наибольшая степень дислокаций характерна для ниже-среднеюрских отложений, наиболее слабая — для миоценовых, которые, как правило, смяты в весьма пологие складки. В отдельном разделе описаны разрывные нарушения, которые разделены на согласные и поперечные. Кроме того, выделены зоны глубинных разломов, разделяющие крупные геосинклинальные структуры.

В заключение раздела «Тектоника» авторы приводят очень краткие сведения о полезных ископаемых Кубы и их приуроченности к крупным тектоническим структурам. Такая краткость в данном случае вряд ли оправдана, так как авторы владеют значительно большими материалами, представляющими несомненный интерес для широкого круга читателей.

Следующий раздел книги посвящен истории геологического развития Кубы и сопровождается многочисленными палеогеографическими и литолого-фашиальными схемами. Этим же вопросам, по существу, посвящены и выводы, заключающие книгу. Наибольший интерес вызывает здесь критический разбор многочисленных гипотез о тектонической природе Кубы. Следует указать, что авторы достаточно резко возражают против широко распространенных взглядов Исаак дель Корраля, Пальмера и др. о значительных горизонтальных перемещениях всего острова в неогене, а также о широком проявлении разрывных дислокаций надвигового характера.

Книгу заключает обширный список литературы по геологии Кубы, насчитывающий около 450 работ, в большинстве своем неопубликованных и хранящихся в настоящее время в архивах Кубинского института минеральных ресурсов.

Эта библиография, по существу, является наиболее полным списком работ по геологии Кубы и прилегающих территорий, значительно превосходя известную сводку Руттена «Библиография Вест-Индской геологии» (1938). К сожалению, и этот список работ по геологии Кубы не является исчерпывающим.

Следует отметить некоторые общие недостатки книги. К ним относится, например, отсутствие четкости в изложении вопроса о структурно-фашиальных зонах. При вторичном издании книги следовало бы поместить перед главой «Стратиграфия» краткий раздел о тектоническом положении острова среди окружающих территорий и его тектоническом районировании. Некоторые крупные структуры (например, впадина Бартлетт) охарактеризованы лишь в морфологическом отношении, геолого-тектоническая их природа не расшифрована или расшифрована недостаточно четко.

Крупным недостатком работы является полное отсутствие формационного анализа отложений. Этот метод, с успехом применяемый советскими геологами для самых разнообразных геологических областей, несомненно способствовал бы более обоснованной трактовке истории геологического развития Кубы.

Подводя итог всему сказанному выше, следует еще раз отметить, что рецензируемая работа обобщает большую и в значительной части до сих пор неизвестный материал по геологии Кубы. Тематика разбираемых вопросов и глубина их проработки, наконец сам объем книги выгодно отличают ее от предшествующих сводок.

Авторами убедительно показана зональность строения территории всей Кубы, ранее указывавшаяся некоторыми исследователями лишь для отдельных ее районов, приведено большое количество фактических данных, обосновывающих их выводы.

Эту работу следует считать крупным вкладом в дело изучения геологии Кубинской Республики. Несомненно, что опубликование книги на русском языке будет с большим интересом встречено широкими кругами геологической общественности Советского Союза.

#### Литература

- Адамович А., Чехович В., Основные черты геологического строения Восточной Кубы, Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 1, 1964.
- Bermudez P. Las formaciones geologicas de Cuba. Geologia Cubana No. I ICRM, 1962.
- Bermudez P., Hoffstetter R. Lexico estratigrafico de Cuba. Lexique stratigrafique International, v. 5, Amerique Latin Fasc. 2c, Cuba, 1959.
- Butterlin J. La constitution geologique et la structure des Antilles. Centre National de la Recherche Scientifique Paris, 1956.
- Ewing I., Antone I. Ewing M. Geophysical measurement in the western Caribbean sea and in the Gulf of Mexico. J. Geophys. Res. No. 12, 65, 1960.
- Hatten C. Geology of Central Cuba — Eastern las Villas and Western Camaguey Provinces, Cuba, Manuscrito, Archivo ICRM, 1958.
- Hess H., Maxwell J. Caribbean research project. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 64, No. 1, 1953.
- Palmer R. Outlin of the Geology of Cuba. J. Geol., v. 64, No. 1, 1945.

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.243.3(235.32)

И. М. СБОРЩИКОВ

О ВОЗМОЖНОМ МЕХАНИЗМЕ  
ОБРАЗОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ КОРОбЧАТЫХ СКЛАДОК  
ЗАПАДНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

Распространенное представление о коробчатых складках, как структурах, образующихся под действием вертикально перемещающихся блоков фундамента, играющих роль штампов, вероятно, не может быть применимо ко всем образованиям подобного типа. Изучение некоторых коробчатых складок Западного Верхоянья дает основание предполагать другой механизм их образования — при продольном изгибе пластов по концентрическому закону.

В настоящей статье использованы материалы, полученные автором совместно с коллективом геологов экспедиции Всесоюзного Аэрогеологического треста, проводивших геологическую съемку в пределах широтного отрезка Западного Верхоянья (бассейн р. Уяны).

Складчатость в пределах Верхоянья характеризуется сравнительной простотой (Херасков, 1935; Вихерт и др., 1961). Здесь, как правило, преобладают широкие, пологие, открытые структуры. Многие интересные и важные особенности тектонического строения этого региона подчеркнуты недавно Л. П. Зоненшайном (1964). К числу таких особенностей в первую очередь следует отнести широко развитые участки так называемой эжективной складчатости, в пределах которых встречаются преимущественно коробчатые и брахиформные складки. Эти участки рассматриваются как глыбы, структура которых в значительной степени обусловлена влиянием жесткого фундамента. Л. П. Зоненшайн впервые отметил, что при объяснении особенностей структуры Верхоянья вполне применим принцип компетентности, сформулированный в свое время Б. Уиллисом (1934). В основу этого принципа положено представление о ведущей роли в процессе складкообразования массивных, крепких или «компетентных» толщ, через которые и передаются все напряжения в окружающие породы.

Не менее интересно, что в строении Западно-Верхоянского антиклинория главную роль играют концентрические складки. Подобные же (или кливажные) складки, если и встречаются, то очень редко, и, как правило, они невелики по размерам.

Как известно, пласты пород, смятые по концентрическому закону, характеризуются неизменной мощностью в различных частях складки (на своде и крыльях). При простом, чисто геометрическом продолжении такой складки (скажем, антиклинали) вверх она обязательно должна затухать. Не может она также бесконечно продолжаться и вниз. Это простая закономерность подмечена давно, и еще Хиллс (1954), например, указывал, что концентрические складки вверх и вниз сменяются складками неконцентрическими. Существование в одном разрезе концентрических и неконцентрических складок, как считает В. В. Эз (1958), связано с неоднородностью сминаемых толщ: жесткие пачки сминаются в концентрические складки, а пластичные — в неконцентрические. Образование подобных (кливажных) складок нередко объясняется скалывающими напряжениями, возникающими в пластичном материале, зажатом между двумя массивными пластинами (так называемый кливаж скалывания) (Campbell, 1951).

В Верхоянье, в условиях достаточно хорошей обнаженности и при сравнительно глубоких врезках удалось проследить некоторые концентрические складки в вертикальном разрезе.

На рис. 1, 1 показана крупная коробчатая синклиналиная складка, образованная в пермских отложениях (правобережье р. Уяны). Сводовая ее часть и крылья сложены очень мощной (около 1000 м) монотонной толщей сланцеватых алевролитов. Вся складка в целом хорошо обнажена. На своде алевролиты залегают очень полого (8—10°), а местами горизонтально. Углы падения на крыльях достигают 50—60°. В ядре этой складки находится толща, представленная в основном песчаниками; небольшой останец которых встречен на вершине горы. Несмотря на то, что эти песчаники являются гораздо более плотными породами по сравнению с алевролитами, они дислоцированы интенсивней. Таким образом, налицо явное усложнение складчатости

к ядру синклинали, хотя литологические свойства пород отнюдь не благоприятствуют этому.

Другая антиклинальная складка (рис. 1, II, а) изучена в двух разрезах в бассейне р. Дюёрюньэ. В одном из них было обнажено ее ядро, а в другом, параллельном,

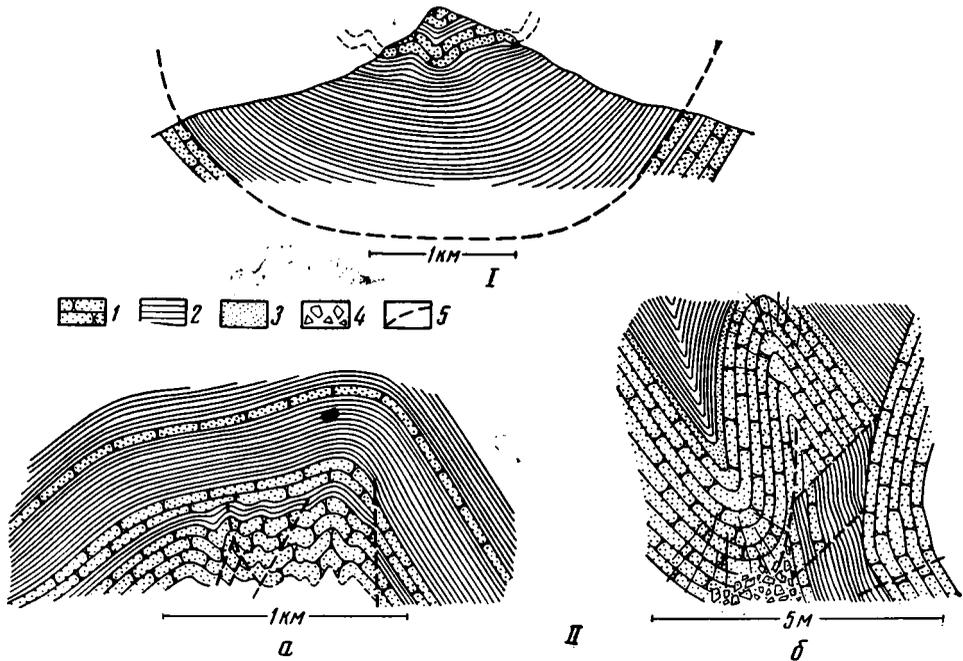


Рис. 1. Коробчатые складки Верхоянья (бассейн р. Уяны):

I — синклинали; II — антиклинали; а — общий вид, б — деталь строения ядра; 1 — песчаники, 2 — алевролиты, 3 — алевропесчаники, 4 — брекчированные породы, 5 — разрывные нарушения

разрезе при достаточно крутом погружении оси складки вскрыты более высокие горизонты сводовой части. Это довольно крупная и протяженная антиклиналь. По форме она также приближается к коробчатой (или стулообразной). На почти плоском своде пласты залегают очень полого ( $10-20^\circ$ ), в то время как на одном крыле они круто падают под углами  $60-70^\circ$ , а на другом —  $35-50^\circ$ . Крутое крыло осложнено сбросом. Как и в предыдущем случае, складка образована в мощной толще алевролитов, и лишь ядро сложено массивными крепкими песчаниками со сравнительно редкими прослоями алевролитов. И в данном случае отмечается резкая дисгармония складчатости. Пластинчатая алевролитовая толща на своде и крыльях залегают очень спокойно, в ней не отмечается сколько-нибудь значительных изменений мощности отдельных пластов. В то же время массивные породы ядра антиклинали несут явные следы повышенной тектонической напряженности. Здесь встречены крутые, порой даже острые дополнительные складки амплитудой от 5—10 до 250 м. Углы падения пород на их крыльях нередко достигают  $70-80^\circ$ . Широко развиты разрывные нарушения в виде взбросов, небольших надвигов, мелких сколов, а также разнообразных трещин.

На рис. 1, II, б изображен один небольшой участок ядра антиклинали. На нем видны сопряженные синклинали и антиклинали. Складки очень крутые, слегка запрокинутые. Они уже приближаются к подобным, и в некоторых пластах отчетливо фиксируется изменение мощности на крыльях по сравнению со сводовыми частями. Одно крыло антиклинали сорвано по небольшому взбросу: песчаники здесь надвинуты на пласт вышележащих алевролитов. Этот разрыв теряется в зоне, где породы превращены в тектоническую брекчию. Небольшие разрывы и трещины видны также в других частях складок.

Отмечающееся в обоих случаях усложнение складчатости к ядру не представляет собой ничего необычного. Такое явление характерно для всех структур, образующихся при концентрическом изгибании серии пластов. В любой концентрической складке только некоторые пласты свода могут изгибаться, не меняясь в мощности. Чем ближе к ядру, тем все меньше возможностей для складки в силу самой ее геометрии оставаться концентрической. Пласты «не вмещаются» в форму складки. Возникает явление, названное Л. У. де Ситтером (1960) недостаточностью пространства в ядре, и прогрессирующее в процессе изгибания. Таким образом, крутые, закрытые, нередко подобные складки в приведенных примерах являются не результатом регионального поля напряжений, а связаны с самим механизмом изгибания более крупной струк-

туры по концентрическому закону. Они возникают в наиболее напряженных частях складок — ядрах.

Сжатие в ядре, как правило, сопровождается растяжением на своде складки. Многочисленные трещины отрыва, свидетельствующие о растяжении, обычны в большинстве складок Верхоянья и не отмечаются в двух приведенных выше случаях, очевидно, в силу большой пластичности деформируемого материала, слагающего свод. В изображенной на рис. 2 антиклинали, сложенной почти исключительно песчаниками, подобные многочисленные трещины отрыва отчетливо видны на своде. Образование таких складок возможно только при продольном изгибе.

Существование в пачке сминаемых пластов пластичных и плотных пород, очевидно, определенным образом влияет на форму образующихся складок. При этом компетентные (плотные) породы играют решающую роль, а некомпетентные как-то приспособляются к их форме. В двух приведенных примерах в условиях недостатка пространства оказались сравнительно массивные породы. Неспособные к пластическому течению, при достаточно высоких вертикальных нагрузках они сминаются в серию небольших складок, сопровождающихся многочисленными разрывами. Образующееся в результате этого жесткое ядро препятствует вертикальному росту складки. Пластичные породы облекают его, сглаживая свод. В краевых частях складки, встречая упор в виде массивного ядра, они под действием горизонтально направленных сил приподнимаются, образуя характерные для коробчатых складок «ушки».

Приведенные выше примеры не единичны. Многочисленные геологические разрезы, построенные в Верхоянье, показывают, что во многих коробчатых структурах отмечается усложнение складчатости ближе к ядру. Это явление не может быть объяснено, если приписывать образование таких складок действию блока-штампа, но оно является естественным следствием развития концентрической складки при продольном изгибе.

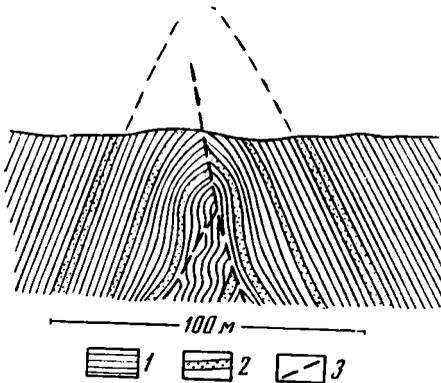


Рис. 3. Ядро крутой антиклинальной складки, сложенное алевролитами:

1 — алевролиты, 2 — прослои алевропесчаников, 3 — разрывные нарушения

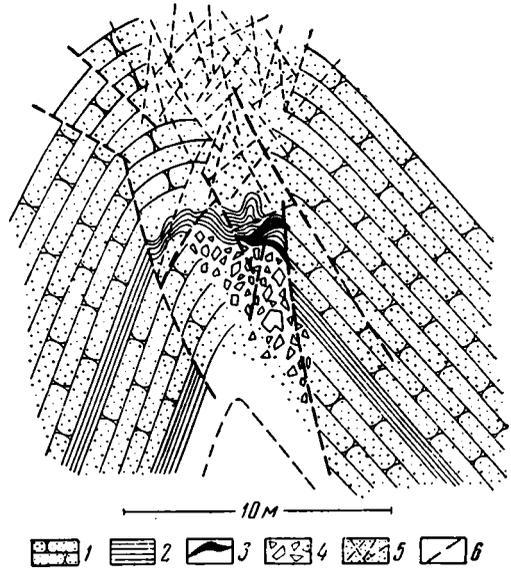


Рис. 2. Сводовая часть антиклинали, образованной в песчаниковой толще:

1 — песчаники, 2 — алевролиты, 3 — кварцевые жилы, 4 — брекчированные породы, 5 — зона трещиноватости, 6 — разрывные нарушения

Развитие концентрической складки не обязательно приводит к образованию структуры типа коробчатой. На рис. 3 показана антиклиналь, образованная почти исключительно в алевролитовой толще. По небольшому пласту алевропесчаников в ядре вырисовывается узкая, вытянутая вверх складка, несколько напоминающая диапир и осложненная в осевой плоскости крутыми разрывами. Породы в ядре дисгармонично перемяты. В данном случае недостаточность пространства разрешается за счет пластического течения материала вверх, сопровождающегося вертикальными взбросами. На возможность образования диапиров в подобных случаях также указывал Л. У. де Ситтер (1960).

Таким образом, форма некоторых концентрических складок находится в зависимости от литологии пород, в которых они образованы, так же как размеры их определяются мощностью сминаемой толщи или «глубиной складчатости». Представление о концентрической складке неизменно связывается с понятием базальной плоскости срыва (по Буксдорфу), т. е. поверхности, по которой вышележащие толщи соскальзывают и снимаются вне зависимости от подстилающих пород. Таких поверхностей может быть неограниченное количество. Обычно они приурочены к относительно пластичным мягким породам. В верхоянском комплексе, представляющем собой чередо-

вание в основном песчаниковых и алевролитово-сланцевых прослоев, такие плоскости срыва, вероятно, могли возникнуть в самых различных его частях. Скорее всего, даже не существовало крупных единых поверхностей — они «растворялись» в виде мелких складок по многочисленным алевролитовым прослоям. В зависимости от положения плоскости срыва в ядре складки могли оказаться массивные или пластичные породы.

Рассмотренный механизм развития концентрических складок, очевидно, не может служить универсальным объяснением образования коробчатых структур в любом районе. Верхоянье же является достаточно специфичной областью, современная структура которой скорее всего является результатом тангенциальных напряжений. Сама форма антиклинария, представляющего собой огромную дугу, выпуклую на запад, расположение структур, параллельное на северном и косое (по отношению к этой дуге) на южном отрезке, условия продольного изгиба, характерные для всех складок, и многие другие факты свидетельствуют о горизонтальном и субширотном направлениях складкообразовательных сил на всем протяжении Верхоянской геосинклинали. Каким-либо признаки вертикальных движений блоков фундамента (в период складкообразования) отсутствуют. В таких условиях в мощном комплексе терригенных осадков при определенных комбинациях пластичных и плотных толщ могли, вероятно, возникнуть коробчатые складки различного масштаба и значительной протяженности.

#### Литература

- Вихерт А. В., Возин В. Р., Ивенсен Ю. П., Каширцев А. С., Прошенко Е. Г. Геологическое строение и рудоносность Западного Верхоянья. Изд-во АН СССР, 1961.
- Зоненшайн Л. П. Анализ складчатости Верхоянья (Автореферат доклада). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 39, № 6, 1964.
- Campbell I. D. Some aspects of rock folging by shearing deformation. Amer. Journ. Sci., v. 249, № 9, 1951.
- Ситтер Л. У. де. Структурная геология. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Уиллис Б. Механика апалачских структур. ОНТИ, 1934.
- Херасков Н. П. Схема тектоники Верхоянской складчатой зоны. Пробл. сов. геологии, т. 5, № 4, 1935.
- Хиллс Е. Очерки структурной геологии. Изд-во иностр. лит., 1954.
- Эз В. В. О некоторых закономерностях механизма образования полной складчатости. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва при Ун-те, № 5—6, 1958.

Всесоюзный Аэрологический трест  
Экспедиция № 3

Статья поступила  
15 февраля 1965 г.

## ХРОНИКА

УДК 551.24 (234.3 + 235.1 + 235.2)

МЕЖДУНАРОДНЫЙ КОЛЛОКВИУМ ПО ТЕКТЕНИКЕ АЛЬПИЙСКОЙ  
СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

С 24 сентября по 7 октября 1965 г. в г. Тбилиси был проведен Международный коллоквиум по тектонике Альпийской складчатой области. Он был организован по решению Президиума АН СССР и Президиума АН ГрузССР, Комиссией по Международным тектоническим картам ОНЗ АН СССР и Геологическим Институтом АН ГрузССР.

Созыв Международного коллоквиума по проблемам тектоники Альпийской складчатой области входил в общую программу подготовительных мероприятий, связанных с созданием второго варианта Международной тектонической карты Европы. Среди различных вопросов, возникших в процессе составления первого варианта этой карты<sup>1</sup>, несомненно первостепенное значение имеет проблема тектонического расчленения складчатых областей, совершенно различно решаемая разными исследователями. Для более полного ее обсуждения и для сближения между собой резко различных взглядов, во время XXII сессии Международного геологического конгресса (декабрь, 1964 г. Нью-Дели) было высказано пожелание организовать специальный коллоквиум, сопровождаемый геологическими экскурсиями. Этот коллоквиум было решено организовать в конце сентября 1965 г. Эта дата была определена тем, что с 1 по 19 сентября в Болгарии проводился VII съезд Карпато-Балканской Ассоциации, который по своей программе как бы предварял тематику коллоквиума, и в работах которого должны были участвовать многие геологи различных стран, приехавшие затем для участия в нашем коллоквиуме на Кавказ. Указанная связь между VII съездом Карпато-Балканской Ассоциации и Тбилиским коллоквиумом по тектонике Альпийской складчатой области явилась одной из важных особенностей последнего.

Подготовка коллоквиума заняла несколько месяцев. В течение их была проведена переписка с будущими участниками коллоквиума, разработана программа заседаний и экскурсий, проведена большая работа по обеспечению приема участников, по подготовке маршрутов шестидневных экскурсий и изданию путеводителей на русском и французском языках и т. д. Следует подчеркнуть, что общая организация коллоквиума, благодаря большой помощи, оказанной ЦК компартии и Советом Министров Грузинской ССР, была очень хорошей. Большая часть приглашенных ученых присутствовала на коллоквиуме; все доклады, предусмотренные программой, были прочитаны; отлично были проведены все экскурсии; очень оживленными оказались многочисленные и весьма плодотворные дискуссии; исключительно теплой и дружественной была вся обстановка коллоквиума как дней его заседаний, так и, особенно, экскурсий.

В коллоквиуме приняли участие геологи, приехавшие из 21 страны: Бельгии (1 ученый), Болгарии (6), Венгрии (1), ГДР (3), Израиля (1), Ирана (1), Индии (1), Италии (1), Марокко (2), Польши (3), Румынии (3), СССР (127 ученых, приехавших из различных мест нашей страны, от Магадана до Карпат, не считая многочисленных грузинских геологов, с честью исполнявших обязанности хозяев), США (1), Турции (2), Финляндии (1), Франции (7), ФРГ (2), Чехословакии (2), Швейцарии (1), Швеции (1), Югославии (1). Коллоквиум имел весьма представительный характер благодаря участию в нем многих виднейших советских и зарубежных тектонистов. Многие из них являются активными участниками создания международных тектонических карт различных континентов, таких как Азии (Д. Рей), Северной Америки (Ф. Б. Кинг), Европы (А. Богданов, М. Муратов, В. Ханн, Г. Гертнер, Ж. Гогель, М. Манфредини, Е. Зноско, А. Симонен, И. Кетини и другие), Африки (Ж. Шубер, А. Фор-Мюре, Ж. Марсэ, Л. Дю-

<sup>1</sup> Первая Международная тектоническая карта Европы масштаба 1 : 2 500 000 была создана усилиями геологов многих стран в 1958—1962 гг. и издана издательствами «Наука» и «Недра» в 1964 г.

берте). Многие из них пользуются широкой известностью своими работами по общим вопросам региональной тектоники: Э. Краус (ФРГ), П. Мишо (Бельгия), Г. Свидзинский (Польша). Весьма интересным для многих геологов, работающих над проблемами геологии Кавказа было знакомство с видными турецкими геологами К. Эрентозом и И. Кетинном, швейцарским геологом Ж. Штёклиным, а также с известным исследователем Гималаев профессором Цюрихского университета А. Ганссером (Швейцария) и автором первой тектонической карты Индии Д. Рэм, удостоенным во время последнего Международного геологического конгресса нашей премии им. Спендиарова.

Общая программа коллоквиума была построена следующим образом:

1) 24—25 сентября был поставлен цикл докладов, освещающих состояние различных проблем геологии и тектоники Кавказа. Этот цикл как бы вводил участников коллоквиума к его последующим частям.

2) с 26 сентября по 3 октября состоялись экскурсии по трем различным маршрутам, позволяющим участникам коллоквиума полнее познакомиться с проблемами тектоники Кавказа, в пределах Грузинской ССР.

3) 4—7 октября были проведены заседания, посвященные различным вопросам тектоники Альпийской складчатой области.

24 сентября П. Д. Гамкрелидзе открыл коллоквиум. С приветственными словами выступили А. В. Пейве (от имени ОНЗ АН СССР), Ф. Ф. Давитая (от имени Президиума и ОНЗ АН ГССР), Б. И. Гуджеджиани (от имени Государственного производственного геологического комитета ГССР), К. Эрентоз (от имени Геологической службы Турции), А. Кодарча (от имени Геологической службы Румынии) и Ж. Марсе (от имени Комиссии Геологической карты мира Международного геологического конгресса).

Начиная с этого же заседания, было заслушано 34 доклада в следующей последовательности:

24 сентября. Утро (председатель Президент Комиссии Геологической карты мира Ж. Марсе — Франция).

1. П. Д. Гамкрелидзе — Основные черты тектонического строения Кавказа.
2. Ш. А. Азизбеков, Э. Ш. Шихалибейли — Тектоническое развитие внутреннего (Малокавказского) сегмента Альпийского геосинклинального пояса.
3. А. Л. Цагарели, М. Г. Агабеков, Ф. С. Ахмедбейли, А. В. Мамедов — Основные черты неотектоники Кавказа.

Вечер (председатель д-р Э. Краус — ФРГ).

4. Г. С. Дзоендзе — Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его геотектонической историей.

25 сентября, суббота. Утро (председатель Д. К. Рэй — Индия).

5. Б. К. Балавадзе, Г. К. Твалтвадзе, Г. Ш. Шенгелая, Д. И. Сихарулидзе, К. М. Картвелишвили — Геофизическое исследование земной коры и верхней мантии Кавказа.
6. А. А. Ализаде, Ю. И. Цимельзон — Глубинное строение Азербайджана.
7. А. А. Габриелян — Тектоническая карта Армении.
8. Г. М. Заридзе — Метаморфизм и тектоника на примере Кавказа.

Вечер (председатель К. Эрентоз — Турция).

9. Е. Е. Милановский — Орогенный вулканизм и тектоника Кавказа.
10. Г. А. Твалчрелидзе — Металлогеническая характеристика главных типов геосинклинального развития (на примере Тетиса).

4 октября, понедельник. Утро (председатель А. К. Кодарча — Румыния).

11. М. В. Муратов — Тектоническое строение, районирование и геологическое развитие Альпийского складчатого пояса.
12. М. М. Рубинштейн — Орофазы и периодичность складкообразования в свете данных абсолютной геохронологии.
13. А. Г. Асланян — О дугообразном плане альпийских складчатых зон.
14. В. П. Гончаров, Ю. П. Непрочнов — Тектоника Черноморской впадины.

Вечер (председатель Ф. Ф. Давитая — СССР).

15. Ф. Кинг — Тектоническое строение и развитие Северной Америки.

5 октября, вторник. Утро (председатель Президент Комиссии Международной геологической карты Европы Г. Р. фон Гертнер — ФРГ).

16. В. Е. Хаин, В. И. Славин — Тектоника Карпат.
17. М. Магел — О тектонике Карпат.
18. М. Сандулеску — Новые данные по тектонике Румынии.
19. Б. П. Бархатов — Тектоника Памирского сектора Альпийского складчатого пояса.

20. П. Мишо — Главнейшие орогении.

Вечер (председатель Президент Ассоциации по изучению глубинных зон Земли П. Мишо — Бельгия).

21. Г. фон Гертнер — О приемах создания тектонической карты Альп.
22. А. А. Богданов, П. Д. Гамкрелидзе, М. В. Муратов, В. Е. Хаин — Об изображении тектонических особенностей строения и развития Альпийского складчатого пояса на втором варианте тектонической карты Европы.

6 октября, среда. Утро (председатель Г. Свидзинский — Польша).

23. М. Манфредини — Тектоническая эволюция Центральной Италии.

24. М. Димитриевич, Б. Чирич — Строение и тектоническая эволюция Сербско-Македонского массива.
25. И. Йовчиев, С. А. Атанасов и др. — Тектоническая карта Болгарии маш. 1 : 200 000.
26. Г. Шуберт, А. Фор-Мюре — Альпийские складчатые области Северной Африки. Вечер (председатель А. Ганссер — Швейцария).
27. Л. Дюбертре — Тектоника Ближнего Востока (включая Малую Азию и Аравийский полуостров).
28. Ж. Штёклин — Тектоника Ирана.
29. Ж. Гогель — Тектоника западных Альп. 7 октября, пятница. Утро (председатель С. Атанасов — Болгария).
30. М. Маттауер — Тектоника Пиренеев.
31. К. Эренгоз — О геологии Турции.
32. И. Кетин — Тектоника Турции.
33. Д. Рэй — Некоторые черты строения мезо-кайнозойских складчатых поясов Индии.
34. А. Ганссер — Тектоника Гималаев. Вечер (председатель Ж. Марсе — Франция).

Заккрытие Коллоквиума.

Один только приведенный перечень докладов дает наглядное представление о широком круге вопросов; рассмотренных на Коллоквиуме. Докладами была освещена вся Альпийская складчатая область от Рифта на западе до Гималаев на востоке.

С 26 сентября по 3 октября состоялись экскурсии, 26-го, в воскресенье, была проведена общая экскурсия для всех участников, во время которой были рассмотрены исторические памятники в окрестностях Тбилиси и Мухета и попутно приведены сведения о геологии этих районов. С 27 сентября по 2 октября были проведены одновременно три геологические экскурсии. Маршруты экскурсий были выбраны с таким расчетом, чтобы показать участникам три из четырех геотектонических единиц территории Грузии.

Экскурсия А (руководитель А. Л. Цагарели, количество участников 94) пересекла Восточную зону погружения Грузинской глыбы и систему Большого Кавказа по Военно-Грузинской дороге до г. Орджоникидзе, и затем (частично) Тriaлетский хребет в районах с. Атени и курорта Боржоми и Дзирульский массив.

Экскурсия В (руководитель И. В. Качарава, количество участников 28) ознакомилась с Восточной зоной погружения Грузинской глыбы к западу от р. Арагви, с Тriaлетским хребтом в районе курортов Боржоми-Бакуриани, с Дзирульским массивом, с Западной зоной погружения Грузинской глыбы и с краевой частью Южного склона Большого Кавказа в ущелье р. Ингури.

Экскурсия С (руководитель — П. Д. Гамкрелидзе, количество участников 94) ознакомилась с Восточной зоной погружения Грузинской глыбы к западу от р. Арагви, с Дзирульским массивом и с южным склоном Большого Кавказа в долинах р. р. Цхенисцхали и Риони. По возвращении через г. Цхинвали экскурсия пересекла в продольном направлении шовную зону Большого Кавказа и Грузинской глыбы и ознакомилась с северным склоном Тriaлетского хребта в Атенском ущелье.

Важно отметить, что все участники экскурсий были снабжены необходимыми геологическими картами и исчерпывающе полными описаниями маршрутов. Благодаря этому, экскурсии проходили весьма активно. В ряде мест возникали весьма интересные и продуктивные дискуссии, которые, вероятно, заставят критически пересмотреть ряд вопросов тектоники Грузии (напр. природа шовной зоны Большого Кавказа и Грузинской глыбы и возраст зажатых в ней вулканитов).

Все три экскурсии возвратились в Тбилиси 2 октября. 3 октября, в воскресенье, была организована общая экскурсия по достопримечательным местам г. Тбилиси.

В дни заседаний была организована выставка новых геологических и тектонических карт, привезенных на Коллоквиум его участниками. На этой выставке, в частности, были экспонированы: все листы геологической карты Турции маш. 1 : 500 000, ряд листов новой геологической карты Сирии, маш. 1 : 200 000, новая тектоническая карта Болгарии, маш. 1 : 200 000, Геологическая и тектоническая карты Индии, маш. 1 : 2 000 000, тектоническая карта Северной Америки, маш. 1 : 5 000 000, новые географические основы, подготовленные для тектонических карт Европы и Мира и т. д. Эта выставка, как нам кажется, имела достаточно большое значение; ее помещение было постоянно заполнено посетителями.

Участники Коллоквиума послали приветственную телеграмму старейшему тектонисту Гансу Штилле, которому 8 октября 1965 г. исполнилось 89 лет.

В процессе работы Коллоквиума произошло много весьма полезных обсуждений по ряду конкретных и общих вопросов тектоники складчатых областей. Одним из несомненных выводов является необходимость возможно более полного выявления при тектоническом районировании складчатых областей отдельных конкретных структурно-фациальных зон. По-видимому, принятые у нас методы создания общих тектонических карт, по существу не вызывающие возражений, должны быть значительно дополнены данными об особенностях строения и развития конкретных региональных зон. Также, видимо, важно продолжить поиски методов выявления и последующего изображения на тектонических картах различных разрывных нарушений и, в частности, тех из них, которые приводят к крупным горизонтальным перемещениям масс горных пород. Тбилисский Коллоквиум, равно как и предшествующий ему VII съезд Карпато-Балканской

Ассоциации, отчетливо выявил наличие новой волны увлечения крупными горизонтальными движениями, охватывающей широкие круги как зарубежных, так и наших геологов.

Участники коллоквиума по тектонике альпийской складчатой области приняли ряд постановлений, призывающих к необходимости дальнейшей разработки ряда региональных и общих проблем тектоники. Среди принятых решений важно отметить следующие:

1. Пожелание о необходимости организации регионального коллоквиума по геологии и тектонике территории Малой Азии и Ирана, в течение 1966 или 1967 гг.

2. Обращено внимание на необходимость углубленного изучения методов тектонического расчленения докембрийских метаморфических комплексов и их изображения на картах. В связи с этим было высказано пожелание об организации коллоквиума по тектонике докембрия в одной из Скандинавских стран в 1966 г.

3. Высказано пожелание о проведении специального коллоквиума по проблеме тектоники дна океанов, а также о рассмотрении этих проблем на II Международном океанографическом конгрессе (май, 1966, Москва). Подобный коллоквиум, видимо, целесообразно созвать на юге Франции, возможно в 1967 г.

4. Подтверждено принятое на XXII Международном геологическом конгрессе решение о необходимости созвать коллоквиум, посвященный проблемам региональной тектоники Арктического сектора Земли.

5. Участники Коллоквиума обратились к его организаторам с просьбой принять необходимые меры к изданию текстов докладов, прочитанных на его заседаниях.

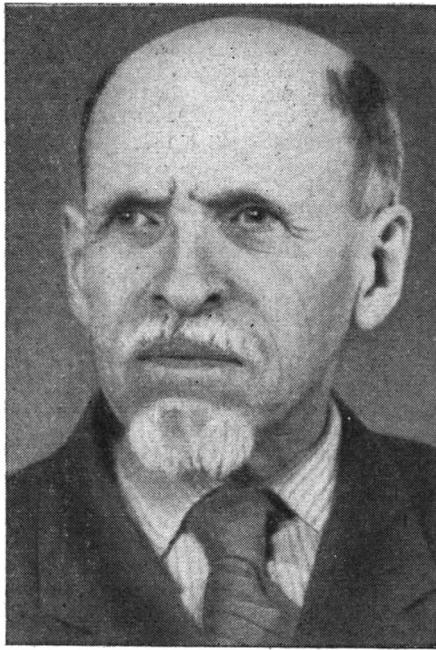
*А. А. Богданов*

Комиссия по Международным  
тектоническим картам ОНЗ  
АН СССР

*А. Л. Цагарели*

Геологический институт АН  
Грузинской ССР

---



### ПАМЯТИ СЕРГЕЯ ВЛАДИМИРОВИЧА ОБРУЧЕВА

29 августа 1965 г. в Ленинграде в возрасте 74 лет ушел из жизни Сергей Владимирович Обручев — геолог, географ, историк науки и писатель, член-корреспондент АН СССР, директор Лаборатории геологии докембрия АН СССР, председатель отделения физической географии Географического общества СССР.

Годы детства Сергея Владимировича прошли в Сибири, годы учения — в Москве, где после окончания в 1915 г. Университета он был оставлен своим учителем, академиком А. П. Павловым, для подготовки к профессорскому званию. Последовавшие затем годы научной деятельности связаны преимущественно с Ленинградом.

Геологические и географические исследования Сергея Владимировича охватили почти всю территорию нашей страны (Кавказ, Алтай, бассейн р. Дона, Подмосковский бассейн и т. д.), но основные открытия, принесшие ему известность и славу среди советских и зарубежных геологов, он совершил в Восточной Сибири и на Северо-Востоке Союза.

Пройдя уже в раннем возрасте блестящую подготовку к дальним маршрутам и экспедициям в походах своего отца — Владимира Афанасьевича, — Сергей Владимирович был, образно говоря, создан для исследований Сибири.

Первый этап геолого-географических работ Сергея Владимировича прошел в енисейской Сибири, затем последовали маршруты на Северо-Востоке Союза и, наконец, в предвоенные годы начались исследования южной части обрамления Среднесибирского плоскогорья.

На правобережье р. Енисея Сергей Владимирович изучил стратиграфию и тектонику доверхнепалеозойских толщ, полоса которых окаймляет с востока Тунгусский бассейн. Открытие этого крупнейшего угленосного бассейна неразрывно связано с его именем. Выделенная им тунгусская свита является сейчас объектом самого различного и внимательного изучения геологов.

Почти десять лет своей жизни (1926—1935 гг.) Сергей Владимирович отдал изучению Северо-Востока СССР. В 1926—1930 гг. в необычайно трудных условиях — пешком, на лодках и на лошадях — он изучал бассейны верхнего течения рек Индигирки и Колымы, в то время белые пятна не только в геологическом, но и географическом отношении.

Он составил первую орографическую схему Северо-Востока и открыл огромный горный хребет, параллельный Верхоянскому, названный им хребтом Черского.

Огромный труд и проницательный ум Сергея Владимировича позволили ему создать достоверную картину зависимости рельефа от особенностей геологического строения района, которая и до сего времени не утратила своего научного значения.

Еще более велики заслуги Сергея Владимировича в изучении геологии и полезных ископаемых Колымо-Индигирского района, где на основе редких своих маршрутов он расшифровал геологическое строение Верхоянского хребта и лежащих к востоку

от него Оймяконского и Нерского плоскогорий, хребтов Черского и Гыдана, Юкгирского и Алазейского плоскогорий.

В 1926 г. Сергей Владимирович открыл новый Индигирский рудный район длиной 700 км, соединившийся затем с Колымским рудным районом.

В 1933 г. Сергей Владимирович писал: «Подводя итог нашим современным познаниям о полезных ископаемых Колымо-Индигирского края, мы должны признать, что мы имеем здесь чрезвычайно благоприятные показатели для большей части металлических руд в связи с наличием чрезвычайно разнообразных изверженных пород, занимающих громадные площади. В области золота эти оптимистические предсказания уже оправдались, и золотоносный район хребта Черского выдвигается на одно из первых мест в Союз».

Но еще далее на восток от Индигирки и Колымы простирались необъятные тундры и горы Чукотского п-ова, изучению которых Сергей Владимирович посвятил несколько лет, проведя здесь две экспедиции. Вместе с К. А. Салищевым он впервые в СССР провел маршрутную аэровизуальную съемку огромной площади побережий Чукотского и Берингова морей и бассейна р. Анадыря.

Сергей Владимирович изучил геологическое строение района Чаунской губы: определил главное северо-западное направление мезозойских складчатых структур, пронизанных многочисленными мезозойскими интрузиями гранитоидов. В бассейне Анадыря он закартировал огромные поля вулканогенных пород.

При геологических исследованиях Сергей Владимирович большое внимание уделял поискам полезных ископаемых. Им лично на горе Валькумей были обнаружены поверхностные развалы кварц-турмалиновых жил с касситеритом. На этих развалах затем было найдено одно из богатейших в СССР оловянных месторождений, построен горнорудный комбинат. За открытие и исследование оловянных месторождений Северо-Востока Сергей Владимирович совместно с другими исследователями этого края в 1946 г. был удостоен Государственной премии I степени.

Результаты геологических исследований Северо-Востока в СССР Сергей Владимирович обобщил во многих научных отчетах и книгах.

Особый интерес представляют обобщения Сергея Владимировича по тектонике Северо-Востока СССР. Первая тектоническая схема им была создана в 1934 г., а вторая, более совершенная, — в 1937 г. Она не устарела и до настоящего времени.

С 1939 г. Сергей Владимирович занимается исследованием геологического строения юго-западной части горного обрамления Сибирской платформы (Восточный Саян, северо-восток Тувы, Хамар-Дабан, юго-западное Прибайкалье). Его вклад в познание стратиграфии, магматизма, тектоники и геоморфологии этих районов трудно переоценить. В большинстве случаев ему приходилось работать на территории белых пятен, в трудно доступных районах с весьма сложным геологическим строением. Новые данные, полученные в результате его работ, послужили основой дальнейшего изучения геологии и полезных ископаемых этих регионов.

С. В. Обручевым была составлена первая схема стратиграфии докембрия Центральной части Восточного Саяна, причем последовательность выделенных при мелкомасштабных маршрутных работах толщ была подтверждена последующими детальными исследованиями. Сергеем Владимировичем было показано значение каледонского цикла тектогенеза в геологическом развитии этих областей. Как и в другие периоды своей работы, он уделяет внимание широкому кругу вопросов геоморфологии, орографии, неотектоники, а также гидрогеологии и климатологии. Им установлена зависимость основных черт современного рельефа от широтных разломов, связь излияний базальтов с молодыми тектоническими движениями, описаны следы двух оледенений, реликты древних поверхностей выравнивания и альтипланации, минеральные источники и др.

Изучению горных районов Средней Сибири Сергей Владимирович посвятил более 20 лет своей кипучей творческой деятельности вплоть до последних дней своей жизни. Он был научным руководителем группы исследователей, изучающих Восточный Саян и Хамар-Дабан. В последний, начавшийся еще в предвоенные годы период деятельности, Сергей Владимирович особое внимание уделил проблеме докембрия. Изученные им в эти и предшествующие годы древнейшие толщи Сибирской платформы, Саяна, Байкальского нагорья, Колымы, Чукотки, Енисейского кряжа, Тувы и Монголии дали обширнейший материал по стратиграфии и тектонике докембрийских образований этих труднодоступных регионов.

Прекрасный знаток древнейших комплексов, Сергей Владимирович опубликовал ряд крупных обобщающих работ по стратиграфии и тектонике докембрия Восточной Сибири. Под его руководством в 1963 г. был издан I том Стратиграфии СССР. В этой работе разработаны принципы расчленения и корреляции нижнедокембрийских образований и по-новому освещена докембрийская история геологического развития Сибири.

Большой интерес представляют исследования Сергея Владимировича по дизъюнктивной тектонике и роли докембрийского фундамента в формировании складчатых сооружений каледонид. О разносторонности научных интересов С. В. Обручева свидетельствуют его работы по стратиграфическому расчленению архейских и протерозойских древнейших конгломератов, закономерностям размещения метаморфических фаций докембрия, абсолютной геохронологии, полезным ископаемым и другим вопросам

геологии докембрия. Им предложено расчленение архея Сибири на нижнюю и верхнюю группы, а протерозоя — на три группы. Сергей Владимирович первым из геологов, еще в 1955—1956 гг., обратил внимание на случаи несоответствия геохронологических и геологических данных и высказал предположение о широком проявлении в Сибири процессов метасоматического омоложения докембрийских пород без их существенной гетерокристаллизации, получившее впоследствии широкое признание.

Громадные знания, опыт, эрудиция, изумительная работоспособность и организованность в работе, принесли Сергею Владимировичу мировую известность в качестве одного из лучших знатоков геологии Сибири. В течение многих лет он руководил тектоническими и стратиграфическими исследованиями докембрия СССР, а с 1963 г. возглавил большой коллектив исследователей Лаборатории геологии докембрия АН СССР и участвовал вместе со своими учениками и коллегами в проведении тематических исследований в разных регионах Сибири. Преждевременная смерть не позволила Сергею Владимировичу завершить многолетнюю обобщающую работу по стратиграфии и тектонике протерозойской Восточной Сибири, над которой он трудился до последних дней своей жизни.

На всем протяжении своей геологической деятельности С. В. Обручев уделял значительное внимание изучению месторождений полезных ископаемых. Бокситы Тульской и Рязанской губерний, нефть Ухты, Среднего Востока, алмазы, графит, обзоры полезных ископаемых по отдельным районам СССР (среднее течение р. Ангары, Колымо-Индигирский, Ленско-Янский районы, Иркутская область, а из зарубежных стран — Палестина) — вот далеко не полный перечень вопросов, над которыми работал Сергей Владимирович. Постоянен его интерес к открытому и описанному им Тунгусскому угленосному бассейну. В этом бассейне, как известно, сосредоточена почти половина угольных запасов Советского Союза. В Сибири же находятся изученные и описанные С. В. Обручевым месторождения железа, золота, соли, гипса, исландского шпата, графита. Значение работ С. В. Обручева для экономического развития этого региона несомненно.

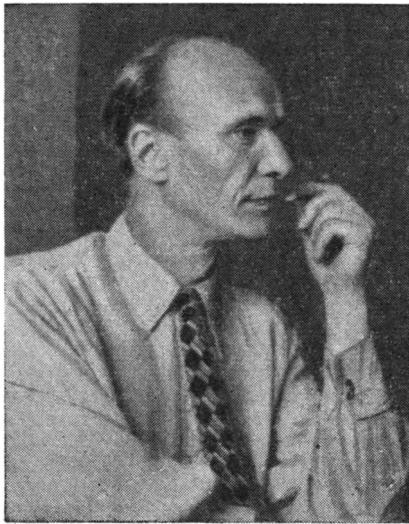
С. В. Обручев написал более 150 научных работ и несколько десятков научно-популярных книг, очерков и статей. Кроме геологии и географии, Сергей Владимирович занимался историей науки, исследованиями в области литературы. Его перу принадлежат недавно опубликованные изыскания о Лермонтове и Пушкине. Блестящие лингвистические способности позволили Сергею Владимировичу овладеть несколькими европейскими языками и эсперанто, а в своих путешествиях по Сибири легко освоить языки и диалекты якутов, эвенков и других народов.

Сергей Владимирович был награжден орденами Ленина, Трудового Красного Знамени, «Знак Почета» и медалями. В 1946 г. за открытие и исследования месторождений олова на Северо-Востоке Союза ему была присуждена Государственная премия.

Сергей Владимирович был человеком высокой порядочности, благородства и большой культуры. Личное обаяние в сочетании с врожденным тактом и мягкостью, постоянная готовность помочь и поддержать неизгладимо останутся в памяти его товарищей и сотрудников.

Светлую память о Сергее Владимировиче Обручеве сохраняют все, кто имел счастье быть с ним знакомым; в истории изучения геологии Сибири его имя останется навсегда.

*Великославинский Д. А., Елисеев Н. А., Бузиков И. П., Никитина Л. П., Драгунов В. И., Матвеев В. Т., Маньковский В. К., Ковригина Е. К., Салоп Л. И., Старицкий Ю. Г., Шуркин К. А., Хильтова В. Я., Кириченко Г. И., Мануйлова М. М., Митрофанов Ф. П., Неелов А. Н., Кратц К. О., Никитин Ю. В., Герлинг Э. К., Тимофеев Б. В., Гневушев М. А., Краснов И. И., Кропоткин П. Н., Шейнманн Ю. М., Хаин В. Е., Ганешин Г. С., Шаталов Е. Т.*



### ПАМЯТИ НИКОЛАЯ ПАВЛОВИЧА ХЕРАСКОВА

11 сентября 1965 г. скоропостижно скончался доктор геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник отдела региональной тектоники Геологического института Академии наук СССР Николай Павлович Херасков.

Большую невосполнимую утрату для геологической науки и общественности принесла смерть Николая Павловича. Мы потеряли не только крупного ученого геолога-тектониста, но и очень широко образованного человека. Эта утрата вдвойне тяжела, так как Николай Павлович не только обладал очень большой научной эрудицией, но, кроме того, был чрезвычайно отзывчивым, мягким и обаятельным человеком с большой и теплой душой, щедрым на отдачу своих многогранных знаний всем, кто бы к нему ни обращался. Бескорыстная и верная многолетняя служба любимой науке и обществу, которую нес Николай Павлович, снискала к нему всеобщую любовь и уважение в обширных геологических кругах нашей Родины, и это чувство навсегда сохранится в памяти знавших его людей.

Николай Павлович Херасков родился в г. Владимире 15 октября 1906 г. Сразу после окончания школы он в 1923 г. поступил в Московский университет на естественное отделение физико-математического факультета, который окончил в 1930 г. по специальности «геология», получив диплом (после реорганизации МГУ) от Московского геолого-разведочного института.

По своей специальности он начал работать еще студентом в 1924 г. в должности коллектора в Нижне-Волжском гидрогеологическом бюро Центральной гидрологической станции, а потом — в должности техника-гидролога этого же бюро. Здесь не отрываясь от учебы, он проработал до 1928 г. В этом году Н. П. Херасков получил должность геолога в Сибирской рыбохозяйственной станции и принял участие в работах комплексной экспедиции по изучению р. Оби. В 1929 г. он работал геологом Гидрологического бюро Института сооружений ВСНХ; с 1929 по 1935 г. занимал должность геолога и старшего геолога в Научном институте удобрений ВСНХ, а позднее Наркомтяжпрома СССР, после чего в 1935 г. на долгое время, до 1946 г., перешел на работу во Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья. Начиная с 1946 г., до последних дней Николай Павлович был старшим научным сотрудником Геологического института Академии наук СССР и одновременно в течение четырех лет (1957—1960 гг.) занимал должность заведующего созданного им геологического отдела в Институте минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов.

Николай Павлович известен широкому кругу советских геологов и многим геологам за рубежом как разносторонний и глубокий исследователь, оставивший в науке, благодаря своим трудам, значительный след. Его почти сорокалетние регионально-геологические исследования протекали во многих областях Советского Союза, в том числе в Средней Азии, Арктике, Западном Верхоянье, на Дальнем Востоке, в Поволжье, на Урале, а за рубежом — в Китае. Разносторонние знания геологического строения всех этих областей дали Николаю Павловичу возможность написать большое число исключительно интересных работ, сделать ряд важных обобщений, которые вошли в основной фонд геологической науки Советского Союза. К таким работам, прежде всего, относится «Тектонический очерк юго-западного окончания Гиссарского хребта

и некоторых прилегающих районов», опубликованный в 1932 г., в котором, кроме конкретного описания геологического строения района, дан анализ морфологии и генезиса тектонических структур. «Складки облекания», «складки срыва» и другие понятия, принятые в этой статье, в настоящее время прочно вошли в научный тектонический лексикон.

В 1935 г. Н. П. Херасков опубликовал «Схему тектоники Верхоянской складчатой зоны», а в 1936 г. вместе с Д. М. Колосовым книгу «Геология и геоморфология Западного Верхоянья», — материал и выводы которых по стратиграфии, литологии и тектонике до сих пор не утратили своего значения. Это редкое в геологической литературе долголетие трудов Н. П. Хераскова, свойственное и другим его работам (например, «Геология Бурейнского бассейна», 1939 г.; «Юрские и нижнемеловые отложения Гиссарского хребта и Таджикской депрессии», 1936; «Схема тектоники Северо-Востока Азии», 1940 и т. д.) указывает насколько серьезно и основательно подходил в своих исследованиях к решению различных геологических проблем их автор. Николай Павлович никогда не ограничивался исследованием какого-либо одного вопроса; он всегда старался любую проблему рассмотреть со всех сторон, во всей ее широте и не отрывая теоретические вопросы от решения чисто практических задач. Именно поэтому среди его трудов так много опубликовано материалов по геологии различных полезных ископаемых. Здесь и фосфориты, и калийные соли Средней Азии, угли Бурейнского бассейна, марганец Башкирии, коры выветривания и связанные с ними полезные ископаемые, россыпные месторождения редких и рассеянных элементов, на основании изучения которых разрабатывалась в Советском Союзе общая проблема выяснения пространственных закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре. Эту проблему, выдвинутую академиком Н. С. Шатским, который был его учителем, ближайшим товарищем и другом. Николай Павлович также считал одной из главных проблем современной геологии и поэтому уделял ей очень много внимания. Синтез своих взглядов по этой проблеме Николай Павлович изложил в крупной работе, опубликованной в 1958 г. под названием «Роль тектоники в изучении закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре». Ряд важных положений, изложенных в ней, вошли в качестве программных пунктов в специальную записку, изданную Президиумом Академии наук СССР в серии «Вопросы советской науки».

Однако, несмотря на значительное увлечение проблемами региональной геологии и геологией полезных ископаемых, настоящей стихией для Николая Павловича были тектоника и учение о геологических формациях. В основном именно в этих областях протекала в течение последних двадцати лет вся научная деятельность Н. П. Хераскова. С этим периодом времени прежде всего связаны его работы по составлению тектонических карт. Они начались, по существу, с чрезвычайно интересной статьи «Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере карты Южного Урала», опубликованной в 1948 г. В дальнейшем Н. П. Херасков работал над тектонической Урала в целом. Результаты этих его исследований отображены на широко известных тектонических картах СССР первого (1952) и второго (1956) изданий, а также на Международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000 (1964). Исключительно велика роль Н. П. Хераскова в составлении и редактировании публикуемой в настоящее время тектонической карты Евразии (масштаба 1 : 5 000 000) — крупнейшей итоговой работы большого коллектива сотрудников Геологического института АН СССР. Ясный ум Николая Павловича, острота его геологического зрения и широта взглядов позволяли находить наиболее рациональные решения сложнейших вопросов, возникавших при тектоническом синтезе столь крупной области земного шара. По стилю своего научного творчества Н. П. Херасков был ярко выраженным ученым-новатором и в полной мере внес это качество в коллективную работу по составлению названной выше карты.

Проводя исследования в области тектонической картографии, Н. П. Херасков постоянно заботился о развитии теоретических основ этого дела. Особенно часто он выступал по поводу принципов тектонического районирования земной поверхности, в чем был твердым последователем идей А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского. Его особый вклад в эту отрасль знаний заключается в глубокой разработке критериев установления возраста складчатости тектонических областей. При этом Николай Павлович Херасков главнейшее значение придавал формационному анализу. Еще в 1952 г. им была опубликована основная работа, озаглавленная «Геологические формации». В ней в расширенной форме дается определение понятия «формации». Особое значение для обособления формаций, наряду с парагенезом горных пород, Н. П. Херасков придавал особенностям строения геологических комплексов. В последние годы Николай Павлович много внимания уделял формационным рядам и вопросам классификации формаций. Последовательность мысли и широта знаний в области учения о формациях позволили Н. П. Хераскову глубоко разработать чрезвычайно важную теоретическую проблему современной тектоники, касающуюся качественных различий геосинклинальных систем разного возраста. Его статья, посвященная этой теме, только недавно вышла из печати; она была написана Николаем Павловичем для XXII сессии Международного геологического конгресса. Со свойственным ему диалектическим подходом Н. П. Херасков сопоставляет в этой работе особенности строения байкальских, каледонских, герцинских, мезозойских и альпийских складчатых сооружений и указывает главные линии структурного развития земной коры в неогее. Эта его статья —

большой вклад в разработку наших представлений о пространственных и временных закономерностях развития тектонического процесса.

Тему «Тектоника и формации» Н. П. Херасков считал, по-видимому, наиболее важной в своих исследованиях, так как именно работы этого направления он защищал на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук.

Крупнейшей из теоретических работ Н. П. Хераскова является его книга «Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры», изданная в 1963 г. За нее Президиум Академии наук СССР наградила Н. П. Хераскова премией имени А. П. Карпинского. Эта книга, написанная человеком с цельным геологическим мировоззрением, освещает многие кардинальные проблемы современной тектоники. Вопросы в ней ставятся остро, интересно, не догматически, а творчески, и книга в целом отличается замечательной особенностью: она рождает у читателя новые соображения, мысли, идеи, что так важно для прогресса в науке. Николай Павлович посвятил эту книгу памяти Николая Сергеевича Шатского. Случилось так, что она стала венцом его творчества. Полный творческой энергии и широких планов, он умер вскоре после возвращения с полевых работ на Енисейском кряже.

Выдающийся тектонист Николай Павлович Херасков очень популярен среди наших геологов. Многие поколения студентов Московского университета слушали его интереснейшие лекции по тектонике. Чрезвычайно большое число геологов как московских, так и иногородних, приходило к нему за консультацией, наставлениями, советом. Сам он много ездил и всегда был очень общителен с людьми. Многие обязаны Николаю Павловичу тем, что стали научными работниками, или тем, что их труды сделались насыщеннее, богаче, глубже. Передачу своих знаний и опыта другим он считал своей священной обязанностью и в каждом случае находил для этого столько времени, сколько было необходимо. В различных беседах он всегда был конкретен, хладнокровен, критичен и в то же время в высшей степени прост и доброжелателен. Он был и политически очень активным человеком, патриотом, для которого интересы Социалистической Родины всегда были на первом плане.

Мы сохраним светлую память о замечательном геологе и человеке Николае Павловиче Хераскове, обогатившем советскую тектонику выдающимися трудами.

Геологический институт  
АН СССР  
Редколлегия

## К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

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

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

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

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

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

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

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

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

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

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

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

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

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

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

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

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

13. К статье, превышающей 6 стр. машинописного текста, должна быть приложена аннотация (до 10 строк), для всех статей — краткий реферат для ВИНТИ (1—2 стр. машинописного текста в двух экземплярах).

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

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

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

Цена 1 р. 20 к.

Индекс  
70228

М. НАДУНСКАЯ 12 кв. 11  
ПУЩЕРОВСКОМУ

**В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА» И КНИГОТОРГОВ  
МОЖНО ПРИОБРЕСТИ СЛЕДУЮЩИЕ КНИГИ  
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»:**

**Берзон И. С., Епинатьева А. М. и др. ДИНАМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В РЕАЛЬНЫХ СРЕДАХ.** (Труды Института физики Земли им. О. Ю. Шмидта, № 26/193). 1962. 511 стр. 3 р. 20 к.

В сборнике изложены методы экспериментального изучения динамических характеристик сейсмических волн, методы их качественной и количественной интерпретации и дан анализ экспериментальных данных по изучению динамики продольных волн в различных типах реальных сред. Показаны возможности использования динамических характеристик сейсмических волн для решения новых разведочных задач и для более детального изучения строения реальных сред.

**Крестников В. Н. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ КОЛЕБАТЕЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПАМИРА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ЧАСТЕЙ АЗИИ В ПАЛЕОЗОЕ, МЕЗОЗОЕ И КАИНОЗОЕ.** 1962. 180 стр. 1 р. 17 к.

В монографии показана связь горообразовательных процессов с землетрясениями, что имеет практическое значение для строительства в этих районах. Текст снабжен картами и схемами.

**Осокина Д. Н. ПЛАСТИЧНЫЕ И УПРУГИЕ НИЗКОМОДУЛЬНЫЕ ОПТИЧЕСКИ-АКТИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ НАПРЯЖЕНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ МЕТОДОМ МОДЕЛИРОВАНИЯ.** 1963. 196 стр. 1 р. 23 к.

В книге описываются материалы для поляризационно-оптического исследования напряженного состояния в моделях участков земной коры при пластической и упругой деформации. Разработана методика изучения механических и оптических свойств этих материалов и соответствующие регистрирующие приборы.

*Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: Москва, Центр, Б. Черкасский пер., 2/10, магазин «Книга—почтой» Центральной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига».*

**АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:**

Москва, ул. Горького, 8 (магазин № 1); Москва, ул. Вавилова, 55/5 (магазин № 2); Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Свердловск, ул. Белинского, 71-в; Новосибирск, Красный проспект, 51; Киев, ул. Ленина, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6; Алма-Ата, ул. Фурманова, 139; Ташкент, ул. Карла Маркса, 29; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Уфа, 55, проспект Октября, 129.

*«Академкнига»*

