

*Ю. Мушаровский*  
АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ГЕОТЕКТОНИКА

6

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1973

## ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

МОСКВА

№ 6, 1973 г.

## СОДЕРЖАНИЕ

Ю. М. Пушаровский, П. Л. Безруков. О тектонике восточной части Индийского океана . . . . .	3
М. Е. Артемьев, Б. К. Балавадзе. Изостазия Кавказа . . . . .	20
А. Я. Кравчинский. О сопряженности палеомагнитных и палеогеографических перестроек на Восточно-Европейской платформе . . . . .	34
А. К. Замаренов. Основные черты строения поверхности фундамента восточной окраины Прикаспийской впадины . . . . .	48
В. Н. Пучков. О палеотектонической природе Лемвинской зоны Полярного Урала . . . . .	54
А. А. Скрипий. О морфологии и механизме образования кливажа и разрывно-складчатых структур северной части Магнитогорского мегасинклинория . . . . .	63
Г. И. Макарычев, В. И. Пазилова. Строение фундамента и ранние стадии развития геосинклинали Каратау (Южный Казахстан) . . . . .	75
И. Н. Казаков. О трех типах шовных геосинклинальных прогибов срединного отрезка Центрально-Азиатского складчатого пояса . . . . .	88
В. А. Голубовский. Условия формирования структуры внутренних частей Тенизской впадины . . . . .	98
Ф. Р. Лихт. Западно-Сучанский разлом в структуре южного Приморья . . . . .	106

## Критика и дискуссия

А. К. Михалев. Об анализе мощностей каменноугольных отложений Донецкого бассейна (Ответ на статью М. Т. Кучеренко, Д. П. Филиппова, С. Д. Пожидаева в журнале «Геотектоника», № 5, 1971) . . . . .	114
--	-----

## Хроника

Международный симпозиум «Офиолиты в земной коре» (Москва, 31 мая — 13 июня 1973) . . . . .	119
Резолюция симпозиума «Офиолиты в земной коре» (принята на заключительном заседании 12 июня 1973 г.) . . . . .	122
Годовой указатель журнала «Геотектоника» за 1973 г. . . . .	125

## GEOTECTONICS

NOVEMBER — DECEMBER

MOSCOW

№ 6, 1973

## CONTENTS

<b>Yu. M. Puscharovsky, P. L. Bezrukov.</b> On the tectonics of the eastern part of the Indian Ocean . . . . .	3
<b>M. E. Artemiev, B. K. Balavadze.</b> The isostasy of the Caucasus . . . . .	20
<b>A. Ya. Kravchinsky.</b> On the conjugation in paleomagnetic and paleogeographical rearrangements on the East-European platform . . . . .	34
<b>A. K. Zamarenov.</b> Fundamental features in the surface structure of the basement in the eastern margin of the Caspian depression . . . . .	48
<b>V. N. Puchkov.</b> On the paleotectonic nature of the Lemvinsk zone in the Polar Urals . . . . .	54
<b>A. A. Skripiy.</b> On the morphology and formation mechanism of the cleavage and fault-folding structures in the northern part of the Magnitogorsk megasynclorium . . . . .	63
<b>G. I. Makarychev, V. I. Pazilova.</b> Basement structure and the early stages in the evolution of the Karatau geosyncline (Southern Kazakhstan) . . . . .	75
<b>I. N. Kazakov.</b> On three types of suture geosynclinal depressions in the middle part of the Central Asiatic folded belt . . . . .	88
<b>V. A. Golubovsky.</b> Formation conditions of the structure in the inner part of the Teniz depression . . . . .	98
<b>F. R. Likht.</b> The West-Suchan fault in the structure of Southern Primorie . . . . .	106

## Critique and Discussions

On an analysis of thicknesses in Carboniferous deposits of the Donetz Basin (Reply to an article by M. T. Kucherenko, D. P. Filippov, S. D. Pozhidaev in No 5 of the magazine «Geotektonika» for 1971) . . . . .	114
--	-----

## Chronicle

International symposium «Ophiolites in the Earth's crust» (Moscow, May 31 — June 13, 1973) . . . . .	119
Resolutions of the symposium «Ophiolites in the Earth's crust» . . . . .	122
Index of the magazine «Geotektonika» for the year 1973 . . . . .	125

УДК 551.242.2(267)

Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ, П. Л. БЕЗРУКОВ

**О ТЕКТОНИКЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА**

На основе анализа данных глубоководного бурения и результатов, геолого-геофизических исследований, полученных во время 54-го рейса «Витязя», рассматривается ряд основных проблем тектоники дна Индийского океана. Устанавливается его значительная тектоническая подвижность отраженная в разных типах мезокайнозойских структурных элементов и достаточно сложном тектоническом рельефе. Принципиальное значение имеет факт новообразования некоторых ныне глубоководных впадин океанского дна. Составлена и охарактеризована схема тектоники восточной части Индийского океана.

Состояние знаний о геологии океанского дна в настоящее время таково, что от самых общих тектонических построений, касающихся океанов в целом, можно и необходимо переходить к углубленному изучению и анализу строения и структурной эволюции их отдельных частей. Именно на основе такой работы могут быть созданы значительно более достоверные представления о закономерностях тектогенеза в океанах. Это подобно тому, как для синтеза тектоники того или иного континента предварительно необходимо знать структурные черты образующих его складчатых систем, платформ и т. д. Отметим, что в ходе подобных исследований производится и совершенствуется тектоническое районирование земной коры, одинаково необходимое как для разработки структурно-генетических проблем, так и для целей прикладной геологии.

Ниже будет дан тектонический анализ восточной части Индийского океана. В этой области весной 1973 г. проводился 54-специально геологический рейс «Витязя», во время которого авторами и выполнялись тектонические исследования. Поскольку незадолго перед этим в Индийском океане кораблем «Гломар Челленджер» были выполнены важные буровые работы, сначала мы коснемся именно, их, причем с целью получения возможно более общих тектонических представителей нами будут рассмотрены результаты бурения по всему океану. Затем будет изложена тектоническая схема собственно востока Индийского океана, в основу составления которой положены различия в типах тектонических областей и возрастные характеристики структурных элементов, как это обычно принято для схем тектонического районирования материков.

**ТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ДАННЫХ ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ  
В ИНДИЙСКОМ ОКЕАНЕ**

По проекту глубоководного бурения работы в Индийском океане проводились в 1972 г. «Гломар Челленджер» выполнил 6 рейсов (№ 22—27), во время которых пробурено 53 скважины<sup>1</sup> (рис. 1). Из этого числа 17 скважин относятся к Восточно-индоокеанскому хребту и структурам океанского дна, расположенным к востоку от него. Остальные 36 пройдены в районах, лежащих к западу от хребта.

<sup>1</sup> Это число включает и 6 скважин, пробуренных в Красном море.

Наиболее глубокая скважина (№ 222), глубиной 1300 м от поверхности дна, находится в аравийском море к востоку от разлома Оуэн. Следующая по глубине скважина (И 241. 1174 м) пробурена на западе Сомалийской котловины близ материкового склона Африки. Но, как правило, глубина скважин не превышает нескольких сотен метров. Наибольшая глубина океана, на которой проводилось бурение, — 6243 м (скв. 212). Самые древние осадки, имеющие берриасовый или даже ти-

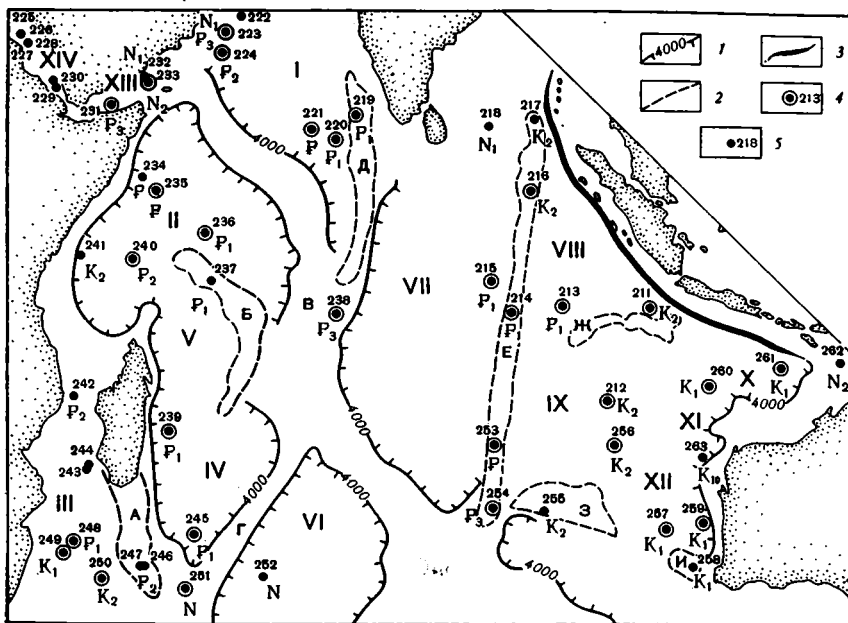


Рис. 1. Схема расположения глубоководных скважин в Индийском океане  
1 — контуры впадин по изобате 4000 м; 2 — контуры поднятий; 3 — Яванский желоб, 4 — скважины, достигшие кровли базальтов; 5 — скважины, не достигшие кровли базальтов.

Буквами обозначены поднятия: А — Мадагаскарское, Б — Маскаренское, В — Центрально-Индийское, Г — Западно-Индийское, Д — Мальдивское, Е — Восточно-Индоеокеанское, Ж — Кокосовое, З — Западно-Австралийское, И — Натуралистов.

Римскими цифрами обозначены впадины: I — Аравийская, II — Сомалийская, III — Мозамбикская, IV — Мадагаскарская, V — Маскаренская, VI — Крозе, VII — Центрально-Индийская, VIII — Кокосовая, IX — Западно-Австралийская, X — Северо-Австралийская, XI — Кювье, XII — Пертская, XIII — Аденская, XIV — Красного моря.

Цифрами обозначены номера скважин. Индексы указывают возраст наиболее древних осадков, вскрытых в скважине.

тонский возраст, вскрыты скважиной (261) на абиссальной равнине Арго, расположенной в пределах Северо-Австралийской котловины.

Распределение скважин неравномерное. Наибольшее число их (9) пройдено в восточной области океана, ограниченной на западе Восточно-Индоеокеанским хребтом, а на юге Западно-Австралийским хребтом и поднятием Натуралистов. По 5 скважин пробурено в Аравийской и Сомалийской котловинах и в пределах Восточно-Индоеокеанского хребта. В то же время к срединным хребтам относятся только 2 скважины, а к котловинам Центрально-Индийской и Крозе, а также к Мальдивскому хребту — по 1. В целом можно заключить, что наилучшим образом исследованы восточные и западные области дна Индийского океана. Центральные области охвачены бурением значительно слабее.

Предварительные результаты проведенных работ опубликованы в журнале «Geotimes»<sup>1</sup>. Ознакомление с этими результатами показывает,

<sup>1</sup> См. «Geotimes», № 6, 7, 9, 11, 1972 г. и № 3, 4, 1973 г.

что основное внимание исследователей было приковано к гипотезе плитовой тектоники, поскольку главные выводы касаются именно ее. Она же определяла направленность буровых работ и выбор объектов. Но можно считать, что бурение не подтвердило существования гигантских литосферных плит в Индийском океане,двигающихся как цельные пластины в стороны от системы срединных хребтов. Это следует и из распределения точек с датированным возрастом низов осадочной толщи по площади океанского дна и из разрезов скважин. Механизм плитовой тектоники большей частью вообще не является подходящим геодинамическим решением (Пушаровский, 1972<sub>1,2</sub>).

Ниже мы обратим внимание на ряд тектонических особенностей дна Индийского океана, которые выявляются на основе проведенных буровых работ, не связывая себя рамками плитовой тектоники.

Местонахождение	№ скважины	Возраст отложений с признаками мелководности	Глубина океана, м	Возраст наиболее древних осадков
Восточно-Индоеокеанский хребет	217	В интервале верхний кампан—нижний миоцен	3020	Кампан
	216	Верхний маастрихт	2247	Маастрихт
	214	Палеоген	1665	Палеоген
Западно-Австралийский хребет	253	Средний эоцен	1962	Средний эоцен
	254	Палеоген	1253	Палеоген
	255	Эоцен	1144	Верхний сантон — нижний кампан
Плато Натуралистов	258	Верхний миоцен и альб (?)	2793	Средний альб
Котловина Кювье (у Западной Австралии)	263	Альб	5065	Альб (низы разреза)
Мадагаскарский хребет	246	Нижний эоцен	1030	Нижний эоцен
	247	Очевидно, то же	944	Очевидно, то же
Сомалийская котловина у материкового склона Африки	241	Миоцен	4054	Сеноман
Мальдивский хребет	219	Нижний палеоген	1764	Палеоген

Одним из очень интересных и значительных новых факторов является обнаружение в разрезах донных отложений, лежащих ныне на больших глубинах, признаков мелководности. Они выражаются в присутствии глауконитовых и фосфатных отложений, наличии соответствующих фаунистических остатков (пеллециподы, мшанки, криноидеи), появлении в разрезе лигнитов и пр. Чаше такие признаки отмечаются в низах разреза осадочного слоя, а иногда где-то в его средних частях. Можно указать 15 скважин, где подобные признаки установлены. Большинство из них находится в восточной части океана, что и видно из приводимой таблицы (таблица).

Помимо скважин, указанных в таблице, в восточной части Индийского океана имеются еще скважины, в которых меловые осадки вверх по разрезу сменяются от мелководных в базальной части к глубоководным в верхней части.

Смена мелководных осадков глубоководными, типично океаническими должна интерпретироваться как следствие опускания соответствующего участка земной коры. Анализ разрезов показывает, что опускание было быстрым и далеко не компенсировалось осадконакоплением. Если ориентироваться на современные глубины дна и учесть мощности глубоководных осадков, то опускания в некоторых участках океана, начавшиеся в меловом периоде и продолжавшиеся в кайнозое, достигли огромных величин — 6400 и 6000 м (в скважинах 260 и 261 соответственно). Такие опускания сопоставимы с теми, которые имели место в позднекай-

нозойское время (и, возможно, еще продолжают) в пределах наиболее глубоких котловин современного геосинклинального Тихоокеанского пояса.

В восточной части Индийского океана опускание в прошлом мелководных участков происходило к западу от Австралии, и в пределах Восточно-Индоеокеанского хребта, но между ними, в центральных областях этой восточной части, признаков мелководья в разрезах скважин не отмечается. К западу от Австралии, где ныне простираются абиссальные равнины, величина опускания с эпохи раннего мела превышает 5—6 км (скв. 261, 260, 263, 259). В пределах плато Натуралистов она более 3 км, а на Западно-Австралийском хребте, где опускание началось в эоцене, величина его около 1200 м. В Восточно-Индоеокеанском хребте признаки опускания ранее мелководных участков имеются по всему его простиранию, причем на севере хребта величина опускания больше — 3600 м (скв. 217) и 2700 м (скв. 216). В средней части хребта, где скв. 214 были обнаружены палеоценовые лигниты, и ближе к югу опускание происходило в палеогене и амплитуда его может быть оценена в 2150 м (скв. 214), 2500 м (скв. 253).

Приведенные данные свидетельствуют о неодновременности и резко дифференцированном характере нисходящих движений в восточной части Индийского океана, что указывает на сложность геодинамических условий развития океанского дна. Как уже упоминалось, глубокие котловины по западной периферии Австралии образовались в раннем мелу, а районы Восточно-Индоеокеанского и Западно-Австралийского поднятий, а также плато Натуралистов в основном опускались в конце палеогена и неогене. Данные бурения показывают, что в палеогене и неогене погружались также и сопредельные с поднятиями глубокие котловины, так что это время было важной фазой в образовании восточной части Индийского океана вообще.

Что касается котловин Кокосовой и Западно-Австралийской с наибольшими современными глубинами (скв. 213—5611 м, скв. 212—6243 м, скв. 256—5361 м), то отсутствие в соответствующих скважинах признаков мелководности при наличии признаков опускания<sup>1</sup> может быть истолковано как результат наследованного развития здесь более древней глубоководной впадины. В пользу такого предположения свидетельствует и разрез скв. 215, расположенной непосредственно к западу от Восточно-Индоеокеанского хребта, где глубина дна 5319 м. Он также лишен признаков мелководности и очень сходен по типу с разрезом, вскрытым скв. 213 в районе Кокосовой котловины, находящейся к востоку от упомянутого хребта.

В основании скважин в этих районах Индийского океана обычно встречались базальтовые пиллоу—лавы мелового и раннекайнозойского возраста. Эти лавы нужно рассматривать как верхние части в основном более древних, сложных по строению океанских вулканических формаций, включающих и осадочные породы. Пока недостаточно данных, чтобы определить характер строения и мощность этой нижней серии (или серий) пород, поэтому трудно судить о времени развития океанской впадины предшествующего этапа, а тем более о самых древних этапах геологической истории океана. Но предполагать существование глубоководной впадины по крайней мере в среднем мезозое, безусловно, имеются основания.

Из приведенных выше данных можно сделать также вывод, что Восточно-Индоеокеанский хребет сформировался в течение относительно короткого интервала времени — с конца позднего мела до среднего эоцена. Примерно в то же время находились в мелководных условиях Западно-

<sup>1</sup> Они выражаются в смене относительно менее глубоководных океанических осадков более глубоководными.

Австралийский хребет и поднятие Натуралистов, а до этого оба последних района погружались.

Как уже упоминалось, в осадках западной части Индийского океана признаков мелководности меньше. Но и здесь намечается быстрое и глубокое опускание приматерикового района, занятого западной частью Сомалийской котловины. Начиная с позднего миоцена в этом районе произошло опускание дна на 4300 м. Опускание некоторых участков Мальдивского хребта началось в миоцене, а Мадагаскарского — еще в раннем эоцене. Значительное число скважин (9), пробуренных в глубоководных котловинах — Мозамбикской, Мадагаскарской, Маскаренской, центральных и восточных районах Сомалийской, Аравийской (южные районы), Крозе<sup>1</sup>, признаков мелководности в разрезах не выявило. Но, несомненно, опускание здесь также имело место, на что указывает смена соответствующих типов глубоководных отложений, обнаруженная бурением. А это, как и в случае восточной части океана, позволяет говорить о динамичности уже значительных площадей океанского дна. Но время возникновения центральных котловин остается неясным. Можно лишь сказать, что они древнее нижних горизонтов заполняющих их осадков. Вероятно, здесь также имело место унаследованное развитие предшествующих океанских структур, а новообразованные впадины возникали в районах современных окраин океана. В целом получается, что центральные области Индийского океана более древние, чем его восточные и западные глубоководные окраины, хотя в этих областях и не обнаружено осадков раннего мела, встречаемых на окраинах океана. Понятно, что это лишь рабочая гипотеза, нуждающаяся в проверке дальнейшими исследованиями.

Выше упоминалось о большой скорости опускания земной коры в пределах глубоководных котловин. Реальность этого наглядно доказывается и разрезом скв. 262, пройденной в Тиморском трогe. Здесь в течение плейстоцена накопилась 300-метровая толща осадков, а прогибание за время поздний плиоцен — четвертичный период составило более 2600 м. Тектонический этот трог тяготеет к Индонезийскому поясу современных геосинклинальных структур. О том же свидетельствует и бурение в Красном море.

В очень многих случаях под осадочным слоем скважинами вскрывались базальты, которые чаще всего описываются как фундамент (basement). Хотя далеко не везде известны состав, характер сложения и условия залегания этих пород, тем не менее можно отметить ряд свойственных им интересных особенностей.

Так, местами пройдены базальты и диабазы мощностью до 10 м, залегающие выше базальтов «основания» (иногда непосредственно, а иногда значительно выше — скв. 211, 214, 253, 233, 261 и др.). Уже одно это позволяет думать, что так называемые базальты фундамента могут иметь сложное внутреннее строение. О том же свидетельствуют прослои и карманы глубоководных осадков, найденные среди базальтов (скв. 231, 240, 250). В ряд случаев указывается, что «фундамент» сложен пиллоу — лавами (скв. 212, 213, 215, 261), что, как известно, характерно для подводных излияний. Наконец, в некоторых случаях указывается что в основании колоннок залегают не базальты, а трахибазальты, лампрофироподобные породы, спилиты или базальтовые брекчии (соответственно скв. 212, 223, 224, 259). Все это (а также ряд других фактов, известных помимо бурения) весьма осложняет понимание ранних стадий истории Индийского океана и сейчас, как уже говорилось, нет прямых данных, чтобы судить об их продолжительности. Допустить же, учитывая сложное внутреннее строение базальтоидных серий, существование

<sup>1</sup> Все они находятся глубже изобаты 4000 м.



в пределах центральных океанских областей более ранних, также океанских по своей природе структур вполне правомерно.

Глубоководное бурение подтвердило, что формирование базальтоидных формаций, лежащих в основании осадочных слоев и поражающих гигантскими площадями распространения, закончилось в разное время. Это время укладывается в рамки поздний мезозой — палеоген<sup>1</sup>, что устанавливается по возрасту нижних слоев осадочной толщи. К этому же времени относится и излияние траппов в Индии и Восточной Африке, и, таким образом, необходимо констатировать, что базальтоидный магматизм в районе Индийского океана достиг величайшего масштаба, хотя и остается неизвестной нижняя временная граница его проявления. Однако траппы Деккана, имеющие видимую мощность в районе Бомбея около 2000 м, отвечают возрастному интервалу поздний мел — эоцен (возможно, и олигоцен). Траппы Абиссинии и Йемена также мезокайнозойские. Эти факты косвенно указывают на то, что в некоторых районах Индийского океана базальтоидные формации могут занимать подобный возрастной объем, хотя в других он заведомо иной (более древний, например, домеловой). В геологической литературе в целом еще не придано этому феноменальному базальтоидному магматизму должного значения, и это явление все еще мало влияет на широкие представления о геологической истории земной коры. Но если мы добавим к сказанному, что и в Атлантике, и в Тихом океане базальтоидный магматизм того же мезокайнозойского времени имел широчайшее распространение, то значение этого явления для глобальной геологической истории станет особенно ясным.

Отметим, что в Индийском океане глубоководным бурением пройдено наибольшая мощность в базальтах дна — 80,5 м (скв. 238).

Тектоническая динамичность океанского дна помимо различных указывавшихся признаков может быть проиллюстрирована также перерывами в осадконакоплении. Нередко в различных частях разрезов скважин обнаруживаются большие пробелы в осадконакоплении, охватывающие 15—40, а иногда и более (до 70 — скв. 258) млн. лет. Поскольку характер осадконакопления при этом обычно сохраняется глубоководным, следует предполагать, что перерывы в седиментации отражают чаще размыв какой-то части осадков в океанических условиях, но в некоторой мере и прекращение осадкообразования в том или ином районе. И то и другое в основном должно связываться с резким изменением гидродинамических условий в океане и прежде всего с воздействием течений, обладающих большой разрушительной энергией. Одной из причин изменения активности течений является перестройка структурного плана океанского дна. Тем самым они отражают значительные по масштабу проявления тектонических движений в земной коре.

Перерывы установлены по крайней мере в 17 скважинах. Если их сгруппировать по времени проявления, то в 7 случаях они отражают главные альпийские предмиоценовые движения (Сомалийская и Мозамбикская котловина, Мадагаскарский и Мозамбикский хребты, абиссальная равнина Арго). Другие движения фиксируются перед поздним эоценом (Маскаренская котловина, Маскаренское плато, Западно-Австралийский хребет). Тектонические движения проявлялись также в конце мела — начале палеогена (близ материкового склона Африки и в Пертской котловине), в середине позднего мела (Мозамбикский хребет) и, наконец, между берриасом и альбом (Северо-Австралийская котловина).

Из этих данных действительно видно, что океанское дно подвержено тектоническим движениям, проявлявшимся периодически, как это наблюдается и на суше. Вместе с тем нет данных, свидетельствующих о том,

<sup>1</sup> Скв. 251 в юго-западной части системы срединных хребтов вскрыла базальты низов миоцена. В пределах этой же системы хребтов ранее в нескольких местах был определен неогеновый возраст базальтов, обнажающихся на дне.

что такие движения охватывали площадь всего океана; наоборот, скорее можно говорить об их более или менее локальном проявлении. Те движения, которые удается установить в разрезах дна океана, по времени в общем коррелируют с движениями, известными на суше (например, альпийскими и ларамийскими).

В перестройке структурного плана океанского дна, как показывают прежде всего данные наземной геологии гондванских материков (включая сюда палеонтологические и палеофитологические данные), существенную роль играли горизонтальные движения блоков земной коры. В частности, Мадагаскар, вероятно, отделился от Африки. Однако глубоководное бурение в Мозамбикском проливе показало, что 100 млн. лет назад материковый склон Африки в этом районе уже существовал (скв. 241) и поэтому отделение острова могло произойти не позднее, чем в раннем мелу. Но проблема отделения Мадагаскара не столь проста. Остров продолжается на юг Мадагаскарским подводным хребтом, где глубоководным бурением (скв. 246, 247) вскрыты эоценовые мелководные осадки. Конфигурация этого хребта такова, что он не может быть совмещен с Восточной Африкой, как это легко сделать в отношении острова. Добавим, что обычно считается, что Мозамбикский пролив в прошлом являлся рифтовой структурой и разъединение Мадагаскара и Африки произошло в результате растекания океанского дна (seafloor spreading). Но новейшие магнитные исследования (Green, 1972) показали, что ни центральной аномалии, ни симметричных ей аномалий здесь нет. Поэтому механизм раздвигания был иной, чем допускаемый плитовой тектоникой.

В связи с предполагаемой на основании результатов глубоководного бурения широкой зоной новообразованных океанических впадин, расположенной к западу от Австралии, появились некоторые новые данные о былых связях этого материка с Антарктидой. Заметим, что в пользу представлений о существовании такой зоны свидетельствует и распространение здесь вероятных фрагментов былых континентальных структур (Западно-Австралийский хребет, поднятие Натуралистов, поднятие Кергелен и др.). Иными словами, можно считать, что часть прежних континентальных австрало-антарктических структур подвергалась деструкции.

Генетически новообразованные глубоководные впадины наиболее просто связать с растяжением и прогибанием земной коры. Такой механизм объясняет происхождение многих подобных структурных образований. Растяжению должно противостоять скучивание масс. Оно действительно местами имело место. Так, например, глубоководным бурением на западе Сомалийской котловины (скв. 241) доказано значительное прогибание этого участка земной коры в течение сеномана—кампана с заполнением осадками, которые сносились с востока Африканского континента, где в это время происходило эпейрогеническое поднятие. Это поднятие легко связать со скучиванием глубинных масс.

Что касается срединных хребтов, то на их склонах пока пробурено две скважины. Одна из них (238), пройденная на склоне Центрально-Индийского хребта, вскрыла базальты под осадками верхнего олигоцена (глубина дна 2844 м). Другая скважина (251) находится на склоне юго-западной ветви системы индоокеанских срединных хребтов. В ней обнаружены базальты под отложениями нижнего миоцена (глубина дна 3489 м). Внешне эти данные согласуются с гипотезой плитовой тектоники, но выше мы уже отмечали трудности ее приложения при объяснении развития различных структур дна океана. Поскольку имеющийся буровой материал по срединным хребтам очень мал, подробное обсуждение результатов бурения вряд ли целесообразно. Однако и по этому материалу можно считать, что срединные хребты представляют собой молодые и, несомненно, продолжающие развиваться зоны поднятий, к которым

приурочена главная тектоническая активность в океане и, в частности, рифтогенез (осевые рифтовые зоны Адонского залива и Красного моря находятся на продолжении рифтовой системы хребтов). Естественно относить эти хребты к особой категории структурных образований земной коры — океанским подвижным поясам. Другие исследования — морфологические, геологические и геофизические — показывают, что строение индоокеанских срединных хребтов и, в частности, их осевых зон чрезвычайно сложное, однако это уже выходит за рамки анализируемого материала.

Итак, проведенное в Индийском океане глубоководное бурение позволяет сделать ряд тектонических заключений.

Для западных и восточных областей океана характерно развитие новообразованных глубоководных впадин, возникших в позднем мезозое на основе структурных образований, располагавшихся близ поверхности океана либо на суше. Центральные области Индийского океана, вероятно, наследуют более древние океанские структуры. Палеоген был временем крупного опускания площади океана в целом.

Тектонические движения в пределах океанского дна проявлялись неоднократно и носили сложный характер как в смысле их площадного распространения, так и направленности. Дно Индийского океана вообще можно рассматривать как область земной коры с активным геодинамическим режимом. Периодически движения приводили к изменению структурного плана, к нарушению в различных частях океана прежних структурных соотношений и установлению новых. В результате тектонической подвижности дна в позднем мезозое и кайнозое образовывались глубочайшие области прогибания и крупнейшие подводные хребты. Области прогибания, по-видимому, причинно связаны с растяжением земной коры; им противостоят области поднятия, появившиеся как внутри океана, так и на окружающих его материках. Особый генезис имеют срединные хребты, сопровождающиеся развитием крупнейших зон проницаемости. Они возникли вследствие тектонического поднятия, в сочетании с развитием раздвиговых и сдвиговых деформаций.

#### **СХЕМА МЕЗОКАЙНОЗОЙСКОЙ ТЕКТониКИ ВОСТОКА ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА**

В предыдущем разделе было показано, что тектоническая история Индийского океана может быть прослежена вглубь до начала мелового периода. В отношении более раннего развития можно строить лишь более или менее достоверные догадки. Весь современный структурный план океанского дна создан в позднем мезозое и кайнозое и поэтому реально строить схему лишь мезокайнозойской тектоники дна (рис. 2).

Выбранный нами подход для решения этой задачи, с одной стороны, предполагает типизацию структурных образований в зависимости от их тектонических свойств, а с другой — характеристику времени и последовательности формирования структур. Подобная методика широко используется для анализа структур суши, неизменно принося интересные результаты (особенно при составлении тектонических карт). Однако к структурным образованиям океанского дна она еще не прикладывалась.

Тектонические образования дна океанов характеризуются многими существенными особенностями. С морфологической точки зрения их наиболее яркой чертой является, пожалуй, гигантизм. Они нередко простираются на многие тысячи километров. Ширина их также обычно очень велика. Все это создает трудности при оконтуривании структур (или тектонических зон), внося в проводимые границы значительно большую условность, чем это бывает в областях суши.

Для составления тектонической схемы были использованы данные, полученные во время 54-го рейса «Витязя», при этом учтены некоторые

результаты работ геоморфологического (Л. К. Затонский), литологического (И. О. Мурдмаа), сейсмоакустического (Ю. П. Непрочнов) и петрографического (Г. Л. Кашинцев) отрядов этого рейса. Кроме того, широко использовались различные опубликованные материалы.

В позднемезозойское и кайнозойское время в восточной части Индийского океана развивались четыре разнородных по типу категории тектонических образований. К первой из них принадлежит Австрало-Антарктическое поднятие, относящееся к системе Индоокеанского подвижного пояса. Вторую категорию образует сложный комплекс тектонических образований Индо-Австралийского талассогена. Этот термин был предложен одним из авторов (Пушаровский, 1971) для замены термина «талассократон», потерявшего смысл в связи с разработкой новых представлений о геодинамике океанского дна и новых классификаций океанских структур. Именно структурные образования Индо-Австралийского талассогена и будут прежде всего интересовать нас в дальнейшем. Третью категорию составляют структурные элементы Зондской современной геосинклинальной системы. Наконец, четвертой категории соответствуют плитовые по своей тектонической природе структуры, сформировавшиеся в шельфовых зонах поверх погруженных материковых окраин.

В рамки тектонической схемы входит лишь небольшая часть Австрало-Антарктического поднятия, о котором можно сказать, что оно активно развивалось в кайнозое. Это обосновывается тектоническими взаимоотношениями Австрало-Антарктического поднятия с грядой Макуори, котловиной Тасманова моря и кайнозойскими структурами Антарктики, по отношению к которым в структурном плане поднятие является и доминирующим, и секущим. Высокая сейсмичность и повышенный тепловой поток свидетельствуют об активных тектонических процессах здесь и в настоящее время. Характерно, что при значительной расчлененности поверхности поднятия на ней не обнаружено сколько-нибудь четко выраженного рифтового ущелья. В этом проявляется сходство Австрало-Антарктического поднятия с Восточно-Тихоокеанским, для которого в связи с особенностями его строения был предложен специальный термин «талассоарсис» (Пушаровский, 1967).

Индо-Австралийский талассоген занимает основную площадь восточной части Индийского океана. Главная роль в его структуре принадлежит тектоническим впадинам. Последние разделены более или менее значительными поднятиями.

Океанские впадины распадаются на две группы: а) прогибавшиеся в позднем мезозое и кайнозое и, по-видимому, наследующие более ранние прогибы океанского дна; б) новообразованные позднемезозойско-кайнозойские впадины, сформировавшиеся в начале мела в областях мелководий или даже суши. Первые находятся в центральных районах океана. К ним принадлежат Центрально-Индийская, Кокосовая и Западно-Австралийская впадины, где дно океана располагается на глубинах 5—6 км. Несомненно присутствие на дне впадин тектонических нарушений, прежде всего разрывных, устанавливаемых по уступам, но истинная картина в этом отношении еще далеко не выяснена.

В пределах Центрально-Индийской впадины выделяется пологое валобразное поднятие Ланка, по-видимому, вулканической природы, а севернее его обособляется высокоподнятый массив горы Афанасия Никитина, также, вероятно, вулканический (Безруков, Затонский, Сергеев, 1961; Затонский, 1964; Канаев, 1964).

Сведенные Ю. П. Непрочновым (1970) данные о строении земной коры показывают, что толщина ее в Западно-Австралийской впадине 6—8 км. Из этой величины около 0,5 км приходится на первый сейсмический слой со скоростью 2,1 км/сек, а 5—6,5 км — на слой с граничной скоростью 6,7—6,8 км/сек. Остальную часть разреза занимает так называемый второй слой. Однако расшифровать геологическое строение слоев труд-

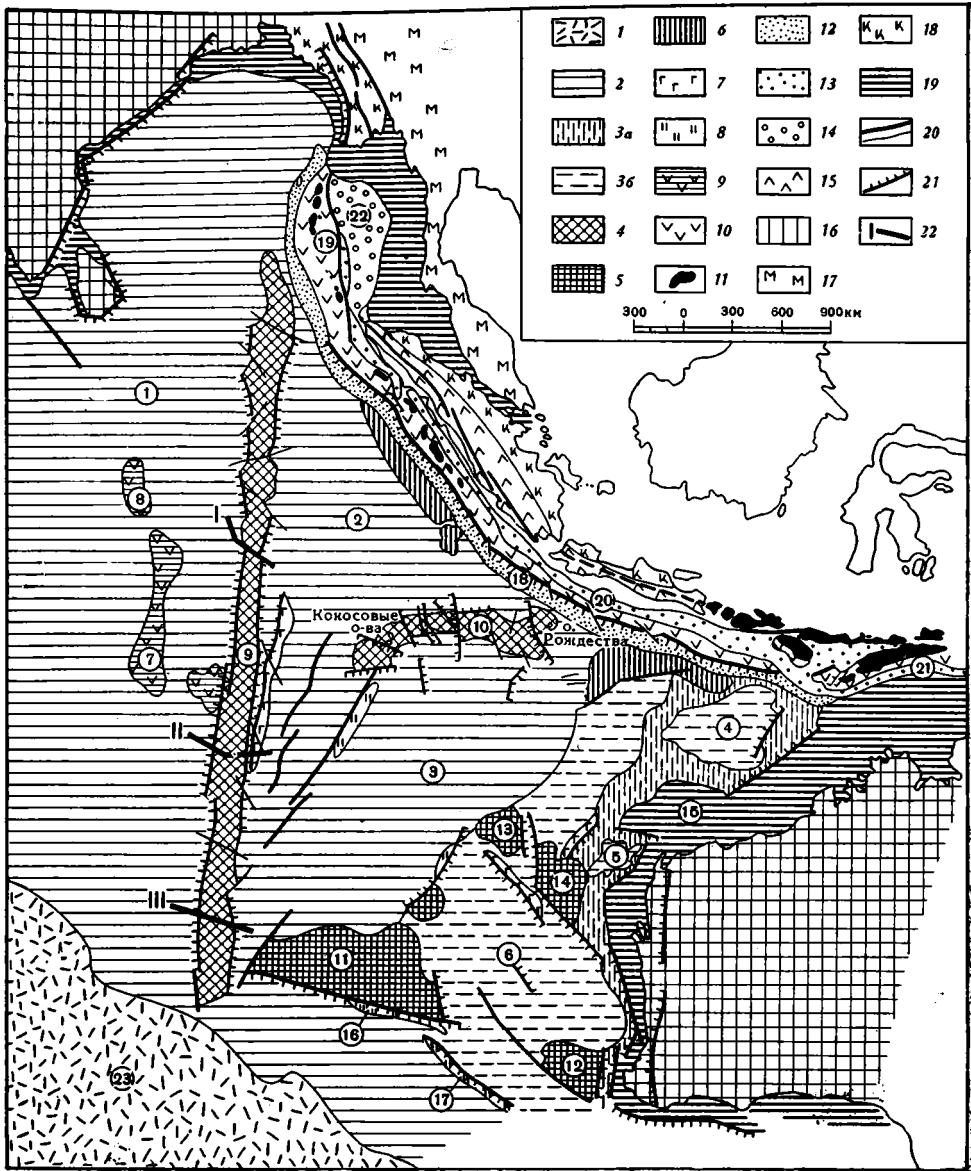


Рис. 2. Схема мезокайнозойской тектоники востока Индийского океана

1 — Индоокеанский подвижный пояс; 2—9 — Индо-Австралийский талассоген. Мезокайнозойские структуры. Океанские впадины: 2 — прогибавшиеся в позднем мезозое и кайнозое, по-видимому, наследующие более ранние прогибы океанского дна; 3 — новообразованные позднемезозойские-кайнозойские, сформировавшиеся в областях мелководий (возможно, отчасти суши): 3а — их окраинные части; 3б — центральные части. Горстовидные поднятия сложного строения (в кайнозое испытали значительные опускания): 4 — с базальтовым цоколем, образовавшимся в конце мела — начале палеогена; 5 — возможные фрагменты континентальных структур. Кайнозойские структуры: 6 — пологие поднятия; 7 — приразломные гребневидные поднятия; 8 — приразломные шелевидные прогибы; 9 — вулканические поднятия (возраст не установлен). 10—15 — современный геосинклиальный структурный комплекс: 10 — геоантиклинальные гряды; 11 — острова в них; 12 — геосинклиальный желоб; 13 — геосинклиальные трюги; 14 — геосинклиальные котловины; 15 — краевые складчатые системы. 16—19 — материковые структуры: 16 — докембрийские платформы; 17 — ранние мезозойды; 18 — зоны позднекайнозойской складчатости; 19 — области подводного распространения материковых структур. Структурные знаки: 20 — разломы; 21 — сбросы, взбросы, сбросо-сдвиги; 22 — линии профилей, помещенных на рис. 3.

Цифровые обозначения: впадины: 1 — Центрально-Индийская, 2 — Кокосовая, 3 — Западно-Австралийская, 4 — Северо-Австралийская, 5 — Кювье, 6 — Пертская. Поднятия: 7 — Ланка, 8 — Афанасия Никитина, 9 — Восточно-Индоеокеанское, 10 — Кокосовое, 11 — Западно-Австралийское, 12 — Натуралистов, 13 — Зенит, 14 — Кювье, 15 — Эксмут. Приразломные шелевидные прогибы: 16 — Оби, 17 — Дьямангина. Современный геосинклиальный пояс: 18 — Яванский геосинклиальный желоб; геосинклиальные трюги: 19 — Никобарский, 20 — Балийский, 21 — Тиморский, 22 — Андаманская геосинклиальная котловина. 23 — Австрало-Антарктический подвижный пояс.

но, что рельефно показало глубоководное бурение, пока доведенное только до второго слоя, и о чем уже была речь в предыдущем разделе.

На опускание впадин в кайнозой и в конце мезозоя указывает строение осадочной толщи, пройденной бурением. В ряде скважин оказалось, что относительно менее глубоководные океанские осадки (карбонатные илы) лежат ниже более глубоководных (пелагические глины).

Но и на более раннем этапе развития площади, занятые впадинами, вероятно, также были океаном. Разрезы в основании осадочной толщи не обнаруживают признаков мелководья, а базальтовые пиллоу — лавы, залегающие под вскрытыми осадками, вниз по разрезу, по-видимому (как и по площади), вновь сменяются глубоководными отложениями. Некоторая конкретная аргументация такого предположения приводилась выше. Это и дает основание применить по отношению к рассматриваемым впадинам термин «унаследованные».

Группа новообразованных впадин пространственно четко обособлена, занимая периферические приавстралийские части океана. К ней относятся также три впадины: Северо-Австралийская, Кьюве и Пертская. По размерам они существенно меньше предыдущих (первая  $600 \times 800$ , вторая  $300 \times 300$ , третья  $750 \times 1400$  км). По величине опускания и степени тектонической расчлененности в них обособляются центральные и окраинные части. Центральные части иногда описываются как абиссальные равнины; дно здесь лежит на больших глубинах, часто свыше 5,5 км, и мало нарушено. Окраинные части находятся на меньших глубинах и могут быть осложнены локальными поднятиями разного характера и разломами. Мощность неуплотненного слоя осадков достигает в них нескольких сотен метров. Строение коры под ними изучено недостаточно. Судя по профилям А. Лаутона и др. (Laughton et al., 1970), здесь немного увеличивается мощность второго слоя, а третий слой ведет себя примерно так же, как и в центральных океанических впадинах.

Большое опускание соответствующих участков земной коры в меловое и кайнозойское время доказано определенно, поскольку в нижних горизонтах слоя неуплотненных осадков устанавливаются отчетливые признаки мелководности. Поэтому впадины должны рассматриваться как новообразованные. Развитие этих впадин отражает этап существенных структурных преобразований в Австрало-Антарктической области, но об этом несколько ниже.

Обратимся к поднятым структурным формам Индо-Австралийского талассогена. Среди них также имеются две группы: а) горстовидные поднятия с базальтовым цоколем, поднявшиеся в конце мела — начале палеогена до поверхности океана, а затем значительно опустившиеся, б) также горстообразные поднятия, однако не являющиеся по своей природе океанскими, а представляющие собой, вероятно, фрагменты каких-то континентальных структур.

К первой группе принадлежат Восточно-Индокоеанское поднятие и поднятие Кокосовых островов. Пять скважин, пробуренных на Восточно-Индокоеанском поднятии с корабля «Гломар Челленджер» вдоль его простирания, доказали, что базальтовый цоколь поднятия прикрыт толщей неуплотненных, в основном кайнозойских осадков мощностью 300—600 м (а местами несколько больше). Протяженность поднятия превышает 5000 км, ширина его 200—250, а относительная высота 3—4 км (Безруков, Канаев, 1963; Heezen, Tharp, 1964). Все профили через поднятие, опубликованные ранее (Канаев, 1964; Laughton et al., 1970; «Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана», 1972), и эхолотные промеры, выполненные во время 54-го рейса «Витязя», свидетельствуют об ограничении его по бокам крупными крутыми разломами с вертикальными смещениями по ним в несколько километров (рис. 3, 4). По типу это должны быть сбросы и взбросы.

Параллельно поднятию с его восточной стороны прослеживается как бы зона «предгорий». Здесь развиты грядовые узкие поднятия, разделенные понижениями. Разломы и в этой зоне играют очень важную роль, причем работы экспедиции показали, что в них выходят на поверхность дна не только вулканические, но и интрузивные породы (гипербазиты,

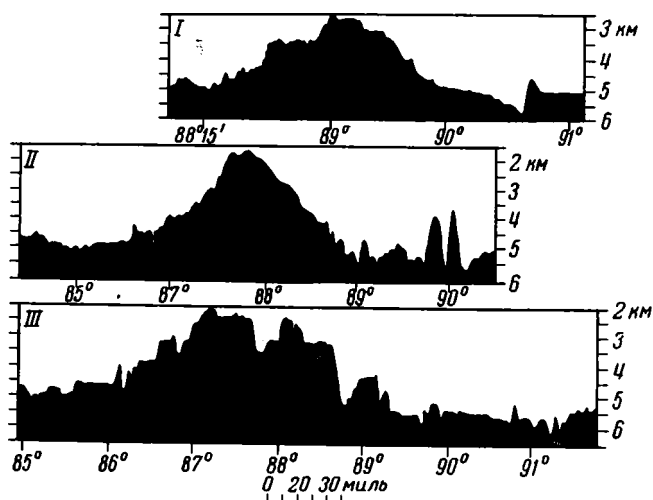


Рис. 3. Поперечные профили Восточно-Индоеокеанского поднятия и прилежащих районов (Канаев, 1964). Линии профилей показаны на рис. 2

габброиды, диориты). Среди разломов помимо меридиональных существуют и широтные. Разломы широтного простирания имеются и в пределах Восточно-Индоеокеанского хребта, где их местоположение видно на эхслотных профилях и батиметрических картах. Таким образом, можно считать, что меридионально вытянутое горстовидное Восточно-Индоеокеанское поднятие разбито поперечными (и косыми) разломами на многие сегменты.

Имеющиеся данные о строении коры в пределах поднятия не выявляют его существенных отличий от сопредельных впадин. Под рыхлыми осадками отмечается слой со скоростями 4,67 км/сек, а затем слой — 6,64 км/сек. Последний может быть здесь немного утолщен (Laughton et al., 1972).

Формирование базальтового цоколя поднятия происходило, несомненно, одновременно с образованием подводных базальтовых покровов в сопредельных районах океанских впадин<sup>1</sup>. Но в конце мела (на севере), а в особенности в начале палеогена поднятие быстро выросло, достигнув поверхности океана, о чем свидетельствуют явные признаки мелководности отлагавшихся в это время осадков. Однако уже в конце эоцена, как показывают осадки в скважинах, оно оказалось на океанических глубинах, т. е. испытало большое опускание. Современный характер поднятия приобрело уже в позднем кайнозое.

Другое горстовидное поднятие — Кокосовое, вытянутое в субширотном направлении, разделяет Кокосовую и Западно-Австралийскую впадины. Оно протягивается на 1100 км и имеет ширину местами более 200 км. Высота поднятия варьирует в связи с его динамичным блоковым тектоническим режимом. До сих пор о тектонической истории поднятия почти ничего не было известно. На основании исследований 54-го рейса

<sup>1</sup> Абсолютный возраст базальтов (К—Аг метод), поднятых у восточного подножия Восточно-Индоеокеанского хребта в его южной части, оказался равным 60—70 млн. лет, что примерно соответствует границе мела и палеогена (Безруков и др., 1966).

«Витязя» ныне можно сказать, что оно имеет общие черты с Восточно-Индокоеанским поднятием.

Блоковая структура поднятия характеризуется сочетанием высоко поднятых сегментов с опущенными, разделенными местами глубокими грабенами. Высоко поднятые блоки несут на себе острова Рождества и Кокосовые. На первом из них в самом основании местами обнажаются

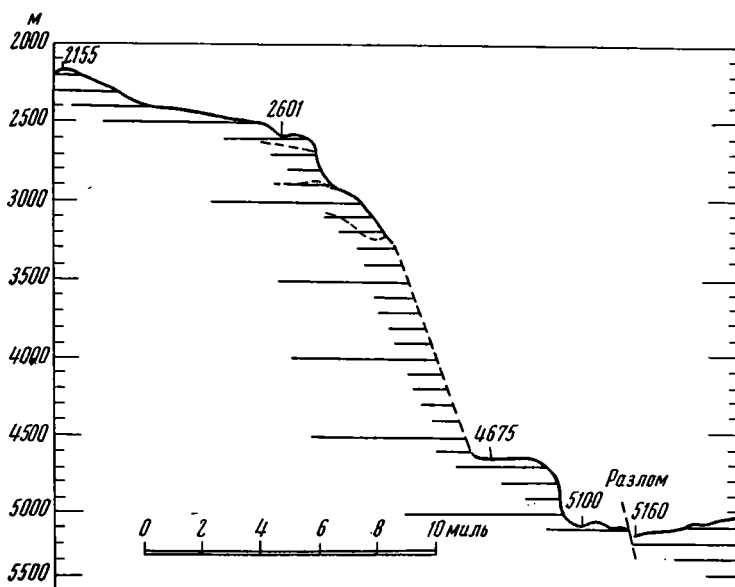


Рис. 4. Профиль вершинной части и восточного склона Восточно-Индокоеанского поднятия в районе  $13^{\circ}$  ю. ш. Составлен Л. К. Затонским по промерам 54-го рейса «Витязя». Цифрами указаны глубины дна

вулканические породы (трахибазальты, андезиты), образующие его цоколь, но в основном остров сложен кокколитовыми и орбитондными (рифовыми) известняками эоцена, в верхней части которых мощными гнездами залегают метасоматические фосфаты, добываемые промышленностью. На острове присутствуют, кроме того, миоценовые вулканические породы, а также четвертичные карбонатные породы, слагающие береговые террасы и рифы (Тгуетап, 1965). Высшая точка острова 357 м.

Кокосовые острова низкие, здесь развиты коралловые атоллы (разрез нижней части осадочной толщи не известен). Выяснению тектонических особенностей Кокосового поднятия способствовали исследования «Витязя» на подводной горе Щербакова с минимальной глубиной над вершиной 1433 м, на соседней с ней горе (глубина вершины 1226 м) и в пределах блока, расположенного на западном окончании поднятия. Среди собранных с вершин и склонов поднятия пород были обнаружены наряду с глубоководными кокколитовыми известняками мелководные образования (гравелиты, известняки со створками пелеципод и с включениями фосфата). Судя по палеонтологическим данным 54-го рейса (В. В. Мухиной), а также по аналогии с о. Рождества и Восточно-Индокоеанским поднятием возраст по крайней мере части этих пород — раннекайнозойский. Поэтому и тектоническое развитие обоих поднятий представляется сходным. В позднекайнозойское время Кокосовое поднятие также подверглось воздействию дифференцированных движений, которыми и создана его современная разбитая на блоки структура.

Ко второй группе горстовидных поднятий принадлежат более или менее крупные блоковые формы, распространенные к западу от Австралии,



там, где развиты новообразованные океанские впадины. Парагенез этих структур весьма интересен, поскольку он позволяет искать связь в их образовании.

К числу поднятий принадлежат следующие: Западно-Австралийское, Натуралистов, Зенит и Кювье (Канаев, 1972). Все они имеют неправильную угловатую форму типично блоковых поднятых структур. Такая форма подчеркивает единство их тектонической природы. Самым крупным среди них является Западно-Австралийское поднятие, простирающееся широтно более чем на 1200 км и примыкающее по разлому к южному концу Восточно-Индоеокеанского поднятия. В целом оно представляет глыбу, оборванную с юга крутым разломом и разбитую нарушениями меньшего порядка, о чем можно судить по детальной батиметрической карте одного из его районов (см. «Исследования по проблеме рифтовых зон...», 1972, стр. 54). Поверхность поднятия плоская или несильно выпуклая, прикрытая толщей неуплотненных осадков, пройденной скважиной на 108 м. Эта поверхность лежит в основном на глубинах 1500—2000 м и возвышается над дном глубоких частей океана на несколько километров.

В работах А. Лаутона и др. (Laughton et al., 1970, 1972) показан разрез коры в пределах поднятия, толщина которой оценивается примерно в 20 км. Ниже слоя рыхлых осадков выделяется слой со скоростью 4,7 км/сек, затем слой более 5, ниже слой 6,07, еще ниже 6,43, затем 7,25 и, наконец, 8,23 км/сек. Поднятие явно имеет корень, а разрез его может быть истолкован как результат деструкции континентальной коры. В цитируемых работах Западно-Австралийское поднятие ставится в один ряд с микроконтинентами, которыми считаются северная часть Маскаренского плато, Мозамбикский и Мадагаскарский хребты, поднятие Кергелен и ряд других геоморфологических элементов.

В мелу и начале кайнозоя поднятие опускалось и здесь накапливалась толща известняков, имеющая мощность около 1300 м (по сейсмическим данным). Но в эоцене оно оказалось выше уровня океана, а затем снова погрузилось. Эти движения в общем совпадают по времени с движениями в соседнем Восточно-Индоеокеанском хребте.

Блок поднятия Натуралистов имеет сравнительно небольшие размеры — 400×300 км. У него крутые склоны и уплощенная поверхность. Буровая скважина прошла здесь толщу осадков мощностью 525 м, также не вскрыв подстилающих пород. Из разреза видно, что, начиная со среднего альба, район испытывал прерывистое опускание. Блоковые поднятия Зенит и Кювье<sup>1</sup> имеют сходные морфологические черты, но бурение здесь не проводилось.

Итак, все поднятия данной группы можно трактовать как разъединенные и структурно измененные материковые реликты. К этому имеется ряд оснований. По морфологическим особенностям они близки между собой, обладая угловатыми очертаниями и глыбовым характером, будучи сопряжены с крупными разломами. Кора в Западно-Австралийском поднятии может быть истолкована как измененная материковая, что можно распространить и на другие поднятия. Поднятия Натуралистов и Кювье расположены близко к Австралийскому материку и сходны с находящимся севернее поднятым участком Эксмут, который заведомо представляет опущенную часть материка. Наконец, все поднятия находятся в зоне развития новообразованных глубоководных впадин востока Индийского океана и можно думать, что растяжение коры при образовании впадин обусловило также «растаскивание» отколовшихся от материкового массива блоков.

---

<sup>1</sup> А. Лаутоном и соавт. (Laughton et al., 1970) они объединены и описываются как поднятие Валлаби.

Все океанские впадины и позитивные структуры талассогена, рассмотренные выше, формировались на протяжении позднего мезозоя и кайнозоя. Но помимо них можно выделить группу кайнозойских структур. К ней принадлежат пологие поднятия, вытянутые местами на океанском дне у Яванского желоба (так называемые краевые валы), а также отдельные приразломные гребневидные поднятия и щелевидные прогибы. Возраст поднятий у Яванского желоба определяется временем формирования краевых структур Зондской геосинклинальной системы, поскольку в сущности эти поднятия являются резонансно-тектоническими. Основной этап формирования геосинклинальной системы приходится на поздний кайнозой.

О кайнозойском возрасте приразломных структурных форм говорят резкость рельефа дна и секущее положение структур по отношению к более древним формам. О значительном размахе молодых движений в отдельных зонах убеждает пример дифференцированных перемещений блоков в Кокосовом поднятии. В частности, плейстоценовые поднятия о. Рождества фиксируются высокими морскими террасами.

Не касаясь всех кайнозойских структурных форм, приведем некоторые данные о щелевидных прогибах Оби и Диамантина, находящихся на юге талассогена. В литературе они обычно называются желобами. Мы этого термина избегаем, потому что целесообразнее использовать его только для глубоководных рвов современных геосинклинальных систем.

По существу прогибы Оби и Диамантина являются лишь наиболее глубокими и резко выраженными структурами в пределах мощных разломных зон океанского дна. Что касается первого из них, то это доказывается профилями, приведенными в статье В. Ф. Канаева (1964). О системе узких прогибов, чередующихся с узкими же поднятиями в пределах разломной зоны Диамантина, также имеются опубликованные данные. И та и другая зоны протягиваются на сотни километров, имея максимальные глубины соответственно 5880 и 7102 м.

Безроздовая система отчетливо проявлена также в широкой зоне к востоку от Восточно-Индоканского поднятия, подходя к нему под острым углом. Она была намечена на физиографической карте Б. Хизена и М. Тарп (Heezen, Tharp, 1964) и подтверждена материалами 54-го рейса «Витязя». Ее также следует считать кайнозойской. Добавим, что на участке, лежащем между 10 и 15° ю. ш. отмечается повышенный тепловой поток — 2,24 м/кал/см<sup>2</sup> (Laughton et al., 1970).

Таким образом, при всей неполноте данных о приразломных структурах возраст их наиболее вероятно является кайнозойским.

Зондская современная геосинклинальная система, обрамляющая талассоген с северо-востока, не была предметом специального изучения экспедиции 54-го рейса «Витязя». Поэтому о ней будет сказано кратко.

Эта система состоит из четырех огромных по протяженности (более 6000 км) тектонических зон: а) Яванского геосинклинального желоба; б) геосинклинальной гряды, несущей Андаманские, Никобарские и Метавейские острова; в) зоны внутренних геосинклинальных трогов; г) зоны краевых поднятий приокеанических частей Суматры и Явы с ее мощным новейшим и современным вулканизмом и активными структурообразовательными процессами. На севере система осложнена тыловой Андаманской геосинклинальной котловиной, являющейся одновременно структурой растяжения и опускания. На юге на продолжении системы находится Тиморский геосинклинальный трог<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Последний (как и Никобарский и Балийский трог) обычно называют желобом, но такое название лучше сохранить за структурами типа Яванского желоба.

Формирование Зондской геосинклинальной системы происходило синхронно с развитием тыловых приматериковых геосинклинальных прогибов, охватывающих удаленные от океана части Суматры и Явы. А это имело место в кайнозое, в особенности в позднем кайнозое. Имеются и другие доказательства кайнозойского времени оформления современного плана Зондского структурного комплекса, но мы их приводить не будем.

Наконец, также совершенно кратко упомянем об областях продолжения материковых структур в окраинных частях океана. Здесь кайнозойские или мезокайнозойские отложения прибрежных и неглубоких участков океана в виде чехла перекрывают различные материковые структурные элементы. Тем самым они отвечают особому тектоническому ярусу окраин континентов, формируя структурные формы типа плит. От структур собственно океанских эти плиты отделяются крупными разломами, отчетливо видимыми по периферии Индостана и Австралии.

Мощности и формации чехла таких плит не одинаковы. Так, на севере Центрально-Индийской впадины, в Бенгальском заливе, мощность осадков достигает весьма значительной величины — 3 км (Непрочнов, Ковылин, Михно, 1964), но еще дальше на север, в районе дельты Ганга, она составляет 12 км (Laughton et al., 1972). В принципе по формациям чехла и особенностям распределения мощностей можно проводить его тектоническое районирование.

#### КРАТКОЕ ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Тектоника океанов ждет углубленных исследований отдельных областей океанского дна. Восточная часть Индийского океана с ее разнообразием тектонических районов и структур представляет исключительно интересный объект с этой точки зрения. Во время 54-го рейса «Витязя» были проанализированы черты строения и структурной эволюции этой восточной части.

Отметим две особенности ее тектонического развития, имеющие, как нам представляется, широкий научный интерес. Во-первых, здесь устанавливается факт новообразования глубоководных океанских впадин. Они занимают обширную приавстралийскую зону океанского дна и возникли в условиях растяжения и опускания соответствующих участков земной коры. С развитием таких впадин было сопряжено разобщение тектонических блоков, по-видимому, обладавших ранее корой континентального типа.

Во-вторых, в рассматриваемой области доказываемая высокая тектоническая динамичность океанского дна. В позднем мезозое и кайнозое здесь воздымались, опускались и кололись крупные линейные горстовидные поднятия, формировались глубокие приразломные щелевидные прогибы и также связанные с разломами гребневидные поднятия, двигались в разных направлениях тектонические блоки. Для позднего кайнозоя определенно намечается картина смены предшествующего меридионального структурного плана новым, комплексы структур которого ориентированы к более ранним под косыми углами. Подобные явления широко распространены на суше, но на океанском дне они еще не описывались.

#### Литература

- Безруков П. Л., Затонский Л. К., Сергеев И. В. Подводная гора Афанасия Никитина в Индийском океане. Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 1.  
Безруков П. Л., Канаев В. Ф. Основные черты строения дна северо-восточной части Индийского океана. Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 4.  
Безруков П. Л., Крылов А. Я., Чернышева В. И. Петрография и абсолютный возраст базальтов со дна Индийского океана.— Океанология. 1966, т. IV, вып. 2.

- Затонский Л. К. Новые данные о рельефе дна Индийского океана.— В кн.: Исследования Индийского океана. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 64, М., «Наука», 1964.
- Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана, т. 1, М., «Наука», 1972.
- Канаев В. Ф. Геоморфология дна северо-восточной части Индийского океана.— В кн.: Геология дна морей и океанов. Докл. сов. геол. к XXII сес. Междунар. геол. конгресса, М., «Наука», 1964.
- Канаев В. Ф. Рельеф дна Индийского океана. Автореф. докт. дис. М., Ин-т океанологии, 1972.
- Непрочнов Ю. П. Сейсмические исследования земной коры и верхней мантии различных структур океана. Автореф. докт. дис., М., Ин-т океанологии, 1970.
- Непрочнов Ю. П., Ковылин В. М., Михно М. Ф. Результаты сейсмических исследований строения земной коры и осадочной толщи в Индийском океане.— В кн.: Геология дна морей и океанов. Докл. сов. геол. к XXII сес. Междунар. геол. конгресса, М., «Наука», 1964.
- Пушаровский Ю. М. Тихоокеанский тектонический сегмент земной коры.— Геотектоника, 1967, № 5.
- Пушаровский Ю. М. Тектонические карты: обобщение опыта составления.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971.
- Пушаровский Ю. М. Принципы тектонического районирования океанов. Геотектоника, 1972, № 6.
- Пушаровский Ю. М. Поиск нужно продолжить.— Природа, 1972, № 7.
- Green A. G. Seafloor spreading in the Mozambique Channel.— Nature, 1972, 236, No. 63.
- Heezen B. C., Tharp M. Physiographic diagram of the Indian ocean, the Red Sea, the South China Sea, the Sulu Sea and the Celebes Sea, N. Y., Geol. Soc. America, 1964.
- Laughton A. S., Matthews D. H., Fisher R. L. The structure of the Indian ocean.— The Sea, 1970, v. 4, p. 11.
- Laughton A. S., McKenzie D. P., Sclater J. G. The structure and evolution of the Indian Ocean. Intern.— Geol. Congr., 1972, 24 sess., sec. 8.
- Trueman N. A. The phosphate, volcanic and carbonate rocks of Christmas Island. Indian Ocean.— J. Geol. Soc. Australia, 1965, No. 12, p. 2.

Геологический институт  
АН СССР  
Институт океанологии  
АН СССР

Статья поступила  
1 июня 1973 г.

УДК 550.312 : 551.242(234.9)

М. Е. АРТЕМЬЕВ, Б. К. БАЛАВАДЗЕ

## ИЗОСТАЗИЯ КАВКАЗА

Получены изостатические аномалии для района Кавказа, освобожденные от влияния глубоко залегающих неоднородностей мантии. Данные об изостазии сопоставлены с данными о новейшей тектонике региона. Установлены преобладание антиизостатических движений земной коры, различия в степени компенсации разных участков основных тектонических зон.

## I

Кавказ является одним из наиболее изученных районов СССР. Здесь выполнены многочисленные геологические исследования. Большое развитие получили и различные геофизические, в том числе гравиметрические, исследования. Результаты гравиметрических съемок используются обычно для изучения морфологии геологических объектов, отличающихся плотностью слагающих их пород (Балавадзе, 1957, 1966; Авдулов, 1963; Брюсов, 1963; Федьинский, 1951, и др.). Между тем в данных гравиметрии содержится информация и о тектонических процессах, проявляющаяся в наиболее явном виде в изостатических аномалиях силы тяжести (Артемьев, 1966).

Изостазией Кавказа занимались многие исследователи (Евсеев, 1939; Мудрецова, 1948; Люстих, 1957; Heiskanen, 1924). Их работы выявили значительные нарушения изостазии в пределах Кавказского региона, но будучи основанными на очень редкой и неравномерной сети наблюдений, не позволяли получить обоснованную картину поля для всей территории. Это обусловило необходимость новых исследований изостазии на Кавказе.

Одним из авторов вычислены топографо-изостатические поправки к значениям силы тяжести, осредненным по площадям  $10 \times 15'$  и  $1 \times 1^\circ$  (Артемьев, 1968). Вычисления выполнены по гипотезе Эри ( $T=30$  км) в двух вариантах  $\Delta\rho=0,4$  и  $\Delta\rho=0,6$  при  $\rho=2,67$  г/см<sup>3</sup>. Расхождение поправок полученных по этим вариантам, оказалось незначительным. Как известно (Woollard, 1969), современные геофизические данные подтверждают в общих чертах, что изостазия осуществляется в близком соответствии со схемой Эри при указанных параметрах.

Краткое описание изостатических аномалий Кавказа, осредненных по сетке  $1 \times 1^\circ$ , выполнено ранее (Артемьев, 1971<sub>1</sub>). Следует иметь в виду, что геологические объекты располагаются случайным образом по отношению к площадям осреднения аномалий, поэтому возможно искажение контуров аномалий и их интенсивности при осреднении по достаточно большим площадям. Здесь мы дадим характеристику аномалий, осредненных по сетке  $10 \times 15'$ , соответствующих в масштабе исследования наблюдаемым аномалиям.

Ранее было показано, что может быть выделена региональная составляющая гравитационного поля, обусловленная глубоко расположенными мантийными массивами, не имеющими отношения к изостазии литосферы (Артемьев, 1971<sub>2</sub>). Эта региональная составляющая поля положительная в районе Кавказа, была исключена, и для анализа исполь-

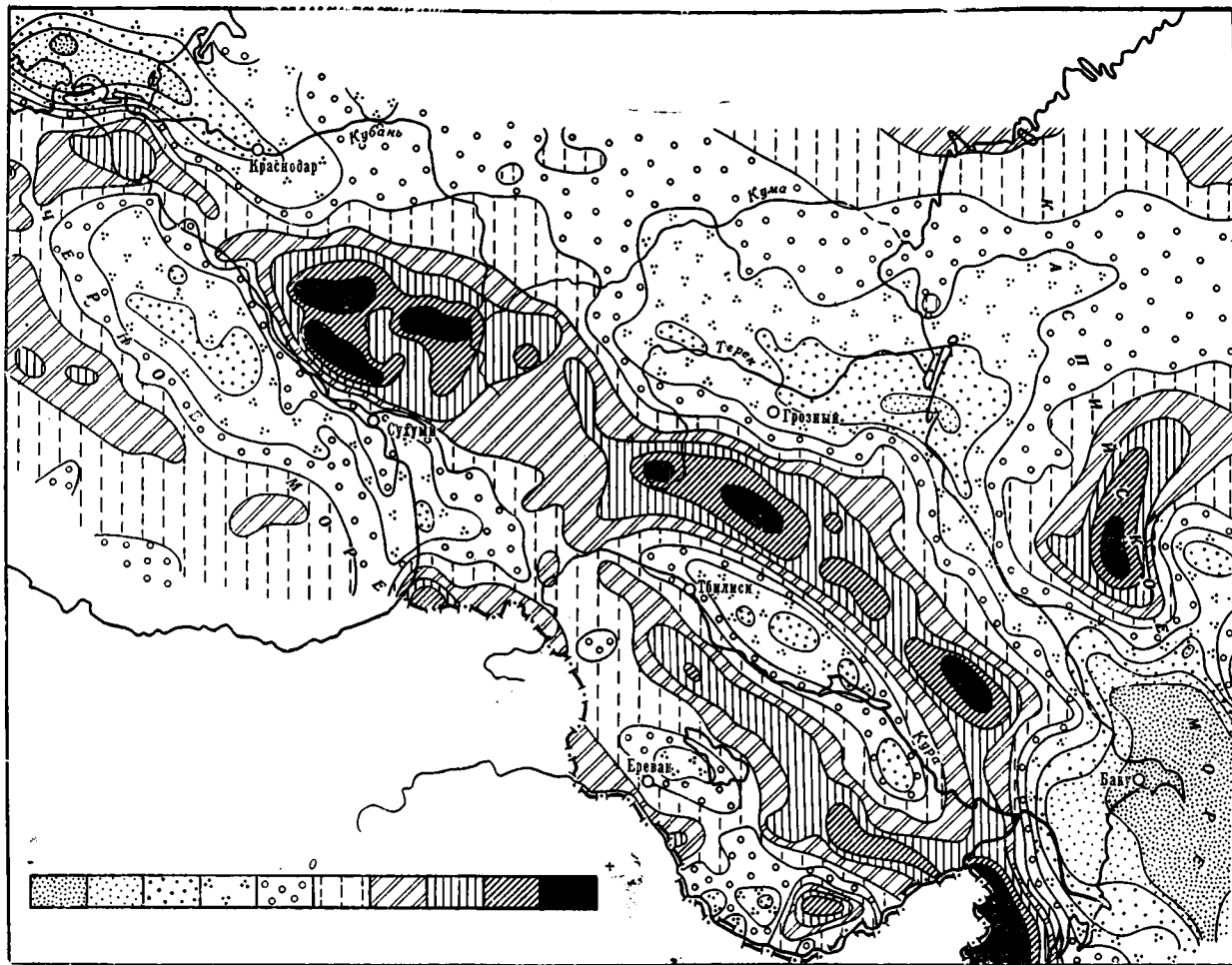


Рис. 1. Схема остаточных изостатических аномалий Кавказа. Условные обозначения: аномалии в порядке изменения интенсивности

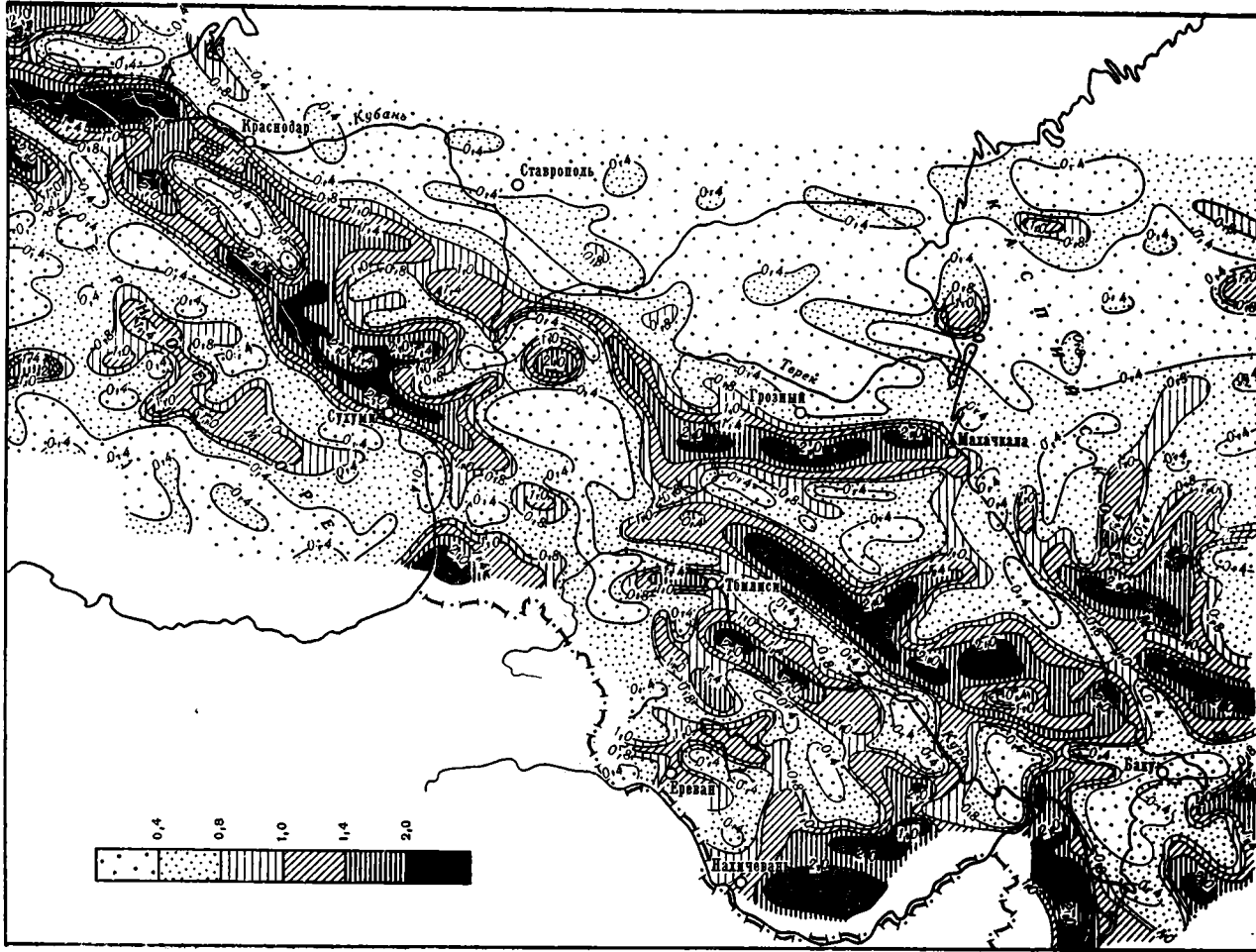


Рис. 2. Схема модулей горизонтальных градиентов остаточных изостатических аномалий. Условные обозначения: изменение значений градиентов,  $\text{мг/км}$

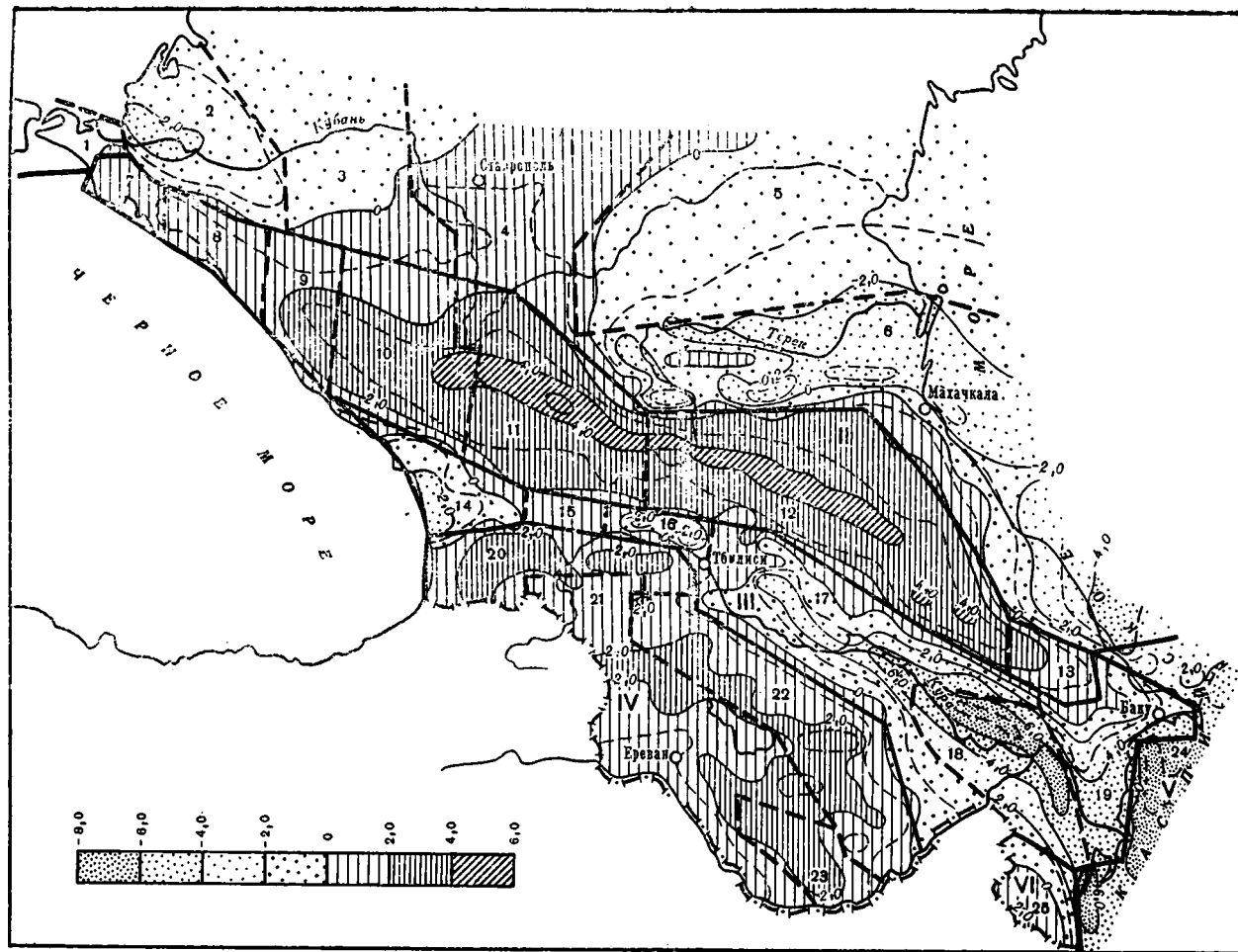


Рис. 3. Схема вертикальных неотектонических смещений на Кавказе, составленная по данным Е. Е. Милановского (1968), путем осреднения по сетке  $10 \times 15'$

Указаны границы и номера зон, использованных для сопоставления данных об изостазии с неотектоническими вертикальными движениями (см. рис. 4). Условные обозначения: величины смещений в км



зованы остаточные аномалии (рис. 1). Кроме того, были вычислены модули горизонтальных градиентов изостатических аномалий (рис. 2). Повышенные значения горизонтальных градиентов соответствуют контактам блоков коры, отличающихся характером изостатических аномалий.

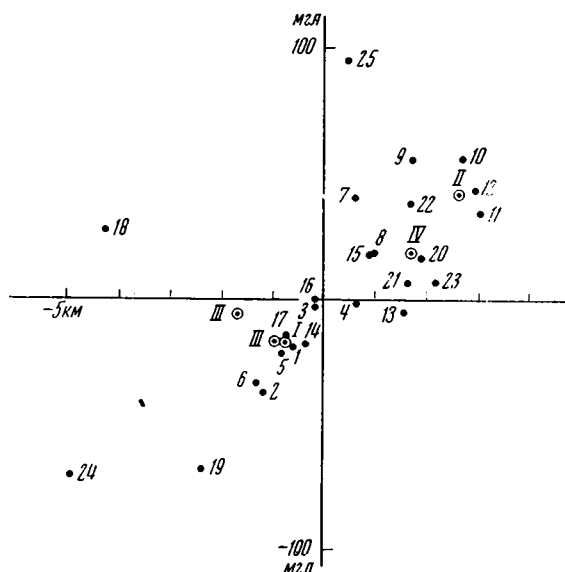
Как известно, характерное время восстановления изостатического равновесия  $10^4$ — $10^5$  лет для нарушений с характерными размерами 100—200 км (Артюшков, 1968). Для областей больших или меньших размеров оно может быть несколько больше при той же вязкости астеносферы. В случае, когда можно ожидать понижение вязкости астеносферы, характерные размеры областей быстрого восстановления равновесия уменьшаются. Таким образом, изостатическое равновесие осуществляется очень быстро в геологическом масштабе времени, а наблюдаемые нарушения изостазии связаны преимущественно с процессами и движениями, развивающимися в настоящее время (Артемьев, 1966; Артемьев, Артюшков, 1967). Поэтому нарушения изостазии следует анализировать совместно с другими характеристиками новейшей тектонической активности. Ранее был выполнен анализ нарушений изостазии и сейсмичности Кавказа (Артемьев и др., 1972), обнаруживший связь между этими явлениями. Рассмотрим теперь основные особенности изостатического состояния Кавказа, принимая во внимание данные о его неотектоническом развитии. Используя материалы Е. Е. Милановского (1968), нами составлена схема вертикальных тектонических движений Кавказа за неотектонический этап развития (рис. 3). На этой схеме показаны осредненные по сетке  $10 \times 15'$  амплитуды вертикальных смещений за неоген-четвертичное время, которые использованы для корреляции с остаточными изостатическими аномалиями, осредненными по таким же площадям.

## II

В пределах Кавказа на новейшем этапе можно выделить следующие основные структурные элементы: Предкавказские предгорные прогибы, сводово-глыбовое поднятие Большого Кавказа, Закавказские межгорные прогибы и сводово-глыбовое поднятие Малого Кавказа. Наблюдается достаточно хорошее соответствие отрицательных изостатических аномалий областям прогибания, а положительных — областям поднятий. Однако поля аномалий того или иного знака не ограничиваются пределами рассматриваемого региона. Так, отрицательные аномалии, развитые над Предкавказскими прогибами, прослеживаются далеко на запад, где они сливаются с отрицательными аномалиями Предкарпатских прогибов, а на юго-востоке отрицательные значения переходят в интенсивный Южно-Каспийский минимум, а затем продолжают над Предкопетдагским прогибом. Положительные аномалии также имеют западное продолжение, проходя южнее Керченского пролива и сливаясь с максимумом Горного Крыма, а затем прослеживаются еще дальше на запад до Добруджи. На юго-востоке положительные аномалии продолжают к Талышско-Вандамскому максимуму и, судя по имеющимся данным, переходят в положительные аномалии хр. Эльбурс. Менее выраженный характер имеют отрицательные аномалии, связанные с Закавказскими прогибами. Они образуют цепочку минимумов, разделенных участками положительных значений, но и эта аномальная область может быть прослежена на большое расстояние. Так, минимум Рионского межгорного прогиба распространяется на северо-восточные районы Черного моря, где он имеет четко выраженное кавказское простиранье. К этой же аномальной зоне относится, видимо, и отрицательная аномалия, расположенная южнее Крыма, а также область отрицательных значений вблизи западного побережья Черного моря. На востоке

минимум Куринского межгорного прогиба отделяется от находящегося на его простирании Южно-Каспийского минимума положительной аномалией, соединяющей Кавказ и Талышское поднятие. Поднятие Малого Кавказа характеризуется преобладанием положительных значений изостатических аномалий. Интересно, что над восточной глубоководной котловиной Черного моря также наблюдается максимум, имеющий кавказское простирание, подобный положительным аномалиям поднятия Малого Кавказа. Таким образом, можно думать, что изостатические аномалии Кавказа являются лишь участками значительно более про-

Рис. 4. Зависимость средних значений остаточных изостатических аномалий от средних величин неотектонических смещений земной коры для отдельных участков Кавказа (номера при точках соответствуют номером зон на рис. 3). I — среднее для передовых прогибов, II — среднее для Большого Кавказа, III — среднее для Закавказских прогибов, III — среднее для Закавказских прогибов без участка 18, IV — среднее для Малого Кавказа



тяженных зон аномалий разного знака, характерных для геосинклинальных областей. Однако в пределах Кавказа наблюдается, как правило, резкое усиление интенсивности изостатических аномалий этих зон.

В пределах основных тектонических зон Кавказа по значениям амплитуд и знаку новейших вертикальных движений земной коры, а также по характеру изостатических аномалий могут быть выделены отдельные, более мелкие участки. Для их характеристики были использованы средние значения величин неотектонических смещений (рис. 3) и средние значения остаточных изостатических аномалий (рис. 1). Границы выделенных участков показаны на рис. 3. Как видно (рис. 4), наблюдается достаточно тесная связь величин вертикальных смещений земной коры и значений аномалий. Она подтверждается и вычисленным по всей совокупности значений изостатических аномалий ( $\Delta g$ ) и амплитуд неотектонических движений ( $H$ ) значением коэффициента корреляции этих величин, оказавшимся равным 0,75 (дисперсия высот  $\sigma_H^2 = 5,30 \text{ км}^2$ ; дисперсия аномалий  $\sigma_{\Delta g}^2 = 1692 \text{ мгл}^2$ ; средняя высота  $\bar{H} = 0,14 \text{ км}$ ; средняя аномалия  $\bar{\Delta g} = 2,6 \text{ мгл}$ ). Тесная зависимость наблюдается в пределах Предкавказских прогибов (коэффициент корреляции 0,63;  $\sigma_H^2 = 1,50 \text{ км}^2$ ;  $\sigma_{\Delta g}^2 = 573 \text{ мгл}^2$ ;  $\bar{H} = -0,70 \text{ км}$ ;  $\bar{\Delta g} = -16,8 \text{ мгл}$ ). Наиболее прогнутым Индоло-Кубанскому и Терско-Каспийскому прогибам соответствуют интенсивные отрицательные аномалии. Аномалии над разделяющим их Ставропольским поднятием близки к нулю.

Значительно шире разброс значений, характеризующих мегантиклинорий Большого Кавказа (коэффициент корреляции 0,48;  $\sigma_H^2 = 1,21 \text{ км}^2$ ;  $\sigma_{\Delta g}^2 = 833 \text{ мгл}^2$ ;  $\bar{H} = 2,62 \text{ км}$ ;  $\bar{\Delta g} = 41,7 \text{ мгл}$ ). Так, область западного периклинального окончания Большого Кавказа испытывает на неотектоническом этапе интенсивное прогибание и характеризуется интенсивны-

ми отрицательными аномалиями. Отрицательными аномалиями характеризуется и юго-восточная Апшероно-Кобыстанская область периклиналильного окончания Большого Кавказа, которая только на позднеорогенной стадии выключилась из интенсивного погружения и, прилекаясь к сооружениям Большого Кавказа, вовлеклась в их поднятие. Отрицательные аномалии этого участка имеют высокую интенсивность. Остальные участки Большого Кавказа испытали значительное поднятие на неотектоническом этапе развития. Они характеризуются положительными аномалиями, хотя не наблюдается явной зависимости между средними амплитудами поднятия отдельных участков и характеризующими их средними значениями изостатических аномалий.

На рис. 4 можно видеть, что самая западная часть поднятия Большого Кавказа — Новороссийская ступень — характеризуется средней величиной поднятия около 600 м, а среднее значение связанных с ней аномалий более чем в два раза превосходит среднее значение аномалий расположенной восточнее Афипиской ступени, хотя поднятие последней составляет в среднем около 1000 м. Более того, аномалии Новороссийской ступени почти такие же, как аномалии над Восточным Кавказом, хотя последний характеризуется почти в шесть раз большей амплитудой поднятия. Очень интенсивные аномалии наблюдаются над Лазаревской ступенью и западной половиной Центрального Кавказа. Наибольшее поднятие испытали восточные районы Центрального Кавказа, но здесь наблюдается значительное понижение интенсивности аномалий. На схеме изостатических аномалий видно, что со средними участками этого района, расположенными восточнее Эльбруса и южнее Нальчика, связан даже относительный минимум аномалий. Интенсивными положительными аномалиями выделяется Восточный Кавказ. Хотя средняя амплитуда аномалий здесь несколько меньше, чем в западных районах Центрального Кавказа, зато имеются три исключительно интенсивных максимума: первый — в районе западной части поднятия Бокового Хребта Восточного Кавказа, второй — в районе Центральной части Бокового Хребта, Бжетино-Самурского прогиба и западной части поднятия Главного хребта Большого Кавказа и третий — расположен над восточной частью Главного Хребта. Юго-восточная часть сводово-глыбового поднятия Большого Кавказа расположена в пределах области быстрого уменьшения значений изостатических аномалий в восточном направлении и характеризуется близким к нулю средним значением аномалий, несмотря на довольно значительную величину (около 1500 м) средней амплитуды поднятия.

Несколько участков выделяется и в области закавказских межгорных прогибов. В целом они характеризуются отрицательными аномалиями, хотя имеются участки и со значительными положительными аномалиями. Для всей этой области значение коэффициента корреляции величин  $\Delta g$  и  $H$  составляет 0,07 ( $\sigma_H^2 = 5,48 \text{ км}^2$ ;  $\sigma_{\Delta g}^2 = 1830 \text{ мгл}^2$ ;  $\bar{H} = -1,66 \text{ км}$ ;  $\Delta \bar{g} = -6,24 \text{ мгл}$ ). Рионский межгорный прогиб характеризуется отрицательными аномалиями небольшой интенсивности при средней амплитуде прогибания около 400 м. Дзирульский массив является наиболее приподнятой ( $\sim 1000 \text{ м}$ ) зоной закавказских межгорных прогибов и характеризуется положительными аномалиями средней интенсивности. Верхне-Куринская (Картлинская) впадина, где опускание сменилось поднятием уже в среднем плиоцене, характеризуется близкой к нулю средней величиной изостатических аномалий. В Средне-Куринской впадине, где средняя величина прогибания составляет около 1600 м, процесс опускания прекратился в начале плейстоцена (Милановский, 1968). Она характеризуется отрицательными аномалиями, средняя величина которых почти такая же, как и в районе Рионского прогиба. Особый интерес представляют аномалии Нижне-Куринской впадины. Основная часть впадины характеризуется значительными по-

ложительными аномалиями, протягивающимися полосой, соединяющей два наиболее интенсивных максимума всего региона — Восточно-Кавказский и Талышский. Являясь наиболее прогнутой частью закавказских прогибов (средняя амплитуда 4300 м), эта впадина выделяется достаточно большой положительной величиной средней аномалии, благодаря чему на графике зависимости  $H$  ( $\Delta g$ ) (рис. 4) точка, характеризующая этот участок, резко отскакивает. Это свидетельствует, очевидно, о весьма специфических тектонических условиях этой части Куринского межгорного прогиба. Можно отметить, что для Нижне-Куринской впадины  $r=0,55$ , т. е. положительные аномалии сильнее там, где меньше величина прогибания. Для области закавказских прогибов без Нижне-Куринской впадины  $r=0,44$  ( $\sigma_H^2=3,53 \text{ км}^2$ ;  $\sigma_{\Delta g}^2=1533 \text{ мгл}^2$ ;  $\bar{H}=-0,95 \text{ км}$ ;  $\bar{\Delta g}=-16,2 \text{ мгл}$ ).

Поднятие Малого Кавказа характеризуется преобладанием положительных изостатических аномалий, однако здесь нет связи между величинами поднятий и значениями аномалий ( $r=0,12$ ;  $\sigma_H^2=0,58 \text{ км}^2$ ;  $\sigma_{\Delta g}^2=674 \text{ мгл}^2$ ;  $\bar{H}=1,68 \text{ км}$ ;  $\bar{\Delta g}=19,1 \text{ мгл}$ ).

Амплитуды неотектонического поднятия отдельных участков, которые можно выделить в пределах Малого Кавказа, мало отличаются по своей средней величине, составляющей от 1600 до 2100 м. Примерно на одинаковую среднюю высоту подняты Аджаро-Триалетский и Сомхето-Карабахский антиклинории, но последний характеризуется почти в два раза большей средней величиной положительных аномалий. Внутренние районы Малого Кавказа, включающие Ахалкалакское вулканическое плато, Севанскую зону впадин и поднятий и Центрально-Армянскую вулканическую зону, также характеризуются средней величиной поднятия около 1600 м, хотя там и имеются отдельные впадины, испытавшие значительное прогибание; с впадинами связаны отрицательные аномалии небольшой интенсивности. В среднем же этот участок Малого Кавказа характеризуется слабopоложительным значением изостатических аномалий. Самыми южными частями Закавказья являются Урц-Зангезурская зона поднятий и Средне-Араксинский межгорный прогиб. Они тоже характеризуются слабopоложительным средним значением аномалий.

Следует отметить, что положительные аномалии Сомхето-Карабахской зоны соединяются с очень интенсивным Талышским максимумом, совпадающим с относительно невысоким Талышским поднятием. Для этого участка  $r=0,75$ ;  $\sigma_H^2=0,41 \text{ км}^2$ ;  $\sigma_{\Delta g}^2=385 \text{ мгл}^2$ ,  $H=0,41 \text{ км}$ ;  $\bar{\Delta g}=93,6 \text{ мгл}$ .

Наиболее сильные отрицательные аномалии в пределах рассматриваемого региона связаны с Южно-Каспийским прогибом, испытавшим интенсивное неотектоническое прогибание ( $r=-0,28$ ;  $\sigma_H^2=3,95 \text{ км}^2$ ;  $\sigma_{\Delta g}^2=1608 \text{ мгл}^2$ ;  $\bar{H}=-4,86 \text{ км}$ ;  $\bar{\Delta g}=-71,7 \text{ мгл}$ ).

### III

Анализ карты модулей горизонтальных градиентов изостатических аномалий (рис. 2) показывает, что полосы повышенных значений этих величин соответствуют обычно контактам блоков земной коры, испытывающих движения разного знака или интенсивности. Обычно такие контакты соответствуют крупным тектоническим нарушениям. Полоса повышенных значений горизонтальных градиентов аномалий проходит вдоль всей северной границы сводово-глыбового поднятия Большого Кавказа, причем наибольшие значения градиентов наблюдаются в районах, граничащих с наиболее прогнутыми участками предгорных прогибов: Индоло-Кубанским и Терско-Каспийским. Очень большие градиенты наблюдаются также по южному краю поднятия, особенно вдоль побережья Черного моря и между поднятием Восточного Кавказа и

Средне-Куринской впадиной. Интересно отметить, что эта полоса градиентов не прослеживается южнее восточной части поднятия Центрального Кавказа. Большие значения градиентов четко фиксируют основные субмеридиональные тектонические нарушения в пределах Большого Кавказа. Так, повышенными градиентами отмечается граница Новоросийской и Афипской ступеней. В полосе высоких горизонтальных градиентов, секущих Большой Кавказ с юга на север, оказывается Лазаревская ступень, причем наиболее высокие значения достигаются в районе Пшехско-Адлерской поперечной структуры, отделяющей поднятие Западного Кавказа от поднятия Центрального Кавказа. Большие значения градиентов наблюдаются в пределах внутренних частей западной половины Центрального Кавказа. Особенно выделяется полоса градиентов, идущая от района Гагр в северо-восточном направлении. Широкой полосой относительно повышенных значений горизонтальных градиентов отделяются поднятия Центрального и Восточного Кавказа. Поднятие Восточного Кавказа также нарушено системами секущих его тектонических нарушений, которые отображаются большими значениями градиентов, полосы которых имеют преимущественно северо-восточное простирание. В пределах широкой полосы высоких горизонтальных градиентов оказывается и Юго-Восточный Кавказ. На юге она переходит в полосу градиентов, обрамляющих с востока положительные аномалии, протягивающиеся от Большого Кавказа к Талышскому поднятию. Эта полоса градиентов совпадает с Сальянской приразломной зоной.

Можно отметить также, что относительно повышенными значениями горизонтальных градиентов отмечаются границы между Картлинской впадиной, Средне-Куринской и Нижне-Куринской впадинами. Полоса больших градиентов отделяет также эти прогибы от Сомхето-Карабахского антиклинория Малого Кавказа. Небольшие участки повышенных значений модулей горизонтальных градиентов наблюдаются также в ряде районов Малого Кавказа, но здесь они имеют менее упорядоченный характер.

#### IV

Как видно из приведенного рассмотрения, в пределах Кавказа наблюдается в целом отчетливая связь между знаком и интенсивностью неотектонических движений и величинами изостатических аномалий. Тектонические движения на основной части региона имеют ярко выраженный антиизостатический характер, характерный для альпийских геосинклинальных зон (Артемьев, 1966). Между тем отдельные участки Кавказа отличаются по характеру связи аномалий и суммарных амплитуд неотектонических движений, что указывает, очевидно, на то, что суммарные неотектонические смещения не являются единственным фактором, определяющим значения аномалий.

Изучение новейшей тектоники Кавказа показывает, что за неотектонический этап наблюдались смены знака и интенсивности движений в отдельных участках региона (Кириллова и др., 1960; Милановский, 1968 и др.). Очевидно, что глубинные процессы, ответственные за эти изменения, могли приводить к изменению характера аномалий или, наоборот, приводить к такому положению, когда аномалии соответствуют еще предыдущему этапу тектонического развития, а современные движения приводят к формированию структур, для которых можно ожидать другого типа нарушения изостатического равновесия. Наконец, тектонический процесс не сводится только к вертикальным колебаниям земной коры. Важным его фактором является вулканическая активность, связанная с интенсивным прогревом недр, понижением вязкости коры и, следовательно, уменьшением времени восстановления изостатического равновесия. Кроме того, мы оставляем пока без рассмотрения процессы осадконакопления, приводящие к появлению мощных толщ

пород отрицательной аномальной плотности, также влияющих на характер гравитационного поля.

На современном уровне знаний оценка всех этих влияний представляет чрезвычайно сложную задачу, которая пока не может быть решена однозначно. Можно делать только более или менее обоснованные предположения. Например, на фоне общей тектонической зональности, имеющей северо-западное направление по простиранию, совпадающей с генеральным расчленением поля изостатических аномалий, выделяется крупная субширотная зона. Она включает область размежевания предгорных прогибов — Ставропольское поднятие, восточные, наиболее поднятые районы Центрального Кавказа, Дзирульский выступ, разделяющий закавказские прогибы, вовлеченную в поднятие Карглинскую впадину, Центральные районы Малого Кавказа. Характерная особенность этой зоны — широкое развитие вулканической активности как в пределах Большого Кавказа, начиная от района Минеральных вод, так и особенно сильные проявления новейшего вулканизма в пределах Малого Кавказа. Эта зональность находит хорошее отображение в изостатических аномалиях. Восточные районы Центрального Кавказа существенно ближе к изостатическому равновесию, чем другие участки Большого Кавказа. Эта особенность проявляется, в частности, и в том, что горизонтальные градиенты аномалий в районах сочленения этой зоны с передовыми и межгорными прогибами выражены очень слабо. Еще ближе к изостатическому равновесию вулканические районы Малого Кавказа. Вероятнее всего это связано с аномально высоким прогревом недр в этих районах, соответствующим понижением их вязкости, что делает невозможным существование крупных нарушений изостазии.

В качестве другого примера возможного объяснения изостатических аномалий можно привести участок западного окончания Куринского прогиба. Опускание этого участка впадины закончилось уже в среднем плиоцене, и этот участок впадины был вовлечен в слабое поднятие. Вероятно, именно этой стадии — стадии поднятия — и соответствуют наблюдаемые здесь сейчас положительные изостатические аномалии небольшой интенсивности. Значительно более интенсивные (до 4—6 км против 2 км в Верхне-Куринской впадине) опускания Средне-Куринской впадины продолжались до начала плейстоцена. Таким образом, отрицательные аномалии этой впадины связаны, видимо, еще с периодом ее прогибания (а часть аномалий и с гравитационным эффектом заполняющих ее осадков). Поднятия, наблюдаемые сейчас в этом районе, идут в сторону восстановления изостатического равновесия (приближенные расчеты, выполненные вдоль профиля Волгоград — Нахичевань в районе пересечения им Куринской впадины, показали, что если учесть гравитационное влияние осадков, заполняющих впадину, и их вероятную компенсацию, то изостатические аномалии над впадиной становятся близкими к нулю, т. е. равновесие в этом районе уже фактически достигнуто).

Объяснение ряда особенностей поля изостатических аномалий Кавказа еще более затруднительно. Так, например, Нижне-Куринская межгорная впадина, являющаяся наиболее прогнутой и в настоящее время продолжающей опускаться частью Куринского межгорного прогиба, характеризуется крупными положительными аномалиями. Аномальная часть этого прогиба является звеном, связывающим положительные аномалии Большого Кавказа с максимумом Талышского поднятия. Тектоническое значение этого максимума остается неясным. Можно допустить, что эта аномалия имеет длительное время существования, и опускание Нижне-Куринской впадины связано с восстановлением нарушенного равновесия. В этом случае было бы естественно ожидать определенной корреляцию между величинами прогибания и интенсивностью аномалий. На самом деле этого нет. Изолинии амплитуд прогибания

секут аномалию и, более того, анализ карт новейших и плейстоценовых деформаций позволяет говорить о совпадении с гравитационным максимумом участков относительно меньшего прогибания.

Максимум Нижне-Куринской впадины указывает на тектоническую связь Большого Кавказа и Талышских гор, однако пока это, пожалуй, единственное указание на эту связь. Если рассматривать аномалии Буге или Гленни, или схему мощности земной коры, то на них трудно найти указания на подобную связь. Сооружения Большого Кавказа характеризуются сильными отрицательными аномалиями типа Буге и увеличенной мощностью земной коры, в то время как Талышские горы и Нижне-Куринская впадина характеризуются положительными аномалиями Буге и относительно сокращенной мощностью коры (Балавадзе, Твалтвадзе, 1960). Аномалии Буге и схемы мощностей коры указывают на продолжение Кавказа в район Апшеронского порога, а изостатические — на его связь с Талышем. Наблюдаемые изостатические аномалии следует толковать в том смысле, что как под Большим Кавказом, так и под Нижне-Куринской впадиной и Талышем мощность земной коры, видимо, меньше, чем требуется для изостазии, примерно на одинаковую величину<sup>1</sup>, хотя различия в мощностях коры являются значительными. Есть, видимо, еще одно указание на современную тектоническую активность зоны, связанной с максимумом, соединяющим Талышские горы и Большой Кавказ, — это сейсмичность. Анализ гравитационного поля и сейсмичности Кавказа (Артемьев и др., 1972) показал, что к району Курдамирского максимума закономерно тяготеют эпицентры землетрясений.

Может быть тектоническое положение этой зоны легче понять, учитывая особенности районов, расположенных восточнее. Южно-Каспийский минимум силы тяжести (в изостатической редукции) является как бы продолжением минимумов предкавказских прогибов. В тектоническом отношении в юго-восточном окончании Большого Кавказа намечается расщепление его структур. С одной стороны, непосредственно по простиранию его продолжением является Апшеронский порог, с другой стороны, в районе южной и юго-восточной части Апшероно-Кобыстанской переклиальной зоны наблюдается виргация складчатости, которая уходит почти точно на юг, образуя полосу шириной около 100 км в пределах Каспийского моря. Эта полоса располагается вблизи западного побережья последнего. Таким образом, можно предполагать, что Южно-Каспийский прогиб имеет двойственную природу — он остаточный геосинклинальный прогиб и передовой прогиб одновременно. Вероятно, на юге он переходит в Предэльбурский прогиб.

Новейшее складкообразование в западных прибрежных районах Южно-Каспийской впадины может являться указанием на подготовку или даже начало инверсии тектонических движений. В будущем здесь может быть сформирована антиклинальная структура, продолжающая или причленяющаяся к структурам Большого Кавказа. Если это так, то Нижне-Куринская впадина занимает положение, характерное для срединных массивов, которым, как известно, свойственны положительные изостатические аномалии. По некоторым признакам срединный массив в районе Нижне-Куринской впадины выделялся рядом исследователей (Али-Заде и др., 1965).

Аналогичная ситуация наблюдается и в восточной части Южного Каспия. Существование там срединного массива (захватывающего и прилегающую сушу) обосновывается геологическими признаками, дан-

---

<sup>1</sup> Учет аномальной массы осадочных пород Нижне-Куринской впадины в предположении об их изостатической компенсации приводит к увеличению интенсивности Курдамирско-Вандамского максимума до величины, сравнимой с интенсивностью аномалий Восточного Кавказа и Талышского поднятия.

ными ГСЗ, положительными изостатическими аномалиями и существованием слоя повышенной электропроводности в верхней мантии (Бердичевский и др., 1971), что также характерно для подобных структур. Апшеронский порог отсекает Южно-Каспийскую впадину от предкавказских прогибов. Подобного рода секущие сочленения отдельных участков геосинклинальных зон хорошо известны в районе островных дуг Тихого океана, где места их пересечения также выделяются интенсивными максимумами изостатических аномалий; таков максимум на Хоккайдо, в районе пересечения Японско-Сахалинской и Курильской дуг, максимум на Хонсю в районе пересечения дуг Японской и Идзу-Боннинской и т. п. Здесь, на Кавказе, таким максимумом является максимум юго-восточного окончания Восточного Кавказа.

Интересно, что близкие соотношения наблюдаются и в районе северо-западной оконечности Кавказа. Видимое сочленение Горного Крыма и Большого Кавказа происходит через Керченский и Таманский полуострова, а положительные аномалии, характерные для Крымско-Кавказской зоны, проходят южнее — в Черном море. На Кавказе положительные аномалии уходят в сторону Черного моря в районе Анапы — Новороссийска и выходят на побережье Крыма только в районе Феодосии. Имеются данные (Милановский, 1968), что ряд тектонических структур (особенно в районе Анапы) имеет такое же простираие.

Геофизические исследования как в районе Нижне-Куринской впадины (Али-Заде и др., 1965), так и в районе Новороссийского максимума (Авдулов, 1963; Брюсов, 1963) указывают на развитие в этих районах на относительно небольших глубинах крупных тел базальтов. Вероятно, здесь имеют место живущие тектонические нарушения, указывающие на погребенное продолжение структур Большого Кавказа.

Можно отметить, что Сомхето-Карабахское поднятие (его аномалии по крайней мере) связано с Талышским максимумом под Нижне-Араксинской впадиной практически таким же образом, как и Большой Кавказ. Это приводит к тому, что на карте изостатических аномалий Средне-Куринская впадина выглядит мульдой, вложенной в значительно более обширное поле положительных аномалий. В связи с этим можно предложить вопрос специалистам, изучающим тектонику Кавказа, нельзя ли считать Сомхето-Карабахское поднятие южной ветвью Большого Кавказа, соединяющейся с ним в районе Дзирульского массива, а Куринскую впадину — наложенной впадиной?

Характер изостатических аномалий подтверждает принципиальное различие впадин Каспийского и Черного морей. Уже отмечалось (Артемьев, 1971), что в ряду впадин средиземноморского типа Черное море выделяется отсутствием выраженной аномалии региональной составляющей гравитационного поля в изостатической редукции. Важным фактом, требующим объяснения, является продолжение зон локальных изостатических аномалий Кавказского простираия в пределы глубоководных участков Черного моря (если не считать, что это случайное совпадение). Можно высказать два предположения о их вероятной природе: 1 — аномалии связаны с продолжением тектонических зон Кавказа в пределы древней Черноморской впадины, однако развитие их было здесь резко ослаблено в силу каких-то причин, так что эти зоны только «намечены»; 2 — структуры Кавказа имели северо-западное продолжение, но уничтожены в процессе образования впадины. Наблюдаемые аномалии — следы этих структур. Второе предположение кажется противоречащим представлениям о большой древности Черноморской впадины.

Южно-Каспийская впадина выделяется интенсивными аномалиями как региональной, так и локальной составляющей гравитационного поля в изостатической редукции, соответствующими повышенной новейшей тектонической активности.



Ранее уже отмечалось, что внутренним районам Средиземноморского геосинклинального пояса (море Альборан, Тирренское и Эгейское моря, Паннонский массив) свойственны максимумы региональной составляющей изостатических аномалий (Артемьев, 1971). Интенсивность этих максимумов возрастает в восточном направлении и коррелируется с ростом интенсивности новейшей тектонической активности. Очень интенсивный региональный максимум связан с Кавказом, причем эпицентр его располагается в Закавказье. Таким образом, по ряду признаков (тектоническое положение, интенсивный базальтовый вулканизм, повышенная сейсмичность, положительная аномалия региональной составляющей поля силы тяжести в изостатической редукции) Закавказье может рассматриваться как аналог срединных массивов других участков Средиземноморской геосинклинальной зоны, находящийся, по-видимому, на более ранней стадии развития. Если это так, то в будущем на месте Закавказья будут усиливаться процессы переработки земной коры и возможно образование структуры типа Эгейского моря или Паннонской впадины.

### ВЫВОДЫ

Для территории Кавказа и прилегающих районов вычислены изостатические аномалии силы тяжести. Выделение региональной составляющей изостатических аномалий, включающей влияние глубоких мантийных неоднородностей, ошибки нормальной формулы силы тяжести и значительной части влияния, обусловленного учетом поправок Брунса и Жонголовича, позволило получить обоснованные данные по изостатическому состоянию региона.

Для территории Кавказа получена значимая величина коэффициента корреляции ( $r=0,75$ ) величин суммарных неоген-четвертичных вертикальных смещений (по данным Е. Е. Милановского) и остаточными изостатическими аномалиями. В среднем для региона изменению величины вертикального смещения за неотектонический этап на 1000 м соответствует изменение изостатической аномалии на 25 мгл.

Для территории Кавказа характерно преобладание положительных аномалий в районах поднятий и отрицательных — в районах опусканий, т. е. развитие антиизостатических движений. Отдельные тектонические зоны Кавказа отличаются характером изостатического состояния и видом, и теснотой связи величин  $H$  и  $\Delta g$ . Наиболее тесная линейная зависимость этих величин характерна для Талышских гор, предкавказских предгорных прогибов и сводово-глыбового поднятия Большого Кавказа. На территории Малого Кавказа нет зависимости между этими величинами. Наиболее резко от общей зависимости отклоняется территория Нижне-Куринской впадины, что, видимо, обусловлено особым характером тектонических условий. Характерной особенностью является также близость к равновесию районов развития вулканической активности на этапе тектонической активизации. Полученные изостатические характеристики могут быть использованы как для целей тектонического районирования, так и для попыток изучения глубинных процессов в геосинклинальных областях.

### Литература

- Авдулов М. В. Строение земной коры по данным гравиметрии на Центральном и Западном Кавказе.— Сов. геология, 1963, № 9.
- Али-Заде А. А., Ахметов Г. А. и Куликов В. И. Глубинное строение Азербайджана по геолого-геофизическим данным.— В кн. Геологические результаты прикладной геофизики (Междунар. геол. конгр. XXII сес., Проблема 2). М., 1965.
- Артемьев М. Е. Некоторые вопросы геологического истолкования изостатических аномалий силы тяжести. М., «Наука», 1966.
- Артемьев М. Е. Вычисление топографо-изостатических поправок к осредненным значениям силы тяжести.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1968, № 2.
- Артемьев М. Е. Некоторые особенности глубинного строения впадин средиземноморского типа по данным об изостатических аномалиях силы тяжести.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1971, т. 11, вып. 4.

- Артемов М. Е. Планетарные и зональные неоднородности верхней мантии и их связь с особенностями региональной тектоники.— В сб.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова Думка», 1971.
- Артемов М. Е. и Артюшков Е. В. Изостазия и тектоника.— Геотектоника, 1967, № 5.
- Артемов М. Е., Бунэ В. И. и Камбаров Н. Ш. Изостазия и сейсмичность Крымско-Кавказского региона.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1972, № 11.
- Артюшков Е. В. Об установлении изостатического равновесия земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1968, № 1.
- Балавадзе Б. К. Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии, Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР, 1957.
- Балавадзе Б. К. Геофизические исследования строения земной коры бассейна Черного моря.— В кн.: Глубинное строение Кавказа. М., «Наука», 1966.
- Балавадзе Б. К. и Твалтвадзе Г. К. Строение земной коры Закавказско-Каспийской впадины по геофизическим данным.— Междунар. геол. конгр. XXI сес. Докл. сов. геологов. Проблема 2, М., 1960.
- Бердичевский М. Н., Дубровский В. Г., Любимова Е. А., Манашлы А. И., Непесов К. Н. и Фельдман И. С. Аномалии электропроводности верхней мантии и их геотермическая интерпретация.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1971, № 7.
- Брюсов Б. А. Некоторые результаты геофизических исследований на территории Западного Кавказа.— Прикладная геофизика, вып. 26, М., Гостоптехиздат, 1963.
- Евсеев С. В. Исследование топографо-изостатической редукции, уклонения отвеса и силы тяжести и испытание наличия изостазии на Кавказе.— Тр. ЦНИИГАиК, 1939, вып. 29.
- Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А., Сорский А. А. и Хаин В. Е. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Люстих Е. Н. Изостазия и изостатические гипотезы.— Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1957, № 38.
- Маловицкий Я. П. История геотектонического развития впадины Каспийского моря.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 10.
- Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., «Недра», 1968.
- Мудрецова Е. А. Изостатические аномалии силы тяжести на Кавказе.— Научн архив ЦНИИГАиК. М., 1948.
- Федынский В. В. Гравитационная характеристика предгорных и межгорных впадин в геосинклиналях.— В сб.: Памяти А. Д. Архангельского, М., Изд-во АН СССР 1951.
- Heiskanen W. A. Untersuchungen über Schwerkraft und Isostasy.— Veröffentlich des Finnisches geod. Inst., 1924, No. 4.
- Woollard G. P. Standardization of gravity measurements.— The Earth's crust and upper mantle. Geophys. Monograph. 13. Washington. 1969.

Институт физики Земли  
АН СССР  
Институт геофизики АН ГрузССР

Статья поступила  
26 февраля 1973 г.

УДК [551.242.51 : 550.382.3] (47)

А. Я. КРАВЧИНСКИЙ

## О СОПРЯЖЕННОСТИ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ПЕРЕСТРОЕК НА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Анализ палеомагнитных данных и имеющихся геологических материалов показывает, что в течение постсилурийского времени Восточно-Европейская платформа переместилась из низких на средние широты северного полушария. Движение платформы относительно полюса не было равномерным, и длительные периоды ее сравнительно устойчивого положения (девон — ранний триас и доггер — миоцен) чередовались с эпохами направленного и ускоренного перемещения (конец силура, средний триас — лэйас, постмиоцен).

Отмечается, что каждому устойчивому положению платформы относительно полюса сопутствуют погружения и прогибания.

Изменения взаимного положения полюса и континентов — крупный тектонический акт. И было бы, вероятно, не совсем правильно заранее ограничивать это явление простым изменением климатической зональности на континентах. Ниже предпринята попытка обосновать выказанное положение. В качестве объекта исследований выбран, как наиболее изученный, материк Европы.

На рис. 1 показано расположение палеомагнитных полюсов Европы в разные геологические эпохи фанерозоя по состоянию на 1 января 1970 г. При составлении рисунка были использованы сводки Э. Ирвинга (Irving, 1964) и М. У. Мак-Элхини (McElhinny, 1968, 1969) для зарубежной Европы и А. Н. Храмова и др. (Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса, 1971) для Европейской части СССР и прилегающих складчатых областей Кавказа и Урала (таблица). Данные по мезозою дополнены определениями, заимствованными из работы О. М. Русакова (1969). Представленные материалы позволяют констатировать, что разбросанность европейских полюсов резко увеличивается, если породы после либо во время своего формирования подвергались действию горообразовательных движений. Действительно, местоположения полюса, рассчитанные по неметаморфизованным и почти ненарушенным отложениям Восточно-Европейской платформы, во все геологические эпохи располагаются компактно. Полюсы, вычисленные по породам различных районов палеозойской складчатости (допермские), отличаются большой рассредоточенностью, но уже пермские и мезокайнозойские сгруппированы достаточно хорошо. И наконец, полюсы всех представленных на рис. 1 геологических эпох, рассчитанные по породам областей альпийского орогенеза (за исключением разве только неогенчетвертичных), существенно рассредоточены.

Поэтому, ограничив объем информации сведениями о палеомагнетизме горных пород только Восточно-Европейской платформы, можно, по-видимому, получить распределение палеополюсов, не искаженное в результате перемещений и деформаций горных пород и отдельных тектонических блоков земной коры. Эта картина, очевидно, не будет нарушена, если включить в рассмотрение данные о палеомагнетизме горных пород, сформировавшихся на прилегающих к платформе территориях

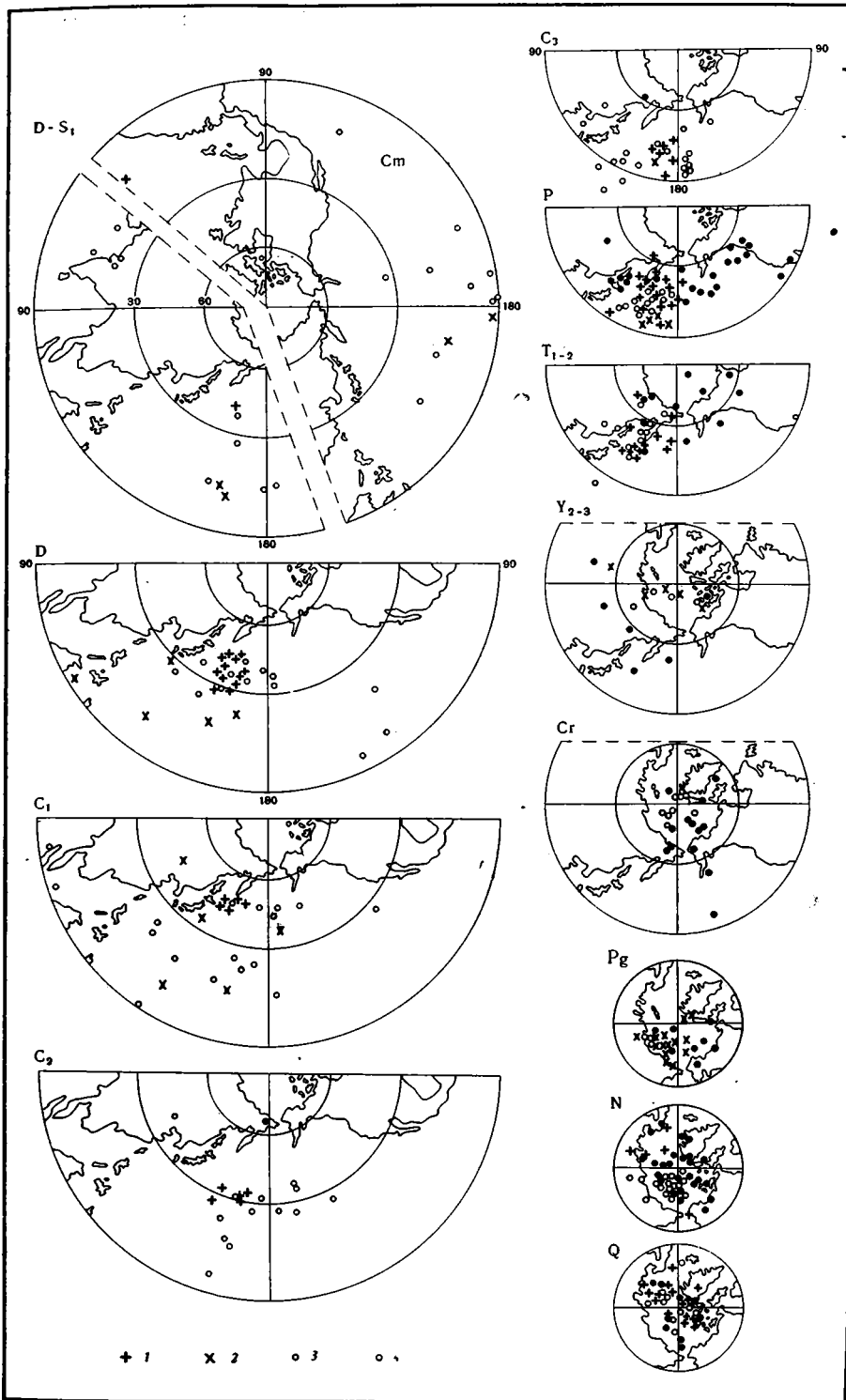


Рис. 1. Палеомагнитные полюсы Европы  
 1, 2, 3, 4 — палеомагнитные полюсы Восточно-Европейской платформы и областей каледонской, герцинской и альпийской складчатостей

**Перечень палеомагнитных полюсов Европы, Урала и Кавказа, использованных при составлении рисунков**

Возраст	Индексы полюсов
Ст <sub>1</sub>	2,01 ÷ 2,03, 8/146, 12 — 01, 13 — 02
Ст <sub>2</sub>	8/140 ÷ 8/143
Ст <sub>3</sub>	8/138, 8/139
О <sub>1</sub>	8/134 ÷ 8/137, 9/131, 11 — 09 ÷ 11 — 11
О <sub>2</sub>	9/129, 9/130, 11 — 01
О <sub>3</sub>	8/132, 8/133
С <sub>1</sub>	10 — 02, 10 — 03
С <sub>2</sub>	2,06; 4,01; 8/129, 8/130, 9/126, 9/127, 10/129, 10 — 01
Д <sub>1</sub>	5,04; 5,05; 8/124, 8/126, 9/124, 9 — 16
Д <sub>2</sub>	5,01; 9 — 09 ÷ 9 — 13, 9 — 21
Д <sub>3</sub>	5,06; 9 — 01 ÷ 9 — 05, 9 — 06 ÷ 9 — 08, 9 — 17, 9 — 18
С <sub>1</sub>	6,11; 6,14; 6,23; 6,29; 6,35; 8/118, 8 — 11, 8 — 12, 8 — 13 ÷ 8 — 15, 8 — 16 ÷ 8 — 21, 8 — 28 ÷ 8 — 31
С <sub>2</sub>	6,13; 6,26; 9/119, 8 — 05 ÷ 8 — 09, 8 — 10, 8 — 11, 8 — 24
С <sub>3</sub>	6,01 ÷ 6,03; 6,17 ÷ 6,20; 6,32; 6,37; 7,15; 8/87, 9,91, 10/107, 10/108, 10/111 ÷ 10,113, 8 — 01, 8 — 02, 8 — 03, 8 — 23
Р	7,01 ÷ 7,03; 7,05; 7,10; 7,14; 7,16 ÷ 7,18; 7,54; 8/83, 9/76, 9/78, 9/79
Р <sub>1</sub>	7,08; 7,09; 7,13; 7,19; 7,20; 9/80 ÷ 9/84, 9/88 ÷ 9/90, 7 — 19 ÷ 7 — 21
Р <sub>2</sub>	7,06; 7,07; 7,11; 7,21; 7,55; 9,67, 9/68, 9/77, 10/97, 10/93, 7 — 01 ÷ 7 — 06, 7 — 11 ÷ 7 — 18, 7 — 23 ÷ 7 — 29
Т <sub>1</sub>	8,01; 8,02; 8,04; 8,05; 8/75, 9/60 ÷ 9/62, 6 — 09 ÷ 6 — 16, 6 — 17
Т <sub>2</sub>	9/55 ÷ 9/58, 10/91, 6 — 03 ÷ 6 — 08
Т <sub>3</sub>	8,06; 8,07; 9/48, 10/73, 6 — 01, 6 — 02
Ј <sub>1</sub>	9,04; 9,06; 91, 92, 5 — 06
Ј <sub>2</sub>	9,01 ÷ 9,03; 9,05; 9,11; 9,12, 9,13; 9/46, 89, 5 — 02, 5 — 04, 5 — 05, 5 — 11
Ј <sub>3</sub>	88, 5 — 01
Сг	10,01; 9/38
Сг <sub>1</sub>	10,02; 8/51, 129, 130, 132, 4 — 04, 4 — 14, 4 — 15
Сг <sub>2</sub>	8/46, 9/35, 4 — 01, 4 — 02, 4 — 13
Рг	11,001; 11,012 ÷ 11,019, 11,021 ÷ 11,025, 8/33,9 3 — 03 ÷ 3 — 06
Н <sub>1</sub>	11,005; 11,007; 11,010; 11,011; 11,027; 11,111 ÷ 11,114; 8/30, 9/24, 10/23, 10/24, 10/25, 10/35, 2 — 10, 2 — 13, 2 — 38
Н <sub>2</sub>	11,006; 11,115; 11,116; 12,01; 1 — 19; 1 — 23, 1 — 24, 2 — 01 ÷ 2 — 04, 2 — 06 ÷ 2 — 08, 2 — 09, 2 — 11, 2 — 12; 2 — 13 ÷ 2 — 17, 2 — 31
Q	12,02 ÷ 12,04; 12,06; 12,07; 10/51, 12,10 ÷ 12,14; 1 — 04 ÷ 1 — 15, 1 — 18, 1 — 21

**Пояснения:**

8,12 — индексы полюсов, заимствованных из таблиц Э. Ирвинга (Irving, 1964).

8/12 — индексы по М. У. Мак-Элхину (McElhinny, 1968, 1969).

8—12 — индексы по А. Н. Храмову (1971).

12 — индексы по О. М. Русакову (1969).

Подчеркнутые полюсы использованы при расчетах координат средних полюсов Восточно-Европейской платформы.

после завершения складчатости. Привлечение таких материалов совершенно необходимо и позволяет восполнять пробелы, обусловленные неравномерной изученностью платформенных отложений. Указанные соображения были учтены при составлении таблицы и рис. 2. Полученная картина характеризует расположение палеополюсов, свободное от искажений, возникающих при горообразовательных процессах.

На рис. 2 можно выделить в первом приближении две крупные обособленные группировки палеополюсов Восточно-Европейской платформы: девон-триасовую, расположенную восточнее Японских и Курильских островов, и послетриасовую, приуроченную к бассейну Северного Ледовитого океана и заполярным районам Северной Азии. Обе группировки достаточно многочисленны и включают по 50—100 определений координат палеополюсов.

Предлагается альтернатива: дифференциация палеополюсов на две группы носит случайный характер, разделение полюсов определяется кинетическими особенностями относительного перемещения Восточно-Европейской платформы и полюса.

Допустим, что дифференциация возникла в результате слабой палеомагнитной изученности ряда геологических эпох. В таком случае следовало бы ожидать разделения полюсов не в интервале между триасом и юрой, а в среднем девоне и позднем меле — как раз для этих эпох нет палеомагнитных данных (таблица).

Возможно, группирование полюсов обусловлено привлечением дополнительных материалов о палеомагнетизме мезозойских и кайнозойских пород областей палеозойской складчатости. Но как тогда объяснить, что разделение полюсов на доюрскую и послетриасовую группы наблюдается во всех случаях и для различных районов Европы при рассмотрении результатов изучения почти недислоцированных и неметаморфизованных толщ? На рис. 3 в качестве примера показано распределение постдинантских полюсов Великобритании.

Анализируя кинематические особенности «миграции» полюса или, иными словами, перемещения Восточно-Европейской платформы по отношению к полюсу, можно отметить, что в девон-пермское и догермиоценовое время полюс совершал относительно платформы колебательные движения (рис. 4, кривая I). В триас — лейасе преобладающее значение приобретает направленное поступательное перемещение. Судя по кривым I и II, направленное изменение палеошироты полюса в конце триаса-лейаса сопровождалось существенными изменениями палеодолготы.

Кривая III описывает от эпохи к эпохе вариации средней скорости перемещения полюса относительно платформы. В периоды колебательных движений (девон — пермь, догер — миоцен) средняя скорость «миграции» полюса составляла  $0,17—0,74$  град/млн. лет, в триасе и первой половине юры —  $0,41—3,3$  град/млн. лет. Кстати, последняя цифра как раз и относится ко времени разрыва — концу триаса — началу юры.

Средняя скорость поступательного перемещения платформы относительно полюса (кривая IV) в девоне — перми и догер — миоцене составила всего лишь  $0,03—0,04$  град/млн. лет против  $0,4—3,3$  град/млн. лет в триасе — первой половине юры.

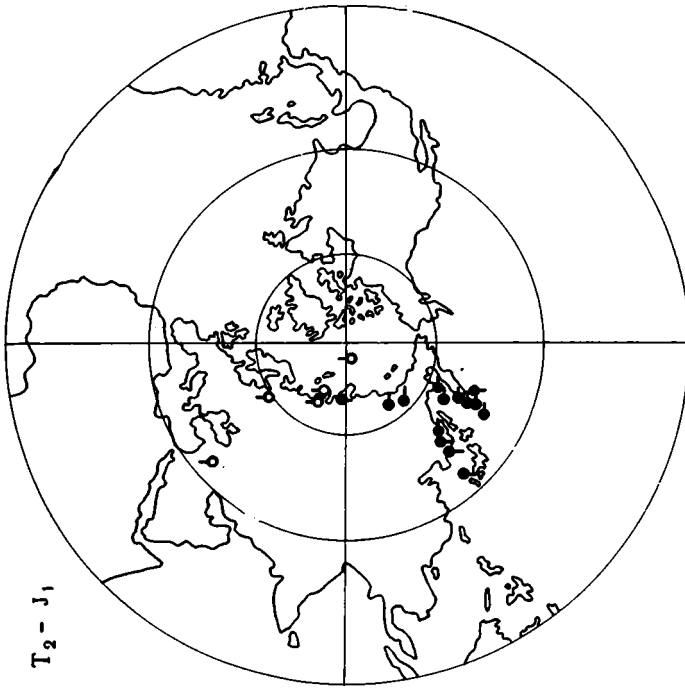
Кучность <sup>1</sup>  $K$  распределения палеополюсов (кривая V) в девоне — раннем триасе и догере — миоцене достигала  $200—500$  и снижалась до  $10$  в позднем триасе — лейасе.

Таким образом, дифференциация постсилурийских полюсов закономерно и неизбежно вытекает из рассмотрения кинематических характеристик относительного перемещения полюса и платформы. Группирование палеополюсов соответствует сравнительно устойчивому положению платформы относительно полюса. Скорость поступательного перемещения платформы в периоды группирования уменьшается до  $0,03—0,04$  град/млн. лет и на первый план выступают колебательные движения, кучность  $K$  распределения полюсов (по эпохам) достигает  $500$ .

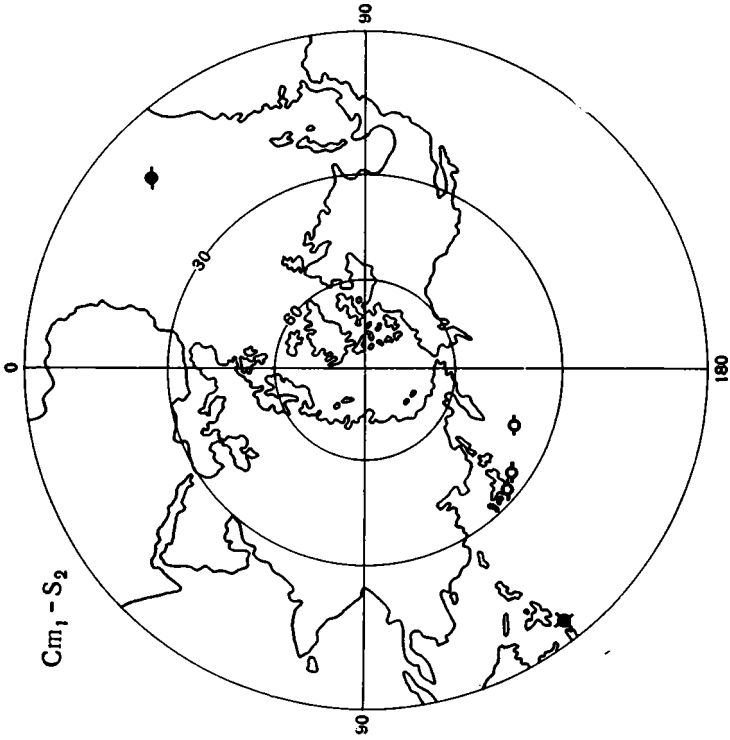
Разделение полюсов на группы обусловлено переходом от колебательного к поступательному и резко ускоренному (до  $3,3$  град/млн. лет) перемещению платформы и сопровождалось большой рассредоточенностью палеополюсов ( $K$  снижалась до  $10$ ).

---

<sup>1</sup> Кучность рассчитывалась по известной формуле Р. Фишера (Храмов, Шолпо, 1967, стр. 37). При этом углы  $\Phi$  и  $L$  (широта и долгота), определяющие положение магнитной оси в сферической системе координат, отождествляются с углами  $I$  и  $D$ , задающими положение вектора в сферической системе координат.



$T_2 - J_1$



$Cm_1 - S_2$

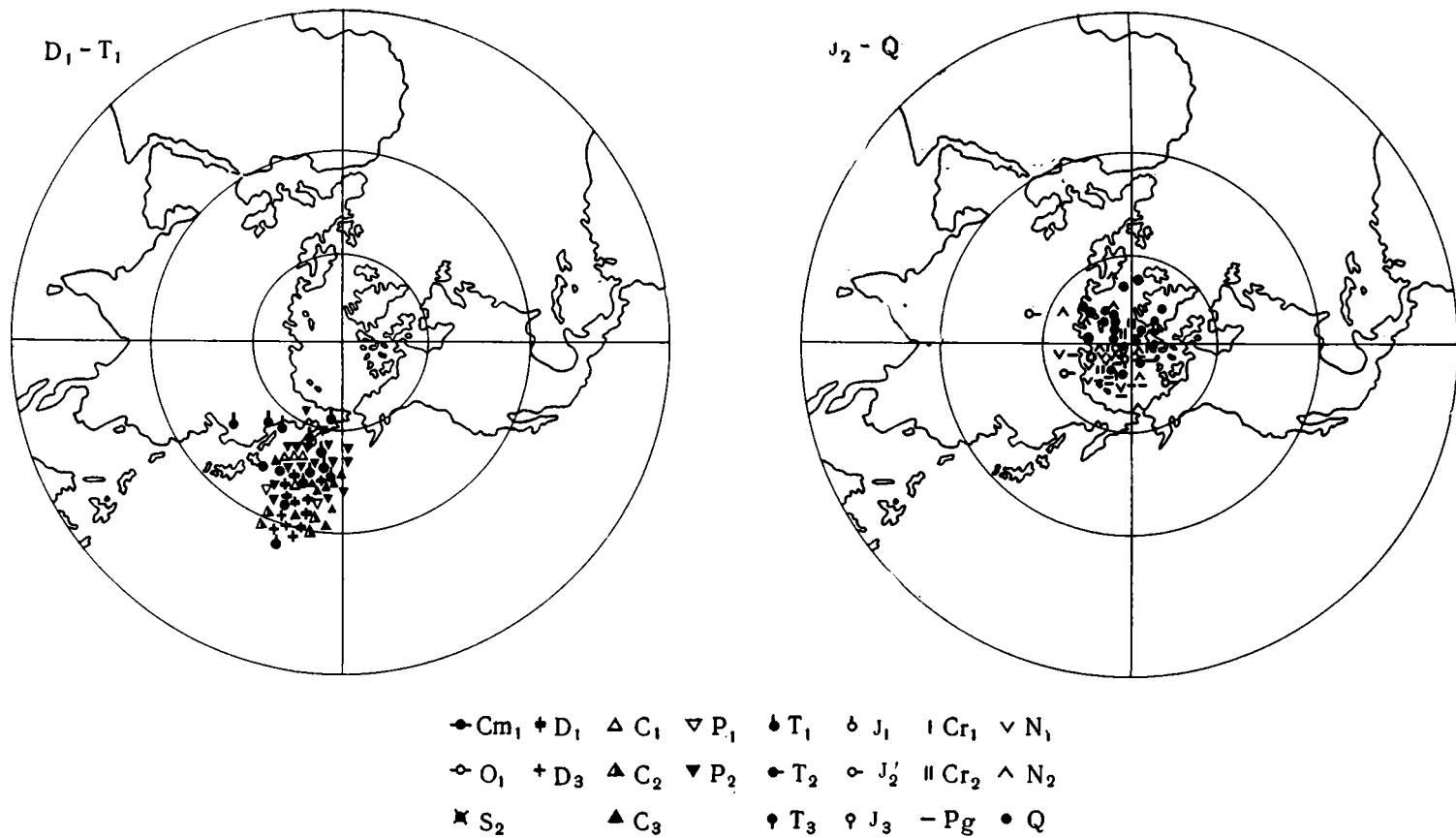


Рис. 2. Распределение палеомагнитных полюсов Восточно-Европейской платформы



Можно, по-видимому, провести определенную аналогию между поведением палеополюсов в лейасе и лудлове (рис. 4) и, возможно, первой половине триаса и в постмиоценовое время. Во всяком случае некоторая обособленность четвертичных полюсов (рис. 2) указывает, вероятно, на поступательные движения.

Сведения о местонахождении додевонских полюсов Восточно-Европейской платформы весьма отрывочны. Имеется одно определение координат полюса для раннего кембрия, два — для позднего силура и три — для раннего ордовика. Указанные полюсы несколько обособлены от послесилурийских. Возможно, они принадлежат различным додевонским группам полюсов, однако их истинные взаимоотношения могут быть установлены только в процессе дальнейших исследований.

Итак, палеомагнитные данные реконструируют достаточно сложную картину относительных перемещений полюса и Восточно-Европейской платформы. Можно показать, что масштабы и характер указанных перемещений не противоречат палеоклиматическим данным.

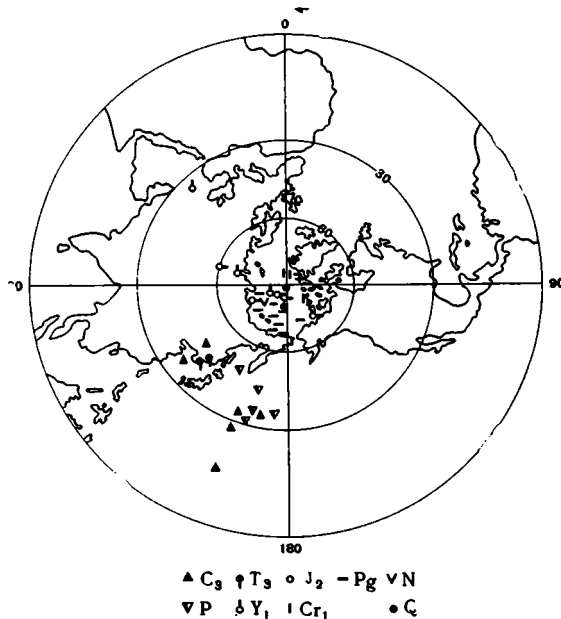


Рис. 3

Рис. 3. Распределение постдевонских полюсов Великобритании

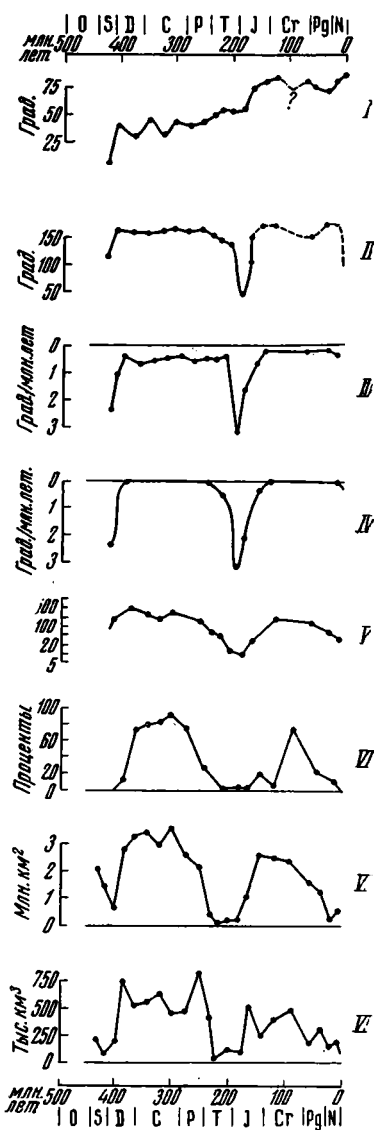


Рис. 4

Рис. 4. Кинематические характеристики относительного перемещения среднего палеополюса и Восточно-Европейской платформы (I—V) и эпейрогенических движений платформы (VI—VIII) I — изменения широт палеомагнитного полюса во времени (северной широты), II — изменения долгот палеомагнитного полюса (восточной долготы), III — средние скорости «миграции» палеополюса по эпохам, IV — средние скорости поступательного перемещения платформы относительно палеополюса, V — кучность палеополюсов по эпохам, VI — процентное содержание карбонатных отложений от общего объема осадков (по А. Б. Ронову, 1949), VII — площади, покрывавшиеся морем в разные геологические эпохи, VIII — объем отложений по эпохам (объем осадков девона, карбона и перми дан без учета отложений Прикаспийской синеклизы)

## ПЕРЕМЕЩЕНИЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПОСТСИЛУРИЙСКОЕ ВРЕМЯ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Обращаясь к рассмотрению геологических материалов для постсилурийского времени, можно констатировать, что девонские отложения Восточно-Европейской платформы представлены в восточных районах преимущественно известняками и мергелями, нередко обогащенными органическим веществом, а также доломитами, гипсами и терригенными осадками. В западном направлении последовательно возрастает значение мелководных отложений: доломитов, гипсов, солей, песчано-глинистых красноцветных образований. На Северном и Среднем Урале известны месторождения бокситов, в Волго-Уральской области присутствуют железные руды, на Тимане — угли.

В раннекаменноугольную эпоху накапливались темные глины и известняки (Волго-Уральская область), угленосные (Подмосковный и Камский бассейны, Селижаровское и Боровичское месторождения) и бокситоносные породы. Эвапориты установлены в Львовско-Волынском бассейне и районе Солигалича. Значительным распространением пользуются доломиты и красноцветные осадки.

Верхнепалеозойские отложения Восточно-Европейской платформы сложены известняками, доломитами, химическими осадками солевых лагун и озер, обломочными образованиями. В Днепровско-Донецком прогибе и Лодзинско-Львовской впадине накапливались угленосные толщи. Пермские угли известны в Печорском бассейне и Полярном Приуралье.

Нижнетриасовые породы составляют единую толщу с отложениями татарского яруса поздней перми и литологически с ними сходны. Данные по геологии Восточно-Европейской платформы заимствованы из работ: Атлас литолого-палеогеографических карт (1961); Геологическое строение СССР (1958); Геология СССР (1962); История геологического развития Русской платформы (1964), и др.

Выполненный краткий обзор девон-раннетриасовых отложений Восточно-Европейской платформы позволяет отметить, что они повсеместно представлены карбонатными (известняки и доломиты), красноцветными и хомогенными (соли, гипсы) породами. Достаточно широко развиты угленосные и бокситоносные образования. Судя по характеру отложений, на территории платформы в рассматриваемое время господствовал жаркий, преимущественно засушливый климат, вполне соответствующий ее низкоширотному положению (в основном между 5° и 30° с. ш.).

Среднетриасовые и нижнеюрские отложения на платформе, по-видимому, почти полностью отсутствуют. Маломощные верхнетриасовые каолинсодержащие осадки возникли, вероятно, в результате размыва и переотложения каолиновой коры выветривания.

Юрские породы представлены в основном сероцветными терригенными образованиями. Карбонатные отложения имеют второстепенное значение, чистые известняки и доломиты отсутствуют вообще. Угленосные слои установлены в Польско-Литовской синеклизе и по юго-западной и южной периферии платформы, в Днепровско-Донецкой впадине, в бассейнах рек Урал, Эмба, Печора, в Подмосковье. Широко распространены юрские фосфоритоносные осадки. Красноцветные породы известны на юге платформы и за ее пределами на западе.

Среди меловых отложений большим распространением пользуются серые и светлые кварцевые пески, огнеупорные глины, мел, мергели, фосфориты и кремнистые осадки. Сходный состав имеют палеогеновые отложения. Палеогеновые угли Днепровского бурогоугольного бассейна представляют промышленный интерес. На юге платформы с угленосны-

ми слоями ассоциируют бокситы. В Никопольском районе найдены оолитовые марганцевые руды.

Формирование сероцветных терригенных толщ происходило в неогене, последовательно распространяясь на запад и на юг.

В четвертичном периоде проявляются ледниковые осадки.

Таким образом, доггер-неогеновые отложения Восточно-Европейской платформы не содержат признаков жаркого либо сурового холодного климата. Серая окраска пород, широкое развитие углей, кварцевых песков и огнеупорных глин, фосфоритоносные и кремнистые (трепел, опоки, диатомиты) слои указывают на мягкий, умеренно теплый климат этого времени. Только на южной окраине платформы появляются индикаторы жаркого, то влажного (например, палеогеновые угли, бокситы и марганцевые руды Южной Украины), то засушливого (позднеюрские хемогенные осадки Предкавказья) климата (Страхов, 1962). Положение платформы по палеомагнитным данным — в среднем между 35—65° с. ш., — наверно, не противоречит такому выводу.

Коренная перестройка палеоклиматических условий седиментогенеза приходится на вторую половину триаса — начало юры.

Весьма показательно, что девон-раннетриасовые и доггер-неогеновые отложения не только в целом существенно различаются по составу слагающих их пород, но разобцены и во времени одним из наиболее длительных в истории платформы стратиграфическим перерывом.

По-видимому, устанавливаемые по палеомагнитным данным характер и масштабы перемещения платформы относительно полюса подтверждаются изменениями состава осадочных пород<sup>1</sup>.

#### **ЭПЕИРОГЕНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПОСТСИЛУРИЙСКОЕ ВРЕМЯ**

Как видно из рис. 5, во второй половине силура платформа (за исключением ее окраинных частей) располагалась выше уровня Мирового океана. В раннем девоне наметился переход от общего воздымания к погружению восточных районов платформы, прилегающих к Уральской геосинклинали. Прогибания и погружения продолжались в среднем — позднем девоне и распространились на центральные, а затем и западные районы платформы. В рамках этой охваченной прогибаниями территории можно выделить: сложнопостроенную Волго-Уральскую область с многочисленными положительными и отрицательными структурами различных порядков; Московскую синеклизу, занимавшую центральную часть платформы, и относительно небольшую Балтийскую впадину на западе, унаследованную от Балтийской синеклизы ордовика — силура. В южной части платформы в девоне сформировались Днепро-Донецкий грабенообразный прогиб на востоке и Львовская впадина на западе.

Крупнейшими поднятиями были Балтийский и Украинский щиты.

Интересно отметить, что в моменты максимальных трансгрессий происходило затопление всех указанных областей погружения с образованием единого обширного морского бассейна.

В начале каменноугольного периода произошла некоторая перестройка структурного плана платформы. Упростилось строение Волго-Уральской области, главным образом за счет сокращения количества крупных структур. Прекратила свое существование Балтийская впадина. На юго-западном склоне платформы отчетливее вырисовывается Львовско-Лодзинская впадина.

<sup>1</sup> Палеоклиматическая обстановка на платформе в девоне — перми по палеомагнитным и палеоклиматическим данным рассматривалась в работах А. Н. Храмова (1967), Н. Н. Форша (1961, 1963), А. Н. Третьяка (1965). Следует заметить, что положение палеоширот раннекаменноугольной эпохи, рассчитанное по дислоцированным отложениям Донбасса (например, в работе А. Н. Третьяка), искажено в результате герцинских складчатых движений.

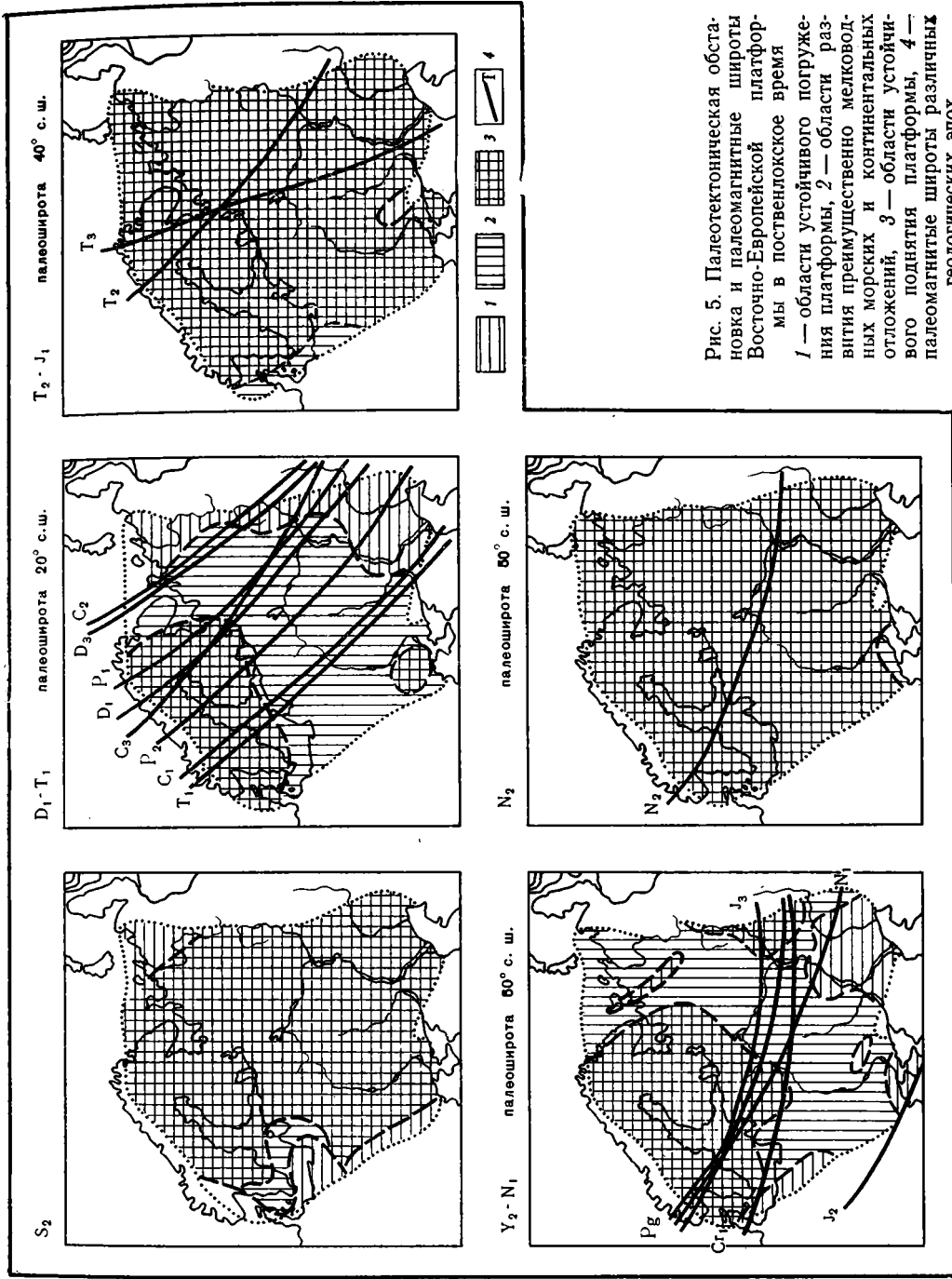


Рис. 5. Палеотектоническая обстановка и палеомагнитные широты Восточно-Европейской платформы в постпеннолюдовое время  
 1 — области устойчивого погружения платформы, 2 — области разлития преимущественно мелководных морских и континентальных отложений, 3 — области устойчивого поднятия платформы, 4 — палеомагнитные широты различных геологических эпох

Во второй половине каменноугольного периода наметился переход от погружений к поднятию платформы: Львовско-Лодзинская впадина потеряла ранее возникавшую связь с Днепрово-Донецкой, произошло слияние Балтийского и Украинского щитов, сокращаются размеры Московской синеклизы и Днепрово-Донецкого прогиба.

В пермское время подъем континента и регрессия эпиконтинентальных морей проявились еще отчетливее. На западе море покинуло Кольский полуостров и бассейн верхнего и среднего течения Дона. Прекратилось отложение морских осадков в Днепрово-Донецком прогибе.

На западной окраине платформы формируется Польско-Литовская впадина.

В раннетриасовую эпоху поднятия охватили всю Волго-Уральскую область. Море сохранилось только на крайнем юго-востоке и крайнем западе платформы (Прикаспийский район и район к западу от Вислы).

К среднетриасовому времени почти вся платформа оказалась поднятой выше уровня Мирового океана и на ее территории по существу прекратилась седиментация осадков. Высокое гипсометрическое положение платформы сохранялось в позднем триасе и ранней юре. Позднетриасовые континентальные осадки известны в Прикаспийской и Днепрово-Донецкой впадинах, лагунные и мелководные морские — в Польско-Литовской синеклизе.

В конце лейаса началось погружение и прогибание южной и западной частей платформы. По периферии платформы, от Балтийского до Каспийского морей, образовалась система линейных прогибов. Погружения захватили и унаследованные от девон-триасового времени Предуральский и Днепрово-Донецкий прогибы, Польско-Литовскую и Московскую синеклизы. Однако в центральных и северных районах Восточно-Европейской платформы накапливались преимущественно континентальные и мелководные осадки.

В меловом периоде продолжалось опускание южных и западных окраинных районов платформы от Прикаспийской синеклизы через Преддубровский прогиб до Польско-Литовской синеклизы. Вследствие этих движений все отчетливее проявляется система прогибов и впадин юга и запада платформы, заметно погружается Украинский щит. Существенной перестройке подвергаются унаследованные структуры северной части платформы (замкнулись Московская синеклиза, северная половина Предуральского прогиба и т. д.). Во второй половине позднего мела погружения сменились подъемом.

Область поднятий сильно расширилась в третичное время (особенно в миоцене).

Для плиоцена характерно уже положение платформы в целом выше уровня моря.

Кажется вполне естественным, что изменения расположения областей прогибания сопровождалось переработкой тектонических элементов, унаследованных от предшествующих геологических периодов, и заложением и формированием новых структур, в большей степени отвечающих изменившейся тектонической обстановке. То же самое следует сказать о географической локализации постсилурийских осадков на территории платформы (девон-триасовые преимущественно на востоке, посттриасовые на юге и юго-западе), о последовательности сменяющих друг друга во времени формаций. Начало прогибания и в девоне, и в доггере отмечено накоплением терригенных отложений, которые соответственно в конце девона и середине мела по мере погружения платформы и расширения морской трансгрессии были заметно вытеснены карбонатными (см. рис. 4, кривая VI). Последовавшие затем поднятия платформы и регрессии моря вновь создали условия, благоприятные для формирования обломочных пород.

Прогибания и погружения платформы сопровождалось разрастанием седиментационных бассейнов (см. рис. 4, кривая VII) и соответствующим увеличением объема отложений (см. рис. 4, кривая VIII), воздымания — сокращением площади бассейнов и объема осадочных пород.

Изложенные данные позволяют однозначно расчленить постсилурийские отложения Восточно-Европейской платформы на две обособленные во времени и пространстве толщи: девон-триасовую и посттриасовую, строение которых тесно связано с характером вертикальных тектонических движений.

## ЭПЕЙРОГЕНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПОСТСИЛУРИСКОЕ ВРЕМЯ

Сопоставляя данные, характеризующие горизонтальные перемещения платформы относительно полюса (см. рис. 4, кривые I—V и ее эпейрогенические движения (см. рис. 4, кривые VI—VIII), можно отметить следующее.

В девон-раннетриасовое и доггер-миоценовое время платформа занимала по отношению к полюсу довольно устойчивое положение, совершая в основном колебательные движения. Оба указанных интервала времени отмечены погружением и прогибаниями платформы, которые сопровождалась морской трансгрессией и усиленной аккумуляцией осадков.

Разделяющая эти интервалы эпоха среднего триаса — лейаса характеризуется направленным и ускоренным перемещением платформы относительно полюса, резким сокращением седиментационных процессов и акваторий седиментационных бассейнов, подавлением карбонатообразования и общим воздыманием платформы.

Необходимо подчеркнуть условность временных границ между девон-ранним триасом, среднетриас — лейасом и доггер — миоценом, поскольку переход от колебательных к поступательным и ускоренным горизонтальным движениям, равно как воздымания и опускания платформы, подготавливается всем ходом предшествующих событий.

Имеется достаточно оснований полагать (см. рис. 4), что ситуация, подобная сложившейся в среднем триасе — лейасе, повторялась неоднократно. Во всяком случае общее воздымание платформы в сочетании с направленным либо ускоренным перемещением происходило, по-видимому, в конце силура и в плиоцен — антропогене.

Чередование эпох высокого гипсометрического положения и направленного и ускоренного перемещения (конец силура — 420—400 млн. лет, средний триас — лейас — 225—180 млн. лет, постмиоцен — 12—0 млн. лет) с периодами длительного погруженного и сравнительно устойчивого положения Восточно-Европейской платформы относительно полюса (девон — ранний триас — 400—225 млн. лет, доггер — миоцен — 180—12 млн. лет) указывает, вероятно, на синхронность циклов горизонтальных перемещений и вертикальных эпейрогенических движений.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сопоставление палеомагнитных и палеогеографических данных предпринималось многими исследователями в разное время и на различных уровнях изученности. В сущности все реконструкции палеоширот и палеоклиматов являются данью этому направлению. Но, как показал Н. М. Страхов (1962), палеогеографическая обстановка седиментогенеза определяется двумя основными факторами — климатическим и тектоническим. Идея сравнения палеомагнитных и палеоклиматических материалов была высказана Дж. Эгером, и Э. Ирвингом (1962), по-видимому, первым осуществил такие сопоставления. Трудно переоценить те далеко идущие следствия, которые должны вытекать из правильного решения этих вопросов. Достаточно упомянуть проблемы горизонтальных перемещений земной коры, закономерности расположения полезных ископаемых, связанных с климатической зональностью и др. Взаимосвязанность вертикальных тектонических движений и миграции полюса была установлена независимо Э. Ирвингом (Irving, 1966) для складчатых районов юго-восточной Австралии и А. Я. Кравчинским для Сибирской платформы<sup>1</sup>. Характер выявленных при этом соотноше-

<sup>1</sup> В. Ф. Давыдов, А. Я. Кравчинский. Палеомагнитные исследования горных пород Восточной Сибири. Отчет по работам 1966—1967 гг. Фонд Восточного геофизтреста, Всесоюз. геол. фонд, Иркутск, 1967.

ний оказался неодинаковым. Для Сибирской платформы, так же как для Восточно-Европейской, отмечается сопряженность эпох ее направленного и ускоренного перемещения относительно полюса с максимальным проявлением восходящих эпейрогенических движений, которые обуславливают высокое гипсометрическое положение платформ и общерегиональные стратиграфические перерывы. Эти соотношения носят, по видимому, причинный характер. Они прослежены от венда до мезозоя на Сибирской платформе и от силура до современной эпохи — на Восточно-Европейской. Если пренебречь влиянием процессов орогенеза, то значительное палеоширотное перемещение юго-восточной Австралии относительно полюса «совпадает в своем начале с орогенной Канимблан (крупнейшим тектоническим событием в Восточной Австралии)» и сочетается с частыми инверсиями (Irving, 1966, стр. 6025). Предварительные (Таберабберан) и заключительные (Хантер — Боуэн) фазы герцинского тектонического цикла в Австралии такими перемещениями не сопровождалась. В противоположность Э. Ирвингу Э. А. Молостовский (1969, 1970, стр. 97) полагает, что поднятия, инверсии и быстрая миграция палеомагнитных полюсов приходятся лишь на заключительные фазы. Кстати, А. Н. Храмов (1967, стр. 93), опираясь на результаты изучения осадочных и эффузивных толщ СССР, указывает, что прямой связи между инверсиями земного магнитного поля и тектоническими движениями нет, но косвенная возможна. Как было показано на примере Сибирской платформы и подтверждено материалами по другим регионам (Кравчинский, 1968, 1969, 1970, 1972), воздымания и значительные перемещения крупных блоков земной коры относительно полюса не могут быть отнесены к каким-то одним, например заключительным, фазам тектонических циклов. Достаточно напомнить, что в поственлокское время Восточно-Европейская платформа испытала перемещения в конце силура, среднем триасе — лейасе и постмиоцене, Австралия (по Э. Ирвингу) — в конце раннего карбона и в начале кайнозоя, Сибирская платформа (в палеозое) — по меньшей мере в раннем силуре и в конце раннего карбона. Впрочем, асинхронность эпох значительных горизонтальных перемещений названных регионов вполне отвечает идеям континентального дрейфа и накладывает на дрейф определенные ограничения. Обсуждение этих проблем выходит за рамки данной статьи. Поэтому, ограничившись рассмотрением лишь той части вопроса, которая наиболее тесно связана с палеогеографическими аспектами можно отметить следующее:

1) палеомагнитные и геологические материалы показывают, что, начиная с конца силура, Восточно-Европейская платформа переместилась из низких на средние широты северного полушария.

Движение платформы относительно полюса не было равномерным, и длительные периоды ее сравнительно устойчивого положения (в девон — раннем триасе и доггер — миоцене) чередовались с эпохами направленного и ускоренного перемещения (конец силура, средний триас — лейас, постмиоцен).

Эти перемещения и связанные с ними климатические изменения отразились на вещественном составе отложений: карбонатных, пестроцветных терригенных и хемогенных в девон — раннем триасе и сероцветных, преимущественно обломочных, в доггер — миоцене;

2) горизонтальные перемещения платформы относительно полюса — это не автономный тектонический акт, а лишь одно из проявлений более сложного процесса. Другая его сторона — вертикальные движения: каждому устойчивому положению платформы относительно полюса сопутствуют погружения и прогибания. В девон — раннем триасе прогибания и погружения охватили гравным образом восточную половину платформы, в доггер — миоцене — южную. Различное положение основных областей погружения и прогибания во многом предопределило характер

структурно-тектонических перестроек и расположение главнейших седиментационных бассейнов.

С периодами устойчивого положения чередуются эпохи направленного и ускоренного перемещения Восточно-Европейской платформы по отношению к полюсу. Они совпадают во времени с общим высоким гипсометрическим положением региона и могут быть описаны как эпохи резкого подавления седиментационных процессов (общерегиональные стратиграфические перерывы).

#### Литература

- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклиналиного обрамления. Ч. 1, 2. Госгеолтехиздат, 1961.
- Виноградов А. П., Наливкин В. Д., Ронов А. Б., Хаин В. Е. Палеогеография Русской платформы и ее геосинклиналиного обрамления. Региональная палеогеография. Проблема 12.— Докл. сов. геологов на XXI сессии МГК, 1960.
- Геологическое строение СССР. Т. 1. Стратиграфия. Госгеолтехиздат, 1958.
- Геология СССР. Изд-во АН СССР, 1962.
- История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. «Недра», 1964.
- Ирвинг Э. Перемещение полюсов в свете данных палеомагнетизма и палеоклиматологии.— В сб.: Палеомагнетизм. Изд-во иностр. лит., 1962.
- Кравчинский А. Я. Палеомагнитные этапы развития Сибирской платформы в палеозое. Автореф. канд. дис. Иркутский гос. университет, 22 стр. Иркутск, 1968.
- Кравчинский А. Я. Палеогеография верхнего палеозоя Сибирской платформы и прилегающих областей.— Сов. геология, 1969, № 4.
- Кравчинский А. Я. Перемещение Сибирской платформы (по палеомагнитным и палеоклиматическим данным).— Геотектоника, 1970, № 6.
- Кравчинский А. Я. Некоторые общие вопросы геологической истории платформ.— В сб.: Материалы по региональной геологии Сибирской платформы и смежных областей. «Недра», 1972.
- Леонов Г. П. Основные вопросы региональной стратиграфии палеогеновых отложений Русской плиты. Изд-во МГУ, 1961.
- Молоствовский Э. А. Стратиграфия верхней перми и нижнего триаса Южного Приуралья и Горьковского Поволжья по палеомагнитным данным. Автореф. канд. дис. Саратовский гос. университет, 21 стр. Саратов, 1969.
- Молоствовский Э. А. К вопросу об изменениях магнитного поля Земли в поздней перми и раннем триасе и их корреляция с геологическими явлениями.— Матер. 8-й конф. по пост. геоманг. полю и палеомагн., ч. 2. «Наукова думка», 1970.
- Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса (справочные данные по СССР). Под ред. А. Н. Храмова. Изд-во Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та, Л., 1971.
- Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР. (По данным объемного метода) — Тр. геофиз. ин-та АН СССР, 1949, № 3 (130).
- Русakov О. М. Магнитное поле Земли в мезозое. «Наукова думка», 1969.
- Сазонов Н. Т. Стратиграфия юрских отложений Европейской части СССР в пределах Русской платформы.— Сов. геология, 1962, № 7.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд-во АН СССР, 1962.
- Третьяк А. Н. Палеомагнетизм среднего и верхнего палеозоя УССР. «Наукова думка», 1965.
- Форш Н. Н. О стратиграфическом расчленении и корреляции разрезов татарского яруса востока Русской платформы по комплексу литолого-стратиграфическим, палеомагнитным и палеонтологическим данным.— Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та, вып. 204. Госгостехиздат, 1963.
- Форш Н. Н., Храмов А. Н. Палеомагнетизм и палеоклиматы на Русской платформе в карбоне и перми.— Докл. АН СССР, 1961, т. 137, № 1.
- Храмов А. Н. Магнитное поле Земли в позднем палеозое (анализ мировых палеомагнитных данных).— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 1.
- Irving E. Palaeomagnetism and its application to geological and geophysical problems. New York — London — Sydney, 1964.
- Irving E. Palaeomagnetism of some Carboniferous rocks from New South Wales and its relation to Geological Events.— J. Geophys. Res., 1966, v. 71, № 24.
- McElhinny M. W. Palaeomagnetic directions and pole positions — VIII.— Geophys. J., 1968, v. 15, № 4.
- McElhinny M. W. Palaeomagnetic directions and pole positions — IX.— Geophys. J., 1968, v. 16, № 2.
- McElhinny M. W. Palaeomagnetic directions and pole positions — X.— Geophys. J., 1969, v. 18, № 3.

Восточно-Сибирский  
научно-исслед. ин-т геологии, геофизики  
и минер. сырья  
Иркутск

Статья поступила  
24 февраля 1972 г.



УДК 551.242.51 : 550.382.3]

А. К. ЗАМАРЕНОВ

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

По материалам региональных сейсмических исследований, проведенных различными геофизическими организациями, дается качественная оценка структуры фундамента на территории восточной окраины Прикаспийской впадины. Выделяются такие крупные элементы фундамента, как внешняя опущенная зона, сопряженная с ней Тамдыкольско-Енбекская приподнятая зона, Южно-Эмбенская приподнятая зона, Восточно-Прикаспийская моноклираль с Букембайско-Биикжальской приподнятой зоной, в каждой из которых различаются структуры более низкого порядка — серия выступов и разломов. Выступы разделяются на две категории: краевые, расположенные вблизи внешней опущенной зоны, на площади Тамдыкольско-Енбекской приподнятой зоны, и внутренние, приуроченные к различным участкам Восточно-Прикаспийской моноклинали, в том числе к Букембайско-Биикжальской приподнятой зоне.

Для выяснения строения поверхности фундамента на восточной окраине Прикаспийской впадины проложена система региональных профилей сейсморазведки корреляционным методом преломленных волн (КМПВ)<sup>1</sup>. Интерпретация этих профилей в разное время послужила основой для составления ряда тектонических схем (Неволин, 1965; Жалыбин и др., 1967, 1969, 1971; Кунин, Сапожников, 1969; Замаренов, 1970; Живодеров и др. 1971; Бакиров и др., 1971; Иванов и др., 1971). Строение поверхности фундамента на этих схемах обычно отражалось изогипсами большого сечения. При этом на ряде участков выявились существенные расхождения как в глубинах залегания, так и в морфологии поверхности фундамента, обусловленные несколько различной методикой выделения преломляющего горизонта Ф. Причины появления таких расхождений обсуждались на совещании, но, к сожалению, и по настоящее время они остаются неустановленными.

Поэтому определенный интерес, на наш взгляд, представляет качественная оценка поведения преломляющего горизонта Ф, позволяющая выявить основные черты строения поверхности фундамента для всей восточной окраины Прикаспийской впадины (рисунок).

Анализ имеющихся данных показывает, что на востоке рассматриваемой территории по поверхности фундамента прослеживается крупная опущенная зона, названная Внешней опущенной зоной или Восточным внешним прогибом (Замаренов, 1970). Наиболее уверенно, по системе сейсмических профилей, эта зона выделяется к северу от слияния рек Эмбы и Темира (в районе профиля XXI) и прослеживается до широты ст. Алга (профиль SXII) и севернее (на участке профиля XXVIII), где горизонт Ф довольно резко погружается на восток. Южнее профиля XXI она выделена предположительно, с учетом результатов

<sup>1</sup> Работы Актюбинской геофизической экспедиции треста «Казахстаннефтегеофизика», Прикаспийской экспедиции треста «Спецгеофизика», Турланской и Илийской экспедиции Казахского геофизического треста.

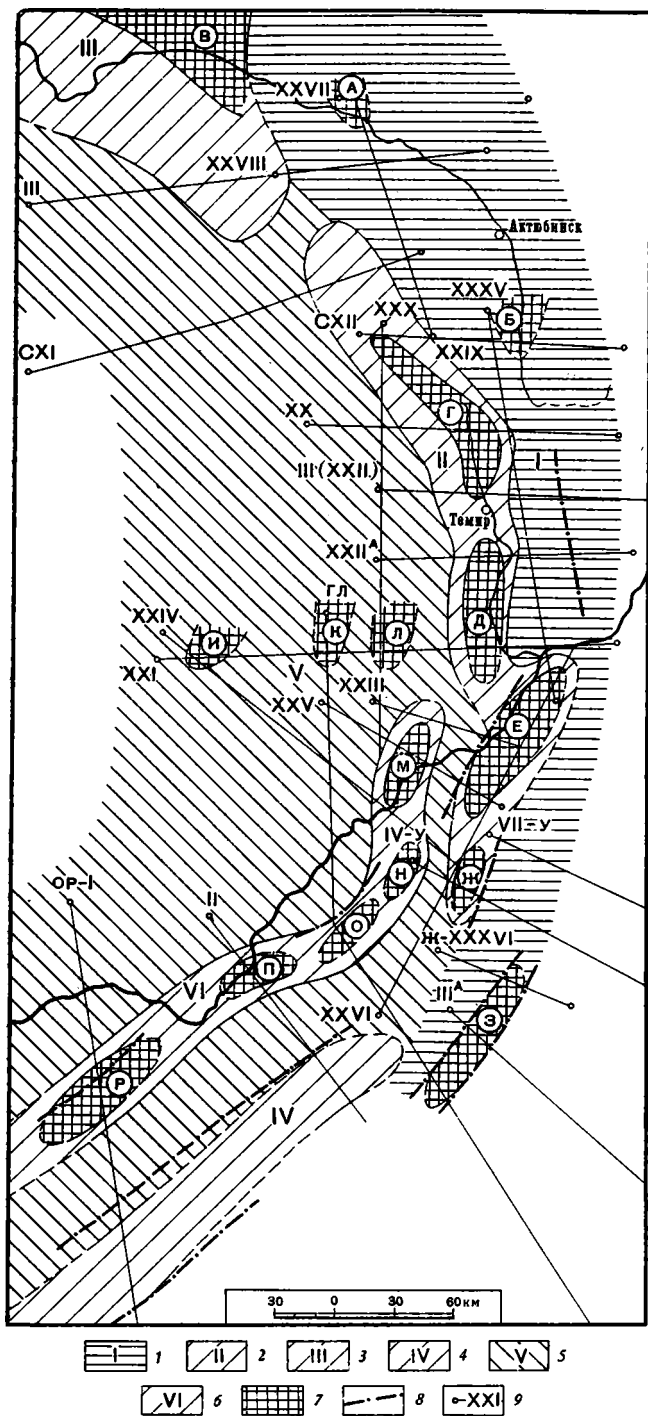


Схема строения поверхности фундамента восточной окраины Прикаспийской впадины

ориентировочных расчетов суммарной мощности осадочных пород палеозоя и значений глубин залегания горизонта Ф на соседних к западу профилях XXIV, XXV и XXIII. Лишь в самой южной части внешняя опущенная зона намечается по нескольким профилям КМПВ (IV—V, Ж-XXXVI, III<sup>A</sup>), отработанным в последнее время Казахским геофизическим трестом и АН КазССР.

Глубина залегания поверхности фундамента во Внешней опущенной зоне, по одним данным (трест «Казахстаннефтегеофизика», Казахский геофизический трест), колеблется от 7,5 до 10 км, а по другим (трест «Спецгеофизика»), достигает 12—13 км. Однако при любых построениях она несколько увеличивается к северу, причем размеры и морфология опущенной зоны изменяются. Так, к северу от ст. Кандагач ширина ее достигает 50—70 км, тогда как южнее она уменьшается, а сама зона приобретает более резкие очертания.

К Внешней опущенной зоне приурочен ряд выступов фундамента. Среди них самый южный — Терескенский. Он был выявлен в последние годы работами Казахского геофизического треста. Минимальная глубина залегания поверхности фундамента в его пределах равна 6, амплитуда поднятия составляет 1,5, а размеры выступа — примерно 75×15 км. Однако, судя по положению этого выступа в зоне погребенных герцинид, он может отвечать не докембрийской, а более поздней палеозойской консолидации. Не исключено, что он сложен плотными изверженными или сильно метаморфизованными породами палеозоя с граничными скоростями, близкими к граничным скоростям горизонта Ф в области распространения заведомо докембрийского фундамента.

К числу других выступов относятся Алгинский и Яйсанский, расположенные в северной, наиболее широкой части Внешней опущенной зоны. Первый из них выделен в результате работ Актюбинской геофизической экспедиции, а второй намечен нами при геологической обработке материалов региональных сейсмических исследований. К сожалению, оба указанных выступа остались неоконтуренными, и поэтому судить об их истинных размерах и морфологических особенностях не представляется возможным.

Из тектонических нарушений, намечающихся в фундаменте Внешней опущенной зоны, пока наиболее четко фиксируется довольно протяженный Верхне-Темирский разлом (Замаренов, 1970). Он имеет меридиональное направление, проходит восточнее р. Темир и пересечен региональными профилями III и XXII<sup>A</sup>.

С запада к Внешней опущенной зоне непосредственно примыкает Тамдыкольско-Енбекская краевая приподнятая зона, которая протягивается с юга на север (в сторону Соль-Илецкого выступа) на расстояние около 300 км. Она состоит из системы меридионально и субмеридионально ориентированных выступов фундамента, выявленных работами Актюбинской и Турланской геофизических экспедиций и тяготеющих к Внешней опущенной зоне. Самый южный из них выступ Дальний, размеры его составляют примерно 35×12 км, а площадь — 420 км<sup>2</sup>. Севернее располагаются более крупные выступы — Тамдыкольский (1500 км<sup>2</sup>), Соркульский (975 км<sup>2</sup>) и Енбекский (1400 км<sup>2</sup>).

Амплитуда выступов достигает 800—1000 м. Глубина залегания поверхности фундамента в их наиболее приподнятых частях равна, по одним данным (Актюбинская и Турланская геофизические экспедиции), 6—6,5 км, а по другим (Прикаспийская экспедиция треста «Спецгеофизика») — 7—10 км. По материалам треста «Спецгеофизика» выявляется общее погружение фундамента к северу, как это отмечалось и для Внешней опущенной зоны. Среди разломов фундамента наиболее уверенно выделяется разлом, осложняющий западное крыло Тамдыкольского выступа, который на данном участке, по-видимому, определяет характер перехода данной зоны к более западным и погруженным

районам восточного борта Прикаспийской впадины. Вполне вероятно, что после обработки новых региональных сейсмических профилей севернее будут выявлены аналогичные разломы, которые можно рассматривать как систему тектонических нарушений, сопровождающих Тамдыкольско-Енбекскую краевую приподнятую зону.

Северо-западнее располагается Северо-Восточная приподнятая ступень, отделенная от Тамдыкольско-Енбекской зоны небольшим и неглубоким прогибом. В современном структурном плане она отвечает внутреннему бортовому участку Прикаспийской впадины, занимающему более низкое гипсометрическое положение по отношению к соседнему с ним Соль-Илецкому блоку. По имеющейся редкой сети сейсмических профилей в пределах данной ступени пока не выявлены морфологически четко выраженные выступы фундамента. Однако их наличие не исключено, поскольку северо-западнее, уже за пределами рассматриваемой территории, сейсморазведкой выявлен крупный Казахстанский выступ. По данным Илийской геофизической экспедиции, глубина залегания поверхности фундамента в пределах Северо-Восточной прибортовой ступени варьирует от 7 до 10,5 км, причем наименьшей она является на участках, приближенных к Соль-Илецкому выступу.

Юго-западнее Тамдыкольско-Енбекской приподнятой зоны, по данным треста «Спецгеофизика» располагается также весьма крупная Южно-Эмбенская приподнятая зона фундамента, приуроченная к северо-западному «склону» одноименного регионального гравитационного максимума и в значительной степени совпадающая с Южно-Эмбенским краевым поднятием подсолевого ложа. Следует отметить, что, по данным Казахского геофизического треста (Кунин, Сапожников, 1969), по поверхности фундамента здесь наблюдается вовсе не поднятие, а обширный и глубокий прогиб. Однако нам представляются более правильными выводы сотрудников треста «Спецгеофизика», которые отработывали в этом районе региональные профили ОР-I и II. В самое последнее время они были подтверждены после пересмотра материалов сейсморазведки. По этим данным, глубина залегания фундамента в пределах Южно-Эмбенской приподнятой зоны колеблется от 8 до 10 км, а амплитуда поднятия достигает 1,5 км. Северо-западная часть зоны осложнена глубинным разломом, который в современном структурном плане отражает переход к более низкой ступени Прикаспийской впадины. Из-за редкой сети профилей КМПВ в пределах Южно-Эмбенской зоны отдельные выступы фундамента пока не установлены, но существование их, как и на Северо-Восточной прибортовой ступени, вполне вероятно.

Южно-Эмбенская приподнятая зона непосредственно не связана с аналогичной ей Тамдыкольско-Енбекской зоной и отделена от нее участком с более погруженным положением поверхности фундамента. Однако близость расположения этих зон и сходство их простираний позволяют предполагать, что на более ранних этапах тектонического развития они составляли единую приподнятую зону — древний (допоздгепалеозойский) борт Прикаспийской впадины.

Выделяя Внешнюю опущенную зону, мы определяем в ее районе характер сочленения Русской плиты с Уральской геосинклинальной складчатой областью. Сопряженная с ней Тамдыкольско-Енбекская приподнятая зона может рассматриваться как один из древнейших тектонических «водоразделов» платформы, который располагается непосредственно к югу от Соль-Илецкого блока.

Для территории, простирающейся к западу от Тамдыкольско-Енбекской и к северо-востоку от Южно-Эмбенской приподнятых зон, мы принимаем предложенное в последнее время сотрудниками Казахского геофизического треста название Восточно-Прикаспийской моноклинали. Однако из ее состава следует исключать Тамдыкольско-Енбекскую приподнятую зону.

В пределах Восточно-Прикаспийской моноклинали поверхность фундамента погружается к внутренним районам Прикаспийской впадины. Это погружение осуществляется в одних случаях плавно, а в других довольно резко, ступенеобразно. Ступени эти, несомненно, обусловлены наличием разломов, ориентировку которых установить пока невозможно, поскольку территория моноклинали покрыта очень редкой сетью региональных сейсмических профилей, к тому же выполненным различными организациями.

На фоне общего погружения в пределах Восточно-Прикаспийской моноклинали намечаются выступы фундамента, которые в основном протягиваются параллельно Тамдыкольско-Енбекской и Южно-Эмбенской приподнятым зонам. Возможно, что они составляют единую Букембайско-Биикжальскую приподнятую зону, которая расположена на более опущенной ступени современного юго-восточного борта Прикаспийской впадины. В северной части она приближена к соседней, с востока приподнятой зоне и отделена от нее либо разломом, либо узким прогибом. На юго-западе между Букембайско-Биикжальской и Южно-Эмбенской приподнятыми зонами развит довольно широкий и глубокий прогиб.

Букембайско-Биикжальскую приподнятую зону составляют Букембайский, Айшуакский, Утыбайский, Ашисайский и Биикжальский выступы фундамента, оконтуренные или намеченные при региональных сейсмических исследованиях, выполненных сотрудниками трестов «Казахстаннефтегеофизика», «Спецгеофизика» и Казахского геофизического треста. Поскольку эти исследования проводились разными организациями и в разное время, глубина залегания поверхности фундамента в наиболее высоких частях выступов оценивается неоднозначно. Так, на Букембайском, Айшуакском и Утыбайском выступах, по данным треста «Казахстаннефтегеофизика» и Казахского геофизического треста, минимальные отметки глубины залегания поверхности фундамента не превышают 7—7,5 км, а на Ашисайском и Биикжальском выступах, по данным треста «Спецгеофизика», они достигают 11—11,5 км.

Для выявления морфологии и в особенности для установления истинных размеров перечисленных выступов фундамента данных пока недостаточно. В настоящее время более или менее оконтурен лишь самый северный Букембайский выступ, площадь которого составляет примерно 700 км<sup>2</sup>. Площадь других выступов определить трудно, так как они, как правило, пересечены лишь единичными сейсморазведочными профилями. По некоторым косвенным показателям, и в частности по наиболее четкому перегибу поверхности фундамента, выявленному на профиле ОР-1, можно предполагать, что Биикжальский выступ один из самых крупных.

Из-за недостатка данных пока нельзя уверенно наметить юго-западную границу Букембайско-Биикжальской приподнятой зоны. Вполне вероятно, что она выходит за западную рамку рассматриваемой нами территории и на юго-западе соединяется с Северо-Каспийским поднятием поверхности фундамента.

Севернее Букембайско-Биикжальской приподнятой зоны в пределах Восточно-Прикаспийской моноклинали имеются Караул-Кельдинский выступ, выявленный Турланской геофизической экспедицией, а также Сарыкольский и Джарлинский выступы, намеченные нами при дополнительном анализе региональных сейсмических профилей XXI и XXIV. Однако эти выступы не оконтурены, и поэтому судить об особенностях их морфологии и истинных размерах пока также нельзя.

Таким образом, по материалам региональных сейсмических исследований на восточной окраине Прикаспийской впадины достаточно четко выделяются Внешняя опущенная зона, Тамдыкольско-Енбекская при-

поднятая зона и Восточно-Прикаспийская моноклираль с Букембайско-Биикжальской приподнятой зоной. Среди выступов поверхности фундамента, осложняющих эти зоны, различаются краевые, расположенные вблизи Внешней опущенной зоны в пределах Тамдыкольско-Енбекской приподнятой зоны (Дальний, Тамдыкольский, Соркульский, Енбекский выступы), и внутренние, приуроченные к Восточно-Прикаспийской моноклинали, в том числе к выделенной нами в ее пределах Букембайско-Биикжальской приподнятой зоне (Букембайский, Айшуакский, Утыбайский, Ащисайский, Биикжальский выступы).

Разломы фундамента, по имеющимся данным, систематизировать трудно. Достаточно определенно можно говорить лишь о существовании довольно протяженного Верхнетемирского разлома, а также частных разломов, сопровождающих Терескенский, Тамдыкольский выступы и Южно-Эмбенскую приподнятую зону. Вполне возможно, что при сгущении сети региональных профилей на восточной окраине Прикаспийской впадины будут выявлены дополнительные разломы, разделяющие отдельные блоки фундамента в пределах перечисленных выше зон. Особенно это относится к обширному, но пока еще слабо изученному району Восточно-Прикаспийской моноклинали.

#### Литература

- Бакиров К. Х., Эвентов Я. С., Чимбулатов М. А., Проницева М. В., Булекбаев Э. Е., Яковлев А. В. Ширкалинский свод юго-восточной части Прикаспийской впадины.— В сб. «Геология и нефтегазоносность юго-востока Русской платформы и ее обрамлений». Тр. ВНИГНИ, «Недра», 1971, вып. 84.
- Жалыбин Ф. И., Дюсенгалиев Т. С., Трайнин Л. П., Замаренов А. К. Новые данные о строении подсолевого ложа и фундамента восточного борта Прикаспийской впадины по результатам региональных работ КМПВ.— Нефтегаз. геол. и геофиз., 1967, № 2.
- Жалыбин Ф. И., Трайнин Л. П., Замаренов А. К., Тасыбаев Б. С., Дюсенгалиев Т. С., Пилифосов В. М. Результаты региональных сейсмических исследований в южной части восточного борта Прикаспийской впадины.— В сб. «Региональные геолого-геофизические исследования в бортовой зоне Прикаспийской впадины». Тр. Нижне-Волжск. научно-исслед. ин-та геологии и геофиз. 1969, вып. 13.
- Жалыбин Ф. И., Мануков Г. И., Матвеев В. Г., Тасыбаев Б. С., Тхоржевский С. А., Эвентов Я. С., Глубинное строение восточной части Прикаспийской впадины по геофизическим данным.— Сов. геология, 1971, № 11.
- Живодеров А. Б., Пилифосов В. М., Тасыбаев Б. С., Чанышев Р. Х. Современное состояние региональных геофизических исследований подсолевого палеозоя восточной части Прикаспийской впадины.— В сб. «Проблемы геологии Западного Казахстана» (к 60-летию акад. А. Л. Яншина). «Наука», Алма-Ата, 1971.
- Замаренов А. К. Средний и верхний палеозой восточного и юго-восточного обрамления Прикаспийской впадины. «Недра», 1970.
- Иванов Ю. А., Сметанина В. П., Трайнин Л. П., О структуре фундамента в восточной прибортовой части Прикаспийской впадины.— В сб. «Геология и нефтегазоносность юго-востока Русской платформы и ее обрамлений». Тр. ВНИГНИ, «Недра», 1971, вып. 84.
- Кунин Н. Я., Сапожников Р. Б. Тектоника и перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений зоны Южно-Эмбенского гравитационного максимума по результатам региональных геофизических исследований.— Геол. нефти и газа, 1969, № 4.
- Неволин Н. В. Общие черты глубинного геологического строения Западного Казахстана. «Недра», 1965.

В. Н. ПУЧКОВ

**О ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ЛЕМВИНСКОЙ ЗОНЫ  
ПОЛЯРНОГО УРАЛА**

На основе существенных уточнений, внесенных в стратиграфию палеозоя Лемвинской зоны, предложена принципиально новая трактовка палеотектоники этой зоны. Предполагается, что развитые здесь глубоководные формации образовались на склоне палеозойского континента Русской платформы, в области перехода от континентальной коры к океанической.

Вопрос о месте Лемвинской зоны в палеоструктуре Урала поднимался неоднократно. Высказано уже много взаимоисключающих гипотез. В частности, Н. П. Херасков (1967) рассматривал эту зону как унаследованно развивавшийся сланцевый синклиниорий, К. Г. Войновский-Кригер (1965) — как «геоантиклиналь некомпенсированного осадконакопления», Б. Л. Афанасьев (1970) — как «область тектонической суши».

Новый фактический материал, полученный в последние годы (Елисеев, 1968; Пучков 1971; Першина и др., 1971, и др.), позволяет вновь обратиться к рассмотрению указанной проблемы.

На западном склоне Полярного Урала К. Г. Войновский-Кригер (1945) выделил две палеозойские структурно-фациальные зоны: западную — Елецкую и восточную — Лемвинскую. При этом он показал, что Лемвинская зона сама по себе также фациально не однородна. Позже А. И. Елисеев (1969) в ней наметил для карбона три продольные фациальные подзоны. Распространить это районирование непосредственно на силурийские и девонские отложения не удастся, однако и в разрезах этих отложений с востока на запад наблюдаются направленные фациальные изменения, и ниже мы будем говорить о различиях палеозойских отложений восточных, центральных и западных частей зоны.

Характеристику отложений Лемвинской зоны наиболее удобно начать со средне-верхнепалеозойских толщ центральных и восточных ее частей. Описание ордовика мы опускаем (см. Войновский-Кригер, 1960). Силурийские отложения представлены здесь толщей черных углисто-глинистых, углисто-кремнистых, реже зеленовато-серых глинистых сланцев с карбонатными конкрециями, линзами и прослоями известняков, чаще всего пелитоморфных или перекристаллизованных. Последние часто обладают специфической «петельчатой» текстурой и нередко содержат обильные тентакулиты. Количество известняков сокращается к востоку почти до полного их исчезновения из разреза. Остатки граптолитов, встречающиеся в черных углистых сланцах, позволяют производить стратиграфическое расчленение толщи в интервале от среднего лландовери до нижнего лудлова. В верховьях р. Большой Елец и в районе р. Тумболова выше черных сланцев с известняками наблюдаются зеленовато-серые сланцы с конодонтами, характерными, по заключению Т. В. Машковой, для позднего постлудлова и раннего жедина. На р. Няньворгавож граница силура и девона про-

водится в черных углистых сланцах по исчезновению граптолитов *Pristiograptus transgrediens* и появлению *Monograptus uniformis* (определения Т. Н. Корень). Отложения нижнего девона практически неотличимы от силурийских по литологии и представлены обычно теми же углисто-глинистыми, углисто-глинисто-кремнистыми сланцами, петельчатыми известняками, реже встречаются зеленовато-серые глинистые сланцы, серые окремненные плитняки с нижедевонскими конодонтами. В верхах нижнего девона, как правило, присутствует пачка комковатых, или «петельчатых» известняков мощностью от первых метров на востоке до десятков метров на западе, содержащих комплексы коно-

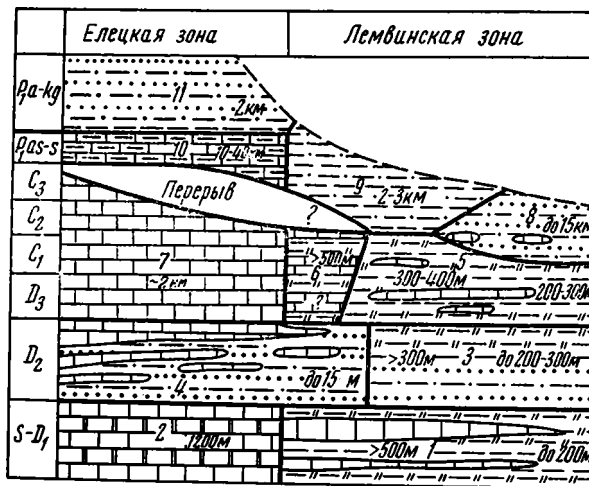


Рис. 1. Схема сопоставления формаций Лемвинской и Елецкой структурно-фациальных зон.

1 — известняково-кремнисто-глинисто-сланцевая харотская формация; 2 — известняково-доломитовая кожимская формация; 3 — кремнисто-терригенная олигомиктовая пагинская формация; 4 — известняково-терригенная олигомиктовая тисваизская формация; 5 — известняково-глинисто-кремнисто-сланцевая колокольненская формация; 6 — глинисто-кремнисто-известняковая парнокская формация; 7 — западноуральская карбонатная надформация; 8 — аспидная формация (аналог зилаирской формации) известняково-терригенная полимиктовая; 9 — терригенная полимиктовая флишеподобная кечпельская формация (терригенный флиш?); 10 — глинисто-известняковая формация мергелистого горизонта; 11 — терригенная полимиктовая флишеидная интинская формация (нижняя морская моласса)

Мощности формаций в масштабе схемы не отражены.

донтов, включающие *Polygnathus foveolatus* Philip et Jackson или *P. lenzi* Klapper, что, по нашему мнению, позволяет параллелизовать их с эмсом. Мощность силурийских и раннедевонских отложений, большая часть которых описывалась ранее в составе харотской свиты силура и одноименной («харотской сланцевой») формации (Херасков, 1967) (рис. 1), не превышает здесь 200 м. В западных, краевых частях зоны она может быть намного большей.

Средний девон в полосе от р. Харуты на юго-западе до р. Хойлы на северо-востоке составляет большую часть пагинской свиты и представлен в низах черными, бурыми, зеленовато-коричневыми кварцевыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами; вверх по разрезу количество и мощность прослоев алевролитов увеличивается, появляются прослой аргиллитов и кремнистых сланцев; характерны табачные, пестрые красновато-зеленоватые окраски отдельных разностей пород. В верхах разреза присутствуют среднедевонско-нижнефранская пачка серых глинисто-кремнистых сланцев и кремнисто-глинистых плитняков, а также черных углисто-глинисто-кремнистых сланцев, похожих на харотские. Описанная толща содержит коноднты, однако сохранность руково-



дящих видов неудовлетворительна. Можно лишь отметить присутствие *Polygnathus* sp., по облику не древнее среднего девона, и отсутствие представителей рода *Palmatolepis*, обычных в верхнем девоне, начиная с верхов нижнефранского подъяруса. В разрезах по рекам Молюд-вож, Нянь-ворга-вож мощность относимой к среднему девону терригенно-сланцевой пачки, зажатой между фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего и верхнего девона, составляет всего 100—150 м. Большая часть пагинской свиты выделяется нами в самостоятельную кремнисто-терригенную олигомиктовую пагинскую формацию.

Севернее р. Хойлы грубообломочные прослои в среднем девоне исчезают: на р. Большой Елец к среднему девону можно отнести лишь маломощную (видимая мощность — первые десятки метров) пачку серо-зеленых глинистых сланцев. В небольшой линзочке известняков из этих сланцев найден комплекс конодонтов, состоящий почти исключительно из *Polygnathus* ex gr. *linguiformis* Hinde, что указывает на их эйфельский возраст. Возможно, что к среднему девону здесь относится и нижняя часть вышележащей пачки глинисто-кремнистых сланцев.

Достоверные верхнедевонские отложения, в которых благодаря находкам конодонтов, определявшихся Г. Фрайером, Н. С. Овнатановой и Л. И. Кононовой, устанавливается наличие всех подъярусов, кроме нижнефранского, представлены преимущественно тонкополосчатыми серыми, голубовато- или зеленовато-серыми, иногда пестрыми (зелено-красноватыми) глинисто-кремнистыми сланцами и кремнистыми плитняками. Все кремнистые верхнедевонские породы, как, впрочем, и многие более древние, переполнены перекристаллизованными радиоляриями и представляют собой в сущности радиоляриты. Для верхнего девона характерны также прослои черных плитчатых глинистых известняков мощностью до 1—2 м; правда, в наиболее восточных разрезах они практически отсутствуют. Верхнедевонские (точнее, среднефранско-фаменские) отложения хорошо картируются в поле благодаря присутствию хорошо видимых под лупой конодонтов из рода *Palmatolepis*. До находок конодонтов эта толща включалась в состав различных свит: пагинской, воргашорской (нижний и даже верхний горизонты), чигимской, няньворгинской, харотской и верхнесовский комплекс. Полную мощность верхнего девона пока достоверно установить не удастся, однако в центральных и восточных частях зоны, судя по фрагментам разреза, она вряд ли превышает 100—200 м. Обилие конодонтов в кремнистых толщах верхнего девона может служить косвенным указанием на их большую глубокоководность (Lindström, 1964).

Достоверные фаменские отложения перекрываются в центральной части Лемвинской зоны пачкой темных (серых, черных) практически лишенных органических остатков глинистых, кремнистых сланцев, зачастую с тонкими светлыми желтоватыми кремнисто-глинистыми прослоечками. Эта пачка может отвечать по возрасту самым верхам фамена, всему турне и низам визе. Выше в сланцевой толще появляются прослои известняков, иногда с фораминиферами, гониатитами, конодонтами, позволяющими датировать их как верхнее визе. Над этими известняками наблюдается пачка темных углисто-глинистых, кремнисто-глинистых алевритистых сланцев с фосфатными глинисто-кремнистыми конкрециями. Отмечались прослои известняковых песчаников с фораминиферами верхнего визе (Елисеев, 1968). Выше, в разрезах бассейна р. Харуты Лемвинской, залегают так называемые массивные сланцы — стально-серые плитчатые и рассланцованные кремнисто-глинистые породы, в которых нами обнаружены конодонты среднекаменноугольного облика *Idiognathoides* sp., *Idiognathodus delicatus* Gunnel (палеонтологи Л. И. Кононова, З. А. Костенко). Все вышеописанные средне(?)-верхнедевонские и каменноугольные существенно кремнистые толщи входят в состав целого ряда свит. Нами они объединяются в

известняково-глинисто-кремнисто-сланцевую колокольненскую формацию. Мощность кремнистых толщ карбона в центральной части Лемвинской зоны достигает 100 м (Елисеев, 1969).

Восточнее фациальный и формационный облик описанных каменноугольных отложений резко меняется: на востоке ниже-среднекаменноугольные отложения представлены обломочными полимиктовыми отложениями с прослоями известняков мощностью до 1300 м, носящими типичные черты аспидной (зилаирской) формации. Венчает разрез мощная, не менее чем 2—3 км терригенная толща кечпельской свиты, для которой характерны черты терригенного флиша. По возрасту она, вероятно, отвечает верхам среднего, верхнему карбону и низам перми (до низов артинского яруса). Органические остатки в кечпельской свите чрезвычайно редки. До последнего времени была известна лишь одна находка флоры плохой сохранности, позволяющая датировать часть кечпельской свиты как пермь. В 1972 г. из наших образцов в лаборатории ИГ КФАН СССР было выделено несколько спорово-пыльцевых комплексов, содержащих в частности *Azoniales fabaquis* Lub., что позволяет датировать соответствующие слои как нижнепермские (заключение Л. М. Варюхиной).

В западном направлении лемвинские фации палеозоя испытывают изменения, в разной степени заметные для толщ разного возраста. Силурийские, нижедевонские, нижекаменноугольные отложения в западной, краевой части зоны значительно увеличиваются в мощности, резко возрастает роль карбонатных отложений и уменьшается кремнистость. Можно догадываться, что подобные же изменения характерны и для отложений верхнего девона, хотя они и плохо изучены. На правом берегу р. Парнока-ю, в 2,9 км от устья, в западной части Лемвинской зоны, верхний девон представлен плитчатыми известняками, содержащими конодонты из родов *Palmatolepis* и *Ancyrodella* с прослоями темных кремнистых и известково-глинистых сланцев.

Сложнее обстоит дело со среднедевонскими отложениями. Описанная на широте р. Большой Елец маломощная среднедевонская пачка зеленовато-глинистых сланцев, вероятно, сменяющихся выше кремнистыми, к западу переходит в мощную толщу (до 700—800 м, по А. И. Першиной и др., 1971), сложенную однообразно чередующимися серыми и черными глинистыми, реже алевритистыми сланцами с известковистыми конкрециями, линзами и прослоями органогенно-детритовых известняков (так называемая лек-елецкая свита, впервые выделенная К. Г. Войновским-Кригером, 1962). Возраст большей части свиты среднедевонский (отсутствуют достоверные находки фауны моложе живета). Залегает эта толща на харотской свите, вероятно, частично замещая ее верхи (в низах свиты А. И. Першина выделяет по фаунистическим остаткам пражский ярус и условно лохковский).

Южнее широты р. Большой Елец свита скрыта под покровом более молодых отложений, и ее приблизительные фациальные и возрастные аналоги выходят на поверхность лишь в южной части Лемвинской зоны, на широте Верхней Лемвы. Это восточные фации мощного терригенного тисваизского комплекса, развитые непосредственно в районе хр. Тисваиз. В литературе широко распространено мнение, что тисваизский комплекс имеет ордовикско-девонский возраст и полностью замещает на западе лемвинские фации (Раабен, 1959; Войновский-Кригер, 1962). Однако такие взаимоотношения очень трудно себе представить при восстановлении палеогеографической картины. Более того, нами получены прямые указания на то, что возраст тисваизского комплекса ограничен в основном средним девонем. Установлено, что на правом берегу р. Кожим, в верховьях ручья Безымянного, этот комплекс залегает на петельчатых известняках со *Spathognathodus steinhornensis* Ziegler, *Belodella triangularis* (Stauffer), *Hindeodella* sp., что свидетельствует о раннедевон-

ском возрасте известняков. Эти известняки выходят в ядре Санаизской антиклинали на ее погружении. В ряде разрезов вышележащего тисваизского комплекса в известняковых прослоях и линзах обнаружены конодонты, иногда вместе с остракодами и кораллами, датирующие комплекс как средний девон. Здесь особенно важно упомянуть о находках фауны непосредственно в районе хр. Тисва-из в толще, считавшейся палеонтологически практически немой и условно отнесенной К. Г. Войновским-Кригером (1962) к силуру. В частности, на левобережье р. Лемвы, в 1,5 км к северо-западу от истоков ручья Безымянного в линзе брекчиевых водорослевых известняков богатый комплекс конодонтов представлен почти исключительно *Polygnathus linguiformis* Hinde, что свидетельствует об эйфельском (скорее всего раннейфельском) возрасте пород.

На правом берегу Лемвы, в самой восточной части широтного отрезка этой реки, в линзах известняков найдены остракоды *Bairdella eleganta* Z. Egor., *Gravia* sp. (определения Г. П. Ляшенко), конодонты *Polygnathus* ex gr. *linguiformis*, *Paltodus* sp. (определения Н. С. Овнатановой). Комплекс фауны свидетельствует об эйфельском возрасте отложений. На р. Парноке в 7 км от устья в прослое известняков встречены конодонты *Polygnathus linguiformis* Hinde (много), *P. kluepfeli* Wittenkindt (определения Н. С. Овнатановой), тетракоралл *Amplexiphyllum?* sp. (определения В. С. Цыганко); их возраст здесь также среднедевонский. Остальные находки фауны почти аналогичны и также указывают либо на эйфельский, либо на среднедевонский возраст вмещающих пород. Таким образом, на широте верхней Лемвы в западной части Лемвинской зоны среднедевонские отложения представлены мощной (до 1,5 км) толщиной переслаивающихся глинистых сланцев, алевролитов и кварцито-песчаников с линзами и прослоями известняков, редкими в низах толщи и довольно обычными в верхах. Среднедевонские отложения краевых западных разрезов Лемвинской зоны, вероятно, могут быть включены в единую известняково-терригенную олигомиктовую формацию (рис. 1).

Средний девон на широте Верхней Лемвы неизвестен (размыт или обнажен). Однако можно предположить, что он был представлен здесь в фациях нижней части пагинской свиты, и фациальные изменения в среднем девоне при движении с востока на запад в пределах южной части Лемвинской зоны заключались, таким образом, в очень сильном увеличении мощностей отложений, в исчезновении кремней и появлении карбонатных прослоев (близкая тенденция характерна, как мы видели, и для других отложений Лемвинской зоны).

В расположенных еще далее к западу разрезах Елецкой зоны карбонатные породы играют уже в основном преобладающую роль, кремнистые прослои практически неизвестны, мощности относительно велики. Более того, кардинально меняется сам облик пород. Карбонатные толщи, развитые в Елецкой зоне, обычно носят признаки относительной мелководности (наличие рифов и биогермов, известняковых конгломератов, детритовых и оолитовых известняков, широкое развитие остатков макрофауны, в частности толстоственных раковин моллюсков).

Ни один из этих признаков не присущ породам центральных и восточных частей Лемвинской зоны. Здесь для пород обычно характерен тонкий первичный материал, макрофауна редка и, как правило, тонкостенная; фаунистические остатки представлены почти исключительно планктонными организмами (фораминиферы, конодонты, радиолярии, птероподы, ортоцератиды, граптолиты). Некоторые из них (птероподы, радиолярии) играют роль породообразующих. Мощности многих толщ здесь практически на порядок меньше, чем в Елецкой зоне. Все это позволяет нам полностью присоединиться к мнению К. Г. Войновского-Кригера (1965) о том, что для Лемвинской зоны характерны преимущественно глубоководные отложения. До недавнего времени с этим представлением

как-то не вязалось мнение этого же автора об отсутствии девонских отложений на значительной части территории зоны. Наши данные о повсеместном развитии девона устраниают это противоречие.

Необходимо также подчеркнуть, что многие толщи Лемвинской зоны оказываются хорошо сопоставимыми с осадками современных океанических впадин, в изучении которых в последние годы достигнуты большие успехи (История Мирового океана, 1971). Действительно, сланцы восточных и центральных частей Лемвинской зоны представляют собой скорее всего глинистые, радиоляриевые и карбонатные (иногда птероподовые) илы, а также, возможно, турбидитовые пески палеозойской океанической впадины, претерпевшие диагенез и слабый метаморфизм.

Интересно было хотя бы приблизительно оценить порядок глубины этой впадины. Р. Г. Гарецкий и А. Л. Яншин (История Мирового океана, 1971) указывают, что глубина осадконакопления нередко устанавливается путем сопоставления мелководных отложений и разновозрастных им осадков в более глубоководных фациях. На западном склоне Полярного Урала эта разница для силурийско-раннекаменноугольных отложений может достигать, по-видимому, 3 км. Другой метод непосредственного определения глубины образования отложений вытекает из изучения толщ, характеризующихся высокой скоростью осадконакопления. Если скорость накопления подстилающих толщ значительно меньше, то мощности вышележащих лишь в незначительной части отвечают конседиментационному прогибанию, а в основном отражают порядок глубин бассейна к моменту увеличения скорости осадконакопления.

Примером быстро сформировавшейся терригенной толщи, которая, по-видимому, заполнила краевую часть глубоководной впадины, является тисванский комплекс, имеющий преимущественно среднедевонский возраст. Здесь напрашивается аналогия с мощными приконтинентальными турбидитными формациями современных океанических впадин (История Мирового океана, 1971). Мощность указанной толщи в краевой части Лемвинской зоны достигает 1,5 км, уменьшаясь как к востоку, так и к западу. Наконец, есть еще один признак глубинности осадков. В силурийско-раннекаменноугольных отложениях Лемвинской зоны в восточном направлении обычно происходит уменьшение количества карбонатных прослоев и общей карбонатности толщ. В этом направлении уменьшается не только мощность, но и увеличивается содержание нерастворимого остатка в хорошо прослеживаемом верхнем горизонте птероподовых петьельчатых известняков харотской свиты; в верховьях р. Няньворгавож этот горизонт представлен уже мергелями мощностью всего 2,2 м; разрез силура и девона здесь практически бескарбонатный.

Породы указанного разреза и ему подобных, возможно, формировались на глубинах, приближающихся к критической глубине карбонатонакопления. Для современных впадин эта глубина составляет 3,5—4 км. Конечно, встает вопрос, была ли она такой же в палеозое. Нам кажется, что по крайней мере порядок глубин был тем же. Как показывает изучение истории фауны океана и непосредственное изучение океанических осадков, за время фанерозоя слоевой состав и температурный режим океана не претерпели сколько-нибудь существенных изменений (История Мирового океана, 1971; Лисицын и др., 1971). В связи с этим существенное изменение критической глубины карбонатонакопления кажется маловероятным. Таким образом, есть основания предположить, что глубина бассейна, в котором отлагались осадки Лемвинской зоны, могли достигать 2—3 км в тех ее частях, которые были наиболее удалены от Русской платформы.

В современных океанах на таких глубинах кора имеет океанический тип строения. Возможно, то же имело место и в Лемвинской зоне. Это подтверждается и ее расположением в палеоструктуре между шельфовой Елецкой зоной и вулканической зоной зеленокаменных синклиналиев.

Отложения в пределах последних в настоящее время разделяются на два комплекса: нижний, отвечающий океанической стадии развития, и верхний, отвечающий стадии формирования островных дуг (Иванов и др., 1972). Установление промежуточного положения Лемвинской зоны между средне-верхнепалеозойской островной дугой на востоке и палеоконтинентом на западе позволяет соответственно трактовать и другие аналогичные образования западного склона Урала, выделяемые в Лемвинско-Сакмарской зоне. Все эти образования представляют собой реликты единой в прошлом области перехода от континента к океанической впадине.

В современной структуре фации Лемвинской зоны отделяются от вулканической фации восточного склона Урала поднятием Уралтау. Однако

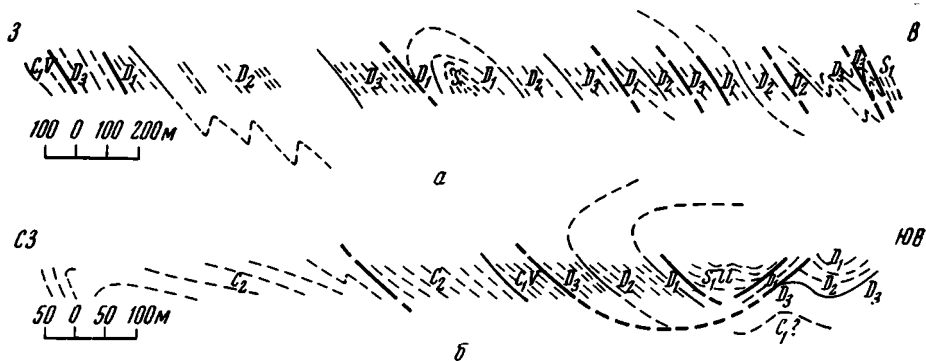


Рис. 2. Детальные геологические разрезы, составленные по обнажениям: а — в нижнем течении ручья Молюд-вож, б — в верхнем течении (в 12 км от устья) р. Нянь-ворга-вож

само поднятие представляет собой новообразование. По-видимому, К. Г. Войновский-Кригер был близок к истине, когда он доказывал, что лемвинские фации были развиты на месте современных поднятий Уралтау. То обстоятельство, что осадки Лемвинской зоны сохранились от эрозии (в отличие от соседних районов к югу и северу), связано с ее расположением в области поперечного опускания уральских структур.

Проведенное нами изучение морфологии современных структур Лемвинской зоны в принципе подтверждает основные выводы К. Г. Войновского-Кригера (1966) о том, в частности, что для Лемвинской зоны очень характерно нагромождение изоклинальных складок и мелких чешуй; действительно, морфология структур здесь значительно сложнее, чем в Елецкой зоне, где они были детально нами описаны (Пучков, 1971). Об этом свидетельствуют составленные нами разрезы по реке Большой Елец, ручьям Молюд-вож, Нянь-ворга-вож (рис. 2, а). Наши данные не противоречат и хорошо аргументированному выводу того же автора о шарьяжной природе Главного надвига (в частности наши наблюдения в среднем течении р. Парнока-ю подтверждают вывод об очень пологом залегании поверхности этого надвига).

В дополнение к известным данным нами подтверждено наличие участка, где можно предполагать переброс сланцевых, лемвинских фаций на запад через елецкие. Известно, что на р. Большой Елец, в 2 км выше ст. Елецкая, верхнедевонские отложения образованы нормальными слоистыми, биогермными, оолитовыми и другими известняками (Першина и др., 1971). Западнее на ручье Ворга-шор верхний девон представлен в одном из выходов глинисто-кремнистыми сланцами с *Palmatolepis ex gr. nasuta* Müller, *Polygnathus procera*, *Ancyrognathus* sp. (франский ярус, по определению Г. Фрайера), и в другом — темными глинисто-алеуритистыми сланцами с *Asterocalamites?* sp., *Tomiodendron* sp. (определения Л. А. Фефиловой) и *Ozarkodina arcuata* Branson et Mehl, *Hindeodella germana* Holmes (определения Г. Фрайера), что сви-

детельствует скорее всего о фаменском их возрасте. Таким образом, сланцы явно «лемвинского» облика расположены западнее разновозрастной с ними толщи известняков «елецкого» облика. Такие аномальные взаимоотношения объяснимы, если предположить, что наблюдающиеся на ручье Ворга-шор толщи залегают здесь в останце крупного пологого надвига. К сожалению, плохая обнаженность не дает пока возможности уточнить это предположение.

Можно привести еще ряд дополнительных данных, свидетельствующих о наличии значительных горизонтальных перемещений в Лемвинской зоне. Так, в верхнем течении ручья Нянь-ворга-вож нами описана система перевернутых складок в опрокинутой пластине, сложенной силурийскими, девонскими и каменноугольными отложениями (рис. 2, б). Эта структура может быть интерпретирована как останец пологого «наволока». Небезынтересно также отметить, что детально описанный в литературе Хараматалоуский разлом (Волович, Дембовский, 1967; Перфильев, 1968) сопровождается хорошо выраженным меланжем, что является указанием на его шарьяжную природу. Близ северного окончания разлома в районе горы Шлем, по-видимому, имеет место пологое надвигание ордовикских отложений на каменноугольные.

Развитие интенсивной изоклиальной складчатости, мелких тектонических чешуй, пологих надвигов и шарьяжей — еще одно свидетельство лабильности фундамента, на котором формировались осадки Лемвинской зоны.

Широкое развитие складчатости и шарьяжей в пределах Лемвинской зоны в отличие от Зилаирского синклинория началось не ранее времени образования кечьпельской свиты ( $C_2^?$ — $C_3$ ). Это подтверждается сохранением реликтовой глубоководной впадины в центральных частях Лемвинской зоны вплоть до среднего карбона, почти заведомым отсутствием олистостромов в более древних толщах, чем кечьпельская свита, а также отсутствием граувакк (аналогов зилаирской свиты) в девоне.

Начавшийся с карбона в условиях мощного сжатия процесс сгущения земной коры привел в Лемвинской зоне к превращению коры переходного типа в континентальную. Поперечник зоны при этом значительно сократился; палеозойские отложения наиболее восточных фаций были, по-видимому, сорваны со своего фундамента.

#### Литература

- Афанасьев Б. Л. Тектогенез Воркутского краевого прогиба и прилегающих районов Полярного Урала и Большеземельской тундры.— Матер. по геол. и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР, сб. 6. Сыктывкар, 1970.
- Войновский - Кригер К. Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала.— Сов. геология, сб. 6, 1945.
- Войновский - Кригер К. Г. Ордовик Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала).— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1960, т. 35, № 3.
- Войновский - Кригер К. Г. Девонские отложения Лемвинской фациально-структурной зоны и прилежащих районов (западный склон Полярного Урала).— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1962, т. 37, № 2.
- Войновский - Кригер К. Г. Особенности геотектонического развития Лемвинской зоны (западный склон Полярного Урала).— Тр. Казахск. политехнического ин-та, сб. № 25. «Недра», Л., 1965.
- Войновский - Кригер К. Г. Очерк тектоники Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала). Статья первая.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1966, т. 41, № 4.
- Волович Е. В. и Дембовский Б. Я. Хараматалоуский разлом.— Матер. к первой Уральской конф. молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1967.
- Елисеев А. И. К стратиграфии карбона Лемвинской зоны Полярного Урала.— Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 2.
- Елисеев А. И. О фациальной зональности территории западного склона Полярного Урала в раннем карбоне.— Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 4.
- Иванов С. Н., Смирнов Г. А., Ефимов А. А., Камалетдинов М. А., Минкин Л. М., Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С., Руженцев С. В. и

- Самыгин С. Г. Проблемы тектоники Урала.— В сб.: Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР. Тез. докладов. М., 1972.
- История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Лисицын А. Б., Фишер А., Хизен Б. и др. Геохимия и литология кернов бурения дна Тихого океана.— Междунар. геохим. конгресс, Москва, 1971. Тез. докл., 1971.
- Першина А. И., Цыганко В. С., Щербаков Э. С. и Боринцева Н. А. Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала. Л., «Наука», 1971.
- Перфильев А. С. Особенности тектоники севера Урала.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1968, вып. 182.
- Пучков В. Н. Предварительное сообщение о находках конодонтов в Лемвинской структурно-фациальной зоне Полярного Урала.— Матер. III Уральской конф. молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1971.
- Раабен М. Е. Стратиграфия древних свит Полярного Урала и тектоническое строение северной оконечности Приполярного Урала.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 35.
- Херасков Н. П. Геосинклинальные формации уралид западного склона Урала.— В кн.: Тектоника и формации, Избранные труды. М., «Наука», 1967.

Институт геологии  
Коми ФАН СССР

Статья поступила  
5 июля 1972 г.

---

УДК 551.252(234.852)

А. А. СКРИПИИ

**О МОРФОЛОГИИ И МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ КЛИВАЖА И РАЗРЫВНО-СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ**

Установлена веерообразная структура кливажа и разрывно-складчатых дислокаций северной части Магнитогорского мегасинклинория. Выявлен ряд признаков (растянутость крыльев складок, падающих в сторону оси мегасинклинория, развитие послынного кливажа в пределах этих крыльев и кливажа, секущего слоистость на противоположных крыльях складок, сбросовые смещения вдоль поверхностей кливажа на растянутых крыльях складок и др.), указывающих на образование этой структуры в результате специфического оползания слоев на крыльях прогиба вдоль зон, падающих внутрь этого прогиба круче, чем его крылья. Показано, что неравномерность этого оползания обуславливала вращение и выдавливание слоев в сторону, противоположную оползанию, вплоть до опрокинутого залегания. Дана классификация кливажа в соответствии с его ролью в процессе складкообразования.

В настоящей статье делается попытка выяснить механизм образования тектонической структуры мегасинклинория путем анализа пространственных и возрастных соотношений между складчатыми и разрывными нарушениями и системами кливажа, а также анализа изменения мощностей слоев в зависимости от характера смещений вдоль поверхностей напластования, кливажа и разрывов. Полученные данные указывают на формирование складок главным образом за счет дополнительного растяжения слоев вдоль зон, падающих внутрь мегасинклинория согласно падению соответствующих крыльев складок или сместителей несогласнопадающих сбросов. Возможные причины образования этой складчатости необычного типа автор предполагает рассмотреть в отдельной статье.

**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ МЕГАСИНКЛИНОРИЯ**

В северной суженной части Магнитогорского мегасинклинория (рис. 1), сложенной среднепалеозойскими вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами, в качестве главных структур выделяются (с запада на восток): Аратауская синклиналь, Большая Учалинская антиклиналь, система синклиналей (Ильчинская, Сафаровская, Шартымская), разделенных разрывными нарушениями (Карагайлинско-Сафаровским, Бюйдино-Агырским), и Ахуновское поднятие (рис. 2). Все эти структуры осложнены более мелкими складками и разрывами и в общем образуют единую веерообразную систему типа простого орогена в понимании Э. Крауса (1963). Складки наклонены или опрокинуты в обе стороны от осевой зоны орогена, представленной Большой Учалинской антиклиналью, в ядре которой размещается интрузия серпентинизированных гипербазитов. Восточная ветвь этого орогена значительно более широкая, чем западная. Местами последняя совершенно отсутствует, заменяясь Восточно-Уралтауским разломом.



С веерообразной системой складчатых и разрывных нарушений мегасинклинория увязывается соответствующая система кливажа. На западном крыле мегасинклинория (западной ветви орогена) поверхности кливажа круто падают на восток, а на восточном — на запад, примерно параллельно осевым поверхностям складок и сместителям главных разрывных нарушений. Таким образом, веерообразная система кливажа одновременно выступает в качестве кливажа осевой плоскости. Причем по отношению к мегасинклинорию в целом эта система имеет

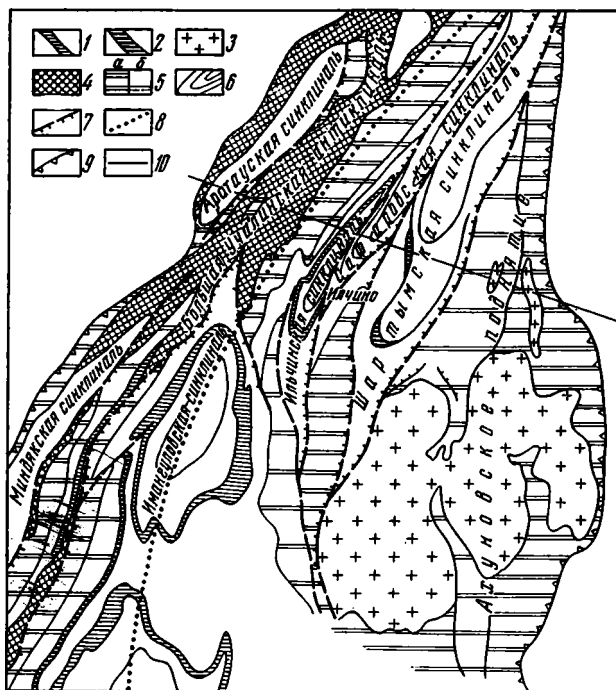


Рис. 1. Схема расположения основных элементов структуры северной части Магнитогорского мегасинклинория.

1—2 — маркирующие горизонты кремнистых сланцев: 1 — мукасевский горизонт ( $D_{3fr}$ ), 2 — бугульгирский горизонт ( $D_{2e}$ ); 3 — верхнепалеозойские граниты Ахуновского массива; 4 — среднепалеозойские ультрабазиты; 5 — антиклинали и моноклинали; а — ядра антиклиналей и приподнятые края моноклиналей, сложенные в основном верхнесилурийскими и нижнедевонскими породами; б — крылья антиклиналей и опущенные края моноклиналей, сложенные в основном среднедевонскими породами; б — синклинали, сложенные средне- и верхнедевонскими и нижнекаменноугольными породами (линии соответствуют границам между горизонтами); 7 — разрывные нарушения; 8 — ось максимального погружения основания мегасинклинория; 9 — границы мегасинклинория; 10 — линия разреза, изображенного на рис. 2

характер прямого веера, а по отношению к Большой Учалинской антиклиналии — обратного веера. Отсюда следует, что один и тот же кливаж, согласно классификации И. В. Кирилловой (1962), может быть охарактеризован по-разному: как прямой веерообразный кливаж, обратный веерообразный или параллельный осевым поверхностям складок. Более того, как будет показано ниже, этот же кливаж в определенных структурных условиях имеет S-образноискривленный характер. Значит геометрическая классификация кливажа И. В. Кирилловой в сущности отражает разные стороны одного и того же явления.

Выше отмечалось, что ось веерообразной структуры кливажа совпадает с осью Большой Учалинской антиклиналии. С другой стороны, ось этой структуры кливажа совпадает с осью максимального погружения

основания мегасинклинория, установленного по гравиметрическим данным (Огаринов, Скрипий, 1972). Одновременно она увязывается с зоной выклинивания гранитного слоя и максимального поднятия поверхности базальтового слоя.

Наиболее детально явления кливажа изучены в пределах Сафаровской синклинали и Ахунковского поднятия. Остановимся вкратце на характеристике морфологии этих структур.

Сафаровская синклиналь расположена восточнее от деревень Сафарово и Ильчино. Она сложена эйфельскими и предположи-

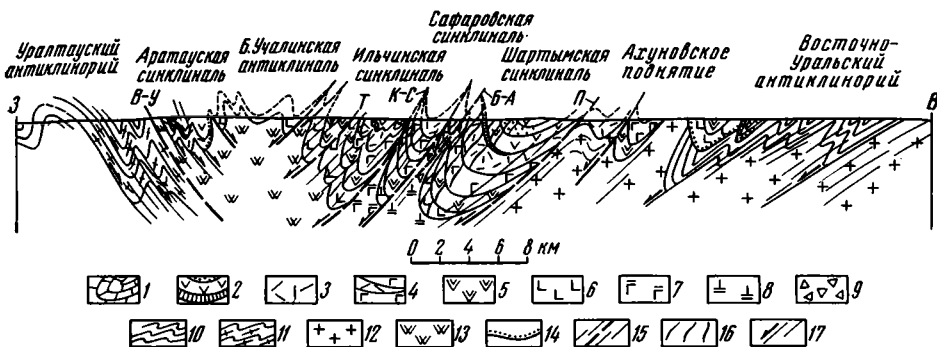


Рис. 2. Структурный разрез через северную часть Магнитогорского мегасинклинория на широте д. Сафарово.

1 — нижнекаменноугольные мраморизованные известняки; 2 — франские отложения: андезитовые порфиры и их туфы, кремнистые и глинистые сланцы; 3 — живетские отложения: андезитовые и дацитовые порфиры и их туфы с прослоями известняков; 4 — эйфельские отложения: диабазы, альбитофиры и их туфы с прослоями кремнистых пород; 5 — нижнедевонские отложения: пироксен-плагиоклазовые порфиры и их туфы; 6 — силурийские отложения: диабазы, спилиты, кремнистые и глинистые сланцы; 7—9 — среднепалеозойские субвулканические породы не расчлененные; 7 — основного состава; 8 — кислого состава; 9 — жерловые брекчи; 10 — нижнепалеозойские серицито-кварцевые сланцы; 11 — верхнепротерозойские слюдяно-кварцевые сланцы, кварциты; 12 — граниты верхнепалеозойские; 13 — ультраосновные породы средне- и верхнепалеозойские; 14 — стратиграфические и угловые несогласия; 15 — разрывные нарушения (зоны интенсивного расщепления): В-У — Восточно-Уралтауское, Т — Тунгатаровское, К-С — Карагайлинско-Сафаровское, Б-А — Бюйдино-Агырское, П — Первомайское; 16 — S-образноискривленный кливаж; 17 — направление соскальзывания (оползания) вдоль зон расщепления

тельно живетскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами. Синклиналь характеризуется резко асимметричным строением, которое выражено не только в различии углов наклона ее крыльев, но и в различии разрезов этих крыльев, а также их внутренней структуры. На западном крыле синклинали эйфельские отложения обладают более полным разрезом и состоят из чередующихся между собой толщ преимущественно базальтоидного и альбитофирного состава, в то время как на восточном крыле породы альбитофирного состава менее развиты. В общем распределение мощностей и фаций пород кислого состава определенным образом согласуется с морфологией синклинали. В свою очередь распределение мощностей и фаций базальтоидов и подчиненных им осадочных пород не зависит от этой структуры. Однако, как будет показано ниже, мощности этих пород претерпели значительные тектонические изменения в процессе формирования синклинали.

Западное крыло синклинали имеет более крутое падение, чем восточное. Местами оно даже слегка опрокинато на восток. В таком крутом залегании эйфельские отложения на западе срезаются Карагайлинско-Сафаровским разломом и приходят в соприкосновение с различными горизонтами живетских и франских отложений, слагающих восточное крыло Ильчинской синклинали (рис. 3). Сместитель разлома имеет крутое (около 80°) западное падение в сторону Ильчинской синклинали.

Это указывает на сбросовую природу Карагайлинско-Сафаровского разлома. Точнее, он может быть охарактеризован как несогласнопадающий сброс. Однако этот сброс падает несогласно лишь по отношению к слоистости в своем лежащем крыле (западное крыло Сафаровской синклинали), а по отношению к слоистости в висячем крыле (восточное крыло Ильчинской синклинали) он падает согласно. Таким образом он выступает в качестве осевой поверхности своеобразной шовной антиклинали. Другой характерной особенностью данного сброса является то, что он параллелен поверхностям регионального кливажа и по существу представляет собой зону интенсивного развития этого кливажа.

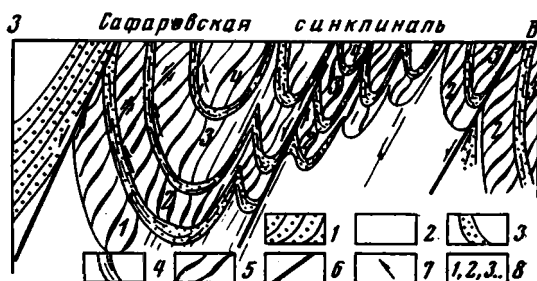


Рис. 3. Схема соотношения кливажа со складчатыми и разрывными структурами.

1 — туфогенно-осадочные породы франского яруса; 2—3 — эйфельский ярус; 2 — вулканогенные породы массивного сложения; 3 — слоистые осадочные породы; 4 — послойная сланцеватость; 5 — сланцеватость, секущая слоистость, S-образноискривленная; 6 — главные смесители разрывных нарушений; 7 — направление скольжения вдоль поверхностей напластования кливажа и разрывов; 8 — номера толщ эйфельского яруса

Отсюда следует, что последний также характеризуется смещениями сбросового типа. На восточном крыле Ильчинской синклинали, в котором кливаж параллелен напластованию, наблюдается сильное растяжение слоев вплоть до их полного разрыва, а на западном крыле Сафаровской синклинали, где кливаж сечет слоистость, наоборот, наблюдается утолщение слоев.

Выше уже отмечалось, что западное крыло Сафаровской синклинали имеет несравненно более крутое падение, чем восточное. Тем не менее оно в общем имеет простое строение типа изгиба со скольжением.

В свою очередь восточное крыло осложнено рядом дополнительных складок или сбросово-глыбовых структур, сместители которых имеют крутое западное падение, а слоистость внутри блоков — восточное. Складки наклонены на восток, обладают острыми шарнирами и неодинаковыми по мощности, а также степени и характеру рассланцевания крыльями. Западные крылья антиклиналей сильно растянуты и более рассланцованы, чем восточные. Причем рассланцевание здесь имеет послойный характер, в то время как на восточных крыльях оно сечет слоистость. В общем эти антиклинали повторяют основные черты более крупной шовой структуры, связанной с Карагайлинско-Сафаровским сбросом. Растяжение западных крыльев антиклиналей обусловлено дифференциальными смещениями сбросового типа вдоль поверхностей напластования. Об этом свидетельствуют плейчатые структуры и зеркала скольжения на поверхностях напластования, трещины отрыва, перпендикулярные к напластованию, а также тот факт, что складчатые и сбросово-глыбовые структуры взаимно заменяют друг друга по простиранию и в разрезе. При этом сбросы заменяют послойно рассланцованные и растянутые западные крылья антиклиналей, а блоки — более

мощные и менее рассланцованные восточные крылья антиклиналей. Складки развиты в основном в тонкослоистых туфогенно-осадочных породах, а сбросово-глыбовые структуры — в вулканогенных породах массивного сложения.

Шарнир Сафаровской синклинали полого погружается на север и в этом направлении синклиналь сохраняет открытый характер в пределах всего исследуемого района.

Южное замыкание синклинали устанавливается почти по всем горизонтам эйфельских отложений. Наиболее четко оно рисуется по верхним горизонтам этих отложений. В них замыкание имеет довольно широкую и плавную форму. В более низких горизонтах эйфельских отложений замыкание постепенно приобретает угловатую форму, а в подошве этих отложений оно по существу заменяется разрывным нарушением, по которому западное крыло синклинали сброшено относительно восточного. Сместитель этого сброса имеет крутое (около  $80^\circ$ ) западное падение и контролирует субвулканические тела альбитофиров, развитые в ядре синклинали. Вероятно, в данном случае мы имеем пример того, как поверхностные складчатые структуры с глубиной заменяются тектоническими швами, контролирующими процессы синскладчатого вулканизма кислого состава. Как уже отмечалось, мощности и фации этого вулканизма находятся в тесной связи с морфологией синклинали. Они отражают периодическое развитие складчато-глыбовых движений на фоне общего геосинклинального прогибания, сопровождающегося излияниями базальтоидов и накоплением кремнисто-глинистых пород на больших площадях.

Ахуновское поднятие является наиболее крупной положительной структурой восточного крыла мегасинклинория. Максимальная ширина поднятия (около 25 км) устанавливается в южной части исследуемого района. По простиранию на север оно постепенно сужается. В строении поднятия принимают участие преимущественно вулканогенные образования живецкого, эйфельского и нижнедевонского возраста, которые в области северного окончания поднятия на широте прилагаемого разреза (рис. 2) в общем последовательно сменяют друг друга с запада на восток в сторону Восточно-Уральского антиклинория. Такая последовательность пород предполагает простое моноклинальное строение данной области. Однако чередование в ее пределах субмеридиональных зон интенсивного послойного рассланцевания, имеющего западное падение, с зонами менее интенсивного рассланцевания, которое также имеет западное падение, но сечет напластование ввиду обратного падения последнего, указывает на наличие здесь второстепенных складчато-глыбовых структур того же типа, что и на восточном крыле Сафаровской синклинали.

К южной части поднятия приурочена крупная интрузия гранитов (Ахуновский массив), которая, судя по геофизическим данным, имеет форму купола, уходящего на глубину до 10 км. С этой интрузией связана соответствующая структура Ахуново-Первомайской зоны. Она становится заметной на расстоянии около 2 км от массива. Контуры выходов пород постепенно приобретают дугообразное очертание. Одновременно наблюдается увеличение углов падения слоев от  $10-20$  до  $40-60^\circ$  и более.

Внутренняя часть массива характеризуется пологой пластовой отдельностью, которая в приконтактных частях массива срезается интенсивным рассланцеванием с крутым падением, параллельным контактам интрузии.

При непосредственных наблюдениях в поле не сразу удавалось выяснить причины и типы тех или иных систем сближенной субпараллельной трещиноватости и делимости сланцеватости. Поэтому в начале дается совокупный статистический анализ этих структурных поверхностей и используются нейтральные термины «тектоническая трещиноватость», «сланцеватость», а затем уже выделяются типы кливажа в зависимости от их соотношения со складчатыми и разрывными структурами и роли в процессе формирования последних.

Наиболее детально явления сланцеватости и трещиноватости изучены в пределах Сафаровской синклинали и Ахуновского поднятия.

В Сафаровской синклинали четко выделяются два типа сланцеватости: 1) послойная и 2) секущая.

Послойная сланцеватость имеет разный характер и разную степень развития на разных крыльях синклинали (см. рис. 3). На западном крыле она имеет крайне ограниченное распространение, локализуясь главным образом в маломощных прослоях кремнистых сланцев и туффигов, заключенных среди несоизмеримо более мощных толщ вулканогенных пород. Она отмечается также вдоль контактов между отдельными толщами вулканогенных пород. Во всех случаях эта сланцеватость имеет крутое восточное падение, согласное с наклоном толщ. На сводной диаграмме (рис. 4, а) она образует несколько вытянутый по периферии круга пояс, объединяющий в себе основной максимум I (Аз. пад.  $114^\circ$ ,  $\angle 78^\circ$ ) и второстепенный максимум II (Аз. пад.  $137^\circ$ ,  $\angle 78^\circ$ ). К этому поясу примыкает также сланцеватость с усредненным Аз. пад.  $91^\circ$  под углом  $43^\circ$  (максимум III). Разброс максимумов послойной сланцеватости по меридиану обусловлен местными отклонениями в залегании слоистости и оперяющими системами.

Наблюдения над зеркалами скольжения и мелкой плейчатостью указывают на формирование этой сланцеватости в условиях послойного выдвигания толщ от осевой зоны синклинали на запад, в сторону Карагайлинско-Сафаровского разлома.

На восточном крыле синклинали послойная сланцеватость имеет несравненно более широкое развитие, чем на западном. Она локализуется на западных крыльях дополнительных антиклинальных складок, а в случае отсутствия таковых полностью охватывает восточное крыло синклинали независимо от состава пород. На диаграмме (рис. 4, б) эта сланцеватость представлена максимумом I (аз. пад.  $301^\circ$ ,  $\angle 78^\circ$ ). Как уже отмечалось, эта сланцеватость сопровождается дифференциальными смещениями сбросового типа (послойным оползанием), которое обуславливает растяжение слоев. Этим послойная сланцеватость на восточном крыле синклинали резко отличается от таковой на западном крыле синклинали.

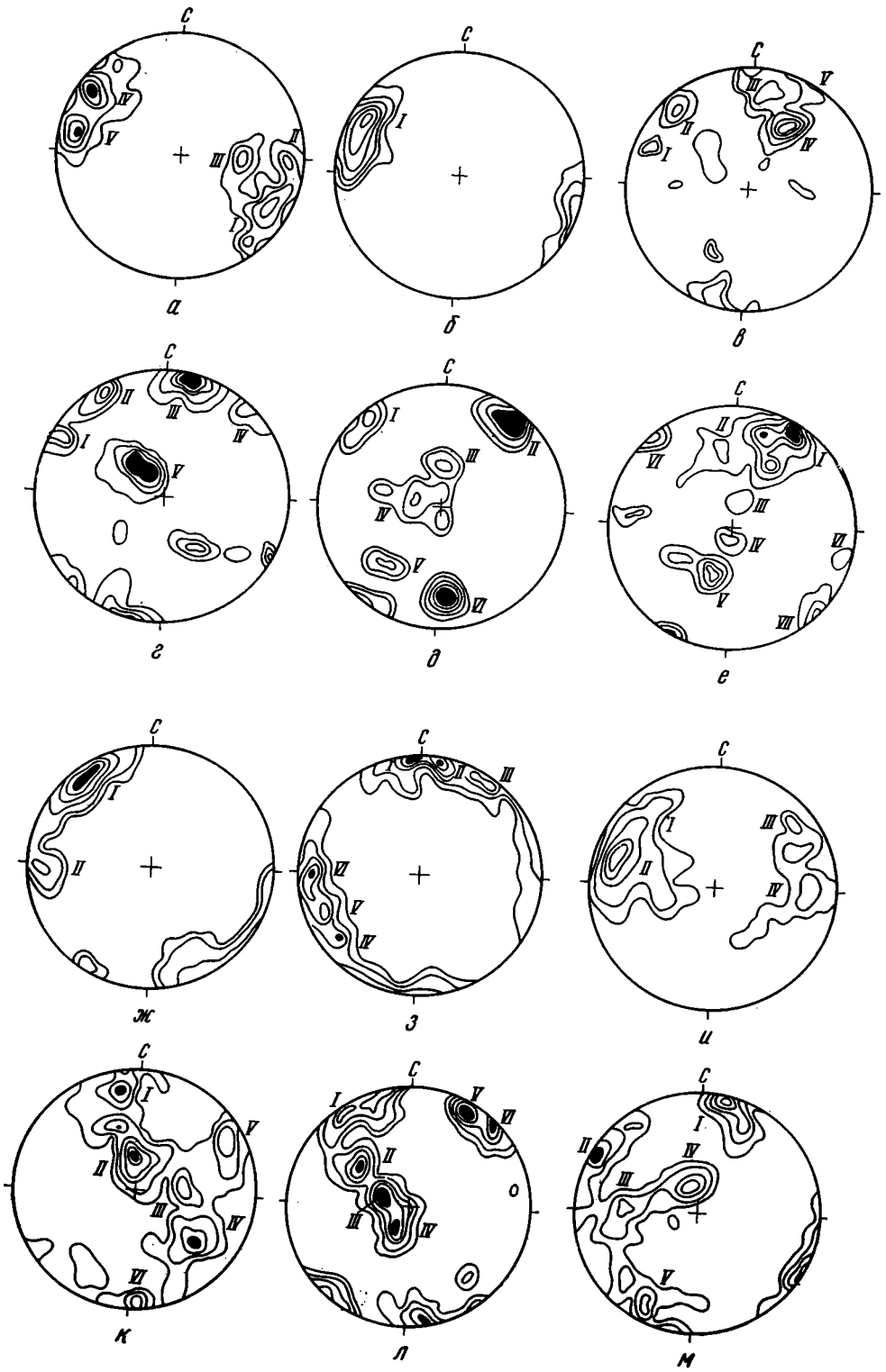
Сланцеватость, секущая слоистость, в отличие от послойной преобладает на западном крыле синклинали. Она с той или иной частотой пронизывает целые толщи и характеризуется весьма выдержанным северо-северо-восточным простиранием и крутым преимущественно западно-северо-западным падением. На диаграмме (рис. 4, а) она группируется в два максимума: основной — IV (Аз. пад.  $304^\circ$ ,  $\angle 79^\circ$ ) и второстепенный — V (Аз. пад.  $280^\circ$ ,  $\angle 74^\circ$ ). Эти максимумы объединяются в более крупный максимум, который в общем имеет такую же форму и положение, как и максимум послойной сланцеватости на восточном крыле синклинали (рис. 4, б). Иначе говоря, секущая сланцеватость, развитая на западном крыле синклинали, параллельна послойной сланцеватости на восточном крыле синклинали. В то же время она примерно параллельна осевой поверхности синклинали. Следовательно, данная сланцеватость вместе с послойной сланцеватостью на восточном

крыле синклинали могут быть отнесены к кливажу осевой плоскости в понимании И. В. Кирилловой (1962). Однако, как видно на диаграмме (рис. 4, *a*), максимум секущей сланцеватости характеризуется некоторой растянутостью по широте, захватывая при этом полюса слоистости, относящиеся к максимумам I и II. Наблюдения показывают, что это связано с закономерным S-образным искривлением сланцеватости данного типа на западном крыле синклинали; по мере приближения к контактам толщ она постепенно приобретает послойный характер и сопровождается смещениями надвигового типа, особенно четко заметными на контактах толщ пород альбитофирирового состава. Естественно, что с удалением от контакта, где поверхности S-образноискривленной сланцеватости меняют свое падение на обратное по отношению к падению толщ, смещения вдоль этих поверхностей приобретают характер несогласно-падающих сбросов. Таким образом, секущая сланцеватость, которая согласно И. В. Кирилловой (1962), может быть охарактеризована либо как кливаж осевой плоскости, либо как S-образноискривленный кливаж, а по Г. Д. Ажгирею (1967) — как кливаж межслоевого скольжения, отражает внутреннее тангенциальное растяжение западного крыла синклинали в связи с его наклоном (опрокидыванием) и выдавливанием на восток в сторону, противоположную послойному соскальзыванию (оползанию) на восточном крыле синклинали.

Выше подчеркивалась определенная избирательная приуроченность сланцеватости к относительно более пластичным осадочным и пирокластическим породам. В свою очередь трещиноватость развита преимущественно в жестких эффузивных и субвулканических породах. Например, плагиоклазовые порфириды, развитые на западном крыле синклинали, а также альбитофиры, приуроченные к осевой части синклинали, практически лишены сланцеватости, но зато чрезвычайно интенсивно трещиноваты. Массовые замеры показывают, что трещиноватость группируется в определенные системы, закономерно ориентированные по отношению к складчатым и разрывным структурам и элементам слоистости. Так, в плагиоклазовых и диабазовых порфиридах на западном крыле Сафаровской синклинали обычно четко выделяются две группы трещин (рис. 4, *в* — *е*).

Первая группа состоит из одной системы трещин с небольшими отклонениями по простиранию и углам падения. Полюса этой группы трещин образуют обособленный концентрированный максимум. Преобладающее направление падения плоскостей этих трещин колеблется от 304 до 315°, а углы падения — от 75 до 90°. На некоторых диаграммах (рис. 4, *в*, *г*) эта группа трещин представлена двумя максимумами с примерно одинаковыми углами падения, но несколько отличными азимутами падения. В плане они пересекаются под острым углом. На диаграмме рис. 4, *в* они отвечают максимумам I (Аз. пад. 289°,  $\angle$  78°), II (аз. пад. 325°,  $\angle$  65°) и на диаграмме *г* максимум I (Аз. пад. 296°,  $\angle$  81°), II (Аз. пад. 325°,  $\angle$  84°). Основные системы трещин сопровождаются второстепенными, которые, вероятно, являются опережающими по отношению к первым. В общей сложности описываемая группа трещин, так же как секущая сланцеватость в соседних толщах относительно пластичных пород, более или менее параллельна осевой поверхности синклинали. Эти трещины падают в сторону, противоположную падению пластов, и секут их под острым углом, не превышающим 10—35°. Поверхности трещин ровные, иногда со следами скольжения сбросового типа, особенно хорошо заметными в западной приразломной части синклинали. Все это указывает на сколовое происхождение данных трещин. Они могут быть отнесены к так называемому кливажу разлома (в понимании Г. Д. Ажгирея), который заменяет кливаж течения, развитый в пластичных породах.

Вторая группа трещин состоит из нескольких систем с примерно



одинаковым простиранием поперек складчатости, но с различными углами падения: от вертикальных до пологих в ту или другую стороны. На диаграммах (рис. 4, *в* — *д*) эти трещины группируются в отдельные максимумы, расположенные цепочкой через весь круг вдоль линии, совпадающей с проекцией оси синклинали. Наибольшую плотность имеют максимумы с крутым северо-восточным падением трещин, например, максимум II (Аз. пад.  $37^\circ$ ,  $\angle 80^\circ$ ) на диаграмме *д* (рис. 4), максимум III на диаграмме *г*. В отдельных зонах насчитывается до 100 трещин на погонный метр. Иногда в плоскости этих трещин наблюдаются незначительные левобокые смещения. На некоторых диаграммах (рис. 4, *е*) наряду с основным максимумом I (Аз. пад.  $31^\circ$ ,  $\angle 80^\circ$ ) выделяются второстепенные максимумы — II (Аз. пад.  $17^\circ$ ,  $\angle 68^\circ$ ). В плане эти трещины располагаются в виде оперяющихся по отношению к главной системе трещин. При этом образованный ими острый угол также указывает на левобокые смещения вдоль основной системы трещин. В некоторых случаях в плоскости этих трещин четко устанавливается срезание фенокристаллов полевых шпатов. Эта система трещин занимает вполне определенное положение относительно складчатости и может быть охарактеризована как поперечный кливаж, отражающий сдвиговые и сбросово-сдвиговые деформации в процессе складчатости. В плоскости поперечного кливажа отмечаются многочисленные более или менее крупные разрывные нарушения соответствующего типа. Иногда они залечены дайками диабазов и альбитофиров.

Сланцеватость в Ахуновском поднятии распределена неравномерно и концентрируется главным образом в экзоконтактах гранитного массива. С удалением от массива сланцеватость постепенно затухает и лишь в северных частях поднятия она вновь приобретает интенсивное развитие. Одновременно с этим меняется и ориентировка сланцеватости. Из единой концентрической системы сланцеватости, плавно огибающей Ахуновский массив, постепенно обособляются несколько взаимно пересекающихся линейно-ориентированных систем. На расстоянии около 1,5—2,0 км к северу от массива эти системы уже приобретают самостоятельное значение. Здесь с определенной условностью могут быть выделены четыре системы сланцеватости, между которыми существуют постепенные переходы: 1) сланцеватость северо-восточного простирания (Аз. пад.  $320$ — $332^\circ$ ,  $\angle 88^\circ$ ), максимум I на диаграмме *ж* (рис. 4); 2) сланцеватость северо-западного простирания (Аз. пад.  $37^\circ$ ,  $\angle 85^\circ$ ), максимум III на диаграмме *з* (рис. 4) (Аз. пад.  $223^\circ$ ,  $\angle 75^\circ$ ), максимум IV на диаграмме *з* (рис. 4); 3) сланцеватость близмеридионального про-

Рис. 4. Диаграммы сланцеватости и тектонической трещиноватости.

*а* — сланцеватость на западном крыле Сафаровской синклинали, число замеров 100 (римскими цифрами дана нумерация максимумов полюсов сланцеватости, то же самое и на остальных диаграммах); *б* — сланцеватость на восточном крыле Сафаровской синклинали, число замеров 78; *в* — тектоническая трещиноватость в андезитовых порфиритах на западном крыле Сафаровской синклинали, число замеров 97; *г* — тектоническая трещиноватость в диабазовых порфиритах на западном крыле Сафаровской синклинали, число замеров 104; *е* — тектоническая трещиноватость в миндалекаменных диабазах на западном крыле Сафаровской синклинали, число замеров 102; *ж* — сланцеватость в альбитофирах на северо-западном экзоконтакте Ахуновского массива, число замеров 120; *з* — сланцеватость в альбитофирах на северо-восточном экзоконтакте Ахуновского массива, число замеров 100; *и* — сланцеватость в туфах альбитофиров на Первомайском участке, число замеров 120; *к* — тектоническая трещиноватость в кварцевых альбитофирах на Таш-Ярском участке, число замеров 150; *л* — тектоническая трещиноватость в кварцевых альбитофирах на северном экзоконтакте Ахуновского массива, число замеров 119; *м* — тектоническая трещиноватость в слоистой пачке туфов и туффилов на северном экзоконтакте Ахуновского массива, число замеров 125



стирания (Аз. пад.  $268^\circ$ ,  $\angle 76^\circ$ ), максимум II на диаграмме *ж* (рис. 4); 4) сланцеватость близширотного простирания (Аз. пад.  $7^\circ$ ,  $\angle 83^\circ$  и Аз. пад.  $354^\circ$ ,  $\angle 86^\circ$ ), максимумы I и II на диаграмме *з* (рис. 4).

В 10—12 км к северу от массива на Первомайском участке сланцеватость вновь приобретает широкое развитие. Здесь выделяются две системы сланцеватости (рис. 4, *и*): 1) сланцеватость северо-восточного простирания (Аз. пад.  $306^\circ$ ,  $\angle 70^\circ$ ), максимум I и (Аз. пад.  $283^\circ$ ,  $\angle 74^\circ$ ), максимум II; 2) сланцеватость северо-западного простирания (Аз. пад.  $45^\circ$ ,  $\angle 74^\circ$ ), максимум III и (Аз. пад.  $88^\circ$ ,  $\angle 69^\circ$ ), максимум IV. Между указанными основными системами сланцеватости отмечаются все промежуточные системы, что на диаграммах (рис. 4, *ж* — *и*) отражается в виде вытянутых поясов сланцеватости, в которые вписываются максимумы отмеченных основных направлений сланцеватости. Отсутствие на Первомайском участке сланцеватости с субширотным простиранием указывает на принадлежность этой сланцеватости к концентрической системе, огибающей Ахуновский массив. Таким образом, в Ахуновском поднятии выделяются системы сланцеватости, характерные для всего поднятия, и системы сланцеватости, характерные только для экзоконтактов массива. Эти системы тесно связаны между собой, а также с системами кливажа в Сафаровской синклинали и других линейных структурах, окружающих поднятие. Наиболее развитая в Ахуновском поднятии сланцеватость северо-восточного простирания увязывается со сланцеватостью, огибающей массив на его северо-восточном контакте, и в то же время отвечает кливажу осевой плоскости в линейных складках, развитых к востоку от Ахуновского массива. Таким образом, сланцеватость, облегающая массив, отражает тот же процесс оползания слоев (кровли массива), что и кливаж «осевой плоскости» в окружающих линейных структурах.

Трещиноватость в Ахуновском поднятии группируется в те же системы, что и сланцеватость. Эти системы трещин характеризуются крутыми углами падения и образуют максимумы, располагающиеся по периферии кругов в виде концентрических поясов (максимумы I, II, V на диаграмме рис. 4, *м*).

Наряду с концентрическими выделяются также радиальные пояса. Они включают в себя максимумы трещин, которые имеют примерно одинаковые простирания, но различаются по углам падения, меняющимся от вертикальных до пологих в ту и другую стороны. При этом выделяются пояса с северо-восточным и северо-западным простиранием трещин. Преимущественным развитием пользуются пояса с северо-восточным простиранием трещин (максимумы II, III, IV на диаграмме рис. 4, *к* и максимумы I, II, III, IV на диаграмме *л*, там же), менее развиты пояса с северо-западным простиранием трещин (максимумы III, IV на диаграмме рис. 4, *м*). В редких случаях отмечаются пояса с широтным (максимумы I, VI на диаграмме рис. 4, *к*) или меридиональным (максимумы I, II — там же) простиранием трещин.

Выделенные системы трещин устанавливаются практически во всех породах, в том числе и в дайковых. Это может привести к мысли, что все указанные системы трещин возникли в последайковый период. Однако тот факт, что сами по себе дайки контролируются аналогичной системой трещин, указывает на унаследованный характер этих трещин. Они связаны с однотипными сколовыми нарушениями на всех этапах тектонического развития Ахуновского поднятия. В геосинклинальный период, во время эйфельского основного вулканизма, эти движения предопределили систему каналов извержения, зафиксированных субвулканическими и жерловыми образованиями, а в последующем они контролировали внедрение даек и размещение гидротермальных образований. Наконец, сами дайки унаследовали ту же систему трещин. Все это находит свое отражение в современной структуре поднятия, в которой

трещиноватость, обусловленная последними этапами деформации, повторяет структуру расланцевания пород более ранних синвулканических этапов деформации.

### МЕХАНИЗМ СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ И РОЛЬ КЛИВАЖА

Итак, кливаж, который примерно параллелен осевым поверхностям складок и образует в пределах северной суженной части мегасинклинория единый развернутый кверху веер, имеет различный характер на разных крыльях Сафаровской синклинали и других линейных складок и отражает специфику деформации этих крыльев. На западном крыле Сафаровской синклинали этот кливаж характеризуется S-образноискривленными поверхностями и сопровождается смещениями, меняющими свое значение (в соответствии с искривлением) от послойных взбросов на контактах толщ до несогласно-падающих сбросов внутри них. В последнем случае кливаж отражает внутреннее тангенциальное растяжение толщ в связи с их наклоном (вращением) и выдавливанием на восток. В свою очередь на восточном крыле синклинали кливаж данной системы параллелен напластованию и отражает оползание (втягивание) слоев в сторону оси прогиба, происходящее в основании мегасинклинория (глубинный прогиб). Это оползание обусловило вращение и выдавливание западного крыла синклинали и вместе с ним составило механизм формирования синклинали.

Вращение западного крыла синклинали выступает как некоторый перепад на фоне общего процесса оползания пород в сторону оси глубинного прогиба. Поскольку поверхности оползания имеют в общем более крутое падение, чем крылья исходного прогиба, перепады в процессе оползания выразались в подворачивании крыльев этого прогиба под осевую зону. На восточном крыле мегасинклинория результатом такого подворачивания, кроме западного крыла Сафаровской синклинали, являются одноименные крылья Ильчинской и Шартымской синклиналей, а на западном крыле мегасинклинория — восточное крыло Аратауской синклинали. Как уже отмечалось, на этих крыльях синклиналей поверхности кливажа в большей части секут слоистость и падают навстречу ей. При этом поверхности кливажа сопровождаются сбросовыми смещениями, которые могут быть охарактеризованы как несогласно-падающее оползание.

Наиболее интенсивно несогласно-падающее оползание развито в зонах разрывных нарушений — Тунгатаровского, Карагайлинско-Сафаровского, Буйдино-Агырского, Первомайского и др. (см. рис. 2). Здесь поверхности оползания пронизывают мощные толщи и, концентрируясь в относительно узких зонах, выступают в качестве сместителей разрывных нарушений. Одновременно они выступают в качестве осевых поверхностей гребневидных антиклиналей, хорошо известных в литературе под названием рубцовых (Резвой, 1954), шовных или флексурных (Буялов, 1953; Белоусов, 1954; Хаин, 1954). Как видно, формирование этих антиклиналей механически связано с несогласно-падающим оползанием, охватывающим приподнятые края подворачивающихся внутрь мегасинклинория моноклиналиных блоков. Внутренняя структура Буйдино-Агырской и других подобных зон разломов ничем в принципе не отличается от структуры восточного крыла Сафаровской синклинали. В их пределах развита мелкая складчатость, формирование которой связано с тем же процессом неравномерного оползания и подворачивания (втягивания) слоев внутрь мегасинклинория, что и основная складчатость. Таким образом, кливаж, связанный с разрывными нарушениями, отличается от кливажа, связанного со складчатыми структурами, не качественно, а количественно, т. е. частотой и амплитудой смещений.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Суммируя все изложенное выше, можно сделать следующие выводы:

1. Главным фактором образования веерообразной разрывно-складчатой структуры северной части Магнитогорского мегасинклиория явилось своеобразное оползание слоев на крыльях исходного прогиба вдоль зон, падающих внутрь этого прогиба несколько более круто, чем его крылья. Это оползание сопровождалось вращением и выдавливанием слоев в сторону, противоположную оползанию, и обусловило опрокидывание складок от осевой части к бортам прогиба. Тем самым данное оползание существенно отличается от поверхностного гравитационного оползания, которое, как известно, сопровождается формированием складок, ныряющих к центру прогиба. Это оползание может быть названо глубинным. Оно развивалось периодически на фоне и в связи с геосинклинальным прогибанием и обуславливало выдавливание осевой зоны прогиба за счет втягивания под нее краевых зон прогиба. Таким образом, данное оползание тектонически компенсировало геосинклинальное прогибание. Предполагается, что оно в зависимости от масштаба прогибающейся области охватывает различные горизонты земной коры и подкорового субстрата и обуславливает образование и подъем магм из глубин к земной поверхности. От глубины зоны оползания зависит масштаб тектонических структур и тип магматизма.

2. Кливаж отражает дифференциальное скольжение пород в процессе формирования разрывно-складчатой структуры мегасинклиория. Выделяются два типа кливажа (в зависимости от типа скольжения), поверхности которого примерно параллельны осевым поверхностям складок и в то же время образуют региональную систему развернутого кверху веера; это: а) плоский послыйный кливаж, связанный с зонами оползания пород в сторону оси прогиба, и б) S-образноискривленный кливаж, секущий слоистость, связанный либо с зонами подворачивания слоев внутрь прогиба, либо с зонами выдавливания (выдвигания) блоков в сторону, противоположную оползанию. Чередование зон оползания и подворачивания слоев (выдавливания блоков) проявляется в разных масштабах — от глыбового до микроскопического и создает подобие между структурами разного порядка в мегасинклиории.

3. Понятие «кливаж осевой плоскости» или «региональный кливаж» является сборным. Оно объединяет указанные выше два типа кливажа, которые примерно параллельны осевым поверхностям складок.

## Литература

- А ж г р е й Г. Д. Кливаж (общие вопросы генезиса и кливаж межслоевого скольжения).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 11.
- Б е л о у с о в В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеоллиздат, 1954.
- Б у а л о в Н. И. Структурная геология. М., Гостоптехиздат, 1953.
- К и р и л л о в а И. В. Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости.— В сб.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. Изд-во АН СССР, 1962.
- К р а у с Э. Ороген — как термин, способ образования и формы проявления.— Тр. XXI Междунар. геол. конгр., вып. 2, М., Изд-во иностр. лит., 1963.
- О г а р и н о в И. С., С к р и п и й А. А. Основные черты тектонического рельефа основания эв- и многоэпиклиналиной зон Южного Урала.— Вопр. геологии вост. окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 15, 1972.
- Р е з в о й Д. П. О некоторых молодых поднятиях Южной Ферганы.— Тр. Моск. геол. развед. ин-та, т. 26, 1954.
- Х а и н В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, Азнефтеиздат, 1954.

Институт геологии  
Башкирского филиала АН СССР  
Уфа

Статья поступила  
16 февраля 1972 г.

УДК 551.242.31 (574.5)

Г. И. МАКАРЫЧЕВ, В. И. ПАЗИЛОВА

**СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА И РАННИЕ СТАДИИ РАЗВИТИЯ  
ГЕОСИНКЛИНАЛИ КАРАТАУ  
(ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН)**

Рассмотрены взаимоотношения основных и ультраосновных пород, слагающих фундамент геосинклинали Каратау, обоснован рифейский возраст гипербазитов, выделены два типа метаморфизма. Процессы ультраметаморфизма вызвали преобразование гипербазитов в породы габброидного ряда. Их проявление предшествовало накоплению эвгеосинклинальных осадков среднего рифея. Метаморфизм в амфиболитовой фации и плагиогранитизация имели место в конце среднего рифея и были связаны с зарождением участков «гранитного» слоя.

Авторы пришли к выводу, что в ходе геосинклинального процесса происходит преобразование вещества мантии, приводящее к формированию «гранитной» и наращиванию «базальтовой» оболочек Земли.

В предгорьях северного склона хр. Большой Каратау давно известны выходы сложной по составу метаморфической толщи, в которой присутствуют амфиболиты, пироксен-плагиоклазовые и роговообманково-плагиоклазовые породы, роговообманковые и слюдяные сланцы, мраморы. В этой толще заключены тела гипербазитов — серпентинитов и габбро. Здесь же широко развиты мигматиты, различные гнейсы и плагиограниты. Этот комплекс пород слагает Бессазский блок протяженностью в 30 км при ширине до 5 км.

Бессазский блок расположен в центральной части Кокджотской горст-антиклинали, сложенной метаморфическими породами докембрия. С юго-запада и северо-востока он ограничен двумя ветвями Главного Каратауского разлома. К северу и югу от этих разломов обнаруживаются породы верхнего рифея. Бессазский блок не монолитен. Он разбит на несколько частей, которые, судя по элементам залегания слагающих их пород, составляли до раздробления единую структуру. При общем северо-западном простирании блока простирание его метаморфической полосчатости и слоистости субширотное, чем он резко отличается от всей остальной площади Каратау, характеризующейся северо-западными простираниями структур. Это наводит на мысль, что Бессазский блок представляет собой обломок реликтовой структуры более древней, чем Кокджотская горст-антиклиналь верхнерифейского возраста.

Метаморфическую толщу Бессазского блока изучали многие исследователи. О ее генезисе высказывались различные точки зрения. Наиболее распространенной остается до сих пор точка зрения, согласно которой породы Бессазского блока считаются интрузивными образованиями, принадлежащими габбро-перидотитовой формации. Другую точку зрения высказали Н. И. Николаев и др. (1961), Г. И. Макарычев, В. И. Пазилова (1963), В. И. Пазилова (1968). В названных работах бессазская серия рассматривалась как стратифицированная полиметаморфическая толща. Представлялось, что первоначальный состав ее соответствовал основным эффузивам и туфам, содержащим sillы габбро-диабазов, редкие прослой известняков и глинистых сланцев. Габбро считались интруз-

зиями, близкими по возрасту излияниям эффузивнов основного состава. Вместе с тем отмечалось отсутствие интрузивных контактов габбро с метаморфическими породами. Линейные тела серпентинитов также считались интрузиями, внедрившимися по разломам. Следовательно, уже тогда в Бессазском блоке были выделены различные генетические типы пород, подвергшиеся метаморфизму.

Новые полевые исследования, проведенные нами в 1972 г., позволили выделить в составе бессазской серии две толщи пород, образовавшихся по двум принципиально разным комплексам. Первый — серпентинит-габбро-амфиболитовый комплекс — возник в результате полиметаморфизма ультраосновных пород. Породы, входящие в состав этого комплекса, не только связаны постепенными переходами от серпентинитов к двупироксеновым габбро, но и петрографическим родством. Второй — сланцево-амфиболитовый комплекс — хотя и характеризуется той же степенью метаморфизма, что и первый, содержит все признаки образования за счет метаморфизма эффузивно-осадочной толщи.

**Серпентинит-габбро-амфиболитовый комплекс.** Этот комплекс пород составляет большую часть Бессазского блока. В его состав входят серпентиниты, пироксен-циозитовые и амфибол-циозитовые породы, амфиболиты, в том числе гранатовые и пироксеновые, пироксен-плагноклазовые и амфибол-плагноклазовые породы, роговообманковые и двупироксеновые габбро. Для комплекса в целом характерно отчетливое полосчатое строение. На ряде участков полосчатость дислоцирована и нарушена разрывами, с чем, видимо, связано изменение ее ориентировки.

Важнейшей особенностью строения комплекса являются сложные переходы между крайне разнообразными петрографическими типами пород. Нередко в одном обнажении можно видеть переход серпентинитов через пироксен-циозитовые и циозитовые породы в пироксен-плагноклазовые породы габбрового типа. Эти последние имеют состав габбро, но характеризуются крайне неоднородным строением. В них одновременно наблюдаются полосчатые разности рядом с пятнистыми. Полосчатые рассланцованные амфибол-плагноклазовые породы ассоциируют с массивными зернистыми циозитовыми породами, гнейсами, мигматитами и габбро-пегматитами. Соотношения между ними настолько разнообразны, что просто невозможно установить какую-либо закономерность в смене одних пород другими даже на коротком расстоянии. Исключение составляет переход серпентинитов в пироксен-циозитовые и циозитовые породы. Такие переходы неоднократно наблюдались нами по многим сечениям в западной части блока, где расположено наиболее крупное тело серпентинитов.

Южный контакт серпентинитов тектонический. Вдоль него прослеживаются выходы лиственитов, актинолитовых, актинолит-циозит-талковых, актинолит-циозит-плагноклазовых сланцев, часто с порфиробластовыми структурами. В центральной части полосы серпентиниты представлены массивными плотными породами серо-зеленой и густо-зеленой окраски со сланцеватыми каемками вокруг массивных глыб. Сланцеватые серпентиниты слагают участки и полосы от 1 до 50 м ширины, вытянутые в северо-западном направлении. По составу это хризотил-антигоритовые серпентиниты с петельчатой структурой перидотитов, обусловленной характером расположения магнетита. Кроме того, в них присутствуют крупные зерна бастита, обычно замещающего ромбический пироксен перидотитов. Антигорит образует пластинчатые кристаллы и лейсты. Часто наблюдаются радиально-лучистые сростки, промежутки между которыми заполнены тонкораспыленным магнетитом. Процесс серпентинизации проявлен весьма интенсивно, поэтому можно только предполагать, что серпентинизации подверглись перидотиты.

Северная граница серпентинитов может быть намечена только условно. Дело в том, что серпентиниты через промежуточные разности пере-

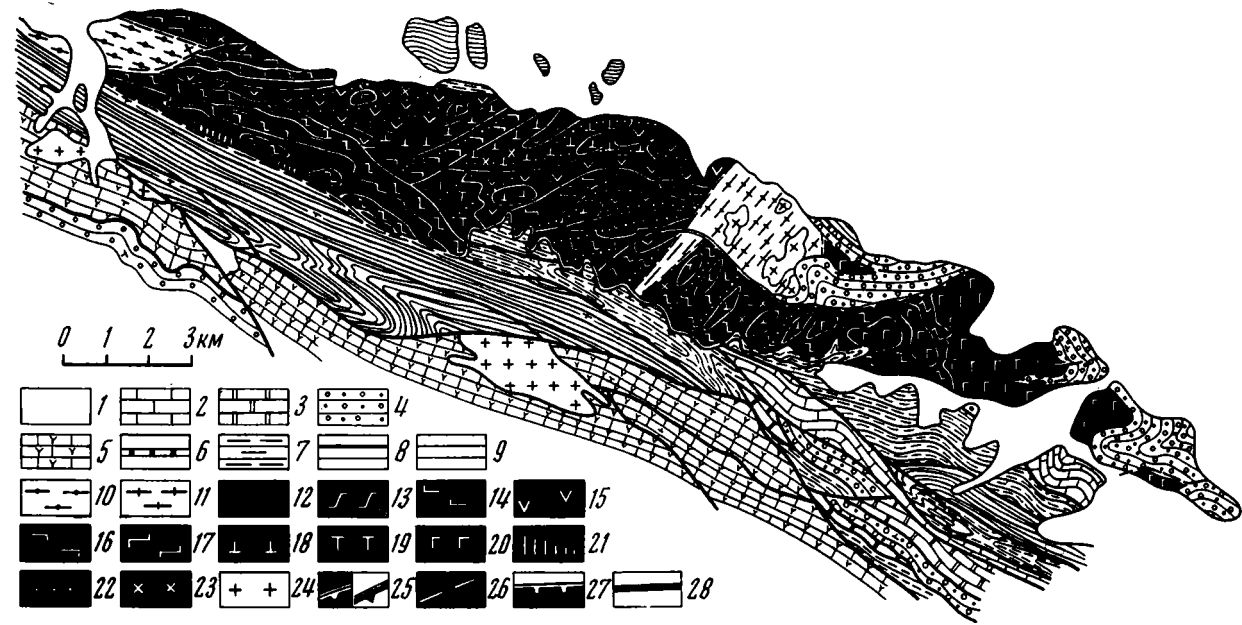


Рис. 1. Схематическая структурно-геологическая карта Бессазского блока Большого Каратау

1 — четвертичные отложения; 2 — нижний карбон, известняки; 3 — фаменский ярус, известняки; 4 — живетский и франский ярусы, тьюлкубашская свита: конгломераты и песчаники; 5 — нижний девон, эйфельский ярус: эффузивы среднего и кислого состава и их туфы; 6 — нижний ордовик, кремнистые сланцы; 7 — венд (?) — кембрий: тиллитоподобные конгломераты, песчаники, углито-кремнистые сланцы, известняки; 8 — верхний рифей, шованская и бақырлинская свиты: доломиты и хлоритовые сланцы; 9 — верхний рифей, кайнарская свита: метаэффузивы, туфы и туфопесчаники, эпидот-хлоритовые, эпидот-актинолитовые и хлоритовые сланцы, линзы известняков; 10 — средний рифей, карагузская свита: слюдяные сланцы, амфиболовые сланцы, амфиболиты; 11 — средний рифей (?) жунусатинская свита: амфиболовые сланцы, амфиболиты, мраморы; 12 — серпентинит; 13 — амфибол-цоизитовые, пироксен-цоизитовые породы; 14 — амфиболовые сланцы; 15 — амфиболиты; 16 — роговообманковые гнейсы; 17 — биотитовые гнейсы; 18 — пироксен-плагноклазовые породы; 19 — роговообманково-плагноклазовые породы; 20 — габбро-двупироксеновое; 21 — листвениты; 22 — метаморфическая полосчатость; 23 — плагногранитизация и тела плагногранитов; 24 — граниты среднепалеозойские; 25 — надвиги; 26 — разрывы внутри габбро-амфиболитового комплекса; 27 — разрывы по контактам габбро-амфиболитового комплекса и породами кровли; 28 — разрывы в породах кровли

ходят в породы амфиболитового состава, присутствия в них в виде линз и гнезд неправильной формы. Вместе с тем участки апосерпентинитовых пород известны и внутри тела серпентинитов (рис. 1).

Вдоль северного контакта в серпентинитах повсеместно появляется полосчатость вначале расплывчатая, а затем отчетливая. Появление полосчатости связано с разными причинами. Первичная полосчатость серпентинитов вызвана их перекристаллизацией, вследствие чего наблюдается чередование полос с различной крупностью пластинок антигорита и обособлением магнетита в тонкие короткие полосы. Реже этот вид полосчатости связан с появлением хризотилевых полос в массе антигорита.

Другой вид полосчатости связан с преобразованием серпентинитов в результате наложения различных процессов метаморфизма (метасоматоза). В обнажениях и под микроскопом отчетливо видно появление в серпентинитах пироксена, цоизита и плагиоклаза. Пироксен возникает в виде единичных порфиробластов, образует скопления и полосы расплывчатой формы. Четкая полосчатость всегда связана с появлением лейкократового материала, вначале цоизита, затем плагиоклаза. Обычно при этом используется первичная полосчатость серпентинитов. В результате в зоне перехода возникают разнообразные сочетания новообразованных минеральных ассоциаций, определяющих полосчатое строение толщи. Часть полос серпентинита замещается цоизитом, другая — мелкозернистым пироксеном, с последующим замещением его амфиболами.

Появление основного плагиоклаза (анортита) связано с фельдшпатизацией серпентинитов и приводит к обогащению их плагиоклазом и возникновению габброподобных пироксен-плагиоклазовых пород. Этот процесс имеет площадное распространение, реже проявляется в линейных зонах. Во втором случае он увеличивает метаморфическую полосчатость апосерпентинитовых пород.

Описанная последовательность перехода от серпентинитов к метаморфическим породам наиболее полная, чаще наблюдаются сокращенные зоны переходов. Обилие амфиболитов, гнейсов и мигматитов в составе комплекса связано с проявлением последующих процессов амфиболизации и плагиогранитизации, что и обусловило полную переработку серпентинитового субстрата. Вся совокупность процессов проявилась неравномерно, чем, видимо, и можно объяснить различия в строении Бессазского блока.

В центральной части блока преобладают массивные породы роговообманково-плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые, чередующиеся с амфиболитами. Значительные площади сложены роговообманковыми и биотитовыми гнейсами, возникшими в процессе гранитизации пород переработанного серпентинитового субстрата. Между крайними типами пород существуют переходные разности. В северо-западной части блока устоявлены все разновидности пород, отмеченные в центральной части, хотя и в других соотношениях. В юго-восточной части блока преобладают пироксен-плагиоклазовые породы, которые переходят в двупироксеновые габбро. Здесь среди амфиболитов и амфибол-циозитовых пород появляются линзовидные прослои и пятна неправильной формы мелкозернистых массивных роговообманково-плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых пород роговикового типа. В них обособляются участки массивных двупироксеновых габбро, близких по составу и строению габброноритам, хотя здесь же продолжают встречаться амфибол-циозитовые породы и различные амфиболиты. Последние слагают перемишки между участками двупироксеновых габбро. Циозитовые породы в целом являются связующим звеном между серпентинитами и другими разновидностями пород, возникшими также в результате метасоматического преобразования серпентинитов.

Таким образом, на основании полевых наблюдений и микроскопического изучения можно сделать вывод о том, что серпентинит-габбро-амфиболитовый комплекс возник в результате метаморфических и метасоматических преобразований ультраосновного субстрата, реликтами которого являются серпентиниты. Несмотря на крайнюю неравномерность проявления этих процессов и наложенную затем гранитизацию, устанавливается определенная направленность преобразования серпентинитов через пироксен-цоизитовые и другие типы пород к метасоматическому двушпироксеновому габбро. Химический анализ свидетельствует о близости их ультраосновному габбро. Особая роль среди разных процессов, видимо, принадлежит амфиболитизации и связанной с ней гранитизации, поскольку этими процессами охвачены не только породы субстрата, но и эффузивно-осадочная толща.

**Сланцево-амфиболитовый комплекс.** Этот комплекс представлен стратифицированными отложениями вулканогенно-осадочного генезиса, метаморфизованными в амфиболитовой фации. В составе комплекса выделяются две свиты — жунусатинская и карагузская. Пространственно свиты разобщены. Жунусатинская свита развита на юго-востоке, а карагузская — на северо-западе Бессазского блока. Соотношения свит с серпентинит-габбро-амфиболитовым комплексом тектонические.

Жунусатинская свита сложена амфиболовыми, роговообманковыми, эпидот-роговообманковыми, слюдяными сланцами, содержащими линзовидные тела пироксеновых, гранатовых и эпидотовых амфиболитов, а также прослой белых мраморов. Породы свиты собраны в крупные складки северо-восточного простирания, совпадающие с простиранием метаморфической полосчатости в толще апосерпентинитовых пород. Видимая мощность свиты 1500 м.

В карагузской свите преобладают гранато-слюдяные, преимущественно мусковитовые и двуслюдяные сланцы. Амфиболовые сланцы вместе с амфиболитами менее распространены и приурочены к низам разреза свиты. Породы сильно дислоцированы вплоть до изоклинальных складок в слюдяных сланцах. Видимая мощность свиты 1200 м.

Для сланцево-амфиболитового комплекса характерна широко проявленная гранитизация с образованием полосчатых пород разного состава, мигматитов, гранитоподобных пород и плагиогранитов. Наиболее сильно гранитизация проявилась среди пород жунусатинской свиты, где расположено несколько изометрических тел плагиогранито-гнейсов. Однако гранитизация захватила и апосерпентинитовые породы, чем существенно осложнила и без того запутанные соотношения между ними. Вместе с тем процессы гранитизации и амфиболитизации привели к возникновению однообразно метаморфизованной толщи (амфиболитовая фация), в основе которой лежат породы заведомо разного генезиса. Интенсивность гранитизации зависит от состава и текстуры пород, а также степени их дислоцированности. Процессы гранитизации интенсивно развиваются по простиранию пород и быстро затухают вкrest. В слюдяных и амфиболовых сланцах метаморфизованной стратифицированной толщии развиты широкие зоны послонных мигматитов с чередованием слюдяно-плагиоклазовых и роговообманковых гнейсов с очковой текстурой. Для апосерпентинитовых массивных пород линейные мигматиты не характерны. Для них более типична пятнистая гранитизация с образованием агматитов. Следы субстрата в них представлены небольшими сгустками темноцветных компонентов, а также линзами амфиболитовых пород, с которыми мигматиты связаны постепенными переходами.

По составу мигматиты чаще всего соответствуют плагиоклазовым порфиробластовым гнейсам, а гранитизированные тела — плагиогранито-гнейсам. В новообразованных гнейсах и плагиогранито-гнейсах всегда присутствуют реликтовые минералы исходных пород, так же как в апосерпентинитовых породах часто распространены реликты ультрабазитов.



Из изложенного выше можно составить представление о последовательности процессов, приведших к образованию бессазской серии. В Бессазском блоке оказались метаморфизованы два генетически различных комплекса пород. В процессе их метаморфизма выделяются три главные стадии: 1) преобразование гипербазитов; 2) метаморфизм вулканогенно-осадочной толщи; 3) гранитизация, наложившаяся на оба комплекса.

В преобразовании гипербазитов (серпентинитов) отмечены процессы пироксенизации, цоизитизации и фельдшпатизации. Пироксенизация вызвала порфиробластовые выделения диопсида и энстатита в серпентинитах. Эти выделения существенно затушованы более поздними процессами амфиболитизации. Пироксенизация, видимо, широко участвовала в образовании пироксен-цоизитовых пород, судя по тому, что амфибол-цоизитовые породы, в которых пироксен является реликтовым минералом, широко распространены. Цоизитизация также, очевидно, была широко развита. Цоизит в отличие от пироксена сохраняется лучше, хотя частично был преобразован в основной плагиоклаз. По текстурным и морфологическим особенностям цоизитизация аналогична инъекционным и метасоматическим мигматитам. Видимо, поэтому полосчатые текстуры, созданные цоизитизацией, наследуются затем плагиомигматизацией. Пироксенизация и цоизитизация привели к образованию пироксен-цоизитовых пород массивной и полосчатой текстуры. В дальнейшем почти весь пироксен был замещен роговой обманкой.

Фельдшпатизация (образование анортита) играла очень важную роль в преобразовании серпентинитов, насыщая их плагиоклазом. Тектурно она близка цоизитизации, хотя и не дает четких мигматитоподобных образований. Она привела к широкому развитию пироксен-плагиоклазовых пород с различной структурой — торцовой, роговиковой и др., среди которых появляются структуры, свойственные габбро. Пироксены этих пород были также частично замещены роговой обманкой.

Перечисленные процессы метасоматоза вызвали преобразование гипербазитов в габброиды пироксен-цоизитового и пироксен-плагиоклазового состава с крайне неравномерным строением. В итоге возник своеобразный серпентинит-габброидный комплекс пород.

Метасоматические процессы, в результате которых гипербазиты преобразуются в габброподобные породы и габбро, обстоятельно изучены и неоднократно описаны В. Ф. Морковкиной (1962, 1967, 1968), С. В. Москалевой (1959), Л. П. и А. А. Ефимовыми (1967) применительно к гипербазитам Урала. В этом смысле пример Каратау не является чем-то особенным, а скорее подтверждает правильность выводов, сделанных указанными исследователями. Вместе с тем на примере Бессазского блока можно проследить дальнейшие преобразования апосерпентинитовых пород. Они связаны с более поздними процессами метаморфизма, захватившими как вулканогенно-осадочную толщу, так и породы серпентинит-габброидного комплекса. Совершенно очевидно, что эти процессы оторваны от описанных достаточно длительным промежутком времени, в течение которого произошло накопление мощной толщи геосинклинальных осадков. Больше того, эта толща была затем интенсивно дислоцирована совместно с породами серпентинит-габброидного комплекса, о чем свидетельствует единообразное простирание пород этих комплексов, резко отличное от простиранья пород верхнего рифея. Последние характеризуются зеленосланцевой фацией метаморфизма.

Следовательно, сланцево-амфиболитовый комплекс образовался в результате регионального метаморфизма вулканогенно-осадочной толщи. В карагузской и особенно жунусатинской свите широко представлены различные амфиболиты, амфиболовые и роговообманковые сланцы, являющиеся продуктами метаморфизма основных эффузивов. Известняки превратились в мраморы, а глинистые осадки в слюдяно-гранатовые сланцы.

Эти же процессы метаморфизма захватили и породы серпентинит-габброидного комплекса и почти полностью преобразовали их в амфиболиты, амфибол-цоизитовые, амфибол-плагноклазовые породы и габбро-амфиболиты. Иными словами, прошли процессы амфиболитизации, которые привели к замещению пироксенов амфиболами и покислению плагноклазов. Серпентиниты и продукты их метаморфизма сохранились в виде реликтовых участков среди полей амфиболитов и габбро-амфиболитов. Для серпентинит-габбрового комплекса процессы амфиболитизации, очевидно, носили регрессивный характер, в отличие от эффузивно-осадочной толщи, где их проявление привело к амфиболитовой фации метаморфизма и, следовательно, они носили прогрессивный характер. Процессы амфиболитизации имели площадное распространение.

Амфиболитизация теснейшим образом связана с плаггиогранитизацией. Последняя проявлена в Бессазском блоке также широко и захватила породы обоих комплексов, являясь наиболее поздним наложенным процессом. Плаггиогранитизация сопровождалась образованием небольших тел плаггиогранитогайсов. Она вызвала локальный диафорез, в результате чего степень метаморфизма пород понизилась до фации эпидотовых амфиболитов.

Таким образом, бессазская метаморфическая серия является продуктом изменения различных по составу, генезису и возрасту пород.

Бессазский блок, как мы уже отмечали, расположен в центральной части Кокджотской горст-антиклинали. Эта крупная структура Каратау сложена эффузивно-терригенно-карбонатным комплексом пород верхнего рифея, метаморфизованным в зеленосланцевой фации. В составе комплекса выделены три свиты: кайнарская, шованская, бакырлинская (Макарычев, 1957).

Кайнарская свита, залегающая в основании разреза и имеющая мощность свыше 2000 м, сложена зелеными сланцами, состав которых определяется различными сочетаниями амфибола, актинолита, эпидота, альбита, хлорита и кварца. Эта группа сланцев возникла за счет метаморфизма основных эффузивов и туфов. В них сохранились реликтовые структуры диабазов и спилитов. В метаэффузивах заключены линзы известняков, пачки кремнистых пород с микрокварцитовыми структурами, а также хлоритовые и серицитовые сланцы, представляющие собой метаморфизованные глубоководные осадки. Все эти образования слагают нижнюю половину разреза свиты. В верхней части разреза заметную роль играют метаморфизованные андезитовые порфириты (порфиритоиды) и кварцевые порфиры (порфириоиды), а также туфы, туфопесчаники и хлоритовые сланцы.

Шованская свита мощностью в 250 м сложена известняково-хлоритовыми сланцами и рассланцованными кислыми эффузивами. Венчает разрез бакырлинская свита мраморизованных известняков. Мощность свиты 300—400 м.

Описанный комплекс пород интенсивно дислоцирован, часто наблюдается опрокидывание складок в северном направлении, что нередко приводит к неправильной трактовке последовательности напластования в кайнарской свите. Комплекс прорван гранитоидными интрузиями. Верхнерифейский возраст его устанавливается довольно уверенно. В известняках бакырлинской свиты были собраны водоросли верхнего рифея (Макарычев, 1957). Эти известняки прорываются диоритами (Кумыстинский массив), радиологический возраст которых, определенный альфа-свинцовым методом, равен  $720 \pm 70$  млн. лет (Киселев, Королев, 1972). Бакырлинская свита и Кумыстинский массив перекрываются базальными конгломератами отложений венда (?) — нижнего палеозоя.

В разрезе верхнего рифея обращает внимание обилие основных эффузивов, их чередование с кремнистыми и кремнисто-глинистыми глубоководными осадками, последовательная смена основных эффузивов

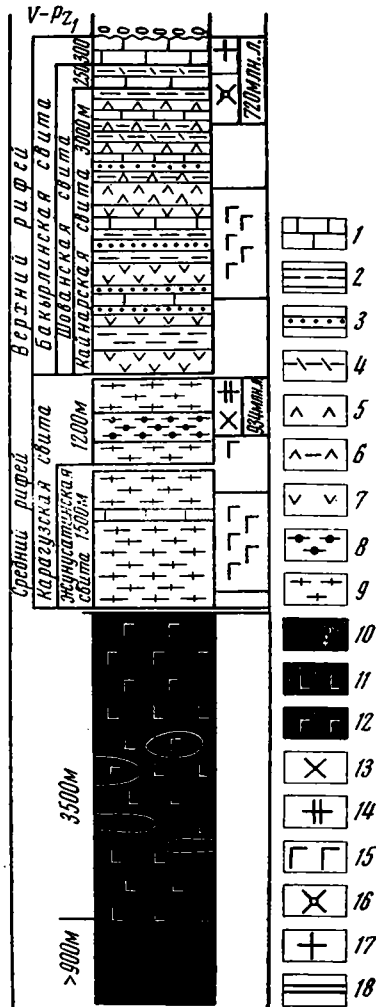


Рис. 2. Разрез отложений эвгеосинклинали Каратау

1 — известняки; 2 — микрокварциты; 3 — туфопесчаники; 4 — кислые эффузивы (кварцевые порфиры); 5 — средние эффузивы (андезитовые порфириты); 6 — туфы; 7 — основные эффузивы (спилиты и диабазы); 8 — слюдяные сланцы, биотитовые гнейсы; 9 — амфиболовые сланцы; амфиболиты; 10 — серпентиниты; 11 — габбро-амфиболиты; 12 — дупироксеновое габбро; 13 — плагиограниты; 14 — плагиогранитизация; 15 — габбро, габбро-диабазы; 16 — диориты; 17 — фельдшпатизация; 18 — тектонические контакты

ними тектонические. Они одновременно претерпели складчатость и метаморфизм в амфиболитовой фации. Продукты размытия этих комплексов содержатся в базальных конгломератах венда (?) — нижнего палеозоя. Обломки их, несомненно, присутствуют и в конгломератах верхнего рифея, мы их не видим только потому, что не вскрыто основание кайнарской свиты.

средними и кислыми разностями, т. е. все те особенности, которые издавна считаются характерными для эвгеосинклинали. Вместе с тем анализ верхнерифейского осадконакопления позволяет выявить изменение фаций и мощностей, свидетельствующих о дифференцированных движениях и зарождении первых геосинклинальных поднятий, в которые в конце рифея внедрились интрузии диоритов и прошли процессы калиевого метасоматоза. Все эти факты указывают на зрелую стадию эвгеосинклинального процесса по терминологии М. В. Муратова (1963), или переходную стадию в понимании А. В. Пейве, Н. А. Штрейса, А. Л. Книппера и др. (1971).

В связи с этим возникает вопрос о месте в эвгеосинклинальном процессе двух других метаморфических комплексов, слагающих Бессазский блок. Прежде всего эти комплексы древнее верхнего рифея. Сланцево-амфиболитовый комплекс (жунусатинская и карагузская свиты) до метаморфизма в амфиболитовой фации представлял собой мощную толщу основных эффузивов и глинистых глубоководных осадков. Возраст метаморфизма, установленный калий-аргоновым методом в лаборатории ВСЕГЕИ по мусковиту из слюдяных сланцев карагузской свиты (проба отобрана Макарычевым), оказался равным 934 млн. лет, что соответствует среднему рифею. Этот комплекс гранитизирован с образованием изометричных тел плагиогранитов. Он был смят в складки северо-восточного простирания, что отличает его от верхнего рифея, а также венда (?) и палеозоя, собранных в складки северо-западного простирания. Все это свидетельствует о том, что складчатость и метаморфизм предшествовали верхнерифейскому осадконакоплению, и позволяет поместить сланцево-амфиболитовый комплекс в основание разреза (рис. 2), рассматривая его как самую раннюю (начальную) стадию эвгеосинклинального развития Каратау.

Среднерифейский сланцево-амфиболитовый комплекс структурно тесно связан с серпентинит-габбро-амфиболитовым комплексом, хотя соотношения между

Однако, несмотря на общность дислокаций и единство метаморфизма, тектоническая природа и возраст этих комплексов различны. Если сланцево-амфиболитовый комплекс представляет метаморфизованные среднерифейские отложения начальной стадии эвгеосинклинального процесса, то серпентинит-габбро-амфиболитовый комплекс является продуктом метасоматического и метаморфического преобразования ультрабазитов. В отношении происхождения последних существуют различные точки зрения. Одни исследователи (их большинство) считают гипербазиты первично интрузивными образованиями, другие видят в них тектонические отторженцы мантии (Москалева, 1962), третьи рассматривают их в качестве фрагментов океанической коры геологического прошлого (Пейве, 1969; Книппер, 1970; Пейве и др. 1971).

В известной работе 1969 г. А. В. Пейве убедительно показал сходство разреза коры современных океанов с разрезами офиолитовой ассоциации складчатых систем континентов, при этом он подчеркнул, что ультрабазиты и габбро всегда древнее вулканогенно-осадочных серий. Эти образования слагают фундамент эвгеосинклинали. К такому же выводу пришел и А. Л. Книппер (1970). Эта точка зрения находит подтверждение в Каратау и в Южном Тянь-Шане.

Как мы уже отмечали первый этап преобразования серпентинитов в габброиды обусловлен метасоматическими процессами. Они захватили только серпентиниты и не затронули отложений среднего рифея, что может указывать на их более раннее проявление. Напротив, процессы амфиболитизации и гранитизации захватили оба комплекса пород, они тесно связаны со складчатостью среднего рифея. Следовательно, имеются основания считать, что ультрабазиты и габброиды являются тем фундаментом, на котором в раннем (?) — среднем рифее произошло заложение эвгеосинклинали Каратау.

В 1972 г. в Южном Тянь-Шане (урочище Сартале) Г. И. Макарычев и Я. С. Висъневский установили трансгрессивное налегание пикрит-спилит-диабазовой толщи на серпентинизированные перидотиты и габбро-диабазы. Галька габбро-диабазов обнаружена среди кремнистых сланцев в основании эффузивной толщи. В свою очередь галька основных эффузивов присутствует в гравелитах толщи нижнего силура, которая обнажается здесь же. Иными словами, в Сартале установлен разрез, в котором ультрабазиты и габбро слагают фундамент; пикрит-спилит-диабазовая толща неизвестного возраста соответствует времени заложения эвгеосинклинали, а эффузивно-сланцевая толща нижнего силура — ее зрелой стадии. Возраст фундамента, по геологическим данным, здесь древнее нижнего силура, может быть, так же как и в Каратау, он докембрийский. Несомненным остается факт, что на однотипно построенном гипербазитовом фундаменте в разное время отлагались эффузивно-кремнистые формации самой ранней стадии эвгеосинклинального процесса, затем сменившиеся формациями зрелой стадии.

Аналогичный путь развития в разное время прошли и другие геосинклинали Урало-Монгольского пояса. В антиклинории Улутау гипербазитовый фундамент обнажается в виде блоков среди метаморфических образований докембрия. Многочисленные выходы гипербазитов обычно принимаются за интрузивные массивы перидотит-пироксенитовой формации (Михайлов, Москалева, 1971). Типичным представителем ее считается Ешкельмесский массив, расположенный в северной части антиклинории. Судя по описанию, этот массив (блок) тождествен Бессазскому блоку Каратау. Прежде всего для него также характерно полосчатое строение, обусловленное чередованием пироксен-цоизитовых, пироксен-плагиоклазовых габброподобных пород. Субстратом для него, видимо, послужили серпентиниты, сохранившиеся в центральной части блока. Так же как в Бессазе, здесь развиты амфиболитовые сланцы и амфиболиты с реликтовыми структурами эффузивов, которые латерально сменяются гнейсами. Амфиболитовая стадия метаморфизма здесь также

захватила не только вулканогенную покрывку, но и метасоматически измененные ультрабазиты фундамента.

Реликты метаморфизованного докембрийского фундамента в виде эклонитов, ассоциирующих с амфиболитами, давно известны в Макбальском блоке Киргизского хребта.

Улутауский антиклинорий, Бессазский и Макбальский блоки входят в состав единой зоны каледонид Урало-Монгольского пояса. Новые данные показывают, что эвгеосинклинали этой части пояса заложилась в начале раннего рифея на метасоматически измененном ультрабазитовом фундаменте.

Н. А. Штрейс еще в 1959 г. поставил вопрос о том, что в палеозойских складчатых областях Казахстана отложения древнее рифея отсутствуют, хотя в то время не был известен фундамент, на котором закладывались рифейские эвгеосинклинали. Теперь это предположение можно считать установленным фактом.

М. В. Муратов (1970, 1972) показал, что в пределах современного Урало-Монгольского пояса в начале рифейской эры существовали обширные пространства с корой океанического типа.

Обнаружение океанической коры в складчатых поясах континентов (Пейве, 1969) открывает пути для познания самых ранних стадий геосинклинального процесса. Это открытие позволило А. В. Пейве установить связь между структурами современных океанов, в которых гранитный слой отсутствует или имеет малую мощность, с геосинклиналями прошлого, для которых характерно наличие мощного гранитного слоя, т. е. намечает определенную направленность в развитии оболочек Земли. В этом отношении выводы А. В. Пейве весьма привлекательны. Вместе с тем имеются различия в строении разрезов коры океанов и офиолитовых ассоциаций континентов, которые требуют своего объяснения. В океане амфиболиты и плагиограниты известны только в островных дугах и совсем не характерны для глубоководных желобов и впадин. Островные дуги многие исследователи считают геантиклинальными зонами современных геосинклиналей (Богданов, 1969; Васильковский, 1960; Зоненшайн, 1972; Марков, 1970; Муратов, 1957; Пущаровский, 1972; Хаин, 1964 и др.). Следовательно, островные дуги в этом отношении не отличаются от аналогичных зон геосинклиналей прошлого.

В западной части Тихого океана амфиболиты входят в состав метаморфического фундамента островных дуг. Считается, что они образовались в процессе метаморфизма вулканогенных пород основного состава. Вместе с амфиболитами в фундаменте присутствуют тела ультрабазитов и габбро. Породы фундамента подверглись гранитизации и даже претерпели регрессивный метаморфизм (Марков, 1970). Эти данные показывают, что фундамент островных дуг является гетерогенным и мог возникнуть только в результате длительного развития, испытав различные процессы метаморфизма и складчатости. Судя по набору пород и по аналогии с Каратау, в фундамент островных дуг включены и основание эвгеосинклинали (ультрабазиты и габбро) и вулканогенная покрывка (амфиболиты), принадлежащая уже начальной стадии эвгеосинклинального процесса. Данные по Каратау со всей очевидностью показывают, что процессы метасоматического преобразования серпентинитов в габброиды предшествовали накоплению эффузивно-кремнистой покрывки. Эти процессы, по мнению В. Ф. Морковкиной (1968), протекали в сухих условиях, близких к гранулитовой фации. Следовательно, они принципиально отличны от процессов амфиболитизации и плагиогранитизации, которые немыслимы без участия щелочей и воды. Поэтому логично предположить, что фундамент островных дуг также испытал два этапа метаморфизма, в то время как в глубоководных желобах и впадинах имели место только метасоматические процессы, частично преобразовавшие ультрабазиты в габброиды.

Разрез фундамента островных дуг интересен еще и тем, что, по мнению многих исследователей, он соответствует геофизическому «базальтовому» слою земной коры. Из этого следует, что «базальтовый» слой под островными дугами и океаническими впадинами имеет различный состав, который, по-видимому, отражает разные стадии преобразования вещества мантии. Отсутствие амфиболитов и плагиогранитов в океанических впадинах позволяет думать, что эта категория океанических структур еще не захвачена геосинклинальным процессом, сущность которого заключается в становлении «гранитного» слоя земной коры (Штрейс, 1968).

Таким образом, сравнительные данные по Каратау и островным дугам западной части Тихого океана позволяют выделять два этапа метаморфизма в образовании меланократового фундамента островных дуг. Ранний этап вызвал метасоматическое преобразование ультрабазитов в габброиды. С этим процессом, видимо, связан процесс формирования «базальтового» слоя земной коры. Процессы метаморфизма (амфиболизация и плагиогранитизация), более поздние по времени проявления, захватывают и гипербазиты и их вулканогенную покрывку, чем способствуют увеличению мощности «базальтового» слоя и одновременно приводят к появлению зачатков континентальной коры. Дальнейшее развитие геосинклинального процесса приводит к возникновению геоантиклинальных поднятий и становлению «гранитного» слоя земной коры.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как теперь установлено, древнейшими образованиями Каратау являются породы ультраосновного состава, возраст которых не моложе среднего рифея. О происхождении собственно гипербазитов сказать что-либо определенное трудно. Они представлены хризотил-антигоритовыми серпентинитами с реликтовыми структурами перидотитов. Интрузивные контакты отсутствуют, с перекрывающими толщами они имеют тектонические соотношения.

К началу накопления эффузивно-осадочной толщи среднего рифея гипербазиты испытали метаморфизм в условиях, близких гранулитовой фации. Метасоматические процессы (пироксенизация, цоизитизация и фельдшпатизация) привели к образованию серпентинит-габброидного комплекса. Входящие в его состав породы связаны между собой постепенными переходами. Серпентиниты среди них являются реликтами субстрата. Среди метасоматических пород габбровой группы заключены небольшие тела двупироксеновых габбро с типичными габбровыми структурами, что не исключает их образования в результате анатексиса.

Наиболее ранний инициальный магматизм представлен исключительно основными вулканогенными породами жунусатинской и карагузской свит, в которых лавы переслаиваются с хемогенными карбонатами и кремнисто-глинистыми осадками. На рубеже среднего и верхнего рифея эти толщи подверглись складчатости и метаморфизму в амфиболитовой фации. Складчатость и метаморфизм захватили и нижний серпентинит-габброидный комплекс, в результате чего он превратился в серпентинит-габбро-амфиболитовый.

К этому же времени относится и проявление плагиогранитизации. По характеру проявления плагиогранитизация является метасоматическим процессом, приведшим к образованию разнообразных метасоматитов, в том числе очень близких по составу и облику гранитам. Однако отсутствие магматических структур в этих породах говорит о том, что магмы здесь не было и гранитоподобные породы не проходили магматической стадии в процессе своего формирования. По своей сути это первое проявление гранитоидного магматизма свидетельствует о зарождении «гранитного» слоя земной коры.

В результате среднерифейской складчатости и явлений ультраметаморфизма была сформирована наиболее древняя структура Каратау, реликтом которой является Бессазский блок.

Верхнерифейский период характеризуется проявлением дифференцированных движений, возникновением первых геантиклинальных поднятий. Спилито-диабазовый вулканизм постепенно сменяется контрастными сериями. Одновременно происходит терригенно-карбонатное осадконакопление. Проявления гранитоидного магматизма уже представлены магматическими породами типа диоритов, обладающих гипидиоморфной структурой, что свидетельствует о кристаллизации из расплава и способности этого расплава к перемещению. Интрузивный магматизм сопровождался наложенными процессами калиевой фельдшпатизации, к которым местами присоединялся кварцевый метасоматоз. Структурно гранитоидный магматизм тесно связан с геантиклинальными зонами, на что обращали внимание многие исследователи (Павловский, 1953; Муратов, 1957; Васильковский, 1960; Белоусов, 1966; Кузнецов, Яншин, 1969 и др.). Зарождаясь в геосинклинальных поднятиях, гранитоидный магматизм в процессе геосинклинального развития смещается в прогибы. Последовательное охватывание «гранитным» слоем ложа всей эвгеосинклинали, как показали Н. А. Штрейс (1968), Н. А. Штрейс и Г. И. Макарычев (1969), происходит длительно. В Каратау этот процесс начался в среднем рифее и завершился в нижнем палеозое.

Таким образом, все изложенное выше свидетельствует о том, что в ходе геосинклинального процесса происходит преобразование вещества мантии, приводящее к формированию «гранитной» и наращиванию «базальтовой» оболочек Земли.

#### Литература

- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. «Наука», 1966.
- Богданов Н. А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца.— Геотектоника, 1969, № 3.
- Васильковский Н. П. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии.— Тр. СНИИГГ и МС, 1960, вып. 13.
- Ефимов А. А. и Ефимова Л. П. Кытлымский платиносный массив.— Материалы по геол. и полезным ископаемым Урала, вып. 13, «Недра», 1967.
- Зоненшайн Л. П. Общность в развитии геосинклинальных областей разного типа.— Междунар. геол. конгресс, XXIV сес. Докл. сов. геологов. Проблема 3. «Наука», 1972.
- Киселев В. В. и Королев В. Г. Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. «Илим», Фрунзе, 1972.
- Книппер А. Л. Габброиды офиолитовой «формации» в разрезе океанической коры.— Геотектоника, 1970, № 2.
- Кузнецов Ю. А. и Яншин А. Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969.
- Макарычев Г. И. Стратиграфия протерозойских и нижнепалеозойских отложений Большого Каратау.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1957, т. 32, вып. 4.
- Макарычев Г. И. и Пазилова В. И. Связь магматизма с тектоникой на примере формирования структуры Каратау.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 93.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг.— Геотектоника, 1970, № 2.
- Михайлов Н. И. и Москалева В. Н. Интрузивные формации основных и ультраосновных пород.— В кн.: Петрография Центрального Казахстана, т. II. «Недра», 1971.
- Морковкина В. Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала.— Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., петрогр., минералогии и геохимии АН СССР, 1962, вып. 77.
- Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., «Наука», 1967.
- Морковкина В. Ф. Роль тектоники и метасоматических процессов в формировании гипербазитовых поясов складчатых областей (на примере Полярного Урала).— Междунар. геол. конгресс. XXIII сес. Докл. сов. геологов. Проблема 2. «Наука», 1968.

- Москалева С. В. О метасоматических габбровых породах Баранчинского массива на Урале.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 7.
- Москалева С. В. О структурном положении гарцбургитовой формации Урала.— Сов. геология, 1962, № 12.
- Муратов М. В. Проблема происхождения океанических впадин.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1957, т. 32, вып. 2.
- Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 6.
- Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития.— Геотектоника, 1970, № 2.
- Муратов М. В. Главнейшие структурные элементы материков, их взаимоотношения и возраст.— Междунар. геол. конгресс XXIV сес. Докл. сов. геологов. Проблема 3. «Наука», 1972.
- Николаев Н. И., Беляков Л. В., Макарычев Г. И. и Пазилова В. И. О древнейших породах хребта Каратау (Южный Казахстан).— Тр. МГРИ. Геол. и разведка, 1961, т. 38.
- Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5.
- Пазилова В. И. Рифейские отложения Каратау (Южный Казахстан). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1968, т. 43, № 1.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С. и Руженцев С. В. Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.
- Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1972, вып. 234.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. «Недра», 1964.
- Штрейс Н. А. Рифей эвгеосинклинальных областей на примере Центрального Казахстана.— Междунар. геол. конгресс, XXI сес. Докл. сов. геологов. Проблема 9. Изд-во АН СССР, 1960.
- Штрейс Н. А. Проблема связи магматизма со структурами геосинклинальных систем.— В кн.: Вулканизм и тектогенез. Междунар. геол. конгресс, XXIII сес. Докл. сов. геологов. «Наука», 1968.
- Штрейс Н. А. и Макарычев Г. И. О соотношениях между магматизмом и структурами геосинклинальных систем.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. «Наука», 1969.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
22 марта 1973 г.



УДК 551.242.3.054(5)

И. Н. КАЗАКОВ

## О ТРЕХ ТИПАХ ШОВНЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПРОГИБОВ СРЕДИННОГО ОТРЕЗКА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

На основе обобщения новейших данных по геологии Алтае-Саянской каледонской складчатой области, Монголии и Забайкалья и их палеотектонического формационного анализа характеризуются морфолого-структурные, формационные и историко-генетические особенности трех типов раннекаледонских шовных геосинклинальных прогибов. Установлено их большое значение в зарождении и геологическом развитии каледонских геосинклиналей Центральной Азии. В своей эволюции они тесно связаны с крупнейшими глубинными разломами, создавая своего рода каркас мозаично-блоковых геосинклинальных складчатых областей.

Представление о шовных геосинклинальных прогибах возникло на базе изучения складчатых сооружений Центрально-Азиатского пояса и в первую очередь Монголии (Амантов, Матросов, 1961; Хасин, 1966, и др.).

Центрально-Азиатский складчатый пояс (Зоненшайн, 1967, и др.) занимает обширную территорию, протягиваясь через весь Евразийский материк — от островов Северной Земли и Таймыра на севере до западного побережья Охотского моря на востоке, более чем на 8000 км, образуя широкую (1000—2000 км шириной) дугу, обрамляющую с запада и юга Сибирскую платформу. В состав этого складчатого пояса входят байкальские, каледонские и герцинские складчатые сооружения Новой Земли, Урала, Северной Земли, Таймыра, фундамента Западно-Сибирской плиты, Казахстана, Тянь-Шаня, Алтае-Саянской, Енисейско-Восточно-Саянской, Байкальской, Монголо-Охотской и Южно-Монгольской складчатых областей.

На западе этот складчатый пояс граничит с Русской платформой, на юге с обломками Китайской платформы (Таримский массив, Корейско-Китайская платформа), между которыми вклиниваются палеозойские складчатые образования Кунь-Луня и Цинь-Лина. На юго-западе, под мезозойско-кайнозойским покровом Туранской плиты, он смыкается с герцинидами Альпийского складчатого пояса, перекрываемыми в его центральной части альпийскими складчатыми комплексами. Герциниды восточного окончания Центрально-Азиатского складчатого пояса к востоку постепенно сменяются мезозойскими складчатыми сооружениями внутренней части Тихоокеанского складчатого пояса (кольца), который обрамляет с востока Сибирскую и раздробленную Китайскую древние платформы.

Наряду с установленной впервые Делоне последовательной сменой от краев пояса к его центральной части древних складчатых сооружений более молодыми местами наблюдается выпадение из последовательного ряда отдельных складчатых областей или систем (раннекаледонских и др.). В центральных частях пояса нередко (например, в Казахстане и Тянь-Шане) наряду с герцинидами развиты каледонские и байкальские складчатые системы и среди них тектонические глыбы добайкальского складчатого основания (Борукаев, 1970; Боровиков, Борсук, 1958, и др.).

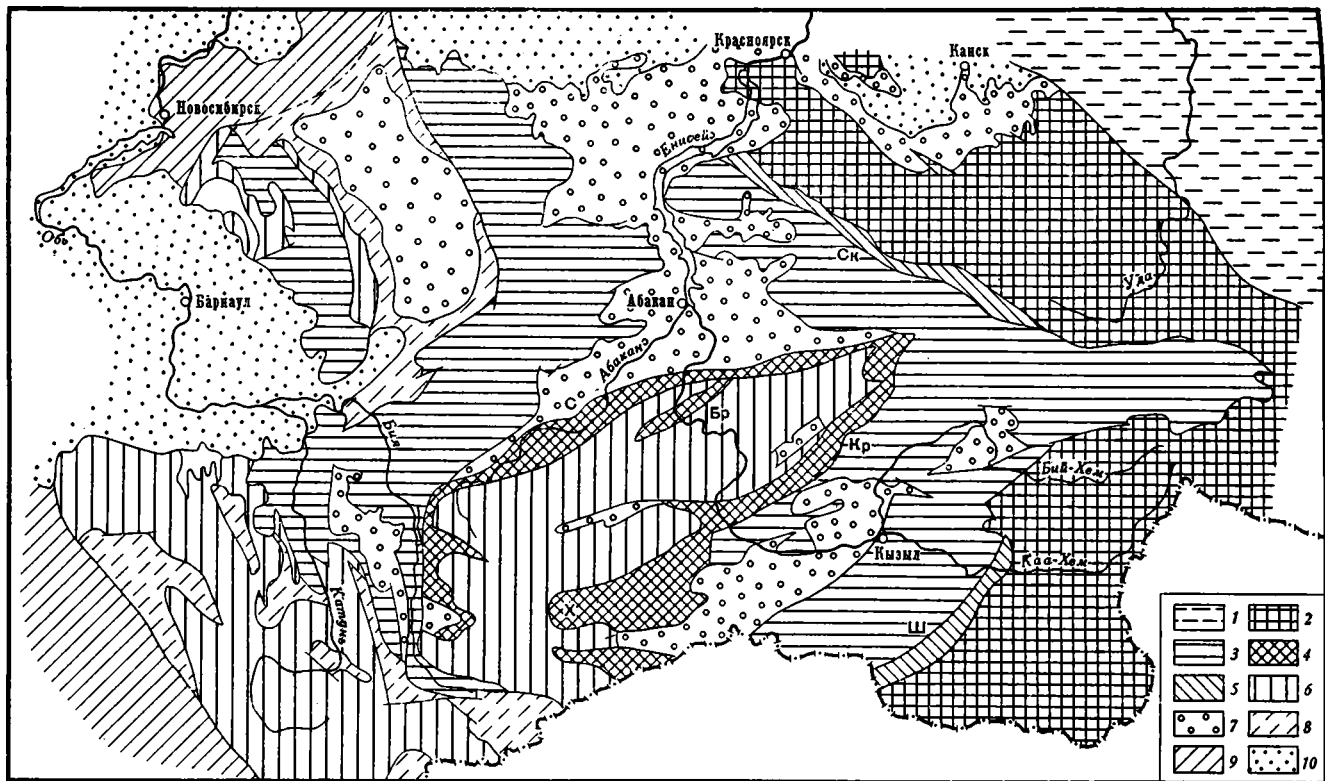


Рис. 1. Схема геологического положения раннекаледонских шовных геосинклинальных прогибов в Алтае-Саянской складчатой области. 1 — Сибирская платформа; 2 — байкалиды; 3 — раннекаледонские складчатые системы; 4—5 — раннекаледонские шовные интрагеосинклинали: 4 — внутренние; 5 — внешние (С — Северо-Саянская, Бр — Борусская, Кр — Куртушинбинская, Х — Хемчинская, Ш — Шурмакская, СК — Сисимо-Кизирская); 6 — позднекаледонские складчатые системы; 7—8 — геоструктуры переходного (орогенного) типа: 7 — межгорные и предгорные впадины, 8 — пригеосинклинальные прогибы; 9 — герциниды; 10 — мезозойско-кайнозойский покров

Большая гетерогенность и мозаично-глыбовый характер макротектоники Центрально-Азиатского складчатого пояса (Зоненшайн, 1967, и др.) обусловили широкое развитие в его пределах глубинных разломов преимущественно трех простираний: северо-западного, северо-восточного и субмеридионального. К ним местами приурочены своеобразные приразломные геоструктурные зоны шовных геосинклинальных прогибов. В пределах Алтае-Саянской складчатой области, Забайкалья и Монголии выделяются три типа таких зон раннекаледонского возраста: 1) внутренние и 2) внешние шовные интрагеосинклинали, входящие в состав раннека-

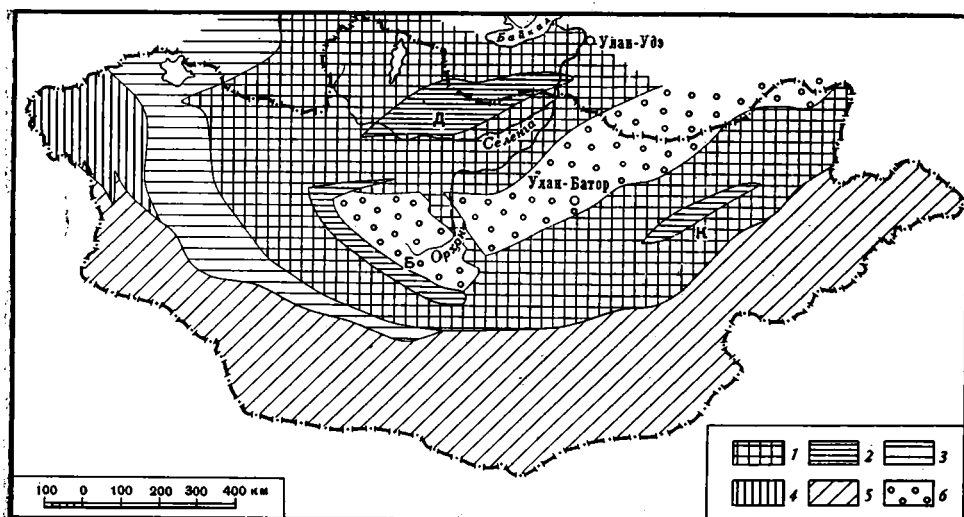


Рис. 2. Схема геологического положения раннекаледонских импозитивных шовных геосинклинальных прогибов в Монголии (по Р. А. Хасину, 1966) и в Западном Забайкалье. 1 — байкалиды; 2 — раннекаледонские импозитивные шовные геосинклинальные прогибы (Д — Джидинский, Б — Баянхонгорский, К — Керуленский); 3 — раннекаледонские складчатые системы; 4 — позднекаледонские складчатые системы; 5 — герциниды Южной Монголии; 6 — герциниды Монголо-Охотской складчатой области. Наложенные впадины мезозойской и кайнозойской активизации на схеме не показаны

ледонских складчатых систем Алтае-Саянской складчатой области (рис. 1) и 3) импозитивные шовные геосинклинальные прогибы (рис. 2). Первые два типа этих зон установлены и охарактеризованы автором в процессе проведенного им палеотектонического формационного анализа каледонского структурного комплекса Алтае-Саянской складчатой области и смежных байкалид Восточного Саяна и Восточной Тувы (Казаков, 1970). К третьему типу относятся впервые выделенные В. А. Амантовым и П. С. Матросовым (1961) и впоследствии изученные многими исследователями (Хасин, 1966; Борзаковский и др., 1968, и др.) раннекаледонские шовные геосинклинальные прогибы Монголии и Забайкалья.

Зоны раннекаледонских шовных интрагеосинклиналей представляют собой узкие линейно-вытянутые вдоль глубинных разломов наиболее интенсивно прогибавшиеся троговые зоны. Их разделение на внутренние и внешние производится, с одной стороны, по положению (соответственно либо в центральных частях Алтае-Саянской геосинклинальной области, либо вдоль краевых глубинных разломов, отграничивавших ее от смежных байкалид Восточной Тувы и Восточного Саяна), а с другой — по типу развития. К внутренним шовным интрагеосинклиналям принадлежат: Северо-Саянская, Борусская, Куртушибинская, Хемчикская зоны; к внешним — Шурмакская и Сисимо-Казырская. Шовные интрагеосинклинали в общем близки к остальным геосинклинальным зонам Алтае-Саянской области, которые выделяются в качестве мобильных интрагео-

синклиналей. Эти последние (например, Салаиро-Катунская, Кизир-Казырская, Хамсаринская) отличаются от шовных интрагеосинклиналей значительно большими размерами, преобладанием подводных излияний андезитобазальтового состава, компенсированностью осадконакопления и большой неравномерностью строения и развития. Внутренние шовные интрагеосинклинали испытывали интенсивное, большей частью неком-

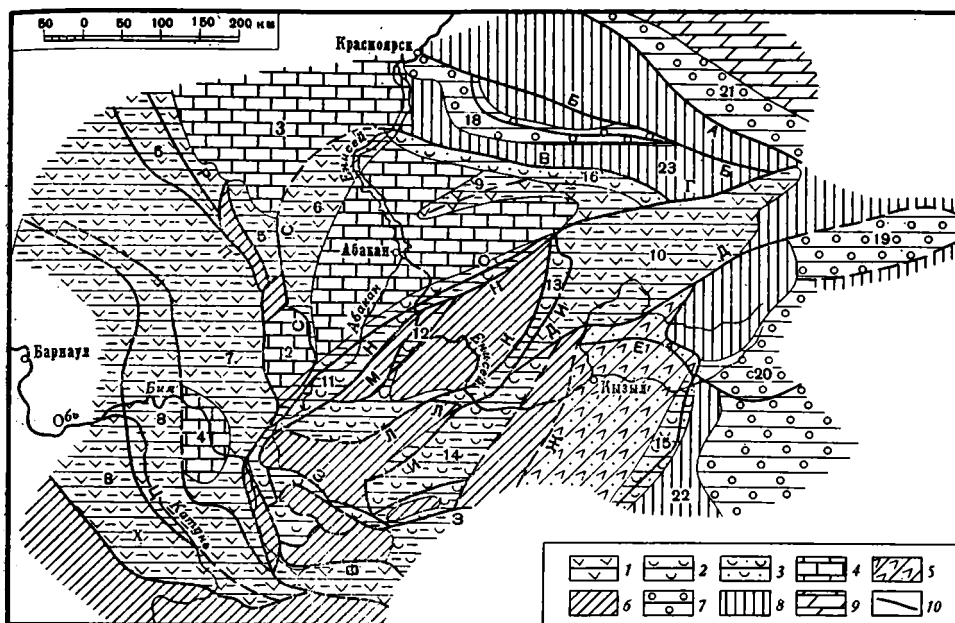


Рис. 3. Палеотектоническая схема Алтае-Саянской раннекаледонской, геосинклинальной области. 1 — мобильные интрагеосинклинали; 2—3 — шовные интрагеосинклинали: 2 — внутренние и 3 — внешние; 4—5 — интрагеоантиклинали: 4 — стабильные, 5 — мобильные; 6 — предполагаемые зачаточные геоантиклинали; 7 — пригеосинклинальные и краевые прогибы байкалид; 8 — глыбовые поднятия байкалид; 9 — древняя платформа; 10 — глубинные разломы.

Цифрами на схеме обозначены: *Стабильные интрагеоантиклинали*: 1 — Батеневская, 2 — Шорская, 3 — Кийско-Солгонская, 4 — Ишинская; *мобильные интрагеосинклинали*: 5 — Китатско-Усинская, 6 — Белоюсская, 7 — Кондомская, 8 — Салаиро-Катунская, 9 — Кизир-Казырская, 10 — Хамсаринская; *внутренние шовные интрагеосинклинали*: 11 — Северо-Саянская, 12 — Борусская, 13 — Куртушибинская, 14 — Хемчикская; *внешние шовные интрагеосинклинали*: 15 — Шурмакская, 16 — Сисимо-Кизирская; 17 — Восточно-Таннуольская мобильная интрагеоантиклиналь; *пригеосинклинальные прогибы*: 18 — Манский, 19 — Боксон-Сархойский, 20 — Каахемский; 21 — Присаянский краевой прогиб; *глыбовые поднятия*: 22 — Эрзинское, 23 — Дербинское.

Буквами на схеме обозначены разломы: а — Бирюсинский, б — Главный Саянский, в — Сисимо-Кизирский (Казырский), г — Кандатский, д — Азасский, е — Каахемский, ж — Кадвойский, з — Шапшальский, и — Хемчикско-Куртушибинский (Саяно-Тувинский), к — Иджимский, л — Саянский, м — Борусский, н — Северо-Саянский (Джебашский), о — Минусинский, п — Восточно-Кузбасский, р — Мартайгинский, с — Сахалинско-Балыксинский, т — Западно-Кузбасский, у — Салаирский, ф — Курайский, х — Теректинский, ц — Алтайский

пенсированное прогибание, сопровождавшееся обильными излияниями лав спилит-диабазовой и спилит-кератофировой формаций. Внешние шовные интрагеосинклинали отличались большой неравномерностью тектонических движений при преобладании интенсивных погружений в их пределах и воздыманий в смежных глыбовых поднятиях байкальских складчатых сооружений.

**Внутренние шовные интрагеосинклинали** представляли собой сравнительно узкие (20—50 км) и глубокие трюги, ограниченные глубинными разломами и вытянутые вдоль них на 400—500 км. Эти шовные (приразломные) трюги (Северо-Саянский, Борусский, Куртушибинский и Хем-

чикский) располагались исключительно в центральной части Алтае-Саянской области. Они вклинивались между глыбами приподнятым байкалид (зачаточными геосинклиналями), которые в это время, по-видимому, представляли собой относительные поднятия или отделяли их от мобильных интрагеосинклиналей и интрагеоантиклиналей (рис. 3). Среди геосинклиналей устанавливаются две самостоятельные категории: стабильные и мобильные.

Стабильные интрагеоантиклинали (Батеневская, Шорская и др.) выделяются специфичным для них субплатформенным типом развития. Они представляли собой крупные почти изометричной формы глыбы, размером до  $200 \times 350$  км относительно приподнятого переработанного или слабо переработанного геосинклинальными процессами докаледонского складчатого основания, на которых в условиях замедленного прогибания в открытом мелководном бассейне устойчиво накапливались однородные доломитовые и известняковые толщи (енисейская серия, усинская и карасукская свиты), максимальная мощность которых не превышает 4,5—5,5 км, т. е. в 2,5—3 раза меньше, чем в интрагеосинклиналях (Борисов, 1964; Мусатов, 1965; Репина и др., 1964; Спандерашвили, 1965, и др.). В качестве мобильной обособливается Восточно-Таннуольская интрагеоантиклиналь, которой свойственна значительная тектоническая подвижность. В результате относительно воздымавшийся блок слабо переработанного докаледонского складчатого основания в конце рифея и начале раннего кембрия был охвачен интенсивными извержениями липарит-дацитовых лав и пирокластов (кадвойская и серлигская свиты).

Кроме того, в Алтае-Саянской области в раннекаледонскую эпоху, возможно, существовали также зачаточные геосинклинали на месте позднекаледонских миеосинклиналей (Западно-Саянской и Горно-Алтайской). На это могут указывать: 1) приуроченность тектонических выступов (Теректинского, Прителецкого, Чульчинского, Джебашского и Амыльского) массивов (Сютхольского, Башкаусского и др.), сложенных метаморфическими толщами нижнего и среднего рифея, исключительно к позднекаледонским зонам; 2) предполагаемое непосредственное налегание в ядрах раннеордовикских интрагеосинклинальных поднятий на этих толщах флишеидных толщ основания позднекаледонского подкомплекса (Черноморский, 1967) при практическом отсутствии в этих зонах достоверных раннекаледонских толщ; 3) присутствие в конгломератах нижнего кембрия смежных частей раннекаледонских зон галек пород нижнего и среднего рифея (Казаков, 1961; Казаков и Конюшков, 1967; Моссаковский, 1963, и др.); 4) вероятность существования в конце раннего и начале среднего кембрия крупного размывавшегося поднятия в центральной части Западного Саяна (Казаков, 1967<sub>2</sub>).

Интенсивное погружение внутренних шовных интрагеосинклиналей и активизация ограничивавших их глубинных разломов привели в конце рифея — начале раннего кембрия к весьма обильным и устойчивым подводным излияниям трещинного типа по открывшимся разломам преимущественно базальтовых реже (по северной окраине Северо-Саянской зоны) липаритоидных лав. В результате в конце рифея и начале раннего кембрия Хемчикский, Куртушибинский и Борусский трюги были заполнены мощными (более 4 км) вулканогенными образованиями спилито-диабазовой формации (нижняя толща чингинской серии, алтынбулакская свита), а Северо-Саянский прогиб — эффузивами спилито-кератофировой формации (нижнемонокская свита). Подводные излияния лав в этих трюгах временами сопровождалось накоплением (наиболее интенсивным в Куртушибинском трюге) яшм и спонголитов. Все это при почти полном отсутствии в составе кремнисто-вулканогенных толщ терригенных и карбонатных отложений указывает на преимущественно некомпенсированный осадконакоплением характер прогибания внутренних шовных интрагеосинклиналей в это время.

В начале раннего кембрия во всех внутренних шовных интрагеосинклиналих происходило внедрение малых субвулканических интрузий габбро- и габбро-диабазов. По северо-западной окраине Северо-Саянской интрагеосинклинали вдоль Минусинского глубинного разлома, контролировавшего в течение всего подэтапа излияния как основных, так и кислых эффузивов, в это время уже началось формирование конседиментационных Маинской и Хансынской антиклиналей, сопровождавшиеся внедрением в ядра антиклиналей Маинской плагиогранитной интрузии (Владимирский, 1967; Казаков, 1960, 1961, 1967; Казаков и Конюшков, 1967; Орлов, 1961; Репина и др., 1964; Смышляев, 1963, и др.).

Нам представляется, что внутренние шовные интрагеосинклинали фемического профиля (Куртушибинская и Хемчикская) в конце рифея и начале раннего кембрия развивались на коре океанического типа, в то время как Северо-Саянская интрагеосинклинали сиало-фемического профиля в основании имела кору переходного типа, на отдельных участках — в зачаточных конседиментационных поднятиях со значительным гранитным слоем, который являлся здесь основным источником магмы кислого состава.

В середине раннего кембрия северная часть Северо-Саянской зоны (Хансынская и Маинская антиклинали) и большая часть Хемчикской зоны в результате интенсификации локальных положительных движений превратились в островные поднятия, интенсивный размыв которых, вскрывший в ядре Маинской антиклинали кровлю массивов гипабиссальных гранитоидов маинского комплекса, компенсировался накоплением на склонах поднятий мощных (1,5—2,5 км) прибрежно-морских, нередко пестроцветных, граувакковых песчано-конгломератовых толщ (верхнемонокская, акдурогская свиты). По краям Хансынского поднятия местами происходили подводные, реже субаэральные, трещинные и центральные извержения андезито-базальтовых и андезитовых лав, сопровождавшиеся обильными выбросами пирокластов. В Хемчикской зоне, по-видимому, существовали лишь единичные вулканы — острова, выбрасывавшие большое количество пирокластов, накапливавшихся в основном вблизи этих вулканов. Сугубо локально, на не захваченных накоплением туфогенных и терригенных осадков и значительными вулканическими проявлениями участках быстро росли водорослево-археоциатовые рифы (Владимирский, 1967; Казаков, 1960, 1961, 1966; Казаков, Конюшков, 1967; Конюшков, 1966).

В южной — Шаманской подзоне Северо-Саянской зоны, в Борусской и Куртушибинской интрагеосинклиналих в это же время продолжалось устойчивое прогибание. Общая мощность накопившихся здесь кремнисто-сланцевых толщ достигает 2—2,5 км. Местами происходили подводные трещинные излияния андезито-базальтовых лав, сопровождавшиеся накоплением туфов, туффитов и яшм. В конце санаштыкгольского времени частная тектоническая инверсия начала захватывать и эти прогибы, на что указывает появление в верхах санаштыкгольского горизонта грубо-обломочных осадков.

В конце раннего кембрия, в обручевское время, Куртушибинская и Борусская интрагеосинклинали, восточная часть Северо-Саянской зоны полностью консолидировались и причленились к Западно-Саянской зачаточной геоантиклинали. Лишь в западной части Северо-Саянской зоны сохранялся небольшой Арбатский остаточный геосинклинали прогиб шириной не более 30 км, вытянутый в северо-восточном направлении до р. Енисей на 180—200 км. На краях обрамлявших его поднятий функционировали вулканы центрального типа, поставившие в прогиб большое количество пирокластического материала среднего и кислого состава и реже — единичные потоки андезитовых лав. В это же время происходили также постепенное замыкание и консолидация Хемчикской интрагеосинклинали, начавшиеся с ее краевых частей.

**Внешние шовные интрагеосинклинали** (Шурмакская и Сисимо-Кизирская) развивались вдоль краевых глубинных разломов, ограничивавших их с внешней стороны от глыбовых поднятий байкалид. Они представляли собой узкие (15—30 км) линейно-вытянутые (до 350 км), интенсивно погружавшиеся (обычно компенсированные, а в Шурмакской зоне иногда некомпенсированные, осадконакоплением) трюги. Резкая тектоническая неустойчивость этих зон сопряжения Алтае-Саянской геосинклинальной области и краевых частей байкалид, уже вступивших в переходный (орогенный) период тектонического развития, обусловила накопление в их пределах в конце рифея — начале раннего кембрия пестрой и разнородной гаммы осадочных и вулканогенных формаций мощностью более 6 км. В Шурмакской зоне сначала в результате интенсивного воздымания и размыва смежного Эрзинского глыбового поднятия накапливались необычайно пестрые по составу мощные (более 3 км) грубообломочные терригенные отложения, андезито-базальтовые лавы и их туфы. Затем в условиях некомпенсированного осадконакоплением прогибания при затухании положительных движений Эрзинского поднятия происходило накопление кремнисто-сланцевой формации мощностью до 2 км, сменившееся подводными трещинными излияниями базальтовых лав, образовавшими спилито-диабазовую формацию мощностью до 1 км (Владимирский, 1967). В северо-западной части Сисимо-Кизирской зоны в позднем рифее и начале раннего кембрия преобладали подводные излияния преимущественно базальтовых лав. В центральной и юго-восточной частях зоны вулканическая деятельность частично, а местами полностью, затухала и сменялась накоплением в краевой части мелководного геосинклинального морского бассейна линзовидно замещающих друг друга грубообломочных терригенных и карбонатно-терригенных и песчано-глинистых отложений колпинской свиты (Мусатов, Немировская, 1961, и др.). Основным источником терригенного материала, по-видимому, являлось интенсивно воздымавшееся смежное Дербинское поднятие. В середине и конце раннего кембрия во внешних шовных интрагеосинклиналях преобладало известняковое осадконакопление. Но влияние тектонически неустойчивой шовой зоны и близость Дербинского глыбового поднятия в Сисимо-Кизирской интрагеосинклинали обусловили значительную примесь терригенного, нередко грубообломочного и пестроцветного, материала. В конце раннего кембрия здесь незначительно активизировалась вулканическая деятельность, отразившаяся на западе (в районе Артемовска и нижнего течения р. Кизир) в накоплении пестроцветных туфогенно-терригенных отложений нижней части осиновской свиты, а на востоке, в верховьях Кизира, в появлении среди кремнисто-карбонатных толщ отдельных потоков подводных андезито-базальтовых лав (Мусатов, Немировская, 1961; Межеловский, 1962, и др.). В Шурмакской интрагеосинклинали, причленившейся в это время к Восточно-Танноульской интрагеоантиклинали, локально наряду с известняками ирбитейской свиты отлагались также терригенные осадки и изливались андезито-базальтовые и липаритовые лавы, в чем сказывалось влияние шовой зоны и временами размывавшегося Эрзинского глыбового поднятия.

В амгинском веке среднего кембрия восточная часть Алтае-Саянской раннекаледонской геосинклинальной области, включая шовные интрагеосинклинали, на значительных пространствах была консолидирована. Лишь в отдельных участках продолжали унаследованно энергично погружаться остаточные геосинклинальные прогибы, в том числе Арбатский на западе Северо-Саянской и Шагонарский в Хемчикской зонах внутренних шовных интрагеосинклиналей. Эти прогибы были заполнены за счет размыва смежных геоантиклинальных поднятий мощными (до 2—3 км) туфогенно-терригенными и терригенными, нередко грубообломочными и местами пестроцветными толщами (арбатская и карабулунская свиты). Обычно весьма обильное присутствие в их составе пирокластов было

обусловлено значительным развитием в амгинском веке на окраинах смежных поднятий субэаральных вулканов центрального типа, извергавших андезито-диабазовые лавы и выбрасывавших огромное количество пирокластического материала, отлагавшегося вместе с терригенными осадками в остаточных геосинклинальных прогибах (Владимирский, 1967; Казаков, 1960, 1961, 1966; Казаков, Конюшков, 1967; Зубкус, Шнейдер, 1964; Мусатов, Немировская, 1961, и др.).

В майском веке среднего кембрия происходит общая тектоническая инверсия Алтае-Саянской раннекаледонской геосинклинальной области, сопровождавшаяся становлением батолитов гранитоидов пестрого состава (таннуольский, ольховский, улень-туимский и др. комплексы) и локальными излияниями андезитовых лав (кизирская, бериккульская и др. свиты). Тектонические движения имели в основном глыбово-сводовый характер. Все шовные интрагеосинклинали в это время в результате завершившейся их консолидации сомкнулись с другими геосинклинальными зонами в единое целое и потеряли свою индивидуальность (Казаков, 1970).

Зоны шовных интрагеосинклиналей выделяются среди других раннекаледонских геоструктурных зон наибольшей сложностью и напряженностью складчатых деформаций, в общем параллельных глубинным разломам. Характерно запрокидывание складок от глыбовых поднятий смежных байкалид внутрь Алтае-Саянской каледонской складчатой области в зонах внешних шовных интрагеосинклиналей и от проблематичных раннекаледонских зачаточных геобантиклиналей в зонах внутренних шовных интрагеосинклиналей. Так, например, в Сисимо-Кизирской зоне складки запрокинуты в основном на юго-запад, в Шурмакской — на северо-запад, в Северо-Саянской — на северо-северо-запад, в Куртушибинской — на юго-восток (Зоненшайн, 1963, и др.). Эта закономерная вергентность обусловлена большой дифференциацией тектонических движений — резким воздыманием глыбовых поднятий байкалид и зачаточных геобантиклиналей и глубоким погружением дна шовных трогов по глубинным разломам. С этими разломами, в первую очередь с Хемчикско-Куртушибинским и Северо-Саянским, генетически связаны крупнейшие в Алтае-Саянской области раннекаледонские гипербазитовые пояса, которые подчеркивают большую глубинность их заложения.

Третий тип рассматриваемых геоструктурных зон — раннекаледонские импозитивные шовные геосинклинальные прогибы широко представлены к востоку от Алтае-Саянской каледонской складчатой области, в пределах байкалид Монголии и Забайкалья, которые на значительных пространствах перекрыты герцинскими складчатыми образованиями Монголо-Охотской и Южно-Монгольской складчатых областей. К ним относятся Джидинский, Баянхонгорский и Керуленский геосинклинальные шовные прогибы (рис. 2). Эти удлиненные до 600 км, неширокие (обычная ширина 20—40, а в Джидинском прогибе до 100—120 км) прогибы приурочены к зонам глубинных разломов северо-восточного и северо-западного простирания, разбивающих байкальское складчатое основание обширной Дзобханско-Восточно-Монгольской геобантиклинальной зоны (Хасин, 1966) на ряд крупных изометричных или несколько удлиненных в северо-западном и северо-восточном направлении глыб размером от 400×600 км до 200×500 км. Они выполнены сильно расщепленными и неравномерно метаморфизованными, нередко до стадии зеленых сланцев, преимущественно вулканогенными толщами спилито-диабазовой формации с подчиненными пачками и линзами кварцитов, известняков и меньше терригенных пород верхнего рифея и нижнего кембрия, прорванными вдоль ограничивающих прогибы глубинных разломов интрузиями гипербазитов.

За пределами шовных геосинклинальных прогибов в рассматриваемой геобантиклинальной зоне развиты глыбовые поднятия складчатых



байкалид и резко наложенные на последние раннекаледонские прогибы, сложенные сравнительно полого залегающими субплатформенными пестроцветными терригенными, нередко грубообломочными толщами, местами с субаэральными вулканогенными образованиями андезито-липаритовой формации, верхнего рифея и терригенно-карбонатными отложениями верхов рифея — нижнего кембрия. Эти прогибы в структурно-формационном отношении напоминают Манский и Боксон-Сархойский раннекаледонские пригеосинклинальные прогибы байкалид Восточного Саяна (Казаков, 1970).

На основании изложенного можно полагать, что шовные геосинклинальные прогибы являются важнейшими геоструктурными элементами, контролирующими заложение и начало развития геосинклинальных областей. Они развиваются обычно вдоль главнейших глубинных разломов, разделяющих мегаблоки земной коры и, по-видимому, верхней части верхней мантии, образуя своего рода каркас геосинклинальных областей, возникающих на более древнем складчатом (сиалическом) основании. Примером эмбриональных прогибов такого рода могут служить раннекаледонские импозитивные шовные геосинклинальные прогибы, развивавшиеся в начале переходного (орогенного) периода тектонического развития байкалид. К более развитым шовным структурным элементам относятся внешние и особенно внутренние шовные интрагеосинклинали, функционировавшие в начале геосинклинального периода развития каледонид. Внутренние шовные интрагеосинклинали и сопряженные с ними проблематичные зачаточные геоантиклинали, возможно, представляли собой наиболее дифференцированно подвижное (сочетание максимальных прогибаний и поднятий) ядро Алтае-Саянской раннекаледонской геосинклинальной области.

#### Литература

- Амантов В. А. и Матросов П. С. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1961, т. 58.
- Борзаковский Ю. А., Суетенко О. Д. и Храпов П. А. Новые данные о докембрийских и нижнепалеозойских отложениях Восточной Гоби (МНР).— Докл. АН СССР, 1968, т. 183, № 3.
- Борисов В. А. Возраст и биостратиграфическое расчленение енисейской серии Батеневского края и хр. Азыр-Тал.— Матер. по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск, 1964.
- Боровиков Л. И. и Борсук Л. И. Казахстанская складчатая область.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3, Тектоника. Госгеолтехиздат, 1958.
- Борукаев Р. А. Основные черты палеогеографии и палеотектоники Казахстанской геологической провинции в докембрии и кембрии. Избр. тр., Алма-Ата, «Наука», 1970.
- Владимирский Г. М. Структурно-фациальные зоны Тувы в раннем кембрии.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1967, т. 120.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника Западного Саяна. Госгеолтехиздат, 1963.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника складчатых областей Центральной Азии (к закономерностям строения геосинклинальных областей).— Геотектоника, 1967, № 6.
- Зубкус Б. П. и Шнейдер Е. А. Стратиграфия кембрийских отложений юго-западной части Восточного Саяна.— Матер. по геологии и полезным ископаемым Красноярского края, Красноярск, 1964.
- Казаков И. Н. Краткий очерк стратиграфии и магматизма кембрия Западного Саяна.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1960, вып. 27.
- Казаков И. Н. Очерк геологического строения Западного Саяна.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1961, т. 58.
- Казаков И. Н. Осадочные и вулканогенные формации Западного Саяна.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1966, т. 128.
- Казаков И. Н. Верхний протерозой Западного Саяна.— Геол. и геофизика, 1967, № 1.
- Казаков И. Н. О книге Л. П. Зоненшайна «Тектоника Западного Саяна».— Геол. и геофизика, 1967, № 3.
- Казаков И. Н. О морфологии и механизме образования геосинклинальных и переходных структур Западного Саяна.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1967, т. 120.

- Казаков И. Н. О ритмичности осадконакопления и цикличности тектонического развития Западного Саяна.— Тр. ВСЕГЕИ, Нов. сер., 1967, т. 120.
- Казаков И. Н. Каледониды Саяно-Алтайской складчатой области (Геология и история геологического развития). Автореф. дис., Л., ВСЕГЕИ, 1970.
- Казаков И. Н. и Конюшков К. Н. Нижний и средний кембрий Западного Саяна.— Геол. и геофизика, 1967, № 2.
- Конюшков К. Н. Взаимоотношения эффузивно-осадочных формаций и биогермных известняков нижнего кембрия Западного Саяна.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1966, т. 128.
- Межеловский Н. В. Новые данные о нижнем кембрии в Восточном Саяне.— Тр. КГУ, Красноярск, 1962, вып. 3.
- Мелешенко В. С., Янов Э. Н. и Казаков И. Н. Основные черты тектоники Саяно-Алтайской складчатой области.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1960, вып. 32.
- Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. Госгеолтехиздат, М., 1963.
- Мусатов Д. И. Кембрийские отложения Кузнецкого Алатау.— В кн.: Стратиграфия СССР, т. 3. «Недра», 1965.
- Мусатов Д. И. и Немировская В. Н. Опыт сопоставления стратиграфии кембрийских отложений западных отрогов Восточного Саяна.— Тр. КГУ, Красноярск, 1961, вып. 1.
- Орлов Д. М. Краткий очерк магматизма Западного Саяна.— Тр. ВСЕГЕИ, Нов. сер., 1961, т. 58.
- Репина Л. Н., Хоментовский В. В., Журавлева И. Т., Розанов А. Ю. Биостратиграфия нижнего кембрия Саяно-Алтайской складчатой области. «Недра», 1964.
- Смышляев В. Н. Плагиогранитный интрузивный комплекс северного склона Западного Саяна.— В сб.: Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1963.
- Спандерашвили Н. И. Фосфориты Горной Шории.— Тр. ЗСГУ, 1965, № 65.
- Хасин Р. А. Основные черты геологического строения и структурно-тектоническое районирование территории МНР. Современные методы поисков м-ний олова, вольфрама и молибдена. Изд. секр-та СЭВ, М., 1966.
- Черноморский М. А. К стратиграфии докембрийских метаморфических комплексов Западной Тувы, Западного Саяна и Горного Алтая.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1967, т. 120.

ВСЕГЕИ

Статья поступила  
10 мая 1972 г.

УДК 551.243.3(574.3)

В. А. ГОЛУБОВСКИЙ

**УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ  
ВНУТРЕННИХ ЧАСТЕЙ ТЕНИЗСКОЙ ВПАДИНЫ**

Особенности тектонической структуры внутренних частей Тенизской впадины выражены своеобразным сочетанием пологих обширных брахискладок и сложных мелких складчатых и разрывных нарушений. Намечены парагенетические связи между отдельными элементами структуры, и дано толкование возможных условий ее возникновения. Показана реальная возможность существования теоретически известного механизма складкообразования «дуга — хорда» и посредством некоторых расчетов определены границы области его действия.

Тенизская впадина расположена в области каледонид Центрального Казахстана (Богданов, 1954). Сложена она мощными осадочными толщами среднего и верхнего палеозоя и в тектоническом отношении является герцинской структурой, окончательное оформление которой произошло в конце позднего палеозоя. Общие представления о механизме образования складчатой структуры Тенизской впадины изложены в работах О. А. Мазаровича (1953) и А. Е. Михайлова (1955), которые справедливо считали основной причиной складчатости вертикальные перемещения блоков каледонского фундамента.

Нами изучены более детально условия формирования структуры ее внутренней зоны на примере брахискладок, расположенных непосредственно к западу от оз. Тениз. Верхние части этих складок, вскрытые современным эрозионным срезом, сложены толщами верхнего карбона и перми, в которых участвуют часто чередующиеся пачки песчаников, алевролитов и аргиллитов. Незначительное место занимают маломощные пласты известняков, которые благодаря своей контрастности к прочим породам и хорошей обнаженности подчеркивают мельчайшие детали тектонического строения.

Структуры внутренних частей Тенизской впадины просты — обычно это крупные изометричные или продолговатые брахискладки радиусом в десятки километров и амплитудой в первые километры. Замки складок плавные, крылья пологие ( $5—15^\circ$ ); значительно реже они крутые ( $30^\circ$  и более). Складки располагаются беспорядочно или подчинены в своих сочетаниях северо-восточному направлению; брахиантиклинали группируются в пологие протяженные валы.

Крупные структурные элементы захватывают всю толщу верхнепалеозойских пород. Помимо них палеозойские толщи интенсивно нарушены небольшими разрывами и осложнены мелкими складками. Протяженность разрывов достигает нескольких километров при горизонтальной амплитуде до нескольких сотен метров. По отношению к крупным брахискладкам они группируются в две взаимосвязанные системы — радиальную и кольцевую, хотя отмечаются разрывы и промежуточных диагональных направлений. Нередко один и тот же разрыв неоднократно резко меняет свое простирание от поперечного на продольное<sup>1</sup> (рис. 1).

<sup>1</sup> Ориентировка мелких тектонических нарушений дается относительно общего простирания крыльев крупных брахискладок.

Радиальные разрывы обычно крутые; разрывы из кольцевой системы большей частью, видимо, пологие. Мелкие разрывы каждый в отдельности имеют ограниченное распространение. Вместе с этим они ветвятся, соединяются и образуют, таким образом, объемную сеть, густо пронизывающую весь герцинский комплекс. Мелкие складки единичны, протяженность их достигает нескольких сот метров при амплитуде в первые десятки метров. Углы наклона крыльев достигают  $60^\circ$ , но часто не превышают  $30^\circ$ . Расположены они поперек или косо к простираению пла-

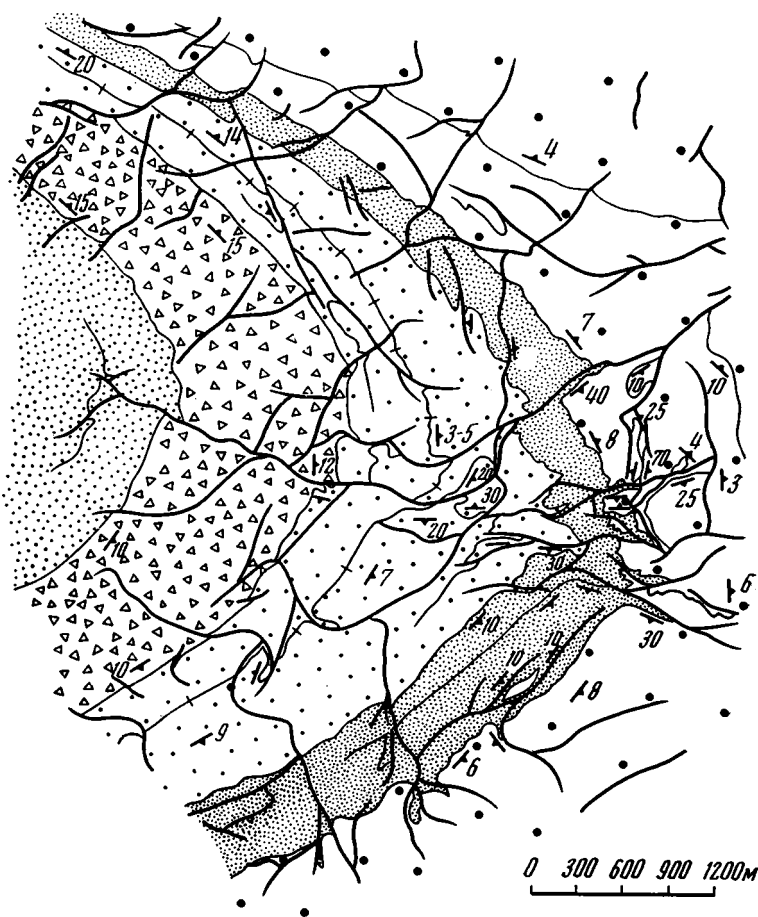


Рис. 1. Геологическая карта восточной части Майлыккольского купола. Различный крап — пачки пород кайрактинской свиты (нижняя перль); жирные линии — разрывы; Тонкие линии — пласты и границы

стов на крыльях крупных складок, либо ориентированы вдоль них. Иногда на седловинных перемычках и в ядрах крупных брахискладок встречаются группы беспорядочно ориентированных мелких складок. Форма мелких складок в плане — удлинненно и укороченно овальная, квадратная, веерообразная. Отдельные складки линейны. Поперечные складки большей частью являются открытыми или структурными носами.

Мелкие складки дисгармоничны, однако они не связаны с какими-либо определенными пачками пород, а рассеяны в толщах равномерно. Все мелкие складки сопровождаются мелкими разрывами, составляя с ними единую парагенетическую ассоциацию, которая широко развита в пределах пологих крупных брахискладок и практически не встречается

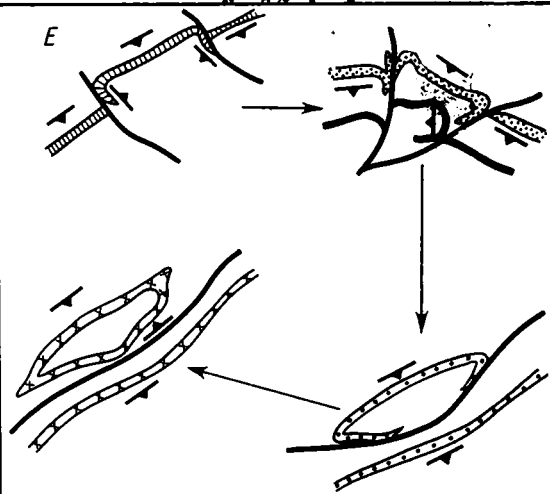
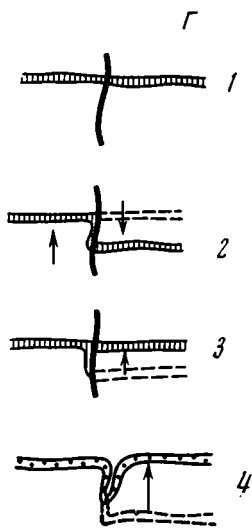
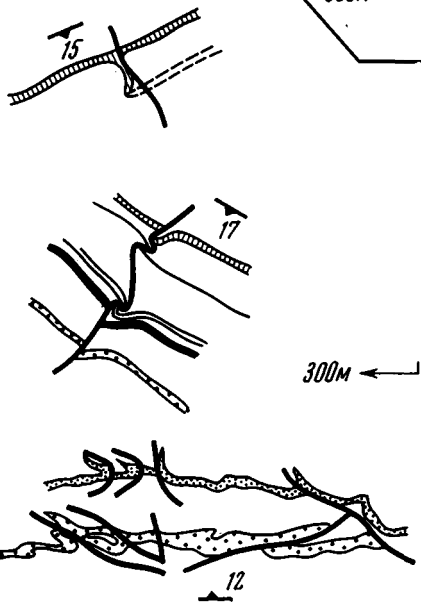
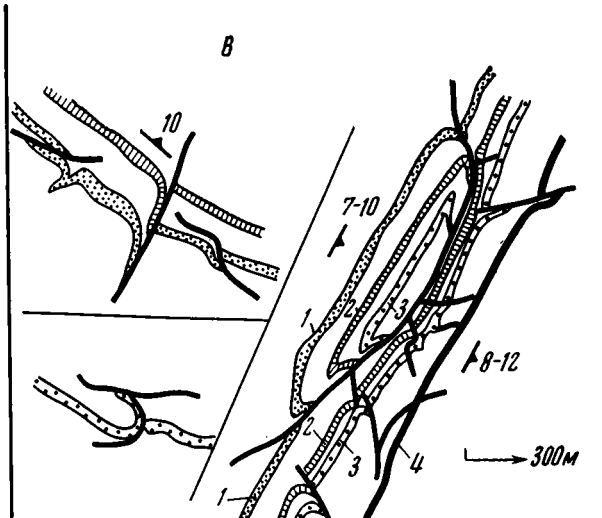
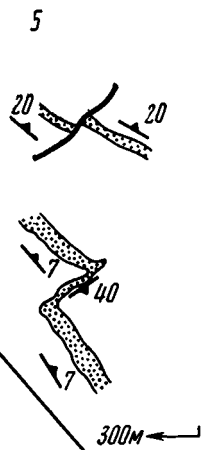
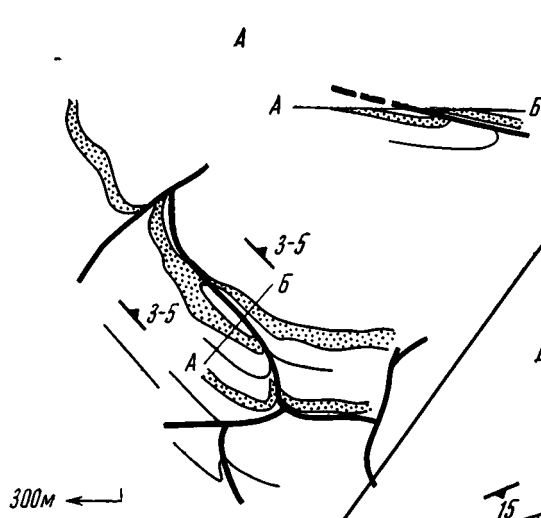


Рис. 2. Мелкие тектонические нарушения в верхнем палеозое Тенизской впадины. *А* — сжатия (надвиг); *Б* — растяжения (сбросо-сдвиг и флексура); *В* — растяжения и сжатия (разрыв с возвратным перемещением крыльев, структурный нос, продольная складка); *Г* — схема движений при образовании «возвратных» разрывов (1—3) и структурных носов (4); *Д* — тектонические нарушения, возникшие при всестороннем сжатии (отворот пласта от поверхности сместителя, взаимное проникновение пластов через разрыв, продольные складки); *Е* — схема последовательного преобразования пары поперечных флексур в продольную складку

на тех складках, крылья которых круты. Такое сочетание простых и спокойных крупных брахискладок со сложным переплетением мелких разрывов и складок создает специфический структурный рисунок.

Взаимосвязь мелких складчатых и разрывных нарушений наиболее отчетливо видна на примере поперечных и косых разрывов и поперечных флексур и структурных носов, когда названные элементы сменяют друг друга по простиранию (рис. 1). Между складками поперечного и продольного направлений существует весь ряд постепенных переходов. Диагональные разрывы с подвернутыми близ них пластами являются промежуточными формами между спаренными поперечными флексурами и складками у продольных разрывов. На рисунке 2, *Е* показано, как по мере изменения направления разрывов и флексур от поперечного к продольному происходит «превращение» в продольные складки пары поперечных флексур путем смыкания их крыльев.

Анализ мелких структурных форм показывает, что одни из них возникли в процессе сжатия, другие — в результате растяжения. К первым относятся разрывы преимущественно диагонального направления, по которым произошло сдвигание отдельных пластов и пачек пород (рис. 2, *А*), ко вторым — поперечные разрывы и флексуры, вызвавшие растяжение, отрывы и раздвигание пластов (рис. 2, *Б*). Однако многие мелкие тектонические нарушения возникли под действием последующей смены растяжения сжатием. К ним относятся структурные носы, разрывы с возвратным перемещением крыльев и большинство продольных складок (рис. 2, *В*). Нагляднее всего рассмотреть образование всех перечисленных форм на примере разрывов с возвратным перемещением крыльев, которые характеризуются тем, что в одном крыле пласты образуют у сместителя сильный отворот, а в другом подходят к разрыву без каких-либо отклонений. При этом в обоих крыльях разрыва пласты находятся на одном уровне, как бы не испытав никакого смещения (рис. 2, *Г*, 1). Подобные соотношения могли возникнуть только в два приема: вначале, очевидно, произошел отрыв и растаскивание пластов (растяжение — рис. 2, *Г*, 2), а затем возвращение их в положение, близкое первоначальному (сжатие — рис. 2, *Г*, 3). Аналогичным способом возникали структурные носы с тем лишь отличием, что рассмотренный процесс происходил без нарушения сплошности пластов (рис. 2, *Г*, 4). На наличие сжатия после растяжения указывают часто встречаемые близ мелких разрывов серповидные отвороты концов растянутых пластов в сторону от сместителя или же взаимное межпластовое проникновение разорванных слоев вкрест поверхности сместителя (рис. 2, *Д*).

Указанные явления свидетельствуют о том, что в какой-то период пласты стремились переместиться и вдоль и поперек сместителей разрывов, т. е. во взаимно перпендикулярных направлениях, что возможно только в условиях всестороннего действия сил, в данном случае всестороннего сжатия. На всестороннее действие сил указывает также преимущественно радиальное и концентрическое расположение мелких тектонических нарушений по отношению к крупным брахискладкам. Рассматривая последовательность действия сил, следует отметить, что растяжение почти всегда предшествовало сжатию.

Во всех случаях отвороты пластов у мелких разрывов, по которым

были возвратные движения, направлены в сторону общего падения толщ на крыльях крупных брахискладок. По падению также направлены все структурные носы, представляющие собой в разрезе антиклинали. Подобные ориентировки и соотношения однозначно указывают на то, что возникновение мелких форм происходило в условиях общего погружения (Голубовский, 1971).

Важным моментом является то, что возвратные перемещения по мелким разрывам и при формировании структурных носов в подавляющем большинстве случаев были равны первоначальным смещениям, раздвинувшим пласты. Это свидетельствует о том, что усилия, вызвавшие растяжение и сжатие осадочных толщ, также были равны.

Суммируя характеристику морфологии, условий образования и взаимосвязей мелких структурных элементов между собой и их отношение к крупным складкам, можно прийти к выводу, что в процессе формирования общей тектонической структуры внутренних частей Тенизской впадины верхнепалеозойские толщи испытывали то всестороннее продольное<sup>1</sup> растяжение, то сжатие.

Радиальное и концентрическое расположение мелких тектонических форм на крыльях каждой крупной брахискладки полностью исключает их образование действием внешних горизонтальных сил.

На наш взгляд, объяснить описанные явления можно с помощью известного механизма трансформации вертикальных движений в горизонтальные при прохождении слоистыми толщами хорды дуги, предложенного Ю. А. Косыгиным и В. А. Магницким (1948).

Восстанавливая общую историю формирования структуры внутренних частей Тенизской впадины, остается заключить, что она была длительной и во многих чертах предопределилась тектоническими движениями периода осадконакопления. Именно с этим периодом связано первичное растяжение слоистых толщ, когда каждый образовавшийся на горизонтальной поверхности слой, вовлекаясь в относительное поднятие или погружение соответственно над конседиментационными антиклиналями и синклиналями, испытывал всестороннее растяжение. Процесс растяжения приводил к заложению радиальных и концентрических систем разрывов, как это впервые было отмечено В. В. Белоусовым для крупных сводовых поднятий (Белоусов, 1962). Смещение по разрывам обеих систем компенсировало растяжение. При этом направление перемещений,

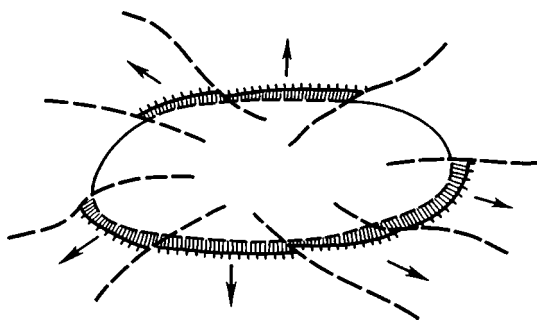


Рис. 3. Схема перемещений при растяжении на сводах брахискладок.

Тонкая сплошная и штриховая линии — первоначальное положение пласта; стрелки — направление смещений; жирные штриховые линии — радиальные разрывы и флексуры; жирные линии с бергштрихами — срывы, они же показывают положение переместившегося пласта; заштрихована полоса смещения

естественно, было близким к горизонтальному и, таким образом, разрывы радиального направления являлись сбросо-сдвигами, а концентрического — срывами. Обособленные ими части слоистой толщи стремились переместиться от сводов и мульд брахиструктур, где максимально проявлялись центробежно направленные усилия. Принципиальная схема перемещений, возникающих при растяжении, показана на рис. 3.

<sup>1</sup> Имеется в виду действие сил, направленных в каждой точке вдоль слоистой толщи.

Условия сжатия скорее всего также возникали в период конседиментационного развития структур, когда складки периодически меняли относительно друг друга свой знак. Поскольку все рассматриваемые процессы развивались на фоне общего погружения, сжатие было связано только с тем, что конседиментационные антиклинали пород «догоняли» синклинали. Тогда возникали описанные формы сжатия, которые прежде всего стремились приспособиться к направлениям, созданным предшествующим растяжением, хотя местами появлялись новые самостоятельные структуры, например надвиги.

Теоретическая основа действия механизма дуги и хорды — геометрия и механика процесса — была рассмотрена Ю. А. Косыгиным и В. А. Магницким применительно к объектам планетарного масштаба, испытывающих на себе влияние кривизны поверхности земного шара.

За вычетом влияния выпуклости земли принципиальная схема этого механизма может быть полностью распространена на структуры небольших размеров типа брахискладок Тенизской впадины. Однако в построениях названных авторов имелось существенное упущение, не позволившее им определить границы действия предложенного механизма. Поэтому мы коротко рассмотрим его основу и возможности.

На рис. 4 первоначальное положение слоя (толщи) в горизонтальной плоскости показано отрезком  $AbC$  ( $L_1$ ). В результате изгиба на величину  $vB(H)$  они заняли положение  $AaBcC$ , которое можно свести к  $ABC$  ( $L_2$ ). При этом  $\alpha$  будет наклоном крыльев возникшей структуры. Тогда общее удлинение слоев ( $\Delta L$ ) можно получить по формуле

$$\Delta L = L_2 - L_1 = L_1 \left( \frac{1 - \cos \alpha}{\cos \alpha} \right)^2,$$

из которой видно, что абсолютная величина удлинения прямо пропорциональна первоначальной длине и является функцией наклона. Относительное удлинение или коэффициент удлинения связан только с наклоном:

$$K = \frac{\Delta L}{L_1} = \left( \frac{1 - \cos \alpha}{\cos \alpha} \right)^2.$$

Примерные значения  $K$  при различных  $\alpha$  приведены в таблице.

Из таблицы видно, что при  $\alpha \leq 20^\circ$  прирост удлинения происходит равномерно и составляет максимум 3%. На рубеже 20—25° он резко возрастает почти до 5%. Вместе с этим также резко меняется порядок относительного удлинения с сотых до десятых долей.

Второй рубеж находится вблизи 40—45°, когда прирост удлинения увеличивается скачком до 10% и более, причем значение  $K$  достигает почти 0,5. Дальнейшее возрастание  $\alpha$  ведет к катастрофическому приросту удлинения, измеряемому уже десятками процентов. Исходя из этого, наиболее реальным пределом действия механизма «дуги и хорды», до которого в слоистых толщах возникают продольно действующие силы, является наклон их до 25°.

Поскольку в принятой схеме (рис. 4)  $\alpha$  прямо связан с величиной  $H$ , то для того чтобы механизм хорды и дуги действовал, отношение

$$\frac{H}{L_1}$$

<sup>1</sup> В геологической практике  $L_1$  — ширина (диаметр) одиночных структур или расстояние по горизонтальной прямой между замками сопряженных складок, а  $\alpha$  — усредненный угол наклона крыльев в выбранном сечении.



α, град	K	Прирост удлинения с увеличением α на 5°, %	ΔL для структур размером, км			
			1	10	50	100
5	0,004	1	0,004	0,04	0,2	0,4
10	0,015	2	—	—	—	—
15	0,035	3	—	—	—	—
20	0,065	4,5	0,11	1,1	5,5	11
25	0,11	5	—	—	—	—
30	0,16	6	—	—	—	—
35	0,22	9	—	—	—	—
40	0,31	11	0,43	4,3	22	43
45	0,43	12	—	—	—	—
50	0,55	19	—	—	—	—
55	0,74	26	—	—	—	—
60	1,0	—	—	—	—	—
80	4,0	—	—	—	—	—
90	∞	—	—	—	—	—

должно составлять не более 0,2, т. е. наибольшая величина отклонения слоистых толщ от их первоначального положения составляет  $\frac{1}{5}$  начальной длины. При увеличении  $H$  продольное действие сил будет приобретать все более и более поперечное направление к первоначальному положению слоистых толщ. Одновременный значительный рост относительного удлинения повлечет за собой возникновение флексур и разрывов, с образованием которых действие сил выйдет из условий, предлагаемых механизмом. Критической величиной, обуславливающей обязательное появление в слоистых толщах крупных флексур и разрывов является значение  $\alpha \simeq 45^\circ$  или, что то же отношение  $\frac{H}{L} = 0,5$ .

При изменении направления движений (от дуги к хорде) рассмотренное удлинение сменится сокращением, возможности которого также определяются приведенными данными.

Наличие сжатия и растяжения, вызванного трансформацией вертикальных движений в горизонтальные посредством механизма «дуги и хорды» в самых различных масштабах, может объяснить различные геологические явления, как, например, послонные срывы внутри изгибаемых осадочных толщ или по границе их с фундаментом, сдвиги и надвиги вкост общего простирания крупных структур или отдельных их крыльев. Возможные масштабы этих явлений определяются размерами структур и крутизной наклона крыльев. Расчеты и имеющиеся в нашем распоряжении фактические данные находятся в полном соответствии: при среднем диаметре брахискладок Тенизской впадины в 20 км и наклоне их крыльев в  $10-15^\circ$  максимальные перемещения по осложняющим их радиальным разрывам не превышают 500 м.

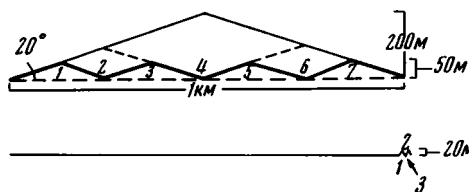


Рис. 5. Схема, иллюстрирующая возможности механизма «дуги и хорды» при полном преобразовании сжатия в складчатые деформации. Цифрами обозначено количество складок и их размеры

полов, брахиантиклиналей и валов платформенных областей дочерних самостоятельных брахиформных образований. С многократной сменой сжатия и растяжения можно связать миграцию этих дочерних образований относительно друг друга на разных уровнях. При полном преобразовании сжимающих усилий в складчатые деформации возможности механизма «дуги и хорды» определяются следующими количественными дан-

ными: выворачивание структур с наклоном крыльев в  $20^\circ$  приводит к возникновению на каждом километре семи складок амплитудой 50 м и наклоном крыльев  $20^\circ$  или трех сопряженных изоклинальных складок амплитудой в 20 м (рис. 5).

Основной практический вывод наших исследований заключается в том, что была установлена принципиальная возможность наличия сложной внутренней структуры в полого лежащих толщах, что обязательно следует учитывать при детальном сопоставлении и разведочных работах.

#### Литература

- Белюсов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Богданов А. А. Тектоника западной части Центрального Казахстана.— Сов. геология, 1954, сб. 41.
- Голубовский В. А. Морфология и условия образования глыбовых складок.— В кн.: Матер. по геологии Центрального Казахстана, т. X. Изд-во МГУ, 1971.
- Мазарович О. А. О структуре палеозойских и докембрийских отложений Атбасарского и прилегающих к нему районов Акмолинской и Кокчетавской областей.— В сб.: Памяти проф. А. Н. Мазаровича. Изд. МОИП, 1953.
- Михайлов А. Е. К вопросу о формировании верхнепалеозойских структур в западной части Тенизской впадины.— Сов. геология, 1955, № 48.
- Косыгин Ю. А. и Магницкий В. А. О возможных формах геометрической и механической связи первичных вертикальных движений, магматизма и складкообразования.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1948, т. 23, (3).

Московский государственный  
университет

Статья поступила  
6 июля 1972 г.

УДК 551.243(571.63)

Ф. Р. ЛИХТ

**ЗАПАДНО-СУЧАНСКИЙ РАЗЛОМ В СТРУКТУРЕ  
ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ**

Основные структурные элементы Южного Сихотэ-Алиня: Ханкайский массив, Сучанская и Даубихинская зоны, Главный антиклинорий и Главный синклинорий (последний вместе с прибрежной антиклинальной зоной) — выступают в истории геологического развития Сихотэ-Алинской мезозойской геосинклинали соответственно как массив ранней консолидации — краевой прогиб — краевое поднятие — внутренняя зона геосинклинали. Описывается долгоживущий Западно-Сучанский субмеридиональный разлом, разделяющий краевой прогиб на блоки с различными условиями осадкообразования и тектонического режима.

Сихотэ-Алинь в пределах Южного Приморья в геологическом отношении изучен за последнее десятилетие, пожалуй, в большей степени, чем любой другой район советского Дальнего Востока. Во многом уточнены прежние представления о возрасте отложений, структурных взаимоотношениях толщ, характере интрузивной и вулканической деятельности.

Вместе с тем существует ряд вопросов, касающихся геологического строения этой территории, которые до сих пор не получили однозначного решения. Появление новых материалов нередко заставляет внимательно пересмотреть сложившиеся представления и в некоторых случаях их существенно изменить. Это, как представляется автору, относится и к теме данного сообщения. Сложность и вместе с тем своеобразие геологического строения Южного Приморья обусловлены тем, что оно находится в зоне сочленения гетерогенных тектонических структур (рис.1).

В Сихотэ-Алинской геосинклинали области выделяются два участка, которые прежде других завершили свое геосинклинальное развитие и являются по сути массивами ранней консолидации или ядрами роста материковой сиалической коры по В. И. Попову (1958). Это Ханкайский массив и выходы древних кристаллических и метаморфических пород в междуречье Сучан-Судзухе (так называемый Сучано-Судзухинский антиклинорий — Берсенев, 1969).

Более ранним образованием, по всей вероятности, был Ханкайский массив. В юго-восточной оконечности массива Н. Г. Мельников в последние годы установил наиболее древние, почти недислоцированные образования осадочного чехла — вулканогенно-осадочные и осадочные континентальные отложения девонского (?) возраста. В районе г. Артема автор совместно с Н. Г. Мельниковым наблюдал залегание девонских (?) пород на древних гранитоидах основания.

В пределах второго массива ранней консолидации — Сучано-Судзухинского антиклинория — также известны девонские (?) образования (вангоуская серия), но они представлены интенсивно дислоцированными и глубоко метаморфизованными породами: кремнисто-глинистыми и кристаллическими сланцами, филлитами, рассланцованными метапорфиритами и др. Эти отложения вместе с прорывающими их интрузиями кислого и среднего (основного) состава образуют складчато-метаморфический фундамент, на котором лежат верхнепермские осадочные и вулканогенно-осадочные образования чехла.

Древние массивы разделялись на всем протяжении своего развития в конце позднего палеозоя и в мезозое конседиментационной отрицательной тектонической структурой, погружение которой постоянно компенсировалось осадконакоплением.

Для пермского и почти всего мезозойского этапов развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной области эта структура может рассматривать-

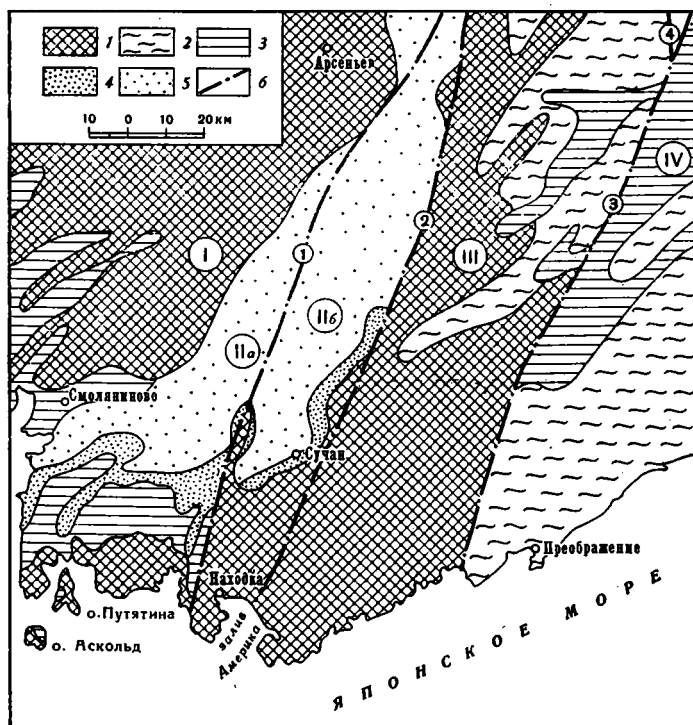


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Южного Приморья

1 — образования фундамента и маломощного осадочного чехла; в Ханкайском массиве отложения чехла представлены девонем (?) и верхней пермью; в Центрально-Сихотэ-Алинском поднятии — верхней пермью; 2 — геосинклинальные формации; а — Центрально-Сихотэ-Алинском поднятии — отложения карбона, нижней — верхней перми; во внутренней зоне мезозойской геосинклинали — отложения карбона — нижней перми, триаса, юры; 3 — переходные формации; в зоне сопряжения Ханкайского массива и Муравьев-Амурского поднятия, а также в Кангаузской подзоне — триаса, юры; в Центрально-Сихотэ-Алинском поднятии — верхней перми, триаса, юры и нижнего мела; во внутренней зоне мезозойской геосинклинали — нижнего мела; 4 — нижнемеловые, преимущественно континентальные и угленосные отложения; 5 — верхнемеловые, континентальные (молассовые) отложения; 6 — основные долгоживущие разломы (цифры в кружках): 1 — Западно-Сучанский, 2 — Сучано-Даубихинский, 3 — Центральный Сихотэ-Алинский.

Римские цифры на схеме обозначают: I — Ханкайский массив ранней консолидации; IIa — Кангаузская, IIб — Сучанская структурно-фациальные подзоны Сучано-Даубихинского краевого прогиба; III — Центрально-Сихотэ-Алинское краевое поднятие; IV — внутренняя зона мезозойской геосинклинали

ся как окраинный прогиб и в то же время как резонансно-тектоническая структура (Пущаровский, 1969). Резонансно-тектоническим режимом обусловлены аномально большая мощность мезозойских отложений в пределах краевого прогиба, достигающая (без верхнемеловых вулканитов) 7 км, а также складчато-блоковый характер тектонических структур. Фациально-литологическая характеристика отложений окраинного прогиба свидетельствует о их принадлежности к формациям, занимающим промежуточное положение между типично геосинклинальными и платформенными.

Таким образом, в направлении с запада на восток наблюдаются следующие структурные элементы Южного Приморья (рис. 1):

I. Юго-восточная оконечность Ханкайского массива. В современном тектоническом плане — это совокупность тектонических блоков различной величины. В приподнятых блоках обнажены кристаллические (среднепалеозойские гранитоиды) и метаморфические (верхнепротерозойская тамгинская серия) породы фундамента. В относительно опущенных блоках сохранились породы чехла: девонские (?) и залегающие на них с разрывом верхнепермские, слабо дислоцированные вулканогенные, терригенные (континентальные) и прибрежно-морские отложения. В юго-западном направлении происходит погружение пород фундамента и в пределах п-ова Муравьева-Амурского на продолжении Ханкайского массива широко распространены породы чехла. Юго-восточная оконечность Ханкайского массива (в отличие от его юго-западной части) довольно круто опущена и сочленяется со структурой окраинного прогиба.

II. Окраинный прогиб. Начиная с раннепермской эпохи (возможно, и раньше) и до середины поздне меловой, он характеризовался типом развития переходным от геосинклинального к платформенному (Рухин, 1962). Об этом говорят значительные мощности отложений, интенсивный характер тектонических дислокаций, а на отдельных этапах развития — и проявления вулканизма. Эта структура, разделяясь долгоживущим Западно-Сучанским разломом, отличалась также характером развития приразломных блоков.

III. Сучано-Судзухинское окраинное поднятие. Оно отделяло окраинный прогиб от геосинклинального бассейна на всем протяжении его существования вплоть до раннего мела. Граница Сучано-Судзухинского окраинного поднятия с окраинным прогибом определяется крупным долгоживущим разломом, который проходит по долине р. Сучан, далее прослеживается в бассейн Уссури (Неволин, Чемерис, 1971), где переходит в описанный в литературе Даубихинский разлом (Бурдэ и др., 1963). О пространственной и генетической связи Сучанского и Даубихинского разломов свидетельствует также характер аномалий магнитного поля (Шило, Кучук, 1968). Восточной границей Сучано-Судзухинского окраинного поднятия является Центральный Сихотэ-Алинский разлом, выделенный под названием «шва» Н. А. Белявским (Белявский, Громов, 1954) и впоследствии определенный как сдвиг (Иванов, 1961).

В современном тектоническом плане Сучано-Судзухинский тектонический блок приподнят по отношению к смежным блокам. В южной части Сучано-Судзухинского блока породы фундамента обнажены на значительной площади. Это интрузии кислого, среднего и даже основного состава, прорвавшие и частично ассимилировавшие вулканогенно-кремнисто-сланцевые толщи девона (?). В зоне сопряжения с краевым прогибом в опущенных более мелких тектонических блоках сохранились наиболее древние отложения осадочного чехла — верхнепермские прибрежно-морские и континентальные образования. В направлении на север-северо-восток породы фундамента, постепенно погружаясь, сменяются геосинклинальными образованиями палеозоя. На тектонических схемах они определяют Главный антиклинорий. Следовательно, в структурном отношении Сучано-Судзухинское окраинное поднятие и Главный антиклинорий представляют единую структуру, как это и показано на схеме П. Н. Кропоткина (1954). На востоке и северо-востоке Сучано-Судзухинское окраинное поднятие сочленяется с внутренней зоной мезозойской геосинклинали. Граница структур наиболее отчетлива в приустьевой части долины р. Судзухе, где она фиксируется Центральным Сихотэ-Алинским разломом. Севернее геосинклинальные формации палеозоя кулисообразно (рис. 1) «внедряются» в древние образования краевого поднятия и, по-видимому, частично их перерабатывают, создавая «зубчатое» сочленение геосинклинали и ее внешнего обрамления.

В конце позднего палеозоя геосинклинальный этап развития в зоне этого сочленения без инверсии структур и внедрения интрузий сменился эпигеосинклинальным. На миогеосинклинальных образованиях нижней и верхней перми (нерасчлененных) с небольшим размывом залегают отложения верхней перми. Вместе с отложениями триаса, юры и частично нижнего мела они представляют эпигеосинклинальные переходные формации, подобные тем, которые накапливались в окраинном прогибе. В отличие от последних данные переходные формации образовались, как правило, в условиях нормально-соленого морского бассейна. Подобные переходные формации во внутренней зоне геосинклинали появляются лишь с раннего мела.

Таким образом, структурные элементы Южного Приморья — Ханкайский массив, Главный антиклинорий, выделяемые на тектонических схемах, в истории развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной области являлись текторогенными или морфоструктурными (палеоморфоструктурными) категориями. Поэтому можно говорить о том, что Ханкайский массив в историко-генетическом аспекте был массивом ранней консолидации; Сучано-Дадяншанская и Дунайско-Сучанские подзоны Южно-Приморской зоны (Берсенеv, 1969), а также их продолжение — Даубихинская зона — развивались как единая структура — окраинный прогиб. Сучано-Судзухинский антиклинорий (Берсенеv, 1969) и Главный антиклинорий Сихотэ-Алия соответствовали окраинному поднятию. Наконец, Главный синклинорий и Прибрежная антиклинальная зона в совокупности отвечают внутренней зоне мезозойской геосинклинали.

Естественно, что все структурные элементы, выделяемые в историко-генетическом аспекте, представляют собой структурно-фациальные зоны, отличающиеся строением и историей развития.

Представляется, что подобное определение объясняет различный подход к выделению структур на тектонических схемах, построенных на историко-генетической (Лазарев, 1939; Беляевский, 1956) и на структурно-морфологической (Кропоткин, 1954; Берсенеv, 1969) основах.

Наиболее удобны и объективно представительны тектонические схемы, в которых наряду с выделением основных структур, различающихся возрастом слагающих их образований, характером дислокаций, отображена их принципиальная историко-генетическая позиция как элементов развивающейся геосинклинальной области (Иванов, 1960; Салун, 1963, и др.).

Возвращаясь к вопросу об окраинном прогибе, показанном на схеме (рис. 1), следует подчеркнуть, что четкое сопряжение прогиба с прилегающими структурами устанавливается лишь в случае разграничения их долгоживущим Сучано-Даубихинским разломом, разделяющим окраинный прогиб и окраинное поднятие в среднем и верхнем течении долины Сучана. Вместе с тем в приустьевой части долины Сучана в разделяемых этим разломом блоках выходят однотипные кристаллические породы фундамента. Подобное разграничение, однако, логически оправдано, поскольку начиная с поздней перми и до начала позднего мела, Сучано-Даубихинский разлом, безусловно, оказывал существенное влияние на условия образования разновозрастных отложений в приразломных блоках.

Тектоническая ступень между приподнятым блоком окраинного поднятия и опущенным блоком окраинного прогиба устанавливается также в южной части разлома. В западном блоке (краевой прогиб) отсутствуют выходы древнего (девонского?) метаморфического комплекса и преобладают кислые и средние разности изверженных пород, во множестве сохранились древние коры выветривания. В восточном блоке (краевое поднятие) древние коры выветривания сохранились лишь в немногих случаях, в основном в западной части поднятия, непосредственно в зоне разлома и приразломной полосе. На остальной площади поднятия обнажены мало измененные кристаллические и метаморфические породы основания, причем среди изверженных пород широко распространены кис-

лые, средние и даже основные разности. Естественно, что сопряжение по разлому относительно приподнятого (восточного) и опущенного (западного) блоков в области выхода фундамента менее контрастно, чем в средней и верхней части долины Сучана, где породы основания (восточный блок) соприкасаются с самыми молодыми образованиями осадочного чехла (западный блок).

Западная граница окраинного прогиба определяется выходами пород основания, перекрытых маломощным чехлом осадочных и вулканогенных пород девона (?). На сочленении Ханкайского массива с Муравьев-Амурским антиклинорием (структурное продолжение Ханкайского массива) граница окраинного прогиба может быть намечена лишь условно, по распространению наиболее древних переходных формаций. Условность границ при отсутствии долгоживущих нарушений — явление закономерное, поскольку все структурно-фациальные зоны Сихотэ-Алиня (как элементы геосинклиальной области) взаимосвязаны и являются, следовательно, резонансно-тектоническими структурами. Контрастное сочленение, как указывалось выше, характерно лишь для структурно-фациальных зон, разделяемых долгоживущим разломом. Если подобный разлом проходит внутри структурно-фациальной зоны, он разделяет ее на подзоны, различающиеся характером осадконакопления на протяжении всего времени существования этого разлома.

Такой разлом, названный автором Западно-Сучанским, разделяет структурно-фациальную зону окраинного прогиба на две подзоны (западную (I1a) и восточную (I1б) (рис. 1,2). Первая названа Кангаузской, вторая — Сучанской. В целом вся структурно-фациальная зона, отвечает Сучано-Даубихинскому окраинному прогибу, поскольку к северу ее продолжением является Даубихинская зона, которая по своей природе является таким же прогибом. Западно-Сучанский разлом фиксируется зоной сближенных тектонических нарушений различного характера — сбросами, сбросо-сдвигами, интенсивной трещиноватостью и дроблением пород, подворотом складок и т. п. Достаточно отчетливо этот разлом проявлен и в современном рельефе. Помимо того, что он контролирует отдельные участки долин сравнительно крупных водотоков, некоторые тектонические нарушения (сбросы, зоны дробления), образующие Западно-Сучанский разлом, выделяются в рельефе седловинами на гребнях увалов и низких гор, перегибами на их склонах, простиранием хребтов и увалов. Ширина зоны разлома определяется лишь приблизительно из-за обилия нарушений, среди которых трудно выделить принадлежащие самой зоне и составляющие ее оперение. В целом можно считать, что ширина зоны разлома составляет от 0,5—0,8 до 2 км. Направление разлома меридиональное. Он прослеживается от западного побережья п-ова Трудный на юге вдоль долины р. Таудеми, по долинам ключей Бархатный и Серебряный (их нижние течения) и далее, отклоняясь к северо-востоку, он соединяется с Сучано-Даубихинским разломом.

Западно-Сучанский разлом — ветвь Сучано-Даубихинского и, следовательно, должен обладать сходными с последними чертами. Действительно, он также является сбросом с аналогичным характером смещения тектонических блоков: восточный блок его относительно приподнят, а западный — опущен.

Мощность чехла, сложенного осадочными вулканогенно-осадочными породами в Кангаузской подзоне, так же как и в Сучанской, возрастает с продвижением на север, резко увеличиваясь при переходе от восточных окраин подзон к западным. Разлом, разделяющий Кангаузскую и Сучанскую подзоны, наиболее отчетливо проявлен там, где он фиксирует смещение тектонических блоков, в которых обнажены породы основания. Поднятые по разлому древние породы образовали конседиментационную узкую антиклинальную складку — Бровничанскую антиклиналь, обрамляющую с запада южное окончание Сучанской подзоны.

Западно-Сучанский разлом на первом этапе своего существования ограничивал распространение нижнепермских отложений Кангаузской подзоны, опущенной по отношению к Сучанской. В самом позднем своем проявлении, в сеноне (?), разлом контролировал изливание отдельных потоков эффузивов и внедрение связанных с ними жильных пород.

Западный тектонический блок (Кангаузская подзона) почти на всем протяжении развития отличался от восточного блока (Сучанская подзона) сравнительно устойчивым погружением, а также более спокойным тектоническим режимом. В пределах Кангаузской подзоны накаплива-

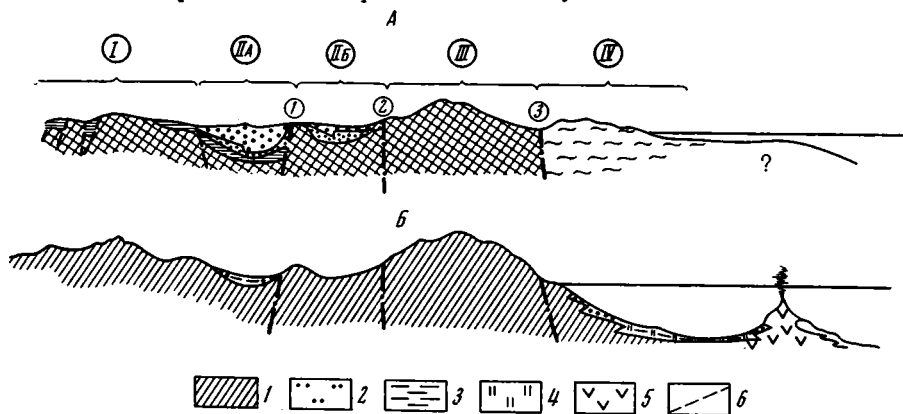


Рис. 2. Поперечный разрез через структуры Южного Приморья (А) и его палеогеографическая интерпретация для юрского периода развития (Б).

1 — доюрские образования; 2—5 — литологический состав (по преобладанию): 2 — псефиты и псаммиты; 3 — алевриты и пелиты; 4 — кремнистые илы; 5 — вулканиты разного (преимущественно ереднего) состава; 6 — второстепенные разломы. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

лись (без видимых перерывов) осадки нижней и верхней перми, триаса, юры и мела, тогда как в Сучанской подзоне отлагались осадки только верхней перми и мела.

Позднетриасовое и позднеюрское моря проникали в краевую часть Сучанской подзоны с северо-востока, со стороны геосинклинального бассейна, по опущенным участкам структуры поднятия. На остальной территории Сучанской подзоны в ранней перми, триасе и юре сохранялись континентальные условия и преобладали процессы денудации (см. рис. 2, Б).

Некоторые исследователи считают, что в меловом периоде на территории от современного левобережья Сучана до восточного берега Уссурийского залива (т. е. в Сучанской и Кангаузской подзонах) условия осадкообразования были однотипны. На этом основании здесь выделялся единый Сучанский угленосный бассейн. Промышленная угленосность нижнемеловых отложений Сучанского бассейна была установлена только в восточной части (Сучанская подзона), в районах так называемого Старого и Северного Сучана. На остальной территории (Кангаузская подзона) отмечались лишь признаки угленосности.

Тем не менее широкое распространение в этой части Южного Приморья нижнемеловых отложений, синхронных в районах Старого и Северного Сучана заведомо угленосным, предопределило постановку поисково-разведочных работ и оптимистические прогнозы на существование промышленных месторождений угля и в западной части Сучанского угленосного бассейна. Кангаузская и Сучанская подзоны по своему геологическому развитию отличались и в раннемеловую эпоху. В связи с этим автор иначе оценивает перспективность западных районов Сучанского угленосного бассейна (Кангаузской подзоны) в отношении промышленной угленосности. В Сучанской подзоне углеобразование осуществлялось на фоне



колебательных движений, выразившихся в ритмичном строении угленосных толщ. В Кангаузской подзоне в это же время происходило устойчивое погружение, компенсируемое осадконакоплением.

Сопоставляя разрезы, полученные при бурении глубоких структурных скважин (Сучанской комплексной экспедицией), расположенных на профиле широтного направления, пересекающем Кангаузскую и Сучанскую подзоны, можно убедиться, что в первой из этих подзон накоплению нижнемеловых отложений предшествовало отложение мощной толщи юрских и триасовых практически не отличающихся по составу осадков. В Сучанской же подзоне нижнемеловые отложения залегают на неглубоко погруженных породах фундамента. Нижнемеловые отложения Кангаузской подзоны отличаются от синхронных отложений Сучанской подзоны и по своей фациальной характеристике. В первой они представлены относительно монотонно чередующимися озерными и озерно-болотными комплексами фаций, тогда как во второй осадконакопление происходило на фоне дифференцированных тектонических движений в условиях достаточно расчлененного горного палеорельефа на раннем этапе формирования угленосной толщи и завершилось параллическим углеобразованием на завершающем этапе ее формирования.

Автор считает, что нельзя объединить в единый Сучанский угленосный бассейн тектонические блоки, отличающиеся разной историей развития. Несмотря на известные проявления угленосности в Кангаузской подзоне (район дер. Петровка, Васильевка), условия, способствовавшие угленосности (Иванов, 1967), здесь были эпизодическими и должны рассматриваться скорее как исключение из правила, чем закономерность.

Этим определяется отрицательная оценка перспектив промышленной угленосности меловых отложений Кангаузской подзоны.

## ВЫВОДЫ

1. Основные тектонические элементы Южного Приморья: Ханкайский массив, Сучано-Даубихинская зона, Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня и (совместно) Главный синклинорий и Прибрежная антиклинальная зона — в истории развития мезозойской геосинклинали Сихотэ-Алиня определяются соответственно как массив ранней консолидации — окраинный прогиб — окраинное поднятие — внутренняя зона геосинклинали.

2. Сучано-Дадяншанская и Дунайско-Сучанская подзоны Южно-Приморской зоны (Берснев, 1969) вместе с Даубихинской зоной в мезозое представляли Сучано-Даубихинский окраинный прогиб, разделяющий Ханкайский массив ранней консолидации и окраинное поднятие (Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня, Сучано-Судзухинский антиклинорий). Для этого прогиба были характерны условия осадконакопления, переходные между геосинклинальными и платформенными. Эпигеосинклинальный характер тектонического режима определяют значительная мощность отложений (для мезозоя более 7 км), проявления вулканической деятельности, а также интенсивные тектонические дислокации складчатоглыбового характера (Лихт, 1968).

3. Сучано-Судзухинский антиклинорий (Берснев, 1969) является продолжением Главного антиклинория Сихотэ-Алиня и образует с ним единую структуру.

В истории развития мезозойской геосинклинали Сихотэ-Алиня Главный антиклинорий выступал как окраинное поднятие, разделяющее окраинный прогиб и внутреннюю зону геосинклинали (Центральное Сихотэ-Алинское поднятие по Н. А. Беляевскому, 1956). Ядром развивавшегося поднятия был массив древних кристаллических и метаморфических пород, расположенный в южной части поднятия.

4. Основные структуры Сихотэ-Алиня — массивы ранней консолидации, окраинный прогиб, окраинное поднятие, внутренняя зона геосинкли-

нали — имеют «зубчатое» сопряжение с постепенным изменением формационно-фациального состава отложений и характера тектонической и магматической деятельности. В тех случаях, когда эти структуры соприкасаются по зонам долгоживущих разломов, разделяемые структуры по геологическому строению в достаточной мере контрастны.

5. В пределах Сучано-Даубихинского окраинного прогиба выделяется Западно-Сучанский разлом, разделявший с ранней перми до позднего мела структурно-фациальную зону окраинного прогиба на две структурно-фациальные подзоны — Кангаузскую и Сучанскую, отличавшиеся по условиям осадконакопления.

Различия в характере тектонической деятельности и, как следствие этого, в условиях образования нижнемеловых отложений в Сучанской и Кангаузской подзонах привели к тому, что эти отложения в первой подзоне известны как промышленно-угленосные, а во второй они обладают лишь признаками угленосности.

Этот вывод не позволяет автору разделить мнение предыдущих исследователей об объединении нижнемеловых отложений Кангаузской и Сучанской подзон в единый Сучанский угленосный бассейн, а также о перспективности Кангаузской подзоны в отношении выявления в этих отложениях промышленных месторождений каменного угля.

#### Литература

- Беляевский Н. А. Очерк геологии Приморья.— Матер. по геол. и полезным ископаемым Восточной Сибири и Дальнего Востока. Матер. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1956, вып. 1.
- Беляевский Н. А., Громов Ю. Я. Центральный Сихотэ-Алиньский структурный шов.— Докл. АН СССР, 1954, т. 103, № 1.
- Берсенев И. И. Основные черты геологического строения Приморья.— В кн.: Геология СССР, т. XXXII (Приморский край). М., «Недра», 1969.
- Бурдэ А. И., Неволин Л. А., Соловьев В. О. Даубихинский разлом.— Сов. геология, 1963, № 5.
- Иванов Б. А. Структурно-фациальное и тектоническое районирование Южного Сихотэ-Алиня.— Сов. геология, 1960, № 10.
- Иванов Б. А. Центральный Сихотэ-Алиньский разлом (сдвиг).— Докл. АН СССР, 1961, т. 138, № 4.
- Иванов Г. А. Угленосные формации. Л., «Наука», 1967.
- Кропоткин П. Н. Краткий очерк тектоники и палеогеографии южной части советского Дальнего Востока.— В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 1, Изд-во АН СССР, 1954.
- Лазарев А. З. Главнейшие этапы развития складчатой структуры южной половины ДВК.— Тр. XVII сесс. МГК, т. 2, М., ГОНТИ, 1939.
- Лихт Ф. Р. Еще раз о «штамповой» складчатости и унаследованности структур на примере геологического строения Сучана.— Инф. сб. Приморского геол. управления, № 6, Владивосток, 1968.
- Неволин Л. А., Чемерис Б. Д. Сучанский разлом и его связь с другими региональными структурами.— Инф. сб. Приморского геол. управления, № 7, Владивосток, 1971.
- Попов В. И. О ядрах роста материковой сиалической коры (по среднеазиатским данным).— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. Геол., 1958, т. 33, № 3.
- Пушаровский Ю. М. Резонансно-тектонические структуры.— Геотектоника, 1969, № 1.
- Рухин Л. Б. Ряды фаций и формаций и их связь с островными дугами.— Уч. зап. Ленингр. ун-та, 1962, № 310, сер. геол. наук, вып. 12.
- Салун С. А. Основные черты тектоники и истории развития фундамента Сихотэ-Алиньской области.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1963, т. 38, № 8.
- Шило Г. К., Кучук В. В. О глубинных разломах Приморья в свете геофизических данных.— Инф. сб. Приморского геол. управления, № 6, Владивосток, 1968.

Дальневосточный  
геологический институт  
ДВ АН СССР

Статья поступила  
12 мая 1972 г.

## КРИТИКА и ДИСКУССИИ

УДК 551.248.1(477.6)

А. К. МИХАЛЕВ

ОБ АНАЛИЗЕ МОЩНОСТЕЙ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА(ОТВЕТ НА СТАТЬЮ М. Т. КУЧЕРЕНКО, Д. П. ФИЛИПОВА,  
С. Д. ПОЖИДАЕВА В ЖУРНАЛЕ «ГЕОТЕКТОНИКА», № 5, 1971)

Дискуссия по проблеме конседиментационных тектонических движений в Донбассе, начатая «Геологическим журналом» (Михалев, 1968), нашла широкий отклик среди геологов. Статья М. Т. Кучеренко, Д. П. Филиппова и С. Д. Пожидаева «К вопросу о связи мощности каменноугольных отложений со складчатыми структурами Донецкого бассейна» выделяется среди значительного числа публикаций на эту тему тем, что авторы стремятся привести как можно больший фактический материал для обоснования своей позиции. Именно такой стиль дискуссии и нужно приветствовать как единственно плодотворный.

Проблема охватывает широкий круг вопросов геологии бассейна: анализ мощностей, литолого-фациальный, циклический, морфологический, тектонический анализы отложений карбона, метаморфизм пород и углей. В рассматриваемой статье анализируются фактические данные по мощности отдельных свит карбона, другие стороны исследования осадков в этом отношении упоминаются лишь вскользь, без конкретных фактов, поэтому я остановлюсь только на анализе мощностей, причем на главных, узловых пунктах этого анализа, стараясь избежать повторений материалов, опубликованных мною в 1969—1971 гг.

Начнем с Центрального района. Авторы правильно подчеркивают, что в связи с крутым залеганием пород полосы фактических данных по Главной антиклинали чрезвычайно узки, по сути это две линии замеров, что затрудняет однозначное построение карты изопахит для этой площади. Авторы представили один из вариантов этого построения (рис. 4), причем не самый удачный (корректировочные ошибки — значение 237 и 398 на южном крыле, против шахты «Северная», в счет не принимаются). Если бы авторы более строго следовали правилам интерполяции, то петлю изопахиты 300 м они протянули бы вдвое дальше на восток до шахты им. Румянцева, где зафиксированы значения 303—304 м, а изопахиту 325 м протрассировали бы по выходу известняка  $M_1$  до восточного крыла шахты им. К. Маркса с замером мощности 326 м, откуда она, описав петлю, переходит на северное крыло и, огибая поле шахты им. Румянцева, достигла бы восточного крыла шахты «Северная», где на глубоких горизонтах установлено значение 323 м. Все это преобразило бы картину, и для авторов не остался бы незамеченным относительный минимум мощностей в присводовой части Главной антиклинали, который на участке шахты «Северная» отклоняется от оси антиклинали к северо-западу, по направлению к своду кулисообразно смещенной Дружковско-Константиновской антиклинали. В этом суть различий между картами авторов и опубликованной мною (1968<sub>2</sub>). В адрес карты моих рецензентов необходимо сделать еще одно замечание — двойное пересечение изопахитой 375 южного крыла складки не имеет фактического обоснования, так как на верхних горизонтах восточного крыла шахты «Юнком» нет определений, превышающих 367—371 м. Значения 380—389 м относятся к глубоким горизонтам этого поля, указывая на увеличение мощности свиты в глубь Кальмиус-Торезской котловины (кстати, этот участок на региональной схеме изопахит, которая приводится авторами на рис. 1, выглядит совершенно иначе, чем на рис. 4). С учетом только последнего замечания число изопахит, которые «не огибают Главную антиклиналь, а пересекают ее», как пишут авторы, уменьшается сразу вдвое.

Рассмотрим далее материалы по Южной синклинали. В статье на рис. 3 приводится карта изопахит свиты  $S_2^6$  по Чистяково-Снежнянской синклинали. Приходится только сожалеть, что авторы игнорируют такие «мелочи», как согласное простиранье изопахит и присутствие в восточной периклинали и на северном крыле складки минимальных изопахит 360—350 м, что противоречит выводам авторов о «пересечении» изопахитами структур и об увеличении мощности в восточном направлении. Все эти «мелочи» авторы относят за счет «неравномерностей». И. А. Майданович и И. А. Макаров (1971), анализируя тот же материал, сумели избежать этих недостатков. Отмечая сложный

характер распределения мощностей свит  $C_2^6$  и  $C_2^5$  внутри складки, они пишут: «Однако в целом более интенсивное погружение центральной части синклинали проявляется весьма отчетливо».

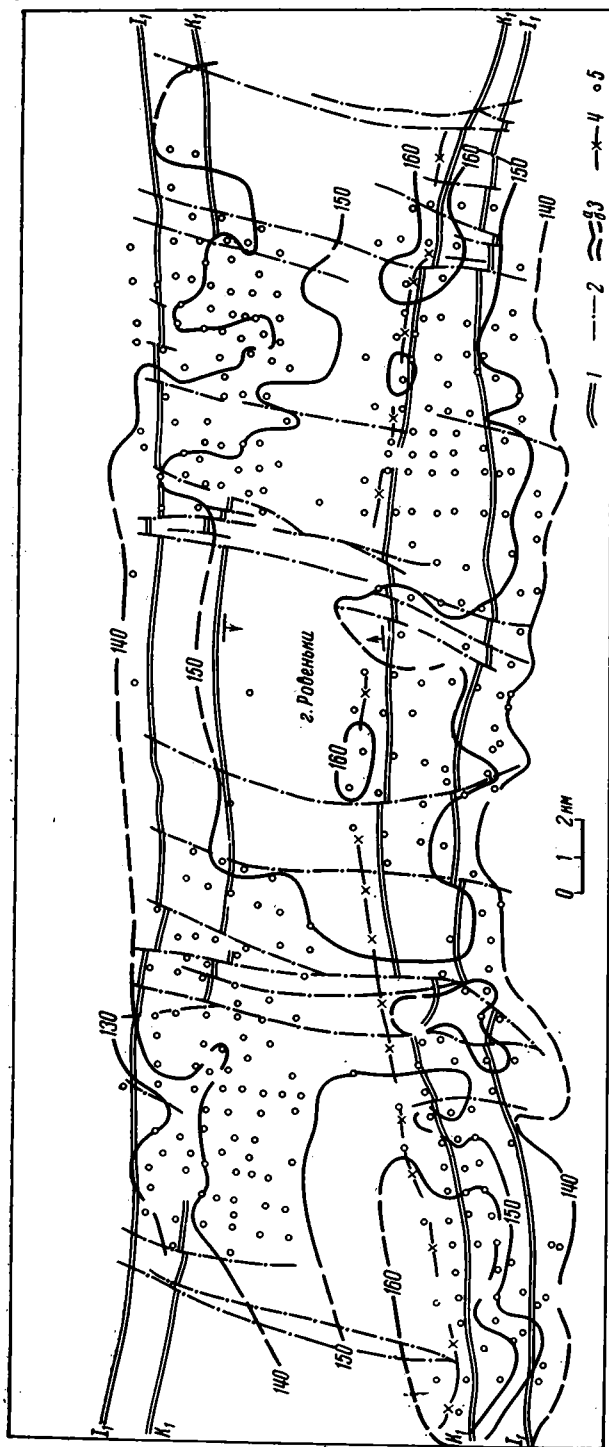
Нужно сказать, что Чистяково-Снежнянская синклинали является одним из наиболее трудных участков для исследования закономерностей изменения мощности осадков. Во-первых, в связи с глубокой денудацией верхние свиты среднего карбона  $C_2^7$  и  $C_2^6$  имеют очень малую площадь развития. (В рассматриваемой статье ни на одной из карт не приводится масштаб, поэтому читателям, мало знакомым с Донецким бассейном, очевидно, трудно судить о размерах описываемых авторами событий). Начиная со свиты  $C_2^5$ , этот недостаток постепенно теряет силу: «В отложениях свиты  $C_2^5$  (интервал  $k_2-L_1$ ) отмечается еще более явная приуроченность максимальных мощностей (550—560 м) к центральной части синклинали, а к бортам ее наблюдается общее уменьшение мощностей до 520—530 м. При этом уменьшение мощности на северном крыле складки (в направлении Главной антиклинали) происходит быстрее, чем к югу» (Майданович, Макаров, 1971).

Во-вторых, еще более важной особенностью распределения мощности толщ для Южной синклинали в целом является раздвоение относительных максимумов этого показателя внутри складок (Михалев, 1970). На картах изопахит свит  $C_2^5$ ,  $C_2^4$  и верхней, наиболее полно разведанной половины свиты  $C_2^3$  четко очерчиваются два максимума мощностей внутри складки. В периклиальной части складки оба максимума имеют тенденцию к слиянию, в западном же направлении они расходятся вдоль крыльев синклинали, разделяясь в присоевой части зоной несколько пониженных значений. Подобная же картина наблюдается в восточной части Южной синклинали — Шахтинско-Несветаевской, здесь линия максимума от периклинали складки разветвляется в восточном направлении даже на три ветви. Таким образом, конседиментационные структуры Южной синклинали имеют вид широких плоскостонных мульд, форма которых в плане (да и в разрезе) имеет много общего с современными синклиналиями. С характером распределения мощности в донной части конседиментационной мульды очень интересным образом связано изменение амплитуд поперечных сбросов, о чем я писал в статье (Михалев, 1971).

Перейдем к Северной (Главной) синклинали. Авторы рассматриваемой статьи утверждают, что они проанализировали материалы по Боково-Хрустальному району. В таком случае эти исследователи по меньшей мере несобъективны, ибо стараются не замечать того, чего нельзя не заметить. В восточной части района еще в 1964 г. были детально разведаны на большую глубину участки Нагольчанские, поля шахт «Ровеньковская капитальная» и им. Дзержинского, в результате чего были получены обширные и бесспорные материалы о характере распределения мощностей на южном крыле синклинали. Для общей характеристики закономерностей изменения мощностей осадков на этой территории привожу рис. 1, на котором четко обрисована конседиментационная мульда. Не вдаваясь в детальное описание распределения мощностей, в котором можно было бы отметить ряд очень интересных моментов, остановимся на главном: ось мульды в общих чертах трассируется параллельно оси современной синклинали, но смещена относительно нее к югу, в район выхода известняка  $K_1$ . В связи с этим в зоне Ровенецкого поднятия южное крыло конседиментационной мульды денудировано глубже, чем северная, а для верхних свит, начиная с  $C_2^4$ , срезано целиком. Но в Боково-Хрустальской синклинали оно сохранилось в достаточной мере, чтобы заметить уменьшение мощности осадков на юг, в сторону Главной антиклинали. Ограничусь одним примером: на участке Нагольчанском 1—2 мощность верхней части свиты  $C_2^3$  в интервале  $I_1-H_8$  уменьшается на юг от 370—380 (скв. № 2017, 2088, 2104, 2306 и др.) до 310—320 м (скв. № 406, 407, 1409, 2272) по всему простиранию участка.

В западной части Боково-Хрустального района, входящей в региональную карту М. Т. Кучеренко на его рис. 1, фактические данные по свите  $C_2^6$  совершенно не позволяют сделать того, что сделали авторы. По состоянию на 1969 г., когда авторы составили свою карту, на южном крыле синклинали уже давно была детально разведана на участке шахты № 12 алмазная свита и тем самым освещен характер изменения мощности свиты  $C_2^6$  в интервале  $M_1-I_2^H$ . Эти данные опубликованы (Михалев, 1970), из них следует, что несмотря на сложные зигзаги, которые, кстаи говоря, отнюдь не беспорядочны и хаотичны, а приурочены к узким диагональным флексурам в современном плане, общее или генеральное простирание изопахит согласуется с простиранием пород. Изолинии 280 м очерчивает южное крыло синклинали, а в донной части ее фиксируется сплошной ряд замеров мощностей 300—307 м. Налицо максимум в присоевой части котловины, а не минимум, который авторы изображают на своей карте петлей изопахиты 375 м. Кроме того, исходя из мощности недоразведанного на участке шахты № 12 нижнего интервала свиты  $C_2^6$  ( $I_2^H-L_1$ ), максимальная величина которого по данным единичных скважин составляет 90—95 м, можно утверждать, что полная мощность свиты достигает 400 м лишь на периклиальном замыкании известняка  $M_1$  в районе Краснокутского сброса. Авторы же рассматриваемой статьи показывают эту изопахиту значительно западнее поля шахты № 12. Отметим, что работами 1970 г. в крайней западной части Боково-Хрустального района в присоевой части синклинали установлены значения около 390 м (скв. № 516, 517, 520), однако эти новые данные подтверждают выводы, прямо противоположные позиции авторов: 1) относительный максимум мощности свиты приобретает тенденцию к развитию в сторону Бах-

Рис. 1. Распределение мощности интервала  $h_6$  —  $h_7$  свиты  $S_2^3$  Северной синклинали в зоне Ровенского поперечного поднятия.  
 1 — выходы свитных известняков, 2 — разрывные нарушения, 3 — изопахиты; а — построенные, б — предполагаемые; 4 — линия относительного максимума мощности; 5 — скважины, вскрывшие интервал, и данные по ним (м)



мутской котловины; 2) максимальный прогиб в бассейне был приурочен к Северной, а не Южной синклинали, ибо в Чистяково-Снежинской синклинали мощность свиты лишь в одной скважине превышает 380 м.

Я не стану касаться очень важного вопроса о взаимоотношении мощностей осадков на северном и южном крыльях Главной антиклинали, поскольку этот вопрос конкретно в рассматриваемой статье не разбирается. Представление о характере его решения дает карта изопахит свиты  $S_2^6$ , опубликованная мною в Бюллетене МОИП, № 3, 1970.

Необходимо хотя бы вкратце остановиться на Бахмутской котловине. Приступая к построению карты изопахит на этой территории, где продуктивные отложения карбона находятся на большой глубине, авторы повторяют ошибку многих геологов, предпринимавших такую работу: скрупулезно вычислив градиенты мощностей на разведанных площадях Лисичанского и Алмазно-Марьевского районов, они забывают об этом, когда переходят к трассировке изопахит в Бахмутской котловине. Для северного склона прогиба в рассматриваемой статье для свиты  $S_2^6$  называется градиент 1,5% на 1 км. Эта величина характеризует темп нарастания мощности на платформенной части склона — Старобельно-Миллеровской моноклинали. К югу от нее нарастание мощностей происходит в несколько раз интенсивнее. Если взять даже заведомо заниженный градиент 1,5% км, то нетрудно увидеть, что от Лисичанского района, где средняя мощность свиты  $S_2^6$  равна 200 м, в направлении центра Бахмутской котловины уже через 50 км мощность свиты достигает 350 м. Авторы же трассируют в глубине котловины изопахиты 250—275 м, не задумываясь над тем, какой геотектонический смысл может быть вложен в подобную трассировку.

В 1969 г. в Бахмутской котловине были проведены площадные сейсморазведочные работы методом отраженных волн, осветившие структуру осадков до глубин 7—8 км. Сейсмогеологический разрез через Бахмутскую котловину опубликован нами ранее («Геол. журнал», № 4, 1971), поэтому нет нужды приводить его здесь. Эти работы показали, что темп роста мощности осадков сохраняется неизменным от северной краевой части котло-

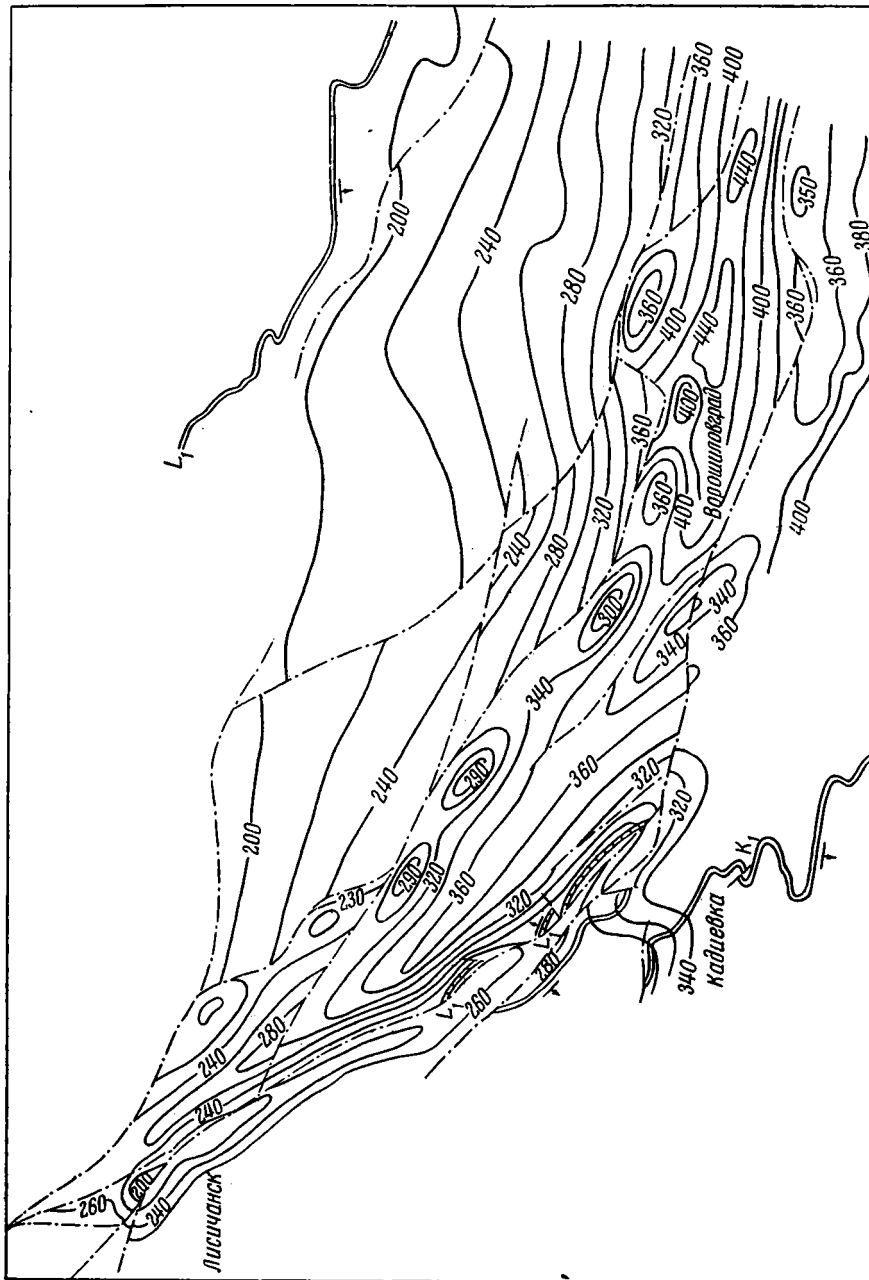


Рис. 2. Карта изопахит свиты  $C_2^5$  в северной части Донецкого бассейна. (Условные обозначения см. рис. 1)

вины до ее оси. Более интенсивно увеличивается мощность толщ от свода Дружковско-Константиновской антиклинали к донной части котловины: суммарная относительная величина роста здесь составляет не менее 40%, в случае свиты  $C_2^6$  этот рост составит от 300 на своде до 400 м и более в котловине. Естественно, М. Т. Кучеренко, Д. П. Филиппов и С. Д. Пожидаев в момент составления статьи не располагали материалами геофизических работ, но этот пример показывает, насколько недальновидной выглядит их позиция.

Таким образом, критический анализ данных, привлеченных названными авторами по главным структурам Донецкого бассейна, и дополнительные материалы, приведенные мной, свидетельствуют о том, что связь между конседиментационными и современными структурными формами проявляется достаточно рельефно, что тезис об атектоническом развитии бассейна в карбоне полностью себя изжил.

Авторы приводят много примеров по Северной зоне мелкой складчатости, стремясь доказать, что «отдельные приблизительные совпадения участков аномальных мощ-

ностей со складчатыми структурами случайны и какой-либо закономерной связи между мощностью отложений и структурами не существует». В этом отношении нужно сказать следующее. Во-первых, сами по себе факты дифференцированного распределения мощностей свидетельствуют о дифференциации конседиментационного тектонического плана со всеми вытекающими отсюда выводами. Во-вторых, северная зона мелкой складчатости испытала значительную переработку в период альпийского тектонического цикла (Попов, 1963), в связи с чем среди мелких, и главное отдельно взятых складок нередко можно обнаружить несоответствие конседиментационного и современного тектонических планов, что было отмечено мною ранее (1970).

Кроме того, как справедливо отмечают авторы, для подобных структур имеет значение элемент неунаследованности, т. е. смещение конседиментационных движений в пространстве и неравномерное их проявление во времени, особенно для маломощных интервалов. Однако все это свидетельствует лишь о сложности закономерностей, но отнюдь не об отсутствии их.

В-третьих, в 1964—1969 гг. были опубликованы многочисленные материалы о конседиментационном росте как дизъюнктивных, так и пликтивных структур в приобортовых зонах прогиба, переходных к платформенным склонам. Еще более убедительные материалы о прямой связи между мощностью и структурами в северной части Ворошиловградской области, в том числе и цепи брахиформных структур в висячем крыле Северодонецкого надвига, начиная от Лисичанских куполов и до границ с Ростовской областью, содержатся в геологическом отчете З. М. Калининченко и других геологов, который с 1969 г. хранится в фондах треста «Ворошиловградгеология», и по материалам которого составлен рис. 2.

Все эти материалы, безусловно, были знакомы авторам критической статьи, но они не только не пожелали обсуждать их как прямо относящиеся к проблеме конседиментационных движений, но и вовсе не упоминают о них.

В заключение остановимся еще на одном моменте. Как можно понять из начальных абзацев рассматриваемой статьи, авторы претендуют на решение проблемы конседиментационных движений складчатых областей вообще, называя Донецкий бассейн одним из лучших объектов для рассмотрения этого вопроса. Если это так, то авторам следует иметь в виду, что как раз в общем плане проблемы складкообразования вопрос о существовании конседиментационных движений как таковых уже давно решен (Ажгирей, 1964; Ханн, 1971, и др.), усилия исследователей сосредотачиваются на изучении природы этих движений.

#### Литература

- А ж гирей Г. Д. О главных типах движения земной коры.— В кн.: Строение и развитие земной коры. М., «Наука», 1964.
- Б еспалов И. М. и Ф и л и п п о в Д. П. По поводу статьи И. И. Чебаненко «Некоторые соображения в защиту концепции Н. С. Шатского о наличии конседиментационной складчатости в Донбассе».— Геол. ж., 1971, № 3.
- Г а р к а л е н к о И. А., Б о р о д у л и н М. И. и М и х а л е в А. К. О переходной зоне между Днепровско-Донецкой впадиной и Донецким складчатым сооружением.— Геол. ж., 1971, № 4.
- К у ч е р е н к о М. Т., Ф и л и п п о в Д. П. и П о ж и д а е в С. Д. К вопросу о связи мощности каменноугольных отложений со складчатыми структурами Донецкого бассейна.— Геотектоника, 1971, № 5.
- М а й д а н о в и ч И. А., М а к а р о в И. А. Тектонический анализ мощности среднекаменноугольных отложений Чистяковской синклинали Донбасса.— Геол. ж., 1971, № 3.
- М и х а л е в А. К. О связи мощности каменноугольных отложений с тектоникой в Донбассе.— Геол. ж., 1968, № 6.— Распределение мощности свиты  $C_2^6$  и  $C_2^7$  среднего карбона в Центральном районе Донбасса.— Геотектоника, 1968, № 3.— Новый этап в исследовании мощности каменноугольных отложений Донецкого бассейна. Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1970, № 3.— Развитие максимума мощностей среднекаменноугольных отложений, Боково-Хрустальской и Чистяково-Снежнянской синклиналей Донбасса.— В кн.: Разработка месторождений полезных ископаемых. Вопросы геологии и маркшейдерии. «Техника», Киев, 1970 — К вопросу о природе поперечных сбросов в срединных районах Донецкого бассейна. Геотектоника, 1971, № 2.
- П о п о в В. С. Тектоника.— В кн.: Геология месторождений угля и горных сланцев СССР, т. 1, Госгеолтехиздат, 1963.
- Х а н н В. Е. Об общих закономерностях развития тектонических процессов во время: проблемы прерывистости — непрерывности, цикличности — направленности.— Вестн. Моск. ун-та, 1971, № 4.

Приднепровская геофизическая  
экспедиция

Статья поступила  
5 июля 1971 г.

## ХРОНИКА

УДК 552.321.6 : 551.242(100)

МЕЖДУНАРОДНЫЙ СИМПОЗИУМ  
«ОФИОЛИТЫ В ЗЕМНОЙ КОРЕ»

(МОСКВА, 31 МАЯ — 13 ИЮНЯ 1973)

Офиолитовая ассоциация горных пород привлекла к себе в последние годы всеобщее внимание. Изучение ее позволяет дать ответы на стержневые вопросы в геологии: первичны ли на нашей планете континенты и океаны или происходит постепенное формирование земной коры. Велико значение офиолитов и для расшифровки структуры складчатых сооружений. Наличие полных геологических разрезов офиолитов в складчатых сооружениях позволяет предполагать, что тектоническими деформациями были захвачены все слои Земли, а также верхи мантии, нередко образуя серию сложных тектонических пластин. Специальное изучение офиолитов интенсивно проводилось во многих странах мира, как на континентах в пределах складчатых поясов, так и в океанах. В связи с этим появилась необходимость обмена последней научной информацией по строению офиолитов и установления контактов между ведущими геологами, работающими над решением этой проблемы. Поэтому Геологическим институтом Академии наук СССР совместно с Академиями наук Узбекской и Азербайджанской ССР был проведен в Советском Союзе Международный симпозиум «Офиолиты в земной коре» и полевые экскурсии после него.

В работе симпозиума приняло участие более 250 ученых, в том числе 56 иностранных геологов, представлявших 23 страны Европы, Азии, Австралии, Северной и Южной Америки. От нашей страны в симпозиуме принимали участие представители 38 научных учреждений: Академии наук СССР, Академий наук Узбекистана, Азербайджана, Грузии, Казахстана, Таджикистана, Украины и Белоруссии, а также министерства геологии СССР и союзных республик: геологи из Москвы, Ленинграда, Новосибирска, Баку, Ташкента, Свердловска, Душанбе, Тбилиси, Хабаровска, Магадана, Владивостока, Южно-Сахалинска и других городов.

Заседания симпозиума состоялись в Москве с 31 мая по 2 июня. Было прочитано 25 докладов, посвященных офиолитам срединно-океанических хребтов, Тетиса, Тихоокеанского пояса и палеозойских складчатых сооружений. Симпозиум открылся докладом Ф. Аумента (Канада), посвященном офиолитам Срединно-Атлантического хребта. По данным этого ученого, слой 2 на севере хребта состоит из свежих и слабо метаморфизованных базальтов, даек диабазов и в меньшей мере протрузий серпентинитов. Слой 3 сложен метабазами и различными габброидами, а слой 4 — ультрабазидами. По мнению докладчика, габброиды и ультрабазиты первоначально представляли собой дифференцированную интрузию, породы которой затем претерпели метаморфизм (амфибололизацию, родингитизацию и т. п.) и катаклаза. Офиолиты океанов петрохимически отличны от офиолитов складчатых зон континентов, причины этих отличий, однако, неясны. В докладе В. Л. Барсукова и Л. В. Дмитриева (ГЕОХИ АН СССР) был рассмотрен механизм выплавления базальтов из первичного лерцолитового вещества верхней мантии и особенности металлоносности (особенно оловоносности) базальтоидных вылавок. Прослежена судьба базальтоидов океанов и дальнейшая их история при погружении литосферных плит в зонах Беньюффа, где происходит плавление оловоносных оливиновых толеитов, в результате чего формируются оловоносные трахиандезитовые расплавы, дающие многие оловянные месторождения зон, переходных от океана к континенту.

Следующая серия докладов была посвящена офиолитам Тетиса. Ж. Брунн посвятил свое сообщение вопросу о магматическом или тектоническом становлении офиолитовых ассоциаций в структурах Альпийской зоны. Рассмотрев строение массива Вуринос, зоны Загрос и других, этот ученый высказал мысль, что имеются свидетельства магматического становления офиолитов *in situ*, которые затем были лишь незначительно осложнены тектонически. В докладе П. Пассерини, Д. Джанелли,



В. Бортолотти, Е. Аббате было показано, что основная масса офиолитов Тетиса была сформирована в течение поздней юры — раннего мела, т. е. одновременно с главной фазой раскрытия Тетиса. Появление этих пород в тектонических покровах и олистолитах началось в конце позднего мела и продолжалось в кайнозойе, в процессе закрытия (сжатия) Тетиса. Палеотектонические построения для Тетиса, однако, по их мнению, не позволяют пока говорить о полной его аналогии с современными океанами и переходными зонами.

Сообщение А. Л. Книппера (ГИН АН СССР) было посвящено положению офиолитовых ассоциаций на Малом Кавказе. Первоначально в поздней юре — раннем мелу эти образования слагали разрез океанической коры, образовавшейся в результате раздвига в конце триаса — начале юры. Затем в результате сжатия в альбе, в верхнем мелу — начале олигоцена эти образования были превращены в гигантскую тектоническую брекцию — «полимиктовый» серпентинитовый меланж, геологическая жизнь которого в Альпийском поясе еще, видимо, не закончилась. М. А. Кашкай (АН АзербССР) остановился на геолого-петрологических аспектах офиолитовых ассоциаций Малого Кавказа. Считая, что ультрабазиты внедряются в земную кору преимущественно в твердом состоянии, он не отрицал их первичную магматическую природу. Возраст интрузивных тел им считается доюрским, но затем они образовали протрузии и пространственно совместились с меловыми вулканическими образованиями. Ш. А. Азизбеков и М. И. Рустамов (АН АзербССР) посвятили свое выступление офиолитам Кавказа, Ближнего и Среднего Востока, имеющим мезозойский возраст, которые слагают три пояса: Мало-Кавказский, Анатолийский и Тавро-Загросско-Белуджистанский. Были описаны наиболее характерные разрезы офиолитовых ассоциаций и тектонические условия их залегания и петрохимические особенности гипербазитов. Авторы не исключают возможность магматического происхождения массивов ультраосновных пород.

В докладе С. Карамата и Б. Чирича (Югославия) были рассмотрены условия залегания офиолитов в зонах Динарид. Было выявлено два типа позднеюрских офиолитовых ассоциаций: ультрабазито-габбро-диабазово-спилитовая, юрского возраста, имеющая магматическое происхождение, и ассоциация ультрабазитов с подчиненным количеством габброидов. Офиолиты, видимо, перемещались в полужидком или пластичном, но достаточно горячем состоянии. Появление офиолитовых ассоциаций было связано с раздвижением и образованием эвгеосинклинального пояса (океанического типа) и с последующим его сжатием. Ж. Обуэн (Франция) дал классификацию вулканогенно-кремнистых толщ Динарид. Им выделены порфирито-радиоляритовая толща среднего триаса, диабазово-радиоляритовая и офиолито-радиоляритовая формации верхней юры и диабазовая формация верхнего мела. Из выделенных формаций только верхнеюрская, офиолито-радиоляритовая ассоциирует с большими телами ультрабазитов. В докладе обсуждались различные гипотезы образования офиолитов и был сделан вывод, что в любом случае офиолиты представляют собой части дна палеоокеанов.

Э. Мурз (США) привел сравнительную характеристику разрезов современных океанов и офиолитового комплекса Кипра, который сложен ультрабазитами, габброидами, мощной серией параллельных даек и подушечными лавами. Этот разрез, по его мнению, полностью идентичен современной коре океанов.

В своем сообщении М. Лемуан (Франция) рассмотрел офиолиты Северо-Пениннской и Южно-Пениннской зон Альп. Они залегают на разрезах коры континентального типа и подстилаются толщей «блестящих сланцев». По мнению этого ученого, возможно, что офиолиты Пьемонта представляли собой дно окраинного моря, для объяснения образования которого можно предположить несколько гипотез.

Доклад Ч. Хатчисона (Малайзия) был посвящен анализу офиолитов Юго-Востока Азии, где им выделяются разновозрастные пояса. Каждый из элементов офиолитовой ассоциации помогает определить время основных тектонических событий. Возраст магматических и метаморфических пород указывает на эпоху образования рифтовой зоны: осадочных пород (радиоляритов) — время существования океана, а образование шарьяжей — на момент столкновения литосферных плит. Он перечислил разновозрастные пояса этого региона — от докембрийских до раннетретичных.

В докладе В. Е. Хайна, М. Г. Ломизе и Л. П. Зоненшайна (СССР) были проанализированы закономерности пространственного размещения разновозрастных гипербазитов, группирующихся в линейно-вытянутые пояса. Возраст гипербазитов в большинстве случаев не может быть определен точно, а определяется по времени их появления в сфере денудации. Разновозрастные гипербазитовые пояса фиксируют местоположение океанических бассейнов прошлого.

Ряд сообщений был посвящен офиолитам Тихоокеанского пояса. В докладе Э. Бейли и М. Блейка (США) был дан анализ офиолитовой ассоциации Калифорнии, где наиболее полно сохранились мезозойские (возраст габбро 151—160 млн. лет) комплексы, отмечающие границу между океанической и континентальной плитами этого времени. Более древние офиолиты известны в районе гор Кламат (габброиды определены в 439 млн. лет) и в предгорьях Сьерры-Невады, которые, как можно предполагать, также разграничивали более древние плиты. Второй доклад по офиолитам западной части Северной Америки был сделан Т. Тайером (США). Он был в основном посвящен серии параллельных даек, которые пересекают гиперба-

зиты и габброиды в пределах гор Каньон в Орегоне. По мнению докладчика, соотношения между дайками и другими плутоническими породами комплекса офиолитов могут быть очень важными при определении хронологии тектонических процессов. От имени большой группы исследователей М. С. Марков (ГИН АН СССР) сделал сообщение о меланократовом фундаменте островных дуг и эвгеосинклиналей Северо-Востока Азии. Анализ пород этого комплекса свидетельствует о том, что имеются два фундамента — амфиболитовый, развитый в зонах растяжения, и габбровый или океанический, сменяющийся вверх по разрезу толеитовыми базальтами. Два доклада были сделаны японскими геологами. В выступлениях Т. Кимура, а также И. Куроды и С. Иги приводился анализ развития геосинклинальных зон Японии и подчеркивалось отсутствие в типичных разрезах офиолитов, за исключением геосинклиналей Камуикотан и Чугоку. По их мнению, образование офиолитов в этом регионе было связано с тектоникой плит. Выступление Д. Кумбса и Д. Синтона (Новая Зеландия) было посвящено анализу разрезов офиолитов Южного острова Новой Зеландии. Здесь представлен полный разрез офиолитовой ассоциации, причем по характеру зерен амфибола и пироксена авторы доклада пришли к выводу о магматической природе ультрабазитов и габбро, перемещенных в тектонические структуры перед краем плиты уже в холодном состоянии. Последнее сообщение по офиолитам Тихоокеанского пояса было сделано Ц. Мартин-Белицией (Венесуэла), которая посвятила его офиолитам Карибских хребтов. В пределах этого региона в разрезе офиолитовой ассоциации ею выделяются зоны ультраосновных пород, анортозито-оливиновых габбро и слоистых толеитовых субвулканических пород, причем возраст последних определяется в 120—130 млн. лет. Образование этих пород происходило в зоне срединного Тихоокеанского океанического хребта, и они внедрились в осадочные образования как протрузии.

На последнем заседании симпозиума были рассмотрены офиолиты палеозойских складчатых областей. Первый доклад по этой тематике был сделан С. Н. Ивановым, А. А. Ефимовым и Ю. Е. Молдованцевым (СССР), который был посвящен проблемам происхождения офиолитов на Урале. В своем выступлении они подчеркнули, что габбро-гипербазитовые породы находятся в тектоническом контакте с вулканиитами, среди которых выделяются две серии — толеитовая и известково-щелочная. Платиноносный пояс, видимо, представляет собой зону растяжения, заполненную внедрениями мантийного вещества, окруженную ореолом метасоматоза, приведшего к образованию аподунитового и апогаббрового комплексов. Альпийские гипербазиты Урала имеют тектонические контакты с вмещающими породами, т. е. высоконагретые габбро-гипербазитовые тела в твердопластичном состоянии тектонически перемещались в породы коры.

Два доклада были посвящены офиолитовой ассоциации Ньюфаундленда. В первом из них Д. Дьюи (США) остановился на тектоническом положении офиолитов как основном критерии понимания истории эволюции этого региона. Здесь офиолиты слагали дно океанического трога, расположенного, вероятно, между дугами. Между магматическими процессами их формирования и эпохой их тектонического перемещения интервал времени очень короток — верхи кембрия — низы ордовика, т. е. образование неппов происходило почти одновременно с процессами срединного. К подобным выводам пришел в своих исследованиях и Г. Вильямс (Канада), который считает, что образованием покровов непосредственно вслед за растяжением объясняет, в частности, слабый метаморфизм пород офиолитовой ассоциации Ньюфаундленда.

Доклад И. Х. Хамрабаева, В. В. Баранова, Я. С. Висьневского и Ш. А. Муминова (СССР) был посвящен офиолитовым поясам Средней Азии. По мнению этих ученых, офиолиты представляют собой продукты ультраосновного магматизма, внедрение которых приурочено к зонам глубинных разломов. Формирование офиолитов происходило от докембрия до среднего карбона. В коллективном сообщении В. С. Буртмана, В. Л. Клишевича, А. Л. Перфильева и С. С. Шульца (мл.) рассматривалось структурное положение офиолитов варисского Тянь-Шаня. Породы офиолитовой ассоциации залегают в покровах и имеют силурийский — раннекаменноугольный возраст в Туркестанском и ранне- и среднекаменноугольный возраст в Гиссарском поясах. Они слагали дно бассейна с корой океанического типа, располагавшегося между двумя континентальными блоками. Образование неппов произошло в результате надвигания северного блока на южный. В выступлении сотрудников ВСЕГЕИ С. В. Москалевой, В. М. Немцовича и С. С. Шульца (мл.) были отражены разные направления в изучении тектонического положения пород офиолитовой ассоциации в палеозойских складчатых областях СССР на примере Урала, Алтае-Саянской и Тянь-Шаньской областей. Каждый из авторов доклада высказал разные концепции о происхождении офиолитов, но все они пришли к единому выводу о вторичном залегании офиолитов в складчатой структуре.

Заключительный доклад на заседаниях симпозиума был сделан акад. А. В. Пейве (ГИН АН СССР), который посвятил его положению офиолитов в структуре земной коры. В качестве «стратотипического» разреза офиолитов, по-видимому, можно считать разрез Полярного Урала, в строении которого участвуют гипербазиты, габбро-амфиболиты и измененные толеитовые базальты. Первые два комплекса образуют метаморфический фундамент, возраст которого иногда значительно древнее вулканогенно-осадочных пород третьего комплекса. Крупные глубинные шарьяжи возникают в результате срыва коры по серпентинизированным ультрабазитам приблизительно параллельно

но поверхности Мохоровичича. С развитием таких шарьяжей возникает серпентинизированный меланж. По мнению докладчика, в концепции глобальной тектоники плит надо учитывать возможность перемещения тонких плит континентальной и океанической коры, сопровождающегося смятием и формированием складчатых зон.

После доклада А. В. Пейве состоялась общая дискуссия, во время которой выступали А. Смит (Великобритания), М. Такин (Иран), Т. Сузуки (Япония), Б. Чирич (Югославия), А. Л. Яншин, П. Л. Безруков, Г. В. Пинус, Н. Л. Добрецов, Л. В. Дмитриев (все СССР) и другие участники симпозиума.

В тот же день участники симпозиума вылетели в Узбекскую ССР, где 3—8 июня были проведены экскурсии в северных предгорьях Алтайского хребта, в горах Нуратау и Тамдытау, 8—11 июня были проведены экскурсии на Малом Кавказе в долине р. Тертер.

12 июня состоялась общая дискуссия по тектонике регионов, с которыми участники симпозиума познакомились во время экскурсий. В ней приняли участие 24 ученых, и основными вопросами обсуждения были строение меланжа, факторы, обуславливающие присутствие дайкового комплекса и покровное строение палеозойского и мезозойского складчатых поясов. В заключение дискуссии выступил акад. А. В. Пейве, который поблагодарил участников симпозиума за активную работу. После подробного обсуждения была принята резолюция, которая публикуется ниже.

*Н. А. Богданов, М. С. Марков*

## **РЕЗОЛЮЦИЯ СИМПОЗИУМА «ОФИОЛИТЫ В ЗЕМНОЙ КОРЕ»**

**(ПРИНЯТА НА ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНОМ ЗАСЕДАНИИ 12 ИЮНЯ 1973 г.)**

Геологическим институтом Академии наук СССР совместно с Академиями наук Узбекской ССР и Азербайджанской ССР под эгидой Подкомиссии по Тектонической карте Мира и Комиссии по структурной Геологии МСГН с 31 мая по 13 июня 1973 г. был проведен симпозиум «Офиолиты в земной коре» и полевые экскурсии после него.

Проблема офиолитов заняла ведущее положение в геологии. Это связано, в частности, с тем, что теория тектоники плит привлекла к себе большое внимание. Изучение офиолитов может дать ответ на стержневой вопрос теоретической геологии, стремящейся выяснить, первичны ли на нашей планете континенты и океаны или же происходит постепенное формирование земной коры материков. В связи с этим Комиссия по структурной геологии МСГН организовала международные исследования по данной проблеме, которые начались в 1969 г., а в 1970—1971 гг. были проведены полевые семинары.

При решении проблемы офиолитов наиболее важными являются два аспекта: 1) первичное их образование и положение в структуре; 2) вторичные перемещения во время тектонических сжатий в складчатых поясах.

Оба аспекта были в центре внимания симпозиума и во время полевых экскурсий.

Решение проблемы первичного образования офиолитов остается главным образом за петрологами и океанологами. Быстро накапливающаяся новая информация и ее трактовки касаются в основном двух регионов: срединно-океанических хребтов и окраинных морей. Упрощенная модель стратиграфии офиолитовой ассоциации, широко принятая в геологических кругах, сводится к следующему: в основании залегают интенсивно деформированные ультрабазиты, сменяющиеся слоистыми габбро, трондjemитами, дайками диабазов, а в верхней части разреза — подушечными лавами. Разрез перекрывается типичными пелагическими осадками, преимущественно радиоляритами. Однако существуют некоторые отступления от этой идеализированной модели, и первый докладчик на симпозиуме привел данные о сложности строения Срединно-Атлантического хребта, многофазности интрузий и экструзий и увеличения петрологических изменений, происходящих при удалении от осевой части хребта. Пока еще мало детальной информации об этом процессе изменений, но несомненно, что в большинстве теорий не учитывается факт различия в геохимическом составе океанической коры и альпийотипных офиолитовых поясов. Ему был посвящен ряд сообщений по геохимии офиолитовой ассоциации и выступлений в общей дискуссии. Хотя первичные особенности строения офиолитов позволяют в настоящее время предложить относительно простые схемы их формирования, тем не менее непрерывно поступающие данные заставляют уточнять теоретические предпосылки для истинного понимания сложности строения офиолитов.

Проблемой вторичного перемещения офиолитов занимаются главным образом структурные геологи, хотя многие из вопросов, такие, например, как формирование

пород фаций голубых сланцев в офиолитах, ждут своего решения от петрологов. Практически все вопросы структурной геологии офиолитов исходят из того факта, что породы этого комплекса распространены в интенсивно деформированных складчатых горных системах и первичное состояние отдельных элементов комплекса почти повсеместно нарушено. Особенно интенсивно тектонизированы ультраосновные породы, и вышележащие члены офиолитового комплекса перемешаны в них, образуя тектоническую брекчию, состоящую из разнообразных по составу блоков горных пород.

Представителями многих стран были приведены обширные материалы по структуре и положению офиолитов в разновозрастных складчатых поясах Земли. Во время заседаний разгорелась дискуссия вокруг проблемы строения поясов, в которой выступали представители двух классических школ — фиксисты и мобилисты. Одни, к которым относилось абсолютное большинство выступающих, убедительно доказывали, что офиолитовый комплекс слагает покровы, которые переместились в течение геологической истории в результате горизонтальных движений крупного масштаба, другие считают, что офиолиты приурочены к крупным глубинным региональным разломам. Так как большинство покровов альпийского типа также разбито молодыми разломами, то для решения вопроса необходимы полевые наблюдения, поэтому окончательное суждение могло быть вынесено только после экскурсий.

Экскурсии, которые состоялись после заседания симпозиума, имели грандиозный масштаб не только по своему региональному размаху и количеству участников, но и по охвату различных вопросов офиолитовой проблемы. Их осуществление ставило многочисленные задачи перед организаторами и требовало максимальной собранности от всех участников. Не только транспортные и повседневные вопросы по обслуживанию участников, но и детальные научные объяснения на обнажениях и языковые барьеры были великолепно разрешены организаторами. Ежедневно ученых окружало горячее гостеприимство советских людей.

После ночного перелета в Фергану, в пределах Южного Тянь-Шаня, в Сарталинском районе Алайских гор было проведено знакомство с различными типами палеозойских офиолитов. Они обнажаются в ядре синформной складки, находящейся в покрове, и ограничены послемеловым крупным региональным разломом. Структурная приуроченность офиолитов к разлому позволяет некоторым исследователям предположить их выдавливание из глубины на поверхность. В этом районе не было достаточно данных для определения характера покрова, поэтому участники экскурсий не пришли к общей точке зрения о структурном положении офиолитов. Петрологические взаимоотношения между отдельными элементами офиолитовой ассоциации нарушены сложной тектоникой, но в разрозненных обнажениях удалось познакомиться со всеми членами ассоциации, за исключением часто отсутствующего дайкового комплекса. Здесь, как и во всех других районах, где проходили маршруты экскурсий, нет горячих интрузивных контактов между офиолитами и подстилающими и перекрывающими их силурійскими и каменноугольными образованиями, поэтому вывод об их тектоническом перемещении в современную структуру не вызывает сомнений. На следующий день участники экскурсий познакомились с Канской полосой офиолитов. Она также слагает синклинали, но прослеживаясь непосредственно южнее третичной Ферганской впадины, офиолиты подверглись интенсивным тектоническим переработкам в альпийскую эпоху. Офиолиты этого региона выделяются под термином «меланж», который широко использовался, будучи подчас в центре научной дискуссии. В целом под ним понимаем интенсивно тектонизированную хаотическую брекчию, которая включает блоки пород офиолитовой ассоциации, а также глыбы экзотических образований, например известняков, плавающих в основной массе. Милонитизированный цемент состоит в основном из серпентинита и высокопластичен. Прекрасно видно, что в районе пос. Кан эта мобильная масса неоднократно перемещалась в разное геологическое время, поэтому в меланже встречаются блоки намюрских конгломератов, которые его несогласно перекрывали, а также юрских песчаников. Подобная масса образовала диапиры и во время экскурсий можно было видеть формы типа «офиолитовых протрузий». Однако все структуры этого типа возникли позднее формирования первичного покрова, в результате последующих тектонических перемещений.

После туристической поездки, посвященной осмотру достопримечательностей Хивы и Бухары, экскурсия была продолжена из Самарканда в районы гор Нуратау и Тамдытау. Они расположены на западном продолжении Тянь-Шаня и имеют сходную историю тектонического развития. Горы Тамдытау могут рассматриваться в качестве ключевого района, настолько прекрасно представлены здесь покровная структура варисийского Тянь-Шаня и положение в ней покрова офиолитов. Здесь нет пространственной связи между офиолитами и разломами и нет никаких оснований считать офиолиты интрузией пластинообразной формы. Эта экскурсия позволила прийти к окончательному выводу о наличии в Тянь-Шане палеозойских покровов офиолитов, по крайней мере тем ее участникам, кто имел возможность картировать офиолитовые покровы в других складчатых поясах.

Совершив перелет в Баку, а оттуда ночным поездом до Агдама, участники экскурсии покрыли огромное расстояние и познакомились с офиолитами несравненно более молодого складчатого пояса Малого Кавказа. В этом регионе из санатория Истису, расположенного на высоте более 2000 м у горячих источников, участники экскурсии совершили три маршрута, во время которых познакомились со строением альпийского

офиолитового меланжа и вмещающих его комплексов пород. Тектоническое положение меланжа довольно сложное, и в связи с этим был высказан ряд различных точек зрения. Меланж распространен в структурах, которые несогласно перекрываются верхнесеноманскими известняками. Последние в свою очередь смяты в складки и разбиты разломами. Во время экскурсий были приведены четкие доказательства первичного досеноманского образования офиолитовых покровов, так же как и последующего их перемещения в послесеноманское — доверхнесеноманское время. Несомненно, эти покровы подвергались частичной переработке послесеноманскими тектоническими движениями и местами сформировались диапировые протрузии. В меланже в верхах долины р. Левчай включены огромные тела офиолитов, в которых хорошо видно, как породы ультраосновного состава пересекаются жилами габброндов. Одна часть участников пришла к выводу об интрузивной природе габброндов, другая настаивала на метасоматическом их образовании.

Второй проблемой, которая вызывала оживленную дискуссию, было взаимоотношение между меланжем и перекрывающим его разрезом сеноманского флиша. Одни полагают, что меланж образует покров на флише, верхняя часть которого включает тектонизированные олистостромы, другие высказывались за тектонический контакт ниже олистостром, наконец, третьи приводили убедительные доказательства того, что флиш перекрывает меланж. Аджарисский меланж образует ядро брахиантиклинали в верхнесеноманских известняках, осложненное разломами. Наиболее примечательным в этом районе было наличие в меланже регионально метаморфизованных пород. Их происхождение неизвестно, но несомненно, что в них нет следов горячего контакта с офиолитами. Хотя ряд местных геологических вопросов в этом исключительно интересном районе остается пока неясным, не вызывает сомнения наличие здесь покровов альпийского типа, подобных установленным на Тянь-Шане и характерных также для других складчатых поясов.

Огромный успех всего мероприятия стал возможен благодаря усилиям большой группы лиц, которым все участники симпозиума выражают свою признательность. Но особенно они хотели бы отметить акад. А. В. Пейве, Н. А. Богданова, акад. АН АзербССР М. С. Кашкая, член-кор. АН УзбССР И. Х. Хамбрабаева и гидов экскурсий Г. И. Макарычева, В. С. Буртмана, С. С. Шульца (мл.) и А. Л. Книппера.

ГОДОВОЙ УКАЗАТЕЛЬ ЖУРНАЛА «ГЕОТЕКТОНИКА» ЗА 1973 г.

А. А. Александров. Серпентинитовый меланж верхнего течения р. Чирнай (Корякское нагорье)	4
А. Г. Алексин, А. Н. Шарданов, Эших Халед. Тектоническая история северо-западной Сахары	1
Е. Н. Алтухов, А. Д. Смирнов, Б. Н. Красильников. О байкальской складчатости Центральной Азии	4
М. Е. Артемьев, Б. К. Балавадзе. Изостазия Кавказа	6
А. А. Белов. Тектоническое развитие Западного и Центрального Тавра в палеозое (Турция)	1
И. Р. Белоус, В. А. Королев. Блоковая тектоника Донецкого бассейна и ее влияние на размещение эндогенной минерализации	5
А. Т. Богаец. Структуры меловых и палеогеновых отложений равнинного Крыма и Присивашья	1
В. С. Буртман, Г. З. Гурарий. О природе складчатых дуг Памира и Тянь-Шаня (по палеомагнитным данным)	2
А. К. Бухарин, К. К. Пятков. К вопросу об эвгеосинклиналях, миогеосинклиналях и переходных структурах (на примере Узбекистана)	2
В. П. Бухарев, А. В. Стекольников, В. Д. Полянский. Тектоника и глубинное строение анортозитовых массивов Северо-Запада Украинского щита	4
В. А. Буш, Р. Г. Гарецкий, Ю. А. Иванов, Л. Г. Кирюхин. Структурно-формационные зоны нижнепермских образований Северо-Западной Европы	1
Е. П. Васильев. Анализ перекрестной складчатости Слюдянского района (Юго-Западное Прибайкалье)	3
Л. В. Витте, М. М. Одинцов. Закономерности формирования кристаллического фундамента юго-запада Сибирской платформы	1
О. Б. Гинтов. Кольцевые структуры докембрия Украины	5
М. З. Гзовский, А. А. Никонов. Тектонофизическая интерпретация современных движений земной коры	3
М. З. Глуховский, Е. В. Павловский. К проблеме ранних стадий развития Земли	2
Г. С. Гнибиденко. Тектоника дна Берингова моря	4
Г. Б. Голионко, Н. С. Ефимкин, В. Е. Зиньковский, Е. М. Крестин. Глубинное геологическое строение северо-восточного склона Воронежского массива и Пачелмского прогиба (по материалам ГСЗ)	2
В. А. Голубовский. Условия формирования структуры внутренних частей Тенизской впадины	6
Е. А. Долгинов, В. М. Моралев, В. П. Поникаров. О типах раннедокембрийских структур	2
А. К. Замаренов. Основные черты строения поверхности фундамента восточной окраины Прикаспийской впадины	6
С. А. Захаров. Метаморфизм как вероятный фактор складкообразования	5
Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, В. И. Коваленко, А. Я. Салтыковский, Л. М. Натопов, Г. А. Кудрявцев, Ю. Г. Гатинский, И. В. Виноградов, А. В. Мишина. Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса	5
И. Н. Казаков. О трех типах шовных геосинклинальных прогибов срединного отрезка Центрально-Азиатского складчатого пояса	6
Г. И. Князев. Геотектоническое положение телетермального медного и свинцово-цинкового оруденения	2
Ю. А. Косыгин, Ю. С. Салин, В. А. Соловьев. Определение тектоники	4
А. Я. Кравчинский. О сопряженности палеомагнитных и палеогеографических перестроек на Восточно-Европейской платформе	6
Н. А. Крылов. Тектоническая дифференциация молодых платформ	5
П. Н. Кропоткин. Глыбовые тектонические структуры на Марсе	3
Г. А. Кудрявцев. О складчатостях позднего докембрия и кембрия	4
Ю. И. Лазарев. Тектоническое развитие ранних карелид Карелии	5
Ф. Р. Лихт. Западно-Сучанский разлом в структуре Южного Приморья	6
Н. В. Лукина. О деформированности поверхности палеозойского фундамента Восточного Каратегина и Западного Алая	2

И. В. Лучицкий. О кислых магматических породах океанов	5
Г. И. Макарычев, В. И. Пазилова. Строение фундамента и ранние стадии развития геосинклинали Каратау (Южный Казахстан)	6
Ю. В. Миллер. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов	5
Ю. В. Миллер, Р. И. Милькевич, В. А. Глебовицкий, Г. В. Давыдов. Структура северо-восточной части Агинского массива (Восточное Забайкалье)	2
А. К. Михалев. О механизме образования надвигов в Красноармейском районе Донбасса	2
Н. М. Мокрушин, Б. И. Тарбаев. Строение фундамента восточной части Тимано-Печорской области в свете последних данных бурения и геофизики	3
Т. В. Молчанова. Место мезозойского гранитоидного магматизма в структурах Тихоокеанского тектонического пояса	1
Ю. Н. Нагорный, В. Н. Нагорный, Б. П. Земляной. О роли конседиментационных тектонических движений в формировании складчатых структур Донецкого бассейна	5
В. А. Наумов. Строение краевого шва Сибирской платформы в пределах Прибайкалья	1
Л. М. Парфенов. Дислокации метаморфических толщ докембрия и методы их изучения (на примере докембрия Шотландии)	3
Б. М. Петров. Днепротерозойская структура территории КМА и некоторые черты ее развития	1
А. В. Пейве. Тектоника и развитие Урала и Аппалачей — сравнение	3
А. С. Перфильев, С. В. Руженцев. Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах	3
Л. Г. Плахотный, Н. М. Чир. Горностаевский поперечный разлом (Керченский полуостров)	3
В. С. Попович, Л. А. Ступак. Новые данные о глубинном строении Северного Причерноморья	2
Г. Л. Поспелов, Д. В. Гуржий, Ю. Е. Кордияк. Тектоно-гидродинамическая нефтегазопродуктивная система Предкарпатья	4
В. Н. Пучков. О палеотектонической природе Лемвинской зоны Полярного Урала	6
Ю. М. Пушаровский, П. Л. Безруков. О тектонике восточной части Индийского океана	6
Б. П. Ризун, Ю. Н. Сеньковский. О положении юго-западной границы Восточно-Европейской платформы в пределах Украины	4
О. М. Розен, М. С. Марков. О происхождении амфиболитов метаморфического меланократового фундамента островных дуг (на примере Ганальского хребта Камчатки)	3
С. В. Руженцев, А. А. Белов. К проблеме палеотектонических и палеогеографических реконструкций в областях складчато-покровного строения	4
А. И. Русадзе, Э. Э. Грузман. О глубинном строении района Тбилиси по сейсмическим данным	1
А. И. Рыбин. Происхождение ферганских складок	4
А. А. Свиточ, Ю. А. Кублин. Ультракомпенсационные мульды Прикаспийской впадины и возможные условия их образования	3
А. А. Скрипий. О морфологии и механизме образования кливажа и разрывно-складчатых структур северной части Магнитогорского мегантиклинория	6
О. Д. Суетенко. Строение герцинского эвгеосинклинали прогиба в Юго-Восточной Монголии	3
А. А. Терехов, К. Н. Мамошина, Э. П. Москаленко. О продолжении структур северо-западного Кавказа во впадину Черного моря	1
Д. М. Трофимов. Основные черты тектоники юго-западной Сахары	2
А. А. Фролов. Структурное положение массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов	3
В. Г. Чернов, В. С. Головань. О динамике развития Карпатской геосинклинали в меловом и палеогеновом периодах (на основе анализа скоростей осадконакопления)	2
В. М. Цейслер. Связь молассовых формаций и орогенных структур	1
В. И. Шевченко. Герцинская структура восточной части Главного хребта Центрального Кавказа и роль гранитов в ее формировании	2
Л. М. Шкерин. Результаты петротектонического изучения пород из Сихотэ-Алинского метеоритного кратера	4
В. Н. Шолпо. Складчатость Сванетского антиклинория	4

#### Критика и дискуссии

В. В. Иванов, Г. М. Мейтув. Ответ на критические замечания И. Г. Рутштейна и В. В. Старченко	2
А. К. Михалев. Об анализе мощностей каменноугольных отложений Донецкого бассейна (ответ на статью М. Т. Кучеренко, Д. П. Филиппова, С. Д. Пожидаева в журнале «Геотектоника», № 5, 1971)	6

<b>А. А. Никонов.</b> О замечаниях С. А. Захарова к статье А. А. Никонова «Дифференцированный анализ четвертичной тектоники Афгано-Таджикской депрессии» («Геотектоника», № 1, 1970) . . . . .	5
<b>И. Г. Рутштейн, В. В. Старченко.</b> Новое направление региональных металлогенических исследований (по поводу статьи В. В. Иванова и Г. М. Мейтува «Тектоника и эндогенное рудообразование») . . . . .	2

#### Рецензии

<b>Б. А. Иванов.</b> Несколько замечаний к переводу словаря Дж. Денниса . . . . .	4
<b>А. Г. Малюжинец.</b> О монографии В. И. Громина «Малые структурные формы и палеореологические реконструкции» . . . . .	1
<b>А. Е. Шлезингер.</b> Предыстория молодых платформ . . . . .	3

#### Хроника

Международный симпозиум «Офиолиты в земной коре» (Москва, 31 мая—13 июня 1973 г.) . . . . .	6
Проблемы тектоники Припятского прогиба (Первое Белорусское республиканское тектоническое совещание) . . . . .	3
Совещание по тектонике Тихоокеанского пояса . . . . .	4
Тектоника дна морей, океанов и островных дуг . . . . .	1
Памяти Всеволода Сергеевича Журавлева . . . . .	1



## *Редакционная коллегия*

**В. В. БЕЛОУСОВ, 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 (зам. главного редактора), В. Е. ХАИН,  
Ю. М. ШЕЙНМАНН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН,**

## *Адрес редакции*

**Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР  
Телефон 233-00-47, доб. 3-77**

Технический редактор *Сафронова Т. И.*

---

Сдано в набор 7/IX-1973 г. Т-09870. Подписано к печати 5/XI-1973 г. Тираж 1855 экз.  
Зак. 5612. Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Усл. печ. л. 11,2. Бум. л. 4. Уч.-изд. листов 12,1.

---

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

В 312

БАВИЛОВА 31 Н 1 КВ 92

ПУДАРОВСКОМУ В М

70228

1-12

В

Индекс

70228

Цена 1 р. 20 к.

**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»**

**ЦЕНТРАЛЬНАЯ КОНТОРА «АКАДЕМКНИГА»**

**В магазинах «Академкнига»**

**имеются в продаже книги:**

Руженцев С. В. **ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ВОСТОЧНОГО ПАМИРА И РОЛЬ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ ЕГО АЛЬПИЙСКОЙ СТРУКТУРЫ.** Труды Геологического института. Вып. 192. 1968. 203 стр. 1 р. 88 к.

Соловьев В. А. **ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕЗОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНИКИ ПРИ БАЙКАЛЬЯ И ЗАБАЙКАЛЬЯ.** 1968. 127 стр. 78 к.

**СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИКА МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ.** Совместная Советско-Монгольская геологическая экспедиция. 1970. 148 стр. 1 р. 47 к.

**ТЕКТОНИКА И РАЗМЕЩЕНИЕ НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ.** 1968. 188 стр. 1 р. 16 к.

**ТЕКТОНИКА СОВЕТСКОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И ПРИЛЕГАЮЩИХ АКВАТОРИЙ.** Труды сессии Отделения наук о Земле АН СССР. 1968. 234 стр. 1 р. 52 к.

**ТЕКТОНИКА ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕЕ КАЛИБРОСНОСТИ.** 1965. 180 стр. 85 к.

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ КОНТИНЕНТОВ.** На XXII сессии Международного геологического конгресса. 1967. 183 стр. 1 р. 26 к.

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НЕФТЕНОСНЫХ ВПАДИН СЕВЕРА ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ.** 1970. 171 стр. 1 р. 48 к.

**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ И СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОБЛАСТЕЙ ВОСТОЧНОЕВРОПЕЙСКОЙ (РУССКОЙ) ПЛАТФОРМЫ.** 1965. 194 стр. 1 р. 22 к.

Фаворская М. А. и др. **МАГМАТИЗМ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ И ЕГО СВЯЗЬ С ПРОЦЕССАМИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ.** 1965. 152 стр. 91 к.

**ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ КНИГ ПОЧТОЙ  
ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО АДРЕСУ:**

117463 **МОСКВА**, В-463, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

197110 **ЛЕНИНГРАД**, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

**АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:**

480391 **Алма-Ата**, ул. Фурманова, 91/97; 370005 **Баку**, ул. Джапаридзе, 13; 320005 **Днепропетровск**, проспект Гагарина, 24; 734001 **Душанбе**, проспект Ленина, 95; 664033 **Иркутск**, 33, ул. Лермонтова, 303; 252030 **Киев**, ул. Ленина 42; 277012 **Кишинев**, ул. Пушкина, 31; 443002 **Куйбышев**, проспект Ленина, 2; 192104 **Ленинград**, Д-120, Литейный проспект, 57; 199164 **Ленинград**, Менделеевская линия, 1; 199004 **Ленинград**, 9 линия, 16; 103009 **Москва**, ул. Горького, 8; 117312 **Москва**, ул. Вавилова, 55/7; 630090 **Новосибирск**, Академгородок, Морской проспект, 22; 630076 **Новосибирск**, 91, Красный проспект, 51; 620151 **Свердловск**, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700029 **Ташкент**, Л-29, ул. Ленина, 73; 700100 **Ташкент**, ул. Шота Руставели, 43; 634050 **Томск**, наб. реки Ушайки, 18; 450075 **Уфа**, Коммунистическая ул., 49; 450075 **Уфа**, проспект Октября, 129; 720001 **Фрунзе**, бульвар Дзержинского, 42; 310003 **Харьков**, Уфимский пер., 4/6.

