

1878
АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

5

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1966

Редакционная коллегия:

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

Сентябрь — Октябрь

СОДЕРЖАНИЕ

Л. П. Зоненшайн, В. П. Поникаров, А. К. Уфлянд. О структурах, пограничных между платформами и геосинклинальными областями	3
М. Манфредини. Тектоническая эволюция переходной зоны между Аbruцкой геантклиналью и Умбрийской геосинклиналью (Центральная и Южная Италия)	19
М. Маттауэр. Основные черты строения Пиренейской складчатой системы	22
М. Д. Димитриевич и Б. Чирич. Тектоническое строение Сербско-Македонского массива	32
М. Магел. Основные черты строения Западных Карпат	42
В. И. Кнауф. Тектоническое районирование северной Киргизии	48
С. М. Зверев, Л. Р. Мерклин. Глубинное строение юго-восточного склона Курило-Камчатского глубоководного желоба	58
В. Н. Соболевская. К вопросу о положении Альпийской складчатой системы островов восточного обрамления Австралии в «Тихоокеанском кольце» и кольцо Гондваны	66
Г. П. Авдейко, Н. Б. Заборовская, М. С. Марков. О характере сочленения Охотско-Чукотского вулканического пояса и Корякско-Камчатской складчатой зоны	87
И. Ю. Лапкии, Э. В. Томашунас К тектонике юга Европейской части СССР	95
Г. Х. Дикенштейн, Л. П. Полканова. О возрасте и структурных этажах фундамента Устюрта и Южного Приаралья	108

Краткие сообщения

Ю. Г. Моргунов, А. С. Марочкин. Тектоника доюрских образований Северной Осетии (Центральный Кавказ)	115
--	-----

September — October

CONTENTS

L. P. Zonenshain, V. P. Ponikarov, A. K. Uflyand. On structures on the boundary between the platforms and geosynclinal areas	3
M. Manfredini. Limites et évolution tectonique de la zona de transition entre le géantoclinal «abruzzais» et le miogéosynclinal «ombrien» (Italie centrale et méridionale)	19
M. Mattauer. Les traits structuraux essentiels de la chaîne Pyreneenne	22
M. Dimitrijević, B. Cirić. Tectonic development of the Serbo-Macedonian massif	32
M. Mahel. The main structural features of the West Carpathians	42
V. I. Knauf. The tectonic of northern Kirghizia	48
S. M. Zvierev, L. R. Merklin. Deep-seated structure of the south-eastern slope of the Kuril-Kamchatka deep trench	58
V. N. Sobolevskaya. On the problem of position of the Alpine folded zone of the islands east of Australia in the «Circum-Pacific» system and the Circum—Gondvana belt	66
G. P. Avdeiko, N. B. Zaborovskaya, M. S. Markov. On the limit of the Okhotsk-Chukotsk volcanic belt and Koryak-Kamchatka folded zone	87
I. Yu. Lapkin, E. V. Tamašunas. On the tectonics of southern regions of the European part of the USSR	95
D. Kh. Dickenstein, L. V. Polkanova. Age and structural stages of the basement of Ustyurt and the south of the Aral lake region	108

Short communications

Yu. G. Morgunov, A. S. Märochkin. Tectonics of Pre-Jurassic formations of northern Ossetia (Central Caucasus)	115
--	-----

Технический редактор *Е. А. Карнова*

Т-11927 Подписано к печати 18/VIII 1966 г. Тираж 1550 экз. Зак. 6291
 Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Печ. л. 10,5+3 вкл. Бум. л. 3³/₄ Уч.-изд. листов 12,3

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

УДК 551.24

Л. П. ЗОНЕНШАИН, В. П. ПОНИКАРОВ, А. К. УФЛЯНД
О СТРУКТУРАХ, ПОГРАНИЧНЫХ МЕЖДУ ПЛАТФОРМАМИ
И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫМИ ОБЛАСТЯМИ

ВВЕДЕНИЕ

Вопрос соотношения платформ и геосинклинальных областей, являясь принципиально важным, привлекает внимание геологов. Однако изучен этот вопрос еще односторонне. Основные усилия исследователей оказались направленными на выяснение структурных связей платформ и геосинклиналей, возникающих на заключительных стадиях развития последних, в то время как выяснение таких связей для более ранних стадий геосинклинального развития, по существу, еще не вышло за рамки рабочих гипотез.

Сложившиеся представления относительно сочленения платформ и геосинклиналей на ранних стадиях развития последних предусматривают разделение их зонами длительно живущих глубинных разломов — краевых швов (Шатский, 1946; Богданов, 1955; Пушаровский, 1959 и др.) Между тем местоположение краевого шва и его характер, за исключением отдельных случаев, когда геосинклинальная область соприкасается с высоко поднятым краем древней платформы (Балтийский щит Восточно-Европейской платформы и каледониды Скандинавии), вызывают ряд вопросов. Особенно не ясно наличие и положение краевого шва в таких широко распространенных случаях сочленения платформ и геосинклинальных областей, когда край платформы, прилежащий к геосинклинали, оказывается глубоко опущенным. На краю платформы часто развиваются зоны перикратонных опусканий (Павловский, 1959) или окраинные платформенные прогибы (Муратов и др., 1962), которые впоследствии могут быть осложнены краевыми прогибами. В этих случаях вопрос наличия краевого шва, а также его точного местоположения может решаться не более, чем в предположительной форме.

Для поздних стадий развития геосинклинальных областей наиболее типичными структурами, связующими геосинклинальные и платформенные области, являются краевые прогибы.

Краевые прогибы — как особый тип тектонических структур, граничных между платформами и геосинклинальными областями, достаточно полно охарактеризованы в отечественной литературе. Н. С. Шатский (1945) сформулировал основные особенности краевых прогибов. Он отметил их общее синклинальное строение, асимметричность, смену геосинклинальных формаций и структур платформенными при движении с внутреннего крыла прогиба к внешнему. Н. С. Шатский указал на специфичность целого ряда формаций, выполняющих краевые прогибы. «В них, — пишет Н. С. Шатский, — особенно большое распространение получают такие отличающиеся большой мощностью формации, как моласса, флиш, соленосная формация, угленосные формации донецкого типа и т. д. Подобные формации не встречаются в типичных платформенных областях, но если не такие, то сходные им формации появляются и

во внутренних частях геосинклинальных областей, но всегда в период их замыкания» (1945, стр. 16).

Последующими исследованиями был выяснен целый ряд особенностей строения и развития краевых прогибов. Так, А. А. Богданов (1955) осветил закономерности развития краевых прогибов. Он указал на то, что развитие краевых прогибов является длительным. Краевые прогибы, закладываясь вдоль глубинного краевого шва, в дальнейшем последовательно мигрируют от формирующейся складчатой области на платформу. Этот вывод, безусловно, очень важен при рассмотрении истории развития структур, пограничных между платформами и геосинклинальными областями.

Подробное описание краевых прогибов содержится в известной монографии Ю. М. Пушаровского (1959). В ней сформулированы основные законы строения и развития краевых прогибов. Многие из этих законов представляют собой дальнейшее развитие указанных выше положений Н. С. Шатского. Особое внимание Ю. М. Пушаровский уделил определению времени образования краевых прогибов. С его точки зрения, основным критерием начала развития краевых прогибов являются формационные ряды либо просто отдельные формации, такие как молассовая, соленосная и угленосная. Краевой прогиб рассматривается как кратковременное образование, возникающее вдоль молодой складчатой зоны в момент ее воздымания. Предусматривается, что краевые прогибы как бы накладываются на более древние структуры как геосинклинальные, так и платформенные. Ю. М. Пушаровский приходит к выводу относительно принадлежности краевых прогибов к самостоятельному, особому классу тектонических структур, пограничных между геосинклиналями и платформами. Изложенная концепция во многом является справедливой, хотя некоторые проблемы, и прежде всего критерий начала образования краевых прогибов, представляются достаточно дискуссионными.

Краевые прогибы, как одна из форм связи платформ и геосинклинальных областей, являясь структурами короткого и строго определенного периода развития, не отражают характера этих связей на более ранних стадиях развития геосинклиналей.

Расшифровка структурных связей между платформами и геосинклиналями на стадиях, предшествующих образованию краевых прогибов, является весьма трудной. В литературе этот вопрос почти не освещен. Исключения представляют работы Е. В. Павловского (1959) и М. В. Муратова, М. Ф. Микунова, Е. С. Черновой (1962). В этих работах показывается, что краевые части платформ, прилегающие к геосинклинальным областям, часто испытывают глубокое погружение в период интенсивного прогибания геосинклинальных областей. На их месте возникают своеобразные прогибы, названные Е. В. Павловским зонами перикратонных опусканий, а М. В. Муратовым, М. Ф. Микуловым и Е. С. Черновой — окраинными платформенными прогибами. Эти структуры в дальнейшем могут наследоваться краевыми прогибами.

В то же время эта проблема помимо чисто теоретического интереса имеет и первостепенное практическое значение. Хорошо известно значение краевых прогибов как структур, с которыми связаны скопления различных каустобиолитов и, в частности, нефти и газа. Однако, как это ни парадоксально, но те формации, которые считаются типоморфными для краевых прогибов, как правило, почти не содержат залежей нефти и газа. Эти последние формируются и накапливаются в более глубоких горизонтах, залегающих ниже формаций краевого прогиба. Так, например, время заложения Предуральского краевого прогиба определяется в интервале верхний карбон — нижняя пермь, тогда как значительные скопления нефти, помимо нижнепермских, связаны с девонскими отложениями. Предкавказский краевой прогиб, по Ю. М. Пушаровскому (1959), заложился в миоцене, нефть же обнаруживается в майкопских отложе-

ниях и в мелу. В Приверхоанском краевом прогибе формации, отвечающие собственно самому краевому прогибу, появляются лишь в поздней юре — раннем мелу, а газовые скопления и возможные нефтяные залежи сконцентрированы в верхнетриасовых — нижнеюрских отложениях. В Западном Пакистане нефть содержится в эоценовых отложениях, моласса же, с которой начинается формирование краевого прогиба, является плиоценово-четвертичной. Заключительную стадию формирования Месопотамского краевого прогиба, характеризующуюся накоплением типичной молассы, следует относить к плиоцен-четвертичному времени (Поникаров и др. 1964). Нефтедержащими же породами являются триасовые, юрские, меловые, палеогеновые и миоценовые. Как считает Ф. Хенсон (Henson, 1951), образование, миграция и первичная аккумуляция богатейших нефтяных залежей Среднего Востока были связаны с «доорогенной» историей. Аккумуляция нефти в неогеновых антиклиналях является вторичной, но приуроченной к площадям более ранней, первичной, аккумуляции.

Эти примеры можно было бы продолжить, но и приведенных уже достаточно для вывода о том, что аккумуляция, и особенно формирование нефтяных залежей, далеко не всегда связаны с собственно краевыми прогибами (в той характеристике, которую они сейчас имеют) и что в основном они приурочены к образованиям, подстилающим краевые прогибы. Вместе с тем, закономерная пространственная связь нефтяных залежей с теми краевыми погруженными частями платформ, где в последующем возникают краевые прогибы, безусловно, существует. Точно так же существует определенная преемственность и взаимосвязанность в проявлении и развитии самого краевого прогиба с предшествовавшим развитием обширной пограничной зоны между платформами и геосинклинальными областями. Попыткой выявления этих взаимосвязей и является настоящая работа.

КРАЕВЫЕ СИСТЕМЫ

Склоны платформ, примыкающие к складчатым областям, обычно глубоко опущены и выполнены мощной серией отложений широкого возрастного диапазона. Они представляют собой удлиненные асимметричные депрессии, протягивающиеся вдоль границ платформ и геосинклинальных областей, и являются, таким образом, пограничными структурами. Подобные структуры представляется целесообразным именовать краевыми системами. Термин «краевая система» неоднократно употреблял Н. С. Шатский как для обозначения поперечных структур, возникающих на границе платформ и геосинклинальных областей (Шатский, 1946, 1947), так и продольных структур, развивающихся на краю платформ, хотя в последнем случае нигде этот термин не получил строгого определения. Ю. М. Пушаровский (1959) выделяет краевые системы в зонах сочленения геосинклинальных областей с молодыми платформами. Этот исследователь пишет, что «под краевыми системами нужно понимать обширные структурные образования сложного строения, располагающиеся перед фронтом складчатых зон (параллельные им), вовлеченные в более или менее значительное компенсационное опускание в эпоху превращения геосинклинальных систем в поднятые складчатые зоны».

Указанное определение, с нашей точки зрения, следует расширить, считая, во-первых, что краевые системы возникают не только по границе геосинклиналей и молодых платформ, но и вообще по границе геосинклинальных и платформенных областей любого возраста; и, во-вторых, что заложение краевых систем относится не к эпохе превращения геосинклинальных систем в поднятые складчатые зоны, а, как увидим ниже, к значительно более раннему времени, когда геосинклинальная область испытывала еще интенсивное прогибание. Краевые прогибы

структурно вписываются в эти краевые системы и, возникая на последних стадиях их развития, составляют с ними единое целое.

Таким образом, под краевыми системами понимаются обширные структурные образования, располагающиеся по границе платформ и геосинклинальных областей, вовлеченные в прогибание в эпоху интенсивной тектонической активности смежных с ними геосинклинальных зон. В краевые системы в качестве составных частей включаются: платформенные склоны с присущими им дислокациями, краевые прогибы в той характеристике, которую они сейчас имеют, и узкие сложно дислоцированные внешние зоны складчатых систем, часто выделяемые в качестве внешних миогеосинклинальных зон.

Считалось, что эти структурные элементы имеют резко различную тектоническую природу. Ниже мы постараемся показать, что исторически они являются частями единых крупных структурных образований — краевых систем — и прошли одинаковую или сходную тектоническую историю, особенно на ранних этапах своего развития. Характерно, что все они практически амагматичны. Различия между ними становятся выпуклыми лишь в заключительные моменты развития геосинклинальной зоны, в эпоху формирования складчатой области, и связаны с воздействием складкообразовательных движений, протекавших в геосинклинали, на смежные части краевых систем.

Примеры краевых систем многочисленны: Камско-Уфимский прогиб (Муратов и др., 1962) и Предуральский краевой прогиб; восточная опущенная часть Сибирской платформы и Приверхоянский краевой прогиб; Предкавказская депрессия Скифской плиты и Предкавказский краевой прогиб; восточная опущенная часть Аравийской платформы и Месопотамский краевой прогиб с внешними миогеосинклинальными зонами Загроса; краевая Альпийская система вместе с Субальпийской зоной и Юрскими горами и др. (рис. 1).

Краевые прогибы, в том виде как они сейчас поднимаются, занимают обычно осевые, наиболее прогнутые части краевых систем и по отношению к ним являются структурами более высокого порядка. Почти во всех краевых системах существуют постепенные и часто незаметные переходы от тех отложений, которые считаются характерными для краевых прогибов, к более древним образованиям, обладающим либо платформенными, либо миогеосинклинальными чертами строения. Между ними, как правило, наблюдается полное структурное согласие. В качестве примеров напомним единые разрезы карбона и перми Приуралья, мела и третичных отложений Предкавказья и Месопотамии, мезозоя Приверхоянья и т. д. Не случайны столь по-разному понимается основание краевых прогибов. Многочисленные переходы в латеральном направлении формаций краевого прогиба в иные по типу формации еще более осложняют выявление времени заложения краевого прогиба. Формационный принцип, предложенный Ю. М. Пушаровским для установления подошвы краевых прогибов, в связи с этим не может считаться достаточным. С его помощью, безусловно, четко отбивается особая стадия развития территории, прилегающей к геосинклинальной области в тот момент, когда последняя замыкается и воздымается, но формации, типоморфные, по Ю. М. Пушарскому для краевых прогибов, занимают, как увидим ниже, верхнее положение в едином ряде геологических формаций, свойственных краевым системам.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ КРАЕВЫХ СИСТЕМ

Несмотря на большое разнообразие краевых систем, они являются однотипными и обладают целым рядом одинаковых и характерных особенностей.

Время заложения краевых систем определяется движениями в соседней геосинклинальной области, причем оно приурочено в основном к тому

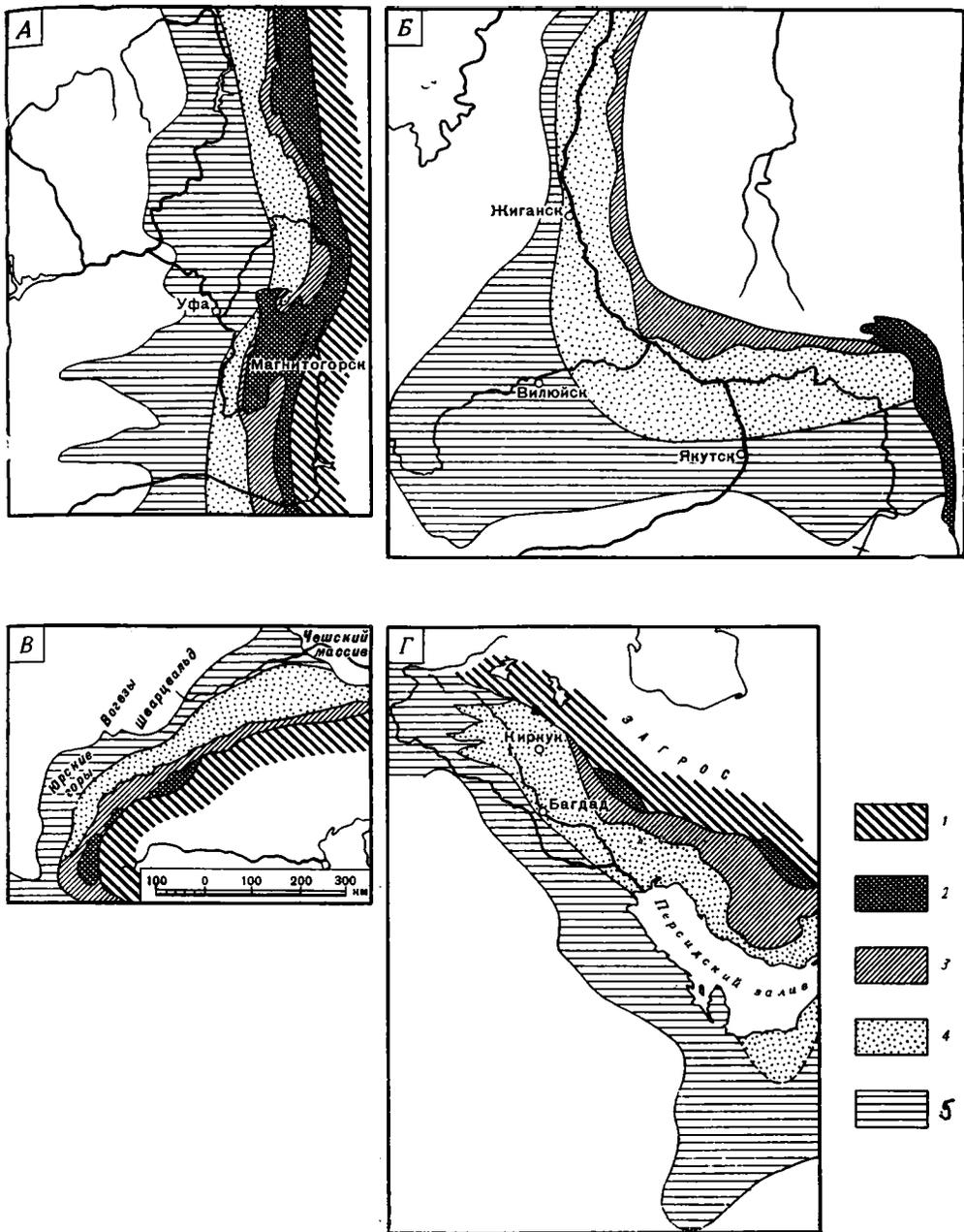


Рис. 1. Краевые системы

А — Предуральская, Б — Приверхоанская, В — Предальпийская, Г — Месопотамская
 1 — геосинклинальные зоны; 2 — краевые геантиклинали и выступы складчатого основания в краевых системах; 3—5 — краевые системы: 3 — пригеосинклинальная зона; 4 — осевая зона (краевой прогиб); 5 — приплатформенная зона

моменту, когда происходит дифференциация тектонической обстановки в геосинклинальной зоне с обособлением частных поднятий и прогибов. Предуральская краевая система возникла в девоне, Приверхоанская — в конце триаса — начале юры, Предкавказская — в начале мела, Предальпийская — в юре и т. д.

Очень примечательно строение краевых систем в поперечном разрезе. В целом они представляют собой крупные глубоко погруженные депрес-

сии, которым свойственна резкая асимметрия, проявляющаяся как в структурных, так иногда и в формационных особенностях. Это обуславливает достаточно четко выраженную поперечную зональность краевых систем. В них обычно устанавливаются три зоны: 1) приплатформенная, 2) осевая, наиболее прогнутая, занятая формациями собственно самого краевого прогиба, 3) пригеосинклинальная, складчатая, часто отвечающая внешней миогеосинклинальной зоне складчатых систем.

Приплатформенная зона большей частью представляет собой обширную моноклиаль, полого погружающуюся в сторону оси депрессии, обычно резко смещенной к ее пригеосинклинальному борту. В этой зоне за единичными исключениями наблюдаются дислокации лишь платформенного типа. В ее сложении участвуют исключительно платформенные формации. Граница этой зоны со стороны платформы является расплывчатой и в большинстве случаев может быть намечена лишь условно.

Эти приплатформенные зоны краевых систем частично совпадают с теми образованиями, которые Е. В. Павловский (1959) выделил в качестве зон перикратонных опусканий, а М. В. Муратов, М. Ф. Микунов и Е. С. Чернова (1962) — в качестве окраинных платформенных прогибов. Несомненно, такими перикратонными опусканиями или окраинными платформенными прогибами являются платформенные борта Предуральской, Месопотамской, Приверхоянской и некоторых других краевых систем. В других случаях, как например в Предальпийской или Предгималайской краевых системах, подобные зоны перикратонных опусканий отсутствуют. Наконец, есть третий случай, например в Ангаро-Ленской зоне перикратонных опусканий, описанной Е. В. Павловским (1959) в качестве тектонотипа этой категории тектонических структур, когда зоны перикратонных опусканий проявляются в чистом виде, не переходя вкострест простираения ни в краевые прогибы, ни в миогеосинклинальные зоны. Может быть, это связано с тем, что краевые системы здесь являются недоразвитыми, к чему еще придется вернуться ниже.

Пригеосинклинальная зона обычно достаточно узка и интенсивно складчатая; именно в ней появляются узкие линейные складки, надвиги, покровы и шарьяжные перекрытия, столь хорошо известные в различных складчатых сооружениях. Эта зона сложена в основном теми же платформенными формациями, которые выходят и в приплатформенной зоне, однако здесь часто появляются и иные, близкие к геосинклинальным, формации, в частности флиш. Благодаря интенсивной складчатости и появлению субгеосинклинальных формаций эту внутреннюю зону относят обычно к геосинклинальным образованиям, выделяя ее в качестве внешней миогеосинклинальной зоны складчатых областей. Именно отсюда и возник вывод, что краевые прогибы «накладываются» как на платформенное, так и на геосинклинальное основание. Между тем формации пригеосинклинальной и приплатформенной зон краевых систем либо полностью идентичны, либо связаны постепенными переходами.

Со стороны геосинклинальной области (если нет больших шарьяжных перекрытий, как в Альпах) краевые системы большей частью ограничены узкими линейно вытянутыми геантиклинальными поднятиями с выходами на поверхность фундамента геосинклинали (Урал-Тау, палеозойское ядро Большого Кавказа, внешние кристаллические массивы Альп и т. д.). Образования пригеосинклинальных зон краевых систем залегают на этих поднятиях резко несогласно. По другую сторону геантиклинальных поднятий располагаются эвгеосинклинальные зоны, причем наиболее типичны офиолитовые, зеленокаменные прогибы, связанные с глубинными разломами. Данный рубеж в поперечном разрезе зоны сочленения платформы и геосинклинальной области представляется наиболее принципиальным и важным. Действительно, различия между образованиями так называемой миогеосинклинальной зоны (пригеосинклинальной зоны краевых систем в нашем понимании) и офиолитовыми зонами,

несомненно, более контрастны и выпуклы, чем различия между миогеосинклинальной зоной и платформой. Складчатость представляет собой явление вторичное и наложенное и в качестве основного аргумента при проведении указанного рубежа не может быть принята.

Нарисованная идеальная картина последовательности структурных зон может нарушаться. В некоторых случаях (Предальпийская система) складчатым оказывается и приплатформенный борт краевых систем. В других случаях (Карпаты) краевой прогиб (осевая зона), резко смещается к пригеосинклинальному краю системы, приурочиваясь к так называемой миогеосинклинальной зоне, которая в этом случае оказывается очень широкой.

Весьма специфичны ассоциации геологических формаций краевых систем. Существуют две группы краевых систем — одним из них свойствен единый для всей системы ряд геологических формаций, другим — два синхронных ряда формаций, отвечающих приплатформенному и пригеосинклинальному бортам.

Для начальных стадий развития краевых систем наиболее типична карбонатная формация или, вернее, поскольку она велика по объему — надформация (девон-карбон — нижняя пермь Приуралья, мел, палеоцен — Предкавказья; юра, мел Предальпийской системы). В ее основании часто содержатся соленосные горизонты (триас Юрских гор, нижний мел Предкавказья), присутствуют битуминозные фации. Карбонатная надформация отличается длительностью образования, обычно протекавшего в течение одного или нескольких периодов. Примечательно появление в ней известняковых рифов, иногда угленосных отложений. Мощности ее и полнота разреза возрастают в более внутренних частях краевых систем. Карбонатная надформация отмечает начальное устойчивое плавное погружение областей краевых систем. Во многих системах карбонатная надформация является единственной, предшествовавшей накоплению формаций собственно краевого прогиба.

В те же начальные этапы может образовываться аллохтонная песчаниковая формация, возникшая за счет привноса материала с прилежащих поднятых участков платформы и в меньшей мере — за счет разрушения зародышевых поднятий в геосинклинальной области. Примером песчаниковой формации может служить триас Приверхоянской краевой системы. Появление песчаниковой формации обусловлено как контрастностью рельефа, способствовавшего сносу большого количества обломочного материала, так и климатическими особенностями: бореальные области (Приверхоянье) лишены карбонатов, тогда как регионы с более теплыми условиями насыщены ими.

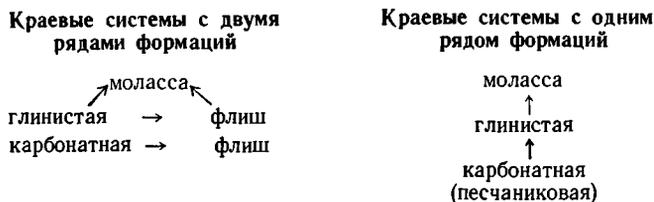
На следующих стадиях развития краевых систем часто появляются глинистые формации. Наиболее типичный ее представитель — майкопская свита Предкавказья. Иногда они сменяют карбонатную формацию вверх по разрезу (Предкавказская система), в других случаях могут замещать ее по простиранию (Западно-Пакистанская система). Глинистые формации характеризуются однообразным глинистым составом, черными и серыми тонами окраски, часто большой мощностью. Наиболее характерно то, что они формировались в морских условиях и, по всей видимости, большей частью в достаточно глубоководных впадинах. В тех случаях, когда глинистая формация отсутствует (Предуральская система), вместо нее появляются фации (глинисто-мергелистые) некомпенсированных депрессий, выявленные, например, в Приуралье работами И. В. Хворовой (1947) и др. Глинистая формация свойственна моменту интенсивного погружения депрессий, возникших на месте краевых систем. Это погружение в одних случаях компенсировалось осадконакоплением, в других случаях такой компенсации не происходило.

В краевых системах, которым свойственны два параллельных ряда геологических формаций, одновременно с накоплением карбонатной и

глинистой формаций происходило образование в пригеосинклинальных бортах такой примечательной формации, как флиш. Существуют некоторые краевые системы (Западно-Пакистанская), в которых происходит чередование карбонатной и флишевой формаций.

Обычно более верхними являются формации собственно самого краевого прогиба — различные молассы, соленосные и угленосные формации, подробно описанные в литературе. Они большей частью совершенно согласно сменяют подстилающие формации как приплатформенного крыла, так и пригеосинклинального. Лишь в редких случаях (Предальпийская система) устанавливается перерыв в основании формаций краевого прогиба. В этом случае наибольший перерыв наблюдается в приплатформенном борту краевых систем.

Взаимоотношения между отдельными геологическими формациями как по вертикали, так и в латеральном направлении, оказываются очень сложными. Идеальная картина может быть нарисована следующей для обеих групп краевых систем:



В действительности эта картина нарушается из-за того, что отдельные формации, показанные в схеме в вертикальной последовательности, могут замещать друг друга по простиранию,

Рассмотрим коротко строение некоторых краевых систем различного возраста.

НЕКОТОРЫЕ ПРИМЕРЫ КРАЕВЫХ СИСТЕМ

Краевые системы известны в связи со средне-верхнепалеозойскими (варисскими,) мезозойскими и кайнозойскими (альпийскими) геосинклинальными областями. Последние наиболее многочисленны. По всей видимости, существуют и позднедокембрийские и кембрийские краевые системы (например, Ангаро-Ленская), но они изучены еще недостаточно.

Средне-верхнепалеозойские. Типичным представителем средне-верхнепалеозойских краевых систем является Предуральская (рис. 1, А). В нее входят значительная часть восточного склона Русской платформы (Камско-Уфимский прогиб), Предуральский краевой прогиб и западный склон Урала (его так называемая миогеосинклинальная зона). Каждая из названных частей отвечает структурным зонам краевой системы, соответственно — приплатформенной, осевой и пригеосинклинальной. В приплатформенной зоне, располагающейся к западу от краевого прогиба, наблюдаются дислокации платформенного типа. Пригеосинклинальная зона, охватывающая западный склон Урала, сильно складчата, местами надвинута на прилежащий борт краевого прогиба. С востока краевая система ограничена поднятием Урал-Тау, за которым следует известный зеленокаменный прогиб восточного склона Урала. Строение этой системы очень хорошо изучено. Работы А. А. Богданова (1947), В. Д. Наливкина (1950), А. С. Перфильева и Н. П. Хераскова (1964) и других позволяют довольно уверенно восстановить историю ее геологического развития.

Предуральская краевая система заложилась в девоне, в основном, вероятно, в среднем. Девонские отложения в большинстве случаев залегают непосредственно на рифейском комплексе (Башкирский антиклинорий).

На протяжении девона, карбона, местами нижней перми на большей части рассматриваемой депрессии накапливается мощный карбонатный

комплекс (карбонатная надформация). Для более низких частей комплекса, относящихся к девону, примечательна перемежаемость карбонатных пород с песчаниками, появление залежей солей (фамен) и обилие битуминозных пород (доманиковая фация). Более верхние, нижнекаменноугольные горизонты карбонатного комплекса несут в себе угленосные свиты. С теми же нижнекаменноугольными отложениями местами связаны толщи темных глин. К этому комплексу приурочены основные залежи нефти Предуральской краевой системы. Формирование карбонатного комплекса отмечает последовательное и неуклонное погружение обширной области Восточно-Европейской платформы прилежащей к Уральской геосинклинали. Граница между платформенными и геосинклинальными образованиями проходила в это время по восточному склону современного поднятия Урал-Тау.

Только в пределах Зилаирского прогиба в девоне — начале карбона происходило накопление мощных терригенных толщ, описанных Б. М. Келлером (1949) в качестве аспидной и флишевой формаций. Терригенные толщи связаны фациальными переходами с карбонатными. Они приурочены к крайней восточной части краевой системы, испытавшей глубокое погружение.

Карбонатная надформация в Предуральской краевой системе включает в себя целую серию различных парагенетически связанных между собой формаций — известняковую, доломитовую, битуминозную, соленосную, угленосную, глинистую, причем известняковая является преобладающей. Каждой из формаций отвечают свои местные условия осадконакопления.

Весьма любопытная картина наблюдается в следующую стадию развития краевой системы — в нижней перми. Как установлено исследованиями И. В. Хворовой (1947), А. А. Богданова (1947), В. Д. Наливкина (1950) и др., в это время на западном борту краевой системы происходило формирование известняковых толщ, в частности барьерного рифа. В осевой части краевой системы существовала некомпенсированная глубоководная впадина, а на восточном борту происходило накопление моласса.

Наконец, в последнюю стадию образовались формации краевого прогиба: моласса и соленосная.

Ряд геологических формаций Предуральской краевой системы имеет следующий вид:



В процессе развития Предуральской краевой системы и Урала отчетливо устанавливается последовательная миграция в западном направлении складчатости и поднятий с соответствующим перемещением фаций. Начавшись в среднем карбоне на восточном склоне Урала, складчатость и поднятия достигли в верхней перми осевых частей Предуральской краевой системы.

Вполне вероятно, что подобную миграцию испытывала и глубокая впадина, первоначально возникшая на месте Зилаирского синклиория, на борту краевой системы, и в дальнейшем переместившаяся на запад, в ее осевые участки. В первом случае в связи с близостью Уралтауской геоантклинали она оказалась компенсированной осадконакоплением, тогда как во втором случае осталась некомпенсированной.

Другим примером средне-верхнепалеозойских краевых систем может служить Предаппалачская краевая система.

Мезозойские. В качестве примера мезозойских краевых систем рассматривается Приверхоянская система, знакомая авторам по личным наблюдениям. Несмотря на ряд особенностей, отличающих развитие Верхоянской геосинклинали от других геосинклинальных областей, в строении зоны ее сочленения с прилегающей Сибирской платформой отчетливо проявляются черты, свойственные рассматриваемому типу структур, пограничных между платформами и геосинклинальными областями.

Приверхоянская краевая система (рис. 1, Б) охватывает большую часть Вилюйской впадины (приплатформенная зона краевой системы), Приверхоянский краевой прогиб (осевая зона) и зону сочленения краевого прогиба со складчатым сооружением Верхоянья (пригеосинклинальная зона краевой системы). В пригеосинклинальную зону включаются поперечные поднятия (Китчанское, Юндюлюнское, Тукуланское) и серия региональных флексур, взбросов и надвигов, по которым палеозойские отложения Верхоянской складчатой области контактируют с мезозойскими отложениями краевой системы.

Строение всех перечисленных структурных единиц освещено в работах Ю. М. Пушаровского (1959, 1960), А. В. Лейпцига (1962), Л. П. Зоненшайна (1965), Л. П. Зоненшайна, Л. М. Натапова, А. К. Уфлянда (1966) и др.

Заложение Приверхоянской краевой системы произошло в триасе формированием субконтинентальной песчаниковой формации. Приплатформенное крыло триасового прогиба располагалось примерно по линии, соответствующей современной осевой части Приверхоянского краевого прогиба. В юрское время происходит интенсивная миграция краевой системы в сторону платформы и образование обширного прогиба, выполнявшегося осадками песчано-глинистой формации. Чрезвычайно характерно при этом, что разрезы нижне-среднеюрских отложений, расположенные на приплатформенном крыле передовой депрессии, и разрезы тех же отложений, в ее пригеосинклинальном борту, полностью аналогичны.

Триасовый — среднеюрский период развития Приверхоянской краевой системы отмечает спокойное погружение всей территории краевой системы.

В последнюю стадию, отвечающую верхнеюрскому — нижнемеловому времени, происходит образование формаций Приверхоянского краевого прогиба.

Кайнозойские (альпийские). Краевые системы перед молодыми кайнозойскими складчатыми зонами выражены очень четко и отличаются большим разнообразием. В качестве примеров рассматриваются Преальпийская и Месопотамская краевые системы, каждая из которых имеет свои отличительные черты.

Преальпийская краевая система заложилась на эпиварисской платформе Средней Европы. Она включает в себя в приплатформенной зоне Франконскую и Швабскую юру и Юрские горы, в осевой ее части располагается молассовый трог, пригеосинклинальный борт образован автохтоном Гельветской зоны и Субальпийскими цепями (рис. 1, В; рис. 2). Далее внутрь прослеживаются система «внешних кристаллических массивов» и внутренне, в том числе офиолитовые зоны Альп. Вся эта область, как известно, чрезвычайно подробно описана в литературе (например работы А. Гейма — Heim, 1919—1922; М. Жинью, 1952), поэтому необходимо подчеркнуть лишь некоторые ее особенности. Территория, располагающаяся к северу и западу от кристаллических массивов Альп, была единой в мезозое. С. Н. Бубнов (1960) подчеркивает, что автохтонный мезозой Гельветской зоны соответствует по фациям и мощностям мезозою Средней Европы, и в особенности Швабского плато. Точно так же, как отмечает Ж. Гогель (1964) мезозойские осадочные породы Субальпийской зоны, в том числе и Юрских гор, имеют платформенный ха-

рактир, совершенно сходный с породами Парижского бассейна, и обла-
дают теми же по амплитуде изменениями мощностей. Внешние кристал-
лические массивы Альп сходны с массивами Шварцвальда и Вогезов.
В то же время рассматриваемая область краевой системы резко отли-
чается от внутренних зон Альп с их сланцевыми толщами и офиолитовым
магматизмом. Эта краевая система в третичное время была унаследова-
на во внутренней части флишевым прогибом, а в последующем — в оли-
гоцене, миоцене — молассовым прогибом.



Рис. 2. Схема строения Предальпийской краевой системы (по С. Бубнову, 1960)

В развитии Предальпийской краевой системы достаточно четко уста-
навливаются три стадии. Первая из них характеризовалась спокойным
погружением и охватывала промежуток времени от юры, или триаса,
до конца мела, когда формировалась карбонатная формация. В следую-
щую стадию, в эоцене, возникли глубокие прогибы, в которых накопи-
вались флишевые толщи. Наконец, в третью стадию — в олигоцене-мио-
цене — образовался молассовый трог, т. е. собственно краевой прогиб.

В строении Предальпийской краевой системы отмечаются два суще-
ственных отклонения от общей схемы. Первое из них состоит в том, что
молассовый (краевой) прогиб оказывается наложенным на приплатфор-
менный край системы, залегая часто непосредственно на юрских отло-
жениях. Это отклонение в общем свойственно многим кайнозойским
краевым системам (Карпаты, Гималаи) и связано с интенсивными де-
формациями внутри геосинклинальной зоны, которые вызывали резкую
миграцию и «накатывание» краевого прогиба на платформенный борт
краевой системы. Второе отклонение проявляется в том, что и приплат-
форменная зона краевой системы местами достаточно сильно складчатая;
в данном случае имеются в виду дислокации Юрских гор. Не затрагивая
вопрос о механизме этих дислокаций, столь широко дискутирующийся в
литературе, отметим лишь, что возраст их одновременен с дислокациями
пригеосинклинального борта краевой системы и краевого прогиба, т. е.
все эти дислокации так или иначе связаны со складкообразовательными
движениями в Альпах. В силу различных причин происходит глубокое
проникновение складчатости внутрь краевой системы. Однако, как яв-
ление вторичное, складчатость не затушевала первичной зональности
краевой системы. Аналогичные случаи захвата складчатостью приплат-
форменных бортов краевых систем можно наблюдать и в других регио-
нах, например в Предгималайской и Восточно-Пакистанской краевых си-
стемах (Ганссер, 1965).

Месопотамская краевая система, обрамляющая восточный край Ара-
вийской платформы, также распадается на три зоны (рис. 1, Г). При-
платформенная зона охватывает акваторию Персидского залива, его
северо-восточное и юго-западное побережье и большую часть Месопот-
тамской низменности. В структурном отношении она отвечает частям
«неустойчивого шельфа» Ф. Хенсона (Henson, 1961), краевой впадине

Аравийской платформы и Месопотамской предгорной впадине А. А. Бакирова (1957), склону Аравийской платформы и Месопотамскому краевому прогибу В. П. Поникарова и др. (1964). Осевая зона занята Месопотамским краевым прогибом. Пригеосинклинальная зона включает в себя сложно складчатую внешнюю миогеосинклинальную зону альпийской складчатой области. Характерна близость разрезов доверхнемеловых отложений смежных частей Аравийской платформы (приплатформенная зона краевой системы) и внешней миогеосинклинальной зоны, отличающейся таким же платформенным типом разреза. Лишь в конце мела — начале палеогена среди карбонатных отложений миогеосинклинальной зоны появляются толщи флишевого состава и строения. Неогеновые отложения, развитые здесь ограниченно, представлены теми же формациями, что и в краевом прогибе. Как отмечает Лис (Lees, 1950), мощность мезозойских и палеогеновых осадков, накопившихся вдоль нефтеносной Аравийской зоны (т. е. примерно в пределах рассматриваемой зоны) была идентичной или даже несколько превышала среднюю мощность отложений вдоль сильно складчатой предгорной зоны Ирана.

Заложение Месопотамской краевой системы произошло, видимо, в пермское или триасовое время, когда в северной части Аравийской платформы началась обширная трансгрессия. Первая стадия развития краевой системы — стадия спокойного погружения — продолжалась до позднего мела. В это время происходило накопление карбонатных толщ с подчиненными пачками гидрохимических осадков. В Сеноне тектонические движения в зонах Тавра и Загроса приводят к образованию вытянутых поднятий (в частности цепи Иранид) и впадин, давших материал для образования маастрихтско-палеогенового флиша (Lees, 1950; Flandrin, 1953). Эти движения отмечают начало второй стадии развития краевой системы — стадии глубокой впадины. На приплатформенном крыле этой впадины сформировалась карбонатная формация. На ее пригеосинклинальном крыле — флишевая. Третья стадия — стадия краевого прогиба, по Ю. М. Пуцаровскому (1959), наступает здесь в конце олигоцена — начале миоцена. По В. П. Поникарову и др. (1964), заложение краевого прогиба фиксируется здесь началом формирования плиоценовых моласс.

Современные. По-видимому, современной краевой системой, еще не закончившей своего развития, является Предкубинская (рис. 3). По данным А. Ф. Адамовича и В. Д. Чеховича (1964), остров Куба представляет собой современное геосинклинальное поднятие, оформившееся в конце мела — начале палеогена. Собственно геосинклинальный комплекс образован меловыми офиолитовыми породами. С севера к Кубе примыкает глубоко погруженная Багамская плита, сложенная недислоцированным карбонатным комплексом, о котором известно, что он начал формироваться, по-видимому, еще в юре и продолжает образовываться и сейчас. В нижних горизонтах этого комплекса известны залежи соли. От Кубы Багамская плита отделена нешироким, но глубоким прогибом, восточная часть которого занята глубоководной впадиной Браунсона (Пуэрто-Рико). А. Ф. Адамович и В. Д. Чехович назвали этот прогиб карбонатным, поскольку он выполнен карбонатными породами, которые по возрасту и составу идентичны карбонатному комплексу Багамской плиты. На южном борту образования карбонатного прогиба обнажаются на поверхности в краевом поднятии, прослеживающемся вдоль северного побережья Кубы. От офиолитового пояса, слагающего ядро Кубинского геосинклинального поднятия, карбонатный прогиб отделен Главным Кубинским разломом, который разделяет разновозрастные (меловые), но резко различные формации — карбонатную и офиолитовую.

Несомненно, что Багамская плита и карбонатный прогиб представляют собой краевую систему. Она еще не закончила свое развитие и

находится примерно на средней стадии, характеризующейся возникновением глубоководной впадины. Очевидно, в недалеком геологическом будущем на месте карбонатного прогиба должны появиться формации, принадлежащие стадии краевого прогиба.

Упомянутое краевое поднятие является пригеосинклинальной зоной краевой системы, глубоководная впадина — ее осевой зоной, а Багамская плита — приплатформенной зоной.

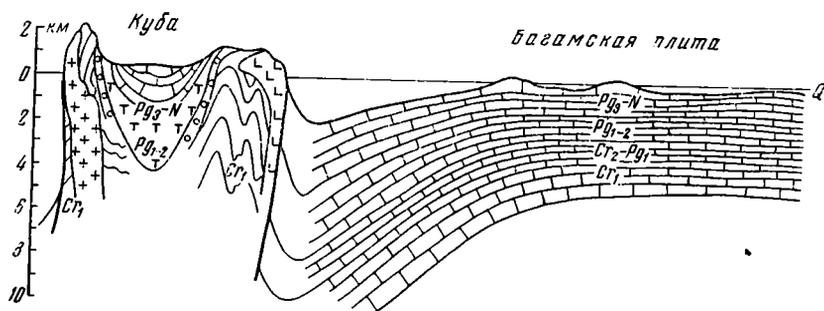


Рис. 3. Схема строения Предкубинской краевой системы (по А. Ф. Адамовичу и В. Д. Чеховичу, 1964)

Существует большое сходство в развитии между Предкубинской и Предуральской системами. В них обеих в течение длительного времени накапливался мощный карбонатный комплекс, содержащий в нижних горизонтах соли. В последующем на участках, наиболее приближенных к геосинклинальной области, в определенный момент возникли глубоководные впадины.

Пример Кубы дает возможность наглядно представить фациальные и тектонические условия развития краевых систем на более ранних стадиях, чем стадия краевого прогиба.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Краевые системы представляют собой наиболее распространенный тип структур, пограничных между платформенными и геосинклинальными областями. Они закономерно появляются на краю платформ по границе со смежными развивающимися геосинклинальными областями и длительно существуют в течение жизни геосинклинали. Завершение их развития несколько запаздывает по сравнению с окончанием тектонической активности в геосинклинальной области и происходит после окончания в ней складчатости и воздымания.

2. Краевые системы обычно имеют форму глубоких асимметричных депрессий, приплатформенные борта которых испытали дислокацию платформенного типа, тогда как в пригеосинклинальных бортах развивалась интенсивная складчатость по существу геосинклинального типа.

3. Краевые системы слагаются (не считая молассы) преимущественно платформенными формациями, лишь в пригеосинклинальных частях иногда появляются субгеосинклинальные формации типа флишевой. Во всех своих частях краевые системы практически являются амагматичными.

4. Намечаются три стадии развития краевых систем (рис. 4). Первая из них, наиболее длительная, характеризуется спокойным и непрерывным погружением (стадия спокойного погружения) и по существу отвечает формированию зоны перикратонных опусканий Е. В. Павловского (1959) или окраинных платформенных прогибов М. В. Муратова, М. Ф. Микунова, Е. С. Черновой (1962). Этой стадии

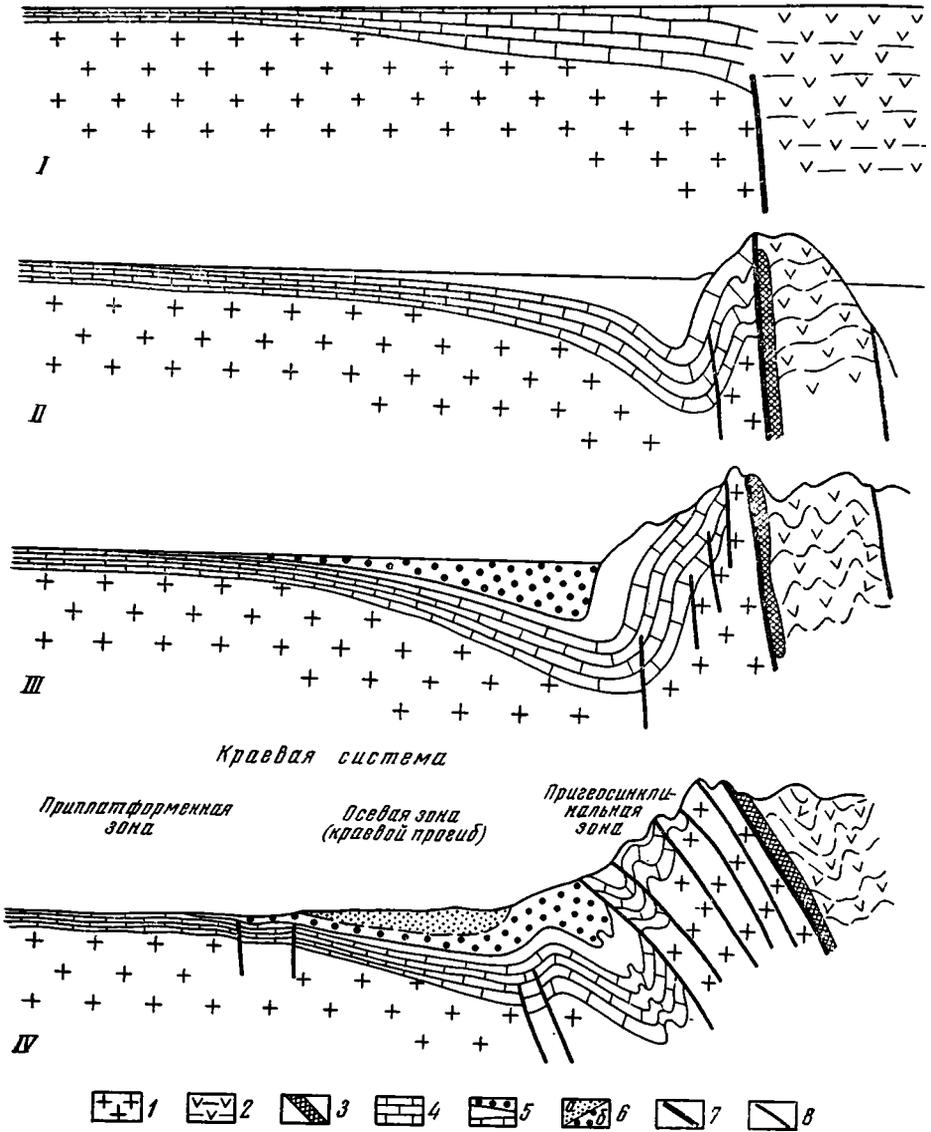


Рис. 4. Основные стадии развития краевых систем

I — стадия спокойного погружения; II — стадия глубокой впадины; III — стадия краевого прогиба; IV — завершающая складчатость. 1 — складчатое основание; 2 — геосинклинальный комплекс, эвгеосинклинали; 3 — гипербазиты; 4 — формации I стадии; 5 — формации II стадии; 6 — формации III стадии; 7 — главный структурный шов; 8 — прочие разломы

примерно соответствует начало дифференциации геосинклинальной области на частные геоантиклинальные поднятия и геосинклинальные прогибы.

Вторая стадия примечательна образованием глубокой впадины (стадия глубокой впадины), которая может быть и может не быть компенсирована осадконакоплением. Глубокая впадина возникает в момент резкой дифференциации тектонической обстановки в геосинклинальной области, обычно следующей за первыми фазами интенсивной складчатости.

Наконец, в третью стадию происходит оформление собственно самого краевого прогиба (стадия краевого прогиба). Геосинклинальная область в это время замыкается и испытывает складчатость и общее воздымание. После этого складчатость распространяется в краевую систему, охватывая ее пригеосинклинальный борт.

В конкретных случаях не все эти стадии могут наблюдаться. Так, стадия глубокой впадины часто отсутствует. По-видимому, есть такие области, где не проявлена третья стадия — краевого прогиба. Например, в обширной Ангаро-Ленской зоне перикратонных опусканий, примыкающей к байкалидам Южной Сибири, мощный комплекс кембро-синийских карбонатных и соленосных отложений не завершается молассовой толщей.

5. Краевые системы свидетельствуют о существовании тесной связи в развитии геосинклинальной области и прилежащих частей платформ. Движения, протекавшие в геосинклинальной области, активно воздействовали на края платформы, вовлекая их в погружение, все более интенсивное, а затем и в складчатость.

6. Краевые системы являются связующими структурными элементами между платформами и геосинклинальными областями, но возникают они только лишь на платформенном основании. В последующем их внутренние, приближенные к геосинклинальным прогибам края могут по своей формационной характеристике становиться похожими на геосинклинали, но в любом случае они оказываются исторически и морфологически соединенными с остальными частями краевых систем.

7. Складчатость из геосинклинальной области мигрирует в краевую систему. Давно уже установлено, что складчатость краевых прогибов обычно является более поздней, чем в смежных складчатых зонах. Складчатость при своей миграции захватывает преимущественно пригеосинклинальную зону краевых систем и зону краевых прогибов, где она уже ослабевает. Но иногда она перекатывается и через краевой прогиб, проявляясь и в приплатформенном борту.

8. Краевые системы возникают на краю как древних, так и молодых платформ. В целом обнаруживается большое сходство в строении и развитии краевых систем вне зависимости от того, на какой — древней или молодой — платформе они возникают. Несомненно, существуют и какие-то различия, выяснение которых может составить предмет специального исследования.

9. Нетрудно заметить, что краевые системы и соответственно краевые прогибы как конечная стадия их развития, проявляются лишь вдоль линейных сильно сжатых складчатых систем, таких как Альпийская зона, Урал или Аппалачи. Палеозойды Азии, имеющие мозаичный, пательчатый структурный рисунок, не сопровождаются краевыми системами.

Литература

- Адамович А. Ф., Чехович В. Д. Основные черты геологического строения Восточной Кубы. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 39, № 1, 1964
- Бакиров А. А. Геология нефтегазоносных областей и нефтяные месторождения Среднего и Ближнего Востока. Гостоптехиздат, 1957.
- Богданов А. А. О герцинской структуре Западного склона Южного Урала и юго-восточной окраины Русской платформы. Вопросы теоретич. и прикл. геол., № 4, 1947.
- Богданов А. А. Тектоника Ишимбаевского Приуралья. Изд. Моск. о-ва испыт. природы, 1947.
- Богданов А. А. Некоторые замечания о краевых прогибах. Вестн. Моск. ун-та, сер. геол., № 8, 1955.
- Бубнов С. М. Основные проблемы геологии. Изд. МГУ, 1960.
- Ганссер А. Геологическая и тектоническая история Гималаев. Сов. геология, № 10, 1965.
- Гогель Ж. Французские Альпы. В кн. «Тектоника Европы». Изд-во «Наука» и «Недра», 1964.

- Жинью М. Стратиграфическая геология. Изд. иностр. лит., 1952.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника и анализ складчатости Верхоянья. Геотектоника, № 2, 1965.
- Зоненшайн Л. П., Натапов Л. П., Уфлянд А. К. Тектоника алданской ветви Приверхоянского краевого прогиба. Геология и геофизика, № 6, 1966.
- Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, геол. сер., вып. 104, 1949.
- Лейпциг А. В. Тектоническое строение и история геологического развития южной части Приверхоянского краевого прогиба. Автореф. дисс. 1963.
- Муратов М. В., Микунов М. Ф., Чернова Е. С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы. Изв. высш. уч. завед. Геология и разведка, № 11, 1962.
- Наливкин В. Д. Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрезано-Сыльвенской депрессии. Тр. Всес. научн.-исслед. геол.-разв. ин-та. Нов. сер., вып. 47, 1950.
- Павловский Е. В. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1959.
- Перфильев А. С., Херасков Н. П. Урал. В кн. «Тектоника Европы». Изд-во «Наука» и «Недра», 1964.
- Поникаров В. П., Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В., Казьмин В. Г. Особенности тектонического строения северной части Аравийской платформы. Сов. геология, № 1, 1964.
- Пушаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 28, 1959.
- Пушаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозиды северо-восточной Азии. Тектоника СССР, т. V. Изд-во АН СССР, 1960.
- Хворова И. В. Батинальные осадки среди сакмарских и артинских отложений в Башкирском Приуралье. Докл. АН СССР, т. 57, № 9, 1947.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Ю. Урала. Материалы к познанию геол. стр. СССР. Нов. сер., вып. 2, Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, 1945.
- Шатский Н. С. Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 2. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1946.
- Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 3. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1947.
- F l a n d r i n J. L. Moyen-Orient peholier Apercu geologique de l'Institut français du Petrole, № 3, VIII, 1953.
- H e i m A. Geologie der Schweiz. Bd. 1, 2. Leipzig, 1919—1922.
- H e n s o n F. Observations on the geology and petroleum occurrences of the Middle East. III-world Petroleum Congr. The Hague, 1950.
- L e e s G. Foreland folding. Quart. J. Geol. Soc., London, 108 pt., 1, 1952.

НИИЛ Зарубежгеология

Статья поступила
17 декабря 1965 г.

L. P. ZONENSHAIN, V. P. PONIKAROV, A. K. UFLYAND

ON STRUCTURES ON THE BOUNDARY BETWEEN THE PLATFORMS AND GEOSYNCLINAL AREAS

The marginal systems are distinguished as the structures lying on the boundary between platforms and geosynclinal areas. These mean the enormous structural formations having the shape of deep asymmetrical depressions; they are located along the boundary between the platform and geosynclinal areas and are involved in the warping during the period of the intense tectonic activity of the geosynclinal zones adjacent to them. The following components are included in the marginal systems: platform slopes, marginal troughs in the present state, and narrow complexly dislocated, so-called outer miogeosynclinal zones. The marginal systems are mainly composed of platform formations (besides mollassas). The following are the three stages of their development: 1) gentle subsidence with the accumulation of the carbonate formation; 2) deep trough characterized by the appearance of deep-water facies and the accumulation of a clayey formation; 3) fore-deep with a mollassa peculiar to it. As an example the structure is given of certain marginal systems: Middle-Upper Paleozoic Pre-Uralian system; Mesozoic Pre-Verkhoyansk system; Meso-Cenozoic Pre-Alpine and Mesopotamian system and Recent Pre-Cuban one.

УДК 551.24(234.415)

М. МАНФРЕДИНИ

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ МЕЖДУ АБРУЦКОЙ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬЮ И УМБРИЙСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬЮ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ И ЮЖНАЯ ИТАЛИЯ)¹

В южной части Центральных Апеннин были известны две гетеропические фации: абруцкая неритовая фация в западной части осевой зоны и умбрийская пелагическая фация на северо-востоке. В последние годы установлена еще одна — третья — глинисто-обломочная фация на юго-востоке, которую назвали фацией молизано (см. рисунок).

Абруцкая фация относится к зоне геанتيклинали или срединного массива («гряда» Обуэна) и отделяет эвгеосинклиналь на западе от миогеосинклинали на востоке.

Осадочные образования умбрийской фации и фации «молизано» расположены в разных бассейнах осадконакопления, частично разделенных на северный и южный, но входящих в единую миогеосинклинальную зону. Умбрийский бассейн обособился в среднем лейасе, бассейн «молизано» — в течение мелового периода; погружение бассейна «молизано» сопровождалось поднятием абруцкой гряды.

Абруцкая фация представлена в основном карбонатными породами (известняки и доломиты), образованными из осадков, отлагавшихся на разных глубинах — от глубоководных до мелководных и лагунных (рифовые фации). В этой серии наблюдается переслаивание континентальных и лагунных образований. Отмечаются также признаки верхне-меловой и миоценовой трансгрессий.

Серия содержит осадки, имеющие возраст от верхнего триаса (карнийский ярус) до нижнего миоцена. К отложениям верхнего мела приурочены залежи бокситов, а к эоцену, олигоцену и нижнему миоцену — перерыв в осадконакоплении. Обломочные известняки миоцена трансгрессивно, без углового несогласия залегают на отложениях верхнего мела (миоценовая трансгрессия).

Верхнемиоценовые отложения представлены молассами. Редкая и малоинтересная для статиграфии макрофауна сконцентрирована лишь в отдельных слоях: *Megalodon*, *Gervilleia* (нижний лейас), *Littriotis* (лейас), *Diceratides* (средний мел), *Hippuritides* (верхний мел), *Pecten*, *Bryozoaires*, *Lithothamnium* (основание миоцена).

Стратиграфическое расчленение было проведено на основании анализа микрофауны.

Основание умбрийской серии представлено образованиями верхнего триаса (норийский — ретский (?) ярусы), обнаруженными бурением, и неритовыми отложениями, соответствующими в основном нижнему лейасу, но включающими местами средний и верхний лейас, доггер и мальм.

Начиная со среднего лейаса отложения юры, мела, эоцена, олигоцена и нижнего миоцена, относящиеся к пелагическим фациям

¹ Доклад, прочитанный на Международном коллоквиуме по тектонике Альпийской зоны в г. Тбилиси в сентябре — октябре 1965 г.

лагают непрерывную серию пород. Она представлена чередованием тонких слоев известняков, плотных мергелистых известняков с кремнистыми стяжениями, глинистых мергелей и обломочных известняков. Средний и верхний молассовый миоцен очень напоминает миоцен абруцкой фации.

Отложения лейаса очень часто содержат фауну аммоноидей (*Gossio ammonitico*) породы верхней юры характеризуются аптихами; основанием для стратиграфического расчленения мела, эоцена, олигоцена и миоцена послужили данные микрофауны (водоросли фораминиферы).

Для пелагических и прибрежных фаций, аналогичных умбрийской, характерны многочисленные слои обломочных осадков. В среднем лейасе можно отметить известняковые, доломитизированные слои, пачки слоев, содержащих битумы, межформационные прослойки конгломерата; средняя и верхняя юра в основном представлена обломочными органическими осадками с фауной *Ellipsactinia*, средний мел представлен брекчиями и грубыми конгломератами, свидетельствующими о резком поднятии Абруцкой зоны: верхний мел сложен обломочными известняками, образованными за счет разрушения рифов, расположенных к юго-западу в Абруцкой геоантиклинали. Эоцен и олигоцен представлены брекчиями с нуммелитами и лепидоциклинами и слоями конгломератов.

До последнего времени линия, разделяющая Умбрийскую миогеосинклинали и Абруцкую «гряду», проводилась между Римом и восточным краем хребта «Гран Сассо д'Италия» (*Grand Sasso d'Italia*). Совсем недавно удалось проследить ее вплоть до юго-восточного края этого хребта.

Начиная с крайних отрогов хребта «Гран Сассо д'Италия» Умбрийская миогеосинклинали прослеживается на юг в виде глубокого залива, шириной 10 км, который прорезает в пределы Абруцкой фациальной зоны на 60 км.

На востоке этого залива граница между Абруцкой и Умбрийской фациальными зонами тянется к востоку через северный край Морронских гор и Майелла.

К востоку от Майелла плиоценовые отложения передового прогиба покрывают наиболее древние геологические образования; переходная зона между Умбрийской и Абруцкой зонами снова обнаруживается в 150 км в восток — на северо-восточном берегу полуострова Гаргано и, по-видимому, на осторвах Тремити. Возможно, существует непрерывный переход между этой зоной и Умбрийской миогеосинклиналию.

Обнаружение в Гаргано внутреннего края Умбрийской миогеосинклинали может, вероятно, изменить объяснение тектоники Адриатического моря.

Обнажения в окрестностях Сьюльмона и данные бурения (скважины «Валлекупа 45» и «Сигно 2»), проведенного для добычи нефти в долине реки Пескара на севере от Майелла, показывают, что переходная серия начинается от нижнего лейаса и обладает теми же литологическими особенностями, которые обнаруживаются в цепи «Гран Сассо д'Италия».

На юге же Сьюльмона к северу от Майелла и Моррона, пелагические и прибрежные меловые осадки залегают на юрских осадках неритовых фаций.

Можно, следовательно, утверждать, что Умбрийский бассейн постепенно расширился и в мелу достиг ширины 20 км.

Кроме того, в зоне южного Сьюльмона абруцкая фация среднего известнякового миоцена трансгрессивно, но без углового несогласия, налегает на пелагические известняки верхнего мела. По-видимому, в конце мела эта зона снова вошла в состав геосинклиналию области и развивалась позднее как ее часть.

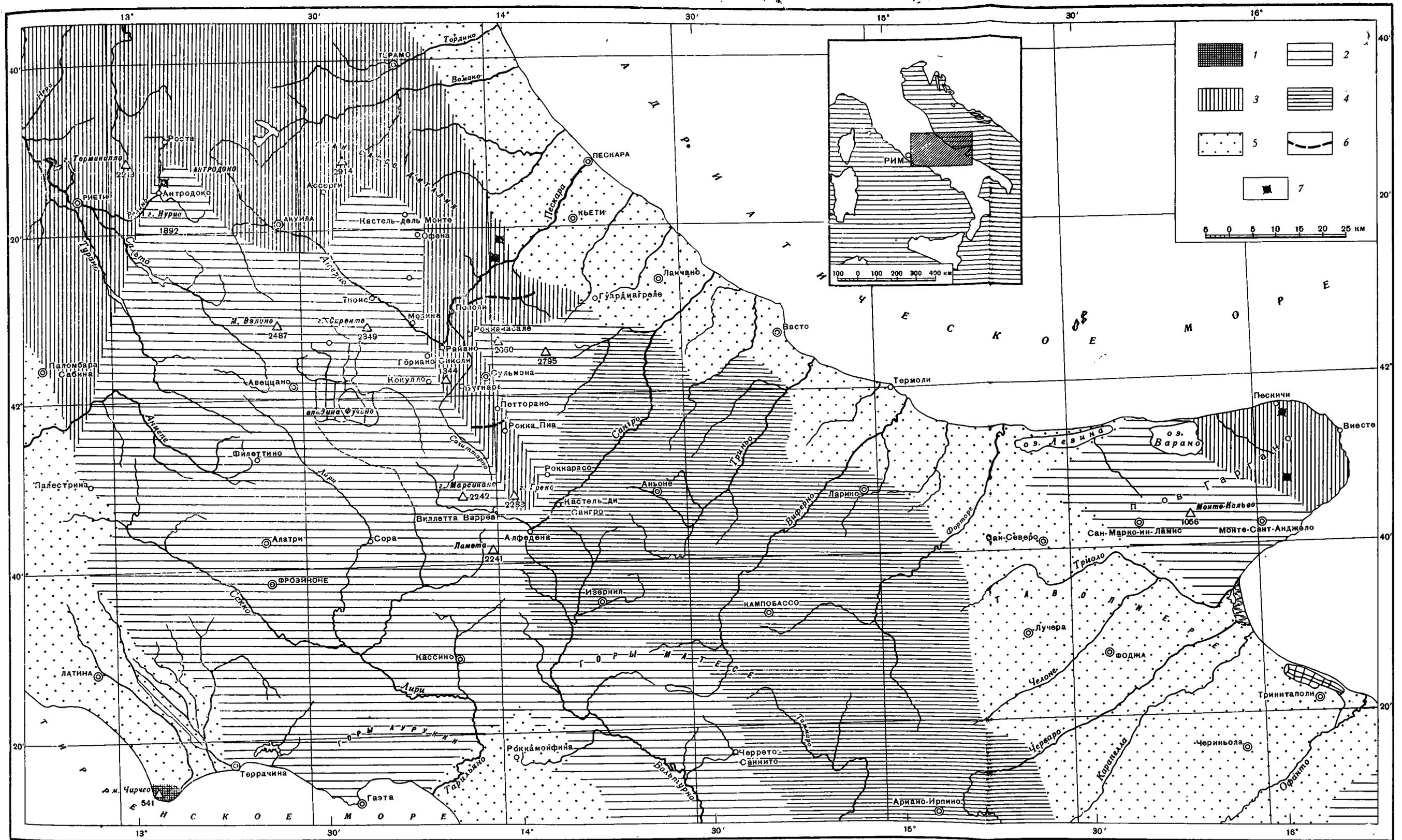


Схема распределения структурно-фациальных зон Центральной и Южной Италии

1 — Этруская фациальная зона (эвгеосинклиналь); 2 — Аbruцкая фациальная зона, (геоантиклиналь) включая переходную зону с фациями молизано; 3 — Умбрийская фациальная зона, включая переходную зону с абруцкими фациями (миогеосинклиналь); 4 — Молизанская фациальная зона (миогеосинклиналь); 5 — плиоцен-четвертичные отложения; 6 — граница Умбрийского бассейна (по распространению верхней юры); 7 — нефтяные скважины

**LIMITES ET ÉVOLUTION TECTONIQUE DE LA ZONA DE TRANSITION ENTRE LE
GÉANTICLINAL «ABRUZZAIS» ET LE MIOGÉOSYNCLINAL «OMBRIEN»
(ITALIE CENTRALE ET MÉRIDIONALE).**

Dans l'Apennin centre-méridional on connaît deux faciès hétéropiques: le faciès «abruzzais» néritique (géanticlinal, massif median, ride) et le faciès «ombrien» pelagique (miogéosynclinal).

Dans la partie sud-orientale de la limite entre ces deux zones, la faciès «ombrien» se prolonge à Sud de la chaîne du Gran Sasso d'Italie par un golfe, atteignant une largeur de dix kilomètres et une longueur de quarante kilomètres pendant le Jurassique et de soixante pendant le Crétacé, qui pénètre dans l'aire «abruzzais».

Depuis la fin du Crétacé l'extrémité méridionale du golfe passe encore dans le domaine de faciès «abruzzais», dont elle suivra les vicissitudes tectoniques.

A l'Est de ce golfe la limite entre le deux faciès se poursuit à travers l'extrémité septentrionale des montagnes du Morrone et de la Maiella; elle est recouvert par les formations argileuses et sableuses du Pliocène et du Pléistocène de la bande côtière adriatique; on l'observe encore à une centaine de kilomètres à l'ESE dans les îles Trémiti et sur le bord nord-oriental du Gargano.

УДК 551.24(234.12)

М. МАТТАУЕР

**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ПИРЕНЕЙСКОЙ
СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ¹****ВВЕДЕНИЕ**

Пиренеи представляют собой небольшой отрезок Альпийской складчатой системы с довольно оригинальными чертами строения. Действительно, в противоположность всем изогнутым цепям Альпийской Европы они располагаются прямолинейно и практически перпендикулярно к ним. В них отсутствуют сколько-нибудь крупные шарьяжи, характерно веерообразное расположение структур.

Так как Пиренеи сильно напоминают Кавказ, стоящий в центре внимания Тбилисского коллоквиума, я счел необходимым дать краткое описание основных черт их строения и сделать попытку сравнить их с Кавказом и выяснить, каково место этих двух горных цепей в Альпийской складчатой системе.

Пиренейская цепь представляет собой структуры, вытянутые на 450 км с высотой, достигающей 3404 м. Однако, если принять во внимание ее продолжение, погруженное под воды Средиземного моря и Атлантического океана, то становится ясно, что мы имеем дело со складчатой системой протяженностью почти в 1000 км (рис. 1), выклинивающейся на западе и на востоке.

Осевая зона цепи сложена палеозойскими породами. Ширина этой осевой зоны, погружающейся на западе, может достигать 80 км; по обе стороны тянутся участки мезозойских и третичных складчатых образований шириной от 20 до 80 км, из-под которых в районе северо-пиренейских массивов вскрыто палеозойское или докембрийское основание.

ПОПЫТКА ОБЪЯСНЕНИЯ ПРЯМОЛИНЕЙНОГО РАСПОЛОЖЕНИЯ ПИРЕНЕЕВ

Прежде чем перейти к деталям, попытаемся объяснить основной тектонический характер цепи, то есть ее прямолинейное расположение.

С этой целью рассмотрим расположение береговой линии этой части Европы (рис. 2). Изобаты показывают, что эта линия делает резкий выгиб в Гасконском заливе. Рассмотрим далее расположение герцинской цепи в этом районе. Мы видим, что герцинские структуры на северо-западе Испании резко обрываются на границе с океаном. Поэтому трудно связывать, как это еще недавно делал Фр. Лотце (Lotze, 1963), структуры Испании и Бретани. Напротив, самое простое решение состоит в том, чтобы признать, что герцинские структуры Испании обрываются на севере крупным сдвигом, вызвавшим смещение Иберийского блока к западу, чем и объясняется существующее расположение границы континента и океана. Остается выяснить, наблюдается ли подобный сдвиг в Пиренеях и каков его возраст.

¹ Доклад, прочитанный на Международном коллоквиуме по тектонике Альпийской зоны, в г. Тбилиси в сентябре — октябре 1965 г.

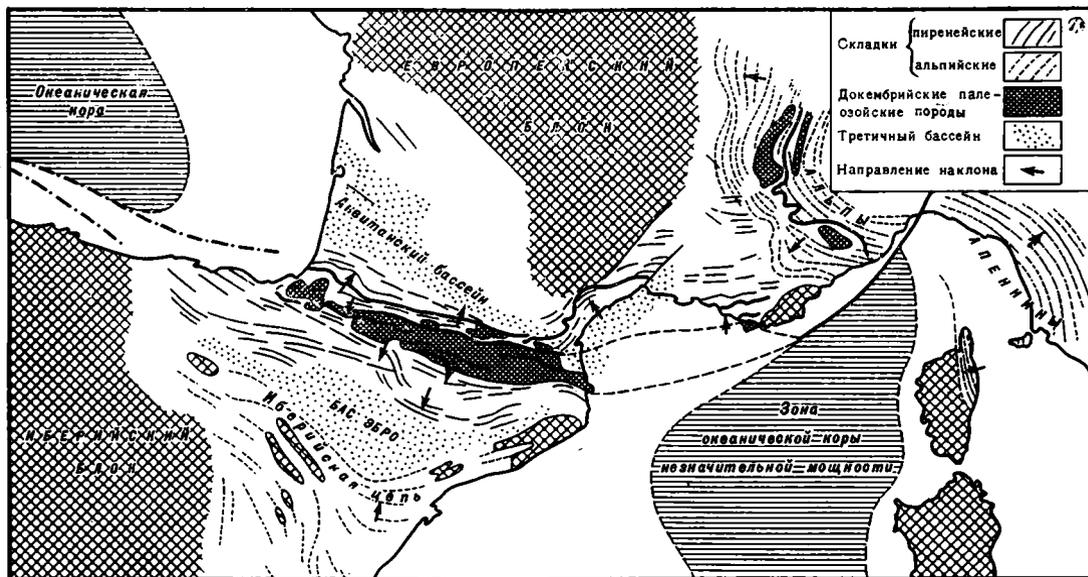


Рис. 1. Схема строения Пиренейской складчатой системы и ее связи с соседними территориями. Складки: 1 — Пиренейские; 2 — Альпийские; 3 — выходы пород докембрия и палеозоя; 4 — третичные бассейны; 5 — направление падения слоев

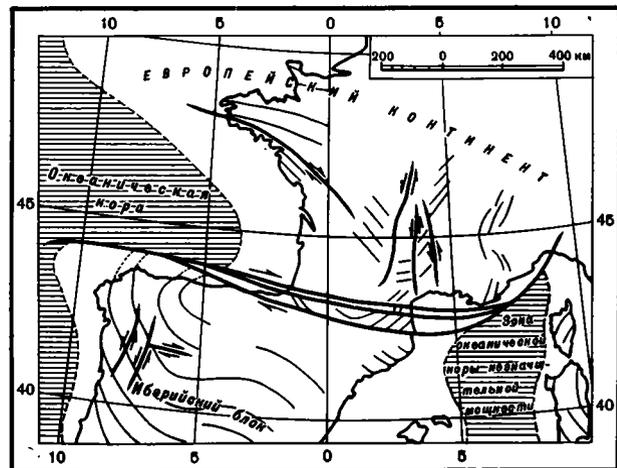


Рис. 2. Схема, иллюстрирующая гипотезу крупного поздне-герцинского сдвига, проходящего через Пиренеи. На схеме дано изображение ряда известных сдвигов, а также простираение основных герцинских структур

Заметим прежде всего, что если этот сдвиг и существует, то он должен рассматриваться как позднегерцинский и притом допермский. Далее следует подчеркнуть, что на северном краю осевой зоны Пиренеев на поверхности действительно можно констатировать крупный позднегерцинский разрыв, видимая величина вертикального смещения вдоль которого достигает более 5000 м. (Bertrand, 1940; De Sitter, 1964), а горизонтальное смещение, точно измерить которое очень трудно, также может быть значительным.

Итак, принимая во внимание все эти реальные факты, которые в будущем должны подвергнуться обсуждению, я предлагаю следующую гипотезу: в конце герцинской эпохи Европейский континент испытал значительные сдвиги, изображенные схематично на рис. 2. Иберийский блок при этом выдвинулся к западу и, если считать, что Корсо-Сардинский блок оставался относительно неподвижным, то можно предположить, что дно северо-западного участка Средиземного моря образовалось в результате растяжения, происшедшего в это время.

На эту обширную зону разрыва наложилась в мезозое зона погружения. Когда произошло сжатие, структуры, естественно, сдвинулись по ранее существовавшим разломам. Пиренеи должны были, таким образом, сформироваться на месте позднегерцинского нарушения. Из всего этого, естественно, вытекает вопрос: какова роль позднегерцинских тектонических процессов в генезисе структур самих Альп?

Основываясь на примере Пиренеев, я предлагаю следующую общую гипотезу. В результате образования целой серии позднегерцинских разрывных нарушений сиалический Евро-Африканский блок был раздроблен и расчленен; благодаря этому расчленению образовались зоны океанического дна и материковой коры, утоненной в результате растяжения. Значительно позднее вследствие сближения Европейского и Африканского блоков образовались структуры Альпийской цепи, каждый отрезок которой принял положение, непосредственно зависящее от расположения позднегерцинской системы нарушений.

Необходимо подчеркнуть, что подобного рода объяснение не ново (Argand, 1922; Glangeand, 1957) и единственно оригинальным здесь является трактовка природы и значения позднегерцинских движений.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Пиренейская цепь возникла в результате сжатия, вызванного несколькими фазами тектонических движений, которые захватили осадочные мезозойские и третичные толщи, отложившиеся в одном или нескольких прогибах, а также их палеозойский и докембрийский фундамент (рис. 3). В их развитии необходимо выделять два основных вида явлений: 1) явления, следующие за периодами осадконакопления (тектонические процессы сводятся в это время к вертикальным восходящим или нисходящим движениям); 2) явления, синхронные тектоническим фазам (в такие моменты имеет место сжатие, т. е. горизонтальные движения).

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ

Бассейны, в которых накапливались осадки, слагающие Пиренеи, стали обособляться лишь в начале мезозоя. В пермском периоде еще нет никаких признаков борозования Пиренеев, а уже в триасе здесь можно заметить признаки интенсивного погружения в зоне, вытянутой в восточно-западном пиренейском направлении, в которой местами накопилось более 1000 м континентального триаса (рис. 4). Эта зона выражена и после лейасовой трансгрессии и, очень четко, в юре. Действительно, мощные известняковые отложения средней и верхней юры (более 1000 м) связаны с впадинами, обычно имеющими пиренейское простираие. После незначительной фазы складчатости, имевшей место

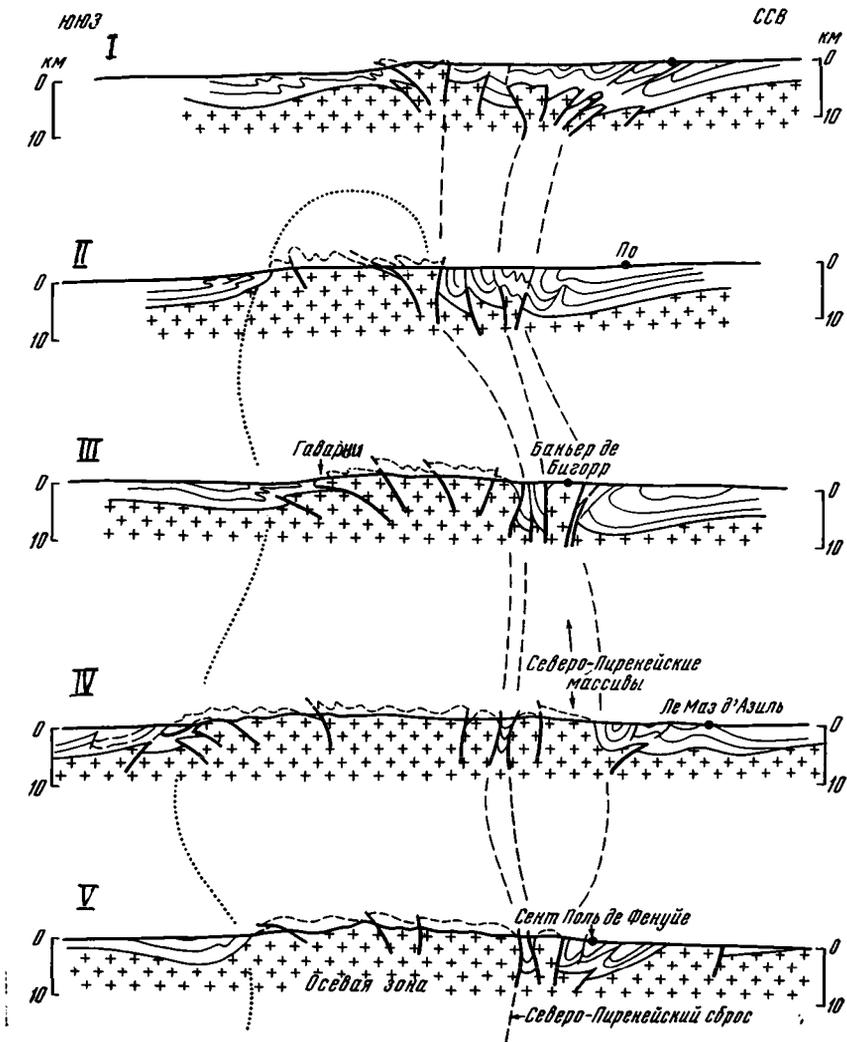


Рис 3. Сводный разрез через Пиреней.

Серый цвет — герцинские и докембрийские формации; белый — мезозойские и третичные формации

на границе между юрой и мелом, прогибания в них продолжают. В альбе — апте погружение в прогибах, ориентированных с востока на запад, было местами очень значительным (более 3000 м). Иногда оно внезапно прерывалось восходящими движениями; например, сеноман, всегда связанный с определенными прогибами, местами залегают прямо на палеозойских отложениях. Погружение продолжалось в течение всего сенона, который также достигает большой мощности (более 2000 м).

Мел является, следовательно, периодом интенсивного погружения, нарушаемого временами поднятиями.

Глубинные разломы, например Северо-Пиренейский сброс, часто ограничивают прогибы. По сторонам этих разломов можно видеть очень быструю смену фациального состава пород; например сеноманские конгломераты с очень крупной галькой резко переходят в микроконгломераты, которые сменяются сланцами, в то же время конгломераты вытянуты вдоль разлома.

Явления вулканизма незначительны в этом периоде осадконакопления, но не отсутствуют вовсе. Встречаются диабазы (офиты) в триасе,

туфы в рэтском ярусе и, наконец, базальты в верхнем альбе и в сеномане.

В некоторых местах происходила интенсивная складчатость, совершенно прерывающая осадконакопление на границе между мелом и эоценом; но есть участки, где осадконакопление и погружение продолжается в течение всего эоцена, который местами достигает мощности 2000 м, и прекращаются только в конце эоцена в связи с образованием структур пиренейской фазы.

В олигоцене начинается новая фаза осадконакопления в прогибах, которые постепенно мигрируют от оси Пиренеев. Эти олигоценовые осадочные породы подвергаются затем сжатию в складки во внешних зонах. После этой складчатости воссоздать дальнейший ход развития невозможно из-за отсутствия более молодых отложений.

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ

В мезозое собственно отсутствуют эпохи складчатости. Считалось (Casteras, 1964), что существовала очень продолжительная, так называемая досеноманская послеоальбская фаза складчатости. В действительности же здесь речь идет о времени проявления вертикальных движений.

Первая фаза складчатости имела место на границе между мелом и кайнозойской эрой. Вначале она была известна лишь в Провансе, а затем ее обнаружили в самих Пиренеях. Она выражается здесь интенсивной складчатостью, сопровождаемой почти вертикальной сланцевостью. Эта фаза сопровождается также необычным метаморфизмом (Ravier, 1957), носящим син- или посттектонический характер. Вероятно, интрузии ультраосновных пород (лерцолиты) и эписиенитов¹ имели место непосредственно после этой складчатости.

Заметим, наконец, что эти проявления метаморфизма и интрузий отмечаются вдоль Северо-Пиренейского разлома и что позднемеловая складчатость должна была захватить в Пиренеях лишь узкую зону (рис. 4).

Вторая фаза складчатости соответствует пиренейской фазе, отныне точно датируемой (Crusafont et al., 1956) верхним эоценом. Эта фаза, основная для Пиренеев, захватила большую часть системы, не затронув внешние зоны. Именно по этой причине, некоторые авторы (Mangin, 1959, 1960), занимаясь изучением лишь этих внешних зон, отрицали существование этой фазы.

Что касается понятия о непрерывности орогенического процесса, которым хотели ее заменить (Casteras, 1964; Mangin, 1959), то оно отпадает, если обособить вертикальные движения от собственно складкообразования. Вертикальные движения, которые происходили ранее и о которых свидетельствуют имеющиеся грубообломочные фации, не имеют ничего общего с пиренейской фазой складчатости, существование которой подтверждается во многих местах четко выраженным несогласием.

Третья фаза тектонических движений имела место в олигоцене. Эти движения охватывают самую внешнюю часть Пиренеев и, в частности, олигоценовые прогибы южного склона.

После этой фазы происходит общее поднятие, вызванное вертикальными движениями. Далее складкообразование прекращается, за исключением области Прованса, где пиренейские структуры испытывают временами влияние альпийских движений в послемiocеновую эпоху.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ПИРЕНЕЕВ

Рассмотрим сначала общий стиль складчатости. Можно сказать, что самой характерной чертой Пиренеев является веерообразное строение. Следовательно, в Пиренеях не существует единого направления прокид-

¹ Разложенные офиты, преобразующиеся из монзонитов, диоритов и офитовых габбро. (Примечание редакции).

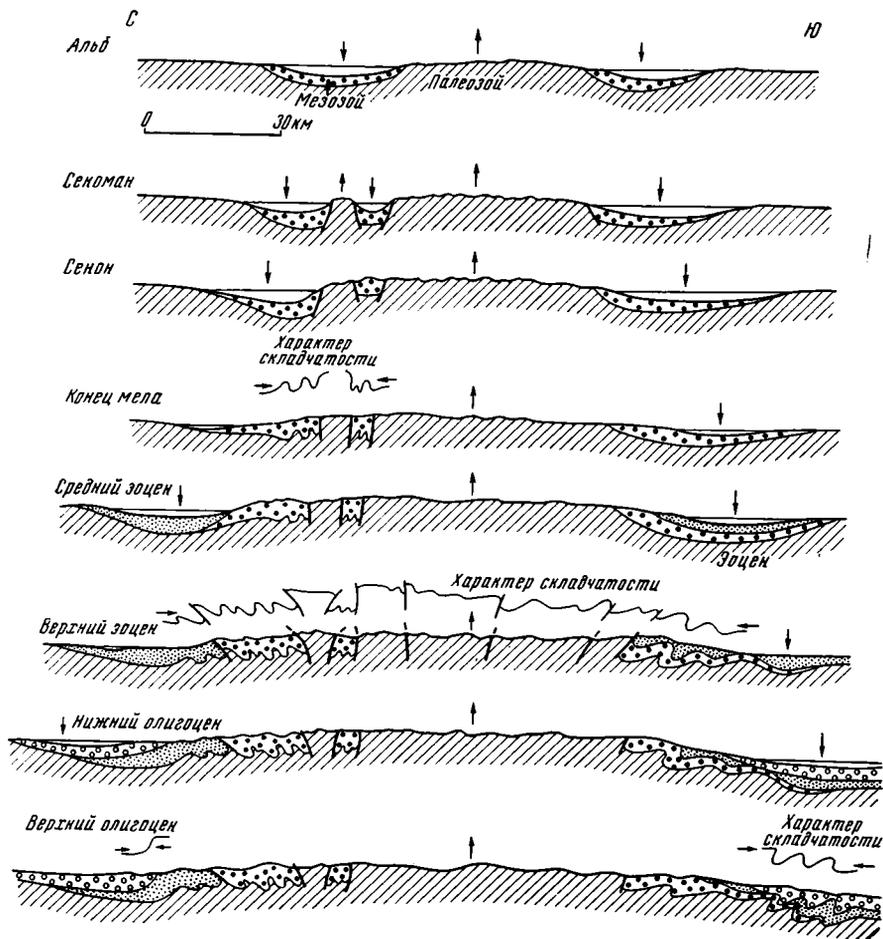


Рис. 4. Разрезы, отражающие тектоническую эволюцию Пиренеев в течение мезозоя и третичного периода

ных складок. Массы, реагирующие на складчатость, опрокидывались как к северу, так и к югу независимо от размера складок.

Беерообразные структуры обычно мало отклоняются от вертикали и всегда содержат внутри складки с почти вертикальными осевыми плоскостями или бывают разбиты вертикальными сбросами. Из этого вытекает, что основные тектонические нарушения в Пиренеях почти вертикальны. Именно этой чертой Пиренеи резко отличаются, как это и отмечалось ранее (Bertrand, Casteras), от Альп. Но эти основные черты не исключают существования крупных надвигов и небольших покровов, масштаб которых после неудачно попытки Л. Бертрана (Bertrand, 1940) создать теорию ультрапокровов (впрочем, им самим и оставленной) до настоящего времени систематически преуменьшался. На самом же деле это лишь отражение на поверхности глубинных структур, которые в целом гораздо более жестки. В основном веерообразная структура выражена частично в юрско-меловом, Южно-Пиренейском прогибе, в палеозойской осевой зоне, Северо-Пиренейском прогибе и северных массивах.

Как правило, интенсивность деформации постепенно падает по мере удаления от внутренней части Пиренеев. Совершенно простые складки предгорьев переходят в структуры, интенсивно смятые в складки и сопровождающиеся сланцеватостью и эпиметаморфизмом.

Тектонический стиль сильно меняется в зависимости от литологического состава пород, который очень разнообразен, так как можно констатировать все породы, от массивных до очень пластичных. Следовательно, вариации стиля являются результатом различного характера пород и степени тектонического сжатия.

Одновременно тектонический стиль изменяется в зависимости от глубины складчатости. От деформаций, возникших близко к поверхности, совершается переход к структурам, образовавшимся на большой глубине 5—10 км; они сопровождаются региональным кливажем сначала разлома, а затем течения. Сильное растяжение пород, встречающееся в этих местах, может свидетельствовать при необходимости об интенсивности тектонического сжатия.

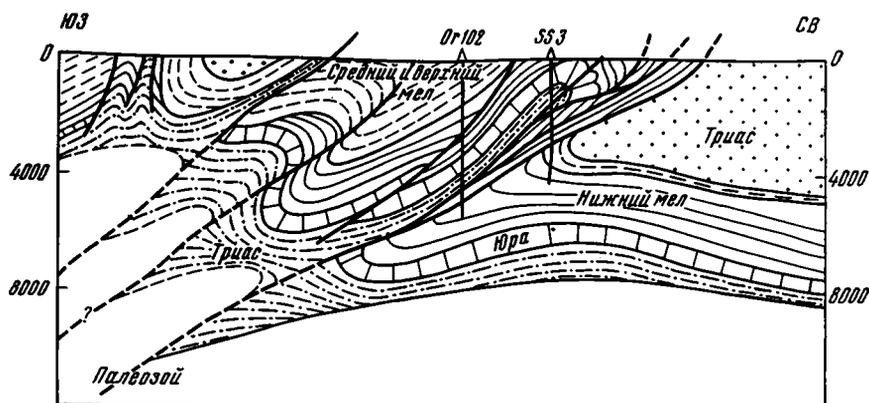


Рис. 5. Разрез надвига Ортец, по работам Национального нефтяного общества Аквитании. Пример надвигов, затрагивающих мезозойский и третичный чехол северного склона Пиренеев в Аквитании. Этот детальный разрез является северной частью разреза I—I на рисунке 3

Поскольку движения захватывают герцинские и докембрийские кристаллические массивы, мы имеем в основном разрывную тектонику фундамента, которая породила понятие «глубинной складчатой системы». Как отмечал Л. Бертран (Bertrand, 1940), это понятие слишком поспешно было применено к строению Пиренеев. Действительно, в противоположность этой точке зрения тектоника данного типа характерна лишь для части палеозойской осевой зоны; большая же часть палеозоя на самом деле образована в основном сланцами, которые обладают большой пластичностью. Это особенно относится к некоторым сланцевым фациям готландия или визе, поскольку герцинские и пиренейские направления движения совпадают. Вместе с тем мезозойский и третичный осадочный чехол также были захвачены пластическими деформациями. Часто мы имеем типичную тектонику чехла с многочисленными проявлениями дисгармонии и горизонтами срыва, которые достигают наиболее значительных масштабов в отложениях триаса, представляющих собой более 1000 м толщю глин, солей и гипсов. Эти явления приводят к значительным нарушениям тангенциального характера, вплоть до образования небольших покровов. Такие нарушения теперь хорошо изучены благодаря бурению на нефть, в особенности бурению, осуществляемому национальной Аквитанской нефтяной компанией. За последние 15 лет работы этой компании дали наибольшее количество новых данных о Пиренеях, благодаря многочисленным скважинам глубиной более 5000 м, пробуренным в крупных надвигах (рис. 5).

Тектонические нарушения, которые развиты во внутренних зонах, представляют собой почти вертикальные «экструзии» известняков, про-

низывающих сланцы. Так, многочисленные внедрения образованы юрскими известняками, заключенными между пластичными слоями триасовых и меловых сланцев.

В заключение укажем, что гравитационное скольжение практически отсутствует в Пиренеях. Единственно возможный способ объяснения происхождения структур — сближение Иберийского и Европейского блоков. Масштаб этого сближения незначителен, около 50 км.

ПИРЕНЕИ И КАВКАЗ. ОБЩЕЕ ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обе складчатые системы несомненно обладают общими чертами: подобно Пиренеям структуры Кавказа имеют прямолинейное расположение. В обеих системах преобладает почти вертикальное направление складок и разрывов; некоторые глубинные разломы играют значительную роль, а шарьяжи — лишь подчиненную.

В обоих случаях речь идет о веерообразной складчатой системе, в которой интенсивность сжатия проявляется в развитии сланцеватости, в основном с очень крутым падением.

В Пиренеях, как и на Кавказе, встречаются мощные сланцевые серии, сопровождающиеся сланцеватостью, а иногда и эпиметаморфизмом. Однако на Кавказе они более мощные, а сланцеватость и метаморфизм более резко выражены.

Наконец, в обеих системах многие альпийские нарушения являются наследием конца герцинского периода.

Благодаря всем этим характерным чертам Пиренеи и Кавказ, как это уже многими отмечалось, четко отличаются от Альпийских складчатых сооружений Европы и Северной Африки.

Главная черта тектоники Альп состоит в существовании крупных тангенциальных структур, в частности во внутренних метаморфических зонах, как, например, в зоне блестящих сланцев. Ничего подобного не встречается в Пиренеях и на Кавказе, так как осевая зона этих складчатых сооружений и зона сланцевых и эпиметаморфических толщ соответствуют складкам с очень крутым наклоном и с субвертикальной сланцеватостью, а не лежащим с субгоризонтальной сланцеватостью.

Следовательно, породы реагировали на тектонические движения совершенно отличным образом и отождествлять два различных типа складчатости означало бы неумение отличать прямую складку от шарьяжа. Точно так же было бы ошибкой пытаться отнести развитие всей Альпийской системы к тому же типу, к которому относятся Пиренеи и Кавказ.

Подобное различие не является новостью, ибо очень многие авторы говорили, например, по поводу Пиренеев как о внутриконтинентальной или внутрикратонной складчатой системе, которую они четко отделяли от других типов складчатости, противопоставлявших ей и объединявших под несколько общим названием «геосинклинальных». В действительности же, вероятно, существует целый ряд промежуточных ступеней между различными типами складчатых систем, как с точки зрения их общей структуры, так и в плане анализа истории осадконакопления.

Кавказ нам представляется примером четко выраженной внутриконтинентальной складчатой системы, возникшей, однако, из совершенно типичной геосинклинали, о чем свидетельствуют мощность (не менее 15 км) и фациальный состав (вулканогенные сланцевые серии) осадочных слоев, смятых в складки.

Сравнение Пиренеев с Кавказом привело нас к размышлениям, касающимся складчатости вообще, которые должны быть полезны для работы такого коллоквиума, как наш. На самом деле, или мы составляем тектоническую карту, совершенно объективную, которая обычно мало употребляема, или мы при ее создании опираемся на общую заранее раз-

работанную теорию. Но в этом последнем случае необходимо, по-моему, сделать попытку выработать единую классификацию складочных систем¹ и их тектонических стилей.

Литература

- Argand E. La Tectonique de l'Asie, 13-e Congr. Géol. Intern. Bruxelles, 1922.
Bertrand L. Sur la structure géologique du versant Nord des Pyrénées. Bull. Serv. Carte Géol., № 204, p. 205—282, 1940.
М. Кастерас. Пиренеи. Тектоника Европы. Объяснительная записка к тектонической карте Европы. Изд-во АН СССР, 1964.
Crusafont M., Villalta J. F., Truijols J. Caracterizacion del Eocene continental en la cuenca de Tremp y edad de la orogenesis pyrenaica. II Congr. Int. Et. Pyren. Toulouse, 1956.
Glangeaud L. Essai de classification géodynamique des chaînes et des phénomènes orogéniques. Rev. Géogr. Phys. et Geol. Dyn., 1957, p. 200—220, 1959, p. 197—204, 1957, 1959.
Khain V. E. et Milanovsky E. E. Structure tectonique du Caucase d'après les données modernes. Livre Mem. Paul Fallot, t. II, p. 663—703, 1963.
Lotze Fr. Die variszischen gebirgszummenhänge im westlichen Europa. Ann. Museo Geol. Bologna s. 2, v. XXXI, 1963, p. 393—412, 1963.
Mangin J. P. Données nouvelles sur le Nummulitique pyrénéen. Bull. Soc. Géol. Fr. p. 16—30; 1959. Hypothèses nouvelles sur l'orogénèse tertiaire des Pyrénées. Isvestya Academie URSS. Ser. Geolog. № 6, p. 3—23, 1960.
Mangin J. P. et Rat P. L'évolution posthercynienne entre Asturies et Aragon (Espagne). Livre Mem. Paul Fallot, t. 1, p. 333—349, 1963.
Ravier J. Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées Mem. Soc. Géol. Fr. Mem. № 86, 1957.
De Sitter L. U. Structural geology, 2-e ed. McGraw Hill, 1964.

Статья поступила
2 марта 1966 г.

M. MATTAUER

LES TRAITES STRUCTURAUX ESSENTIELS DE LA CHAÎNE PYRÉNÉENNE

Les Pyrénées correspondent à un tronçon particulier du système plissé alpin caractérisé par son allure rectiligne, l'absence de grands charriages et l'existence de structures en éventail.

L'allure rectiligne de la chaîne est expliquée par l'existence d'un grand décrochement dextre tardi-hercynien de plusieurs centaines de km de rejet horizontal sur lequel se seraient moulées ultérieurement les structures pyrénéennes.

En tenant compte des données les plus récentes, le type d'évolution tectonique de cette chaîne est précisé. Le Secondaire fut une période de mouvements verticaux; les subsidences ou les remontées des blocs furent parfois très importantes in'y est pas de phase de plissement vraie. Il y eut ensuite trois phases de compression; la première à la limite du Crétacé et du Tertiaire, fut accompagnée par le métamorphisme «pyrénéen»; la deuxième appelée «phase pyrénéenne» au cours de l'Eocène supérieur; la troisième, au cours de l'Oligocène. Si la première semble assez localisée, la deuxième est la plus générale; la troisième est restreinte à certaines zones externes.

La caractéristique fondamentale des Pyrénées réside dans la disposition en éventail des structures qui fut souvent accompagnée par une intense schistosité. La couverture secondaire monte souvent une grande complexité structurale avec parfois d'importants chevauchements favorisés par les niveaux plastiques du Trias.

Les Pyrénées présentent d'incontestables traits communs avec le Caucase (allure rectiligne, présence de cassures de fond, absence de grands charriages, allure «en éventail» des structures...); structurellement, ces deux chaînes sont fondamentalement différentes des chaînes alpines.

¹ Примером такой попытки является классификация, предложенная Л. Гланжо (Glangeaud, 1957, 1959).

ДИСКУССИЯ

Вопрос Гончарова: Каковы доказательства продолжения пиренейских структур в Лионском заливе? Морфологические признаки отсутствуют и нет никаких следов в верхнем структурном этаже, если судить по данным французских геофизиков, работавших в Лионском заливе.

Ответ: Существует три рода аргументов в пользу существования продолжения Пиренеев в Лионском заливе.

1. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

В Пиренеях структуры накладываются на мезозойские прогибы. Однако Северо-Пиренейский прогиб в среднем и позднем меле достигает Прованса, в результате чего его называют даже Пиренейско-Провансальским.

Изучение олигоцентовых конгломератов Лангедока показывает, что в нижнем олигоцене на месте Лионского залива существовали крупные возвышенности; они могли соответствовать только продолжению Пиренеев.

2. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Структуры северного склона Пиренеев тянутся, не прерываясь, вплоть до Прованса через Лангедок. Происхождение структур Лангедока и Прованса можно объяснить только существованием осевой зоны, в настоящее время погруженной под воды Средиземного моря. Палеозойский покров мыса Сисье, близ Тулона, вполне может соответствовать восточному окончанию этой осевой зоны.

3. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Работы, ведущиеся в настоящее время (см. «Первая схема глубинного строения Южной Франции и ее подводное продолжение») доказывают, что в районе Прованса и Лангедока поверхность Мохоровичича погружается к югу под водами моря.

Следовательно, на дне моря существует сиалическое утолщение, которое может соответствовать только продолжению Пиренеев, тем более, что оно имеет восточное направление.

Вопрос Г. Свидзинского: Где на юге Франции можно искать продолжение герцинских структур Галиции?

Ответ: Герцинское основание совершенно отсутствует на юго-западе Франции (Аквитания и континентальное плато). Оно встречалось лишь в очень редких буровых скважинах. Поэтому в настоящее время неизвестно, можно ли найти здесь галицийские комплексы и в особенности кристаллические.

Вопрос: Каков точный возраст большого сдвига? Допермский или послепермский?

Ответ: Он относится к послевизейской или допермской эпохе. Можно сказать, впрочем, что он образован после основных герцинских движений, так как он косо срезает складки. Таким образом, большой сдвиг относится к верхнему карбону.

Вопрос Э. Крауса: Каков глубинный механизм образования Пиренеев?

Ответ: Ввиду отсутствия геофизических данных о глубинном строении Пиренеев, еще не созданы гипотезы относительно глубинных механизмов происхождения этой цепи. В настоящее время нет данных против применения к Пиренеям представлений г-на Крауса.

УДК 551.24(497.1+495)

М. Д. ДИМИТРИЕВИЧ, Б. ЧИРИЧ

**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕРБСКО-МАКЕДОНСКОГО
МАССИВА¹**

Сербско-Македонский массив на территории Югославии и частично Болгарии и Греции делит Альпийскую орогеническую область на две части: северную и южную. Он представляет собой относительно узкий и вытянутый срединный массив. За последние пятьдесят лет изучение этого массива настолько сильно отставало от исследований, проводившихся в окружающих его орогенических зонах, что к настоящему времени проведена съемка только его центральных частей. В северной части проводились почти исключительно петрографические исследования, а в южной работы велись лишь в отдельных районах. Поэтому до сих пор еще нет окончательного синтеза данных, полученных в этом районе, и все попытки сделать его носят предварительный характер.

ГРАНИЦЫ СЕРБСКО-МАКЕДОНСКОГО МАССИВА

Сербско-Македонский массив был выделен под этим названием как самостоятельный геотектонический комплекс первым из авторов этого доклада в 1959 г. Формирование границ массива происходило по-разному. На западе он граничит с зоной Вардара, причем граница эта менялась на протяжении его геологической истории.

Внешняя западная граница в том виде, в котором она существует теперь, сложилась уже в палеозое или даже раньше. Она начинается в окрестностях Белграда и проходит вдоль восточных склонов гор Гледичка планина (Andjelković, 1956) через Гнылан, Титов, Велес, Квандарче и Солоникский залив. Внутренняя граница, соответствующая в настоящее время структурной границе между Сербско-Македонским массивом и зоной Вардара, в северной своей части еще не определена. От Топлика к югу она идет вдоль долины реки Арбанашка (по данным публикуемой работы В. Petrovic) через андезитовый массив Лече и зону нарушений Тупале (Dimitrijevic, 1957, 1958), а затем через вулканический район Кратово — Злетово и Струмика (Maksimović, Sikosek, 1954). Далее она, по всей видимости, продолжается через Килкис и залив Кассандры.

В течение палеозоя, а в особенности в альпийский период, область, расположенная между внешней и внутренней западными границами (далее в тексте она будет упоминаться как западный край Сербско-Македонского массива), подверглась сильной переработке и была надвинута на зону Вардара.

Восточная граница массива соответствует надвику кристаллических сланцев на палеозойские образования и частично на более молодые

¹ Доклад, прочитанный на Международном коллоквиуме по тектонике Альпийской зоны в г. Тбилиси в сентябре — октябре 1965 г.

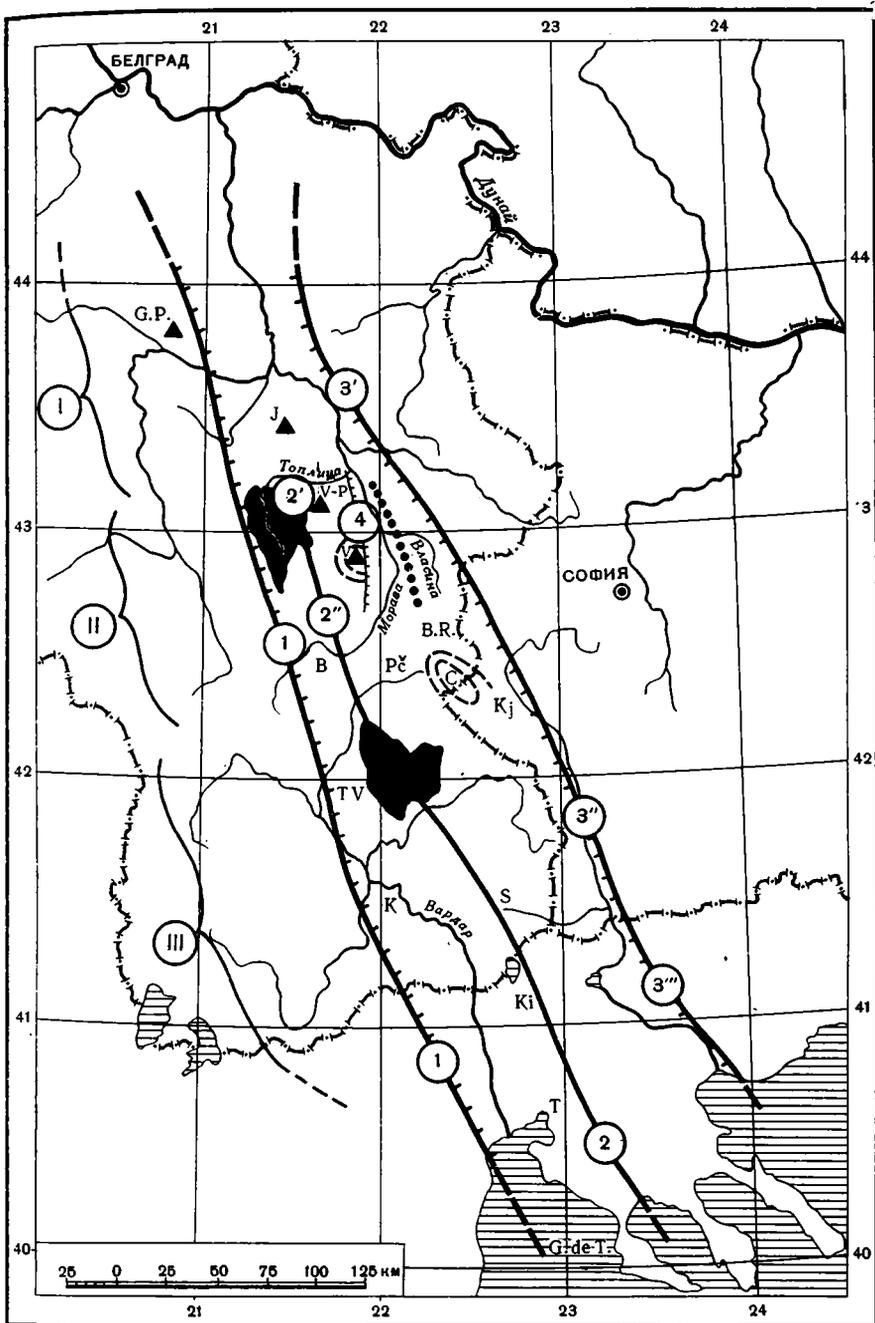


Схема строения Сербско-Македонского массива

I — северная часть; II — средняя часть; III — южная часть.

1 — внешняя западная граница; 2 — внутренняя западная граница: разлом реки Арбанашка (2'), разлом Тупале (2'') с массивом Лече на севере и массивом Кратово — Злетово на юге; 3 — восточная граница: разлом Рожаний Бован (3'); разлом Струма (3''); разлом «Srtimontline» (3''); 4 — зона нарушений Врви Кобила. Ось дивергенции (пунктирная линия в районе Власина). Региональные обозначения: В — Буяновац, Pс — Пчинья, B — река Божичка, S — Чрноок, K — Кюстендил, T — Титов Велос, K — Кавадарци, S — Струмица, Ki — Киклис, T — Салоники, G — Салоникский залив. Горы (черные треугольники): P — Гледичке планина, J — Ястребац, V — P — Видовица и Пасьяча, V — Влажна.

структуры Восточной Сербии, а иногда и на кристаллические сланцы Родопского массива. На территории Югославии — это зона нарушений Рожаный — Бован (Grubić, Antonijević, 1962). Начиная от югославо-болгарской границы вплоть до долины Струмы, на юго-запад от Кюстендила, граница не соответствует ни зоне нарушений Ценково, ни покрову Полетинце (Вончев, 1936, Вончев et al., 1960). По нашим наблюдениям, сделанным в 1962 г., в районе Пенковского покрова существует отчетливый тектонический контакт между кристаллическими сланцами, расположенными на западе, и «ордовикскими» отложениями на востоке. Этот контакт соответствует, вероятно, границе Сербско-Македонского массива. С. Белев (Belev, 1963) также указывает на существование этого контакта. Продолжение восточной границы подчеркивается в долине Струмы явлениями милонитизации, вулканической и поствулканической деятельности и сейсмической активностью (Јагапов, 1960 и др.). В этом районе Д. Яранов собрал очень интересные и важные данные, хотя его мнение о продолжении разлома Струмы на территории Югославии вряд ли справедливо.

Южное окончание восточной границы Сербско-Македонского массива рассматривается Ф. Кокелем и Г. Вальтером (Kockel, Walther, 1965) как опрокинутый сброс, который они называют «Strimonlinie». В результате работы этих авторов были получены важные данные об абсолютном возрасте горных пород, развитых в греческой части Сербско-Македонского массива. Но для подтверждения этих региональных результатов не хватает общего синтеза данных по трем соседним странам.

В отношении проблемы восточной границы необходимо подчеркнуть, что возникает ряд трудностей в терминологии ввиду того, что различные авторы по-разному называют некоторые (довольно многочисленные) разломы, сбросы и надвиги этой зоны. Очень трудно отличить, какой автор как назвал то или иное нарушение и как эти нарушения взаимосвязаны. Поэтому мы употребляем название «зона надвига восточной окраины Сербско-Македонского массива», так как это действительно глубинная подвижная зона, обнаруживающая большое количество нарушений. Это определение не соответствует термину «Kraistides» Бончева (Вончев, 1936, 1958), который по-другому понимается в отношении возраста, геотектонического содержания и пространства, занимаемого этими структурами.

Следовательно, в границах «зоны надвига восточной окраины», опрокинутый разлом между кристаллическим основанием и более молодыми образованиями представляет собой не что иное, как надвиг, отличающийся от соседних надвигов зоны своей интенсивностью.

На севере Сербско-Македонского массива расположен Паннонский бассейн, основание которого состоит в известной мере из «паннонских пород». Переход между этими двумя массивами довольно сложен. В позднем мезозое зона перехода между Сербско-Македонским и Паннонским массивами испытывала погружение, в результате чего образовалось пространство, в котором позднее отложились породы с особым фациальным составом; возможно также, что вдоль него проходил контакт между внутрикрупскими областями и некоторыми районами Динариды. Различия в развитии между центральной частью массива и зоной перехода особенно четко выражены в юре и мелу. Сходство фациального состава верхнеюрских и меловых пород в предгорьях Апушеней, в Банате и в некоторых северных частях Вардара привело М. Андjelковича (Andjelković, 1963) к мысли включить весь Сербско-Македонский массив, Родоп и восточную зону Вардара в Карпато-Балканскую складчатую систему.

Южное продолжение массива расположено в Эгейском море и в Малой Азии таким образом, что его восточная граница не соответ-

ствует ни наложенному линдаменту Бончева, ни зоне сбросов Красное море — Эльба, выделенной Ф. Кокелем и Г. Вальтером.

Причины отделения Сербско-Македонского массива от Родопского и о выделении его в самостоятельный структурный комплекс уже отмечались ранее первым из авторов этого доклада (Dimitrijević, 1963). В той же работе дается общая стратиграфия, и поэтому нет необходимости вновь останавливаться на этих деталях.

ПРЕДПОЛАГАЕМОЕ РАЗВИТИЕ СЕРБСКО-МАКЕДОНСКОГО МАССИВА

Геотектоническое развитие и эволюция, испытанные Сербско-Македонским массивом, определялись прежде всего его положением в Альпийском орогене. В соответствии с главным законом эволюции — унаследованностью, каждая новая фаза формирования в значительной мере определяется результатами предыдущих фаз: например, типичные черты строения, сложившиеся в докембрии, влияют даже на современный рельеф.

Сербско-Македонский массив нельзя отнести к большим срединным массивам, расположенным внутри орогенической системы. Это узкая и вытянутая кристаллическая зона, зажатая между двумя подвижными орогеническими районами, существовавшими уже в палеозое.

Все же, благодаря ее протяженности и расположению (на Балканском полуострове она занимает площадь почти 500 км длиной и 70 км шириной), ее относят к категории самых крупных и наиболее хорошо выраженных срединных массивов Альпийской орогенической области Европы. Непосредственно примыкающая зона Вардара с запада представляет собой очень подвижную эвгеосинклиналиную зону Динарид. Она занимает большую территорию и характеризуется длительным развитием.

На востоке к Сербско-Македонскому массиву примыкает Восточная Сербия, которая представляет собой особое, нетипичное для орогенической области, ответвление Карпато-Балканской дуги. Это относительно узкая и короткая зона, местами сжатая с двух сторон относительно жесткими массивами, переходящая к юго-востоку в Родопский массив.

Все эти различные структурные комплексы по-разному реагировали на тектонические процессы, что должно было влиять и на формирование Сербско-Македонского массива (несимметричное расположение пограничных массивов, более обширных и различной степени жесткости). Благодаря этим факторам ритмичное и сложное воздымание Сербско-Македонского массива в течение палеозоя, мезозоя и кайнозоя, почти постоянно сопровождаемое боковым давлением орогенических дуг и жестких массивов, вызвало образование дивергентной асимметричной структуры с надвиганием кристаллического основания на более молодые образования окраинных районов. Современное строение этого срединного массива, по крайней мере в рассматриваемом районе, таково, что невозможно говорить ни о симметричной «Срединной массе», ни о крупном и простом центральном антиклинории.

ДОПАЛЕЗОЯ — НИЖНИЙ ПАЛЕЗОЯ

Самые древние породы, известные нам в настоящее время в Сербско-Македонском массиве, представлены «нижним комплексом» мощностью более 11 км. Самые нижние из исследованных слоев состоят из обломочных терригенных пород (кварциты и мелкозернистые биотитовые гнейсы), которые свидетельствуют о денудации ранее консолидировавшейся и испытавшей поднятие суши. На этих породах залегают, также на большой глубине, серия доломитовых мраморов, серия Видовика (Dimitrijević, 1959, 1963). Это единственные залежи мрамора, не считая отдельных незначительных прослоек, встречающиеся в нижнем

комплексе. Затем следует серия крупнозернистых гнейсов, в деталях очень разнообразных, но в целом монотонных, преобладающих в нижней части разреза. Выше преобладают полевошпатовые слюдяные сланцы. Повсюду в комплексе встречаются продукты синседиментарного вулканизма, состав которого меняется от ультраосновного в нижней части, до основного в средней и верхней. Следовательно, это ряд эвгеосинклинальных формаций, в котором в настоящее время не обнаруживается ни одного перерыва. До момента отложения более молодых формаций эти породы были смяты в складки, оси которых имеют северо-северо-западное простирание, и подверглись мезозональному метаморфизму, а местами и мигматизации. Некоторые предварительные данные, полученные в южной части Сербско-Македонского массива (Stračkov, 1960), говорят о существовании очень древней складчатости, имеющей западное простирание. Это может привести к мысли о дугообразном изгибе складчатости в Македонии — факт, который мог иметь очень важное значение для воссоздания самого древнего периода истории Сербско-Македонского массива.

Верхний комплекс носит название «комплекс Власина». Это эвгеосинклинальная вулканогенно-осадочная формация, состоящая из пелитовых, псаммитовых отложений, из продуктов синседиментационных вулканитов основного состава (большой частью диабазов и туфов). Возраст этого комплекса соответствует интервалу от протерозоя до ордовика. В. Алексич и М. Каленич (Aleksić, Kalenić, 1958) вначале рассматривали ее как эквивалент диабазо-филлитовой» формации, но позднее В. Алексич отнес ее к «метаофиолито-филлитовидной» формации. С. Белев (Belev, 1964) утверждает, что она аналогична диабазо-филлитовидной формации и имеет докембрийский возраст. П. Павлович (Pavlović, 1962) считает, что отложения реки Божичка, содержащие фауну оболусов, представляют собой верхние стратиграфические горизонты власинского комплекса, который относится, следовательно, к ордовику.

Порядок чередования (стратиграфический или тектонический??) отложений в долине р. Божичка заставляет задуматься, но все же протерозойский возраст власинского комплекса кажется более вероятным, чем ордовикский. Комплекс в целом достигает мощности 3 км. Он носит следы эпизонального метаморфизма и содержит значительную примесь альбита, тогда как ордовикские же отложения метаморфизмом едва затрагиваются.

В Восточной Сербии, в низовьях реки Беяница, ордовикские отложения трансгрессивно залегают на кератофировой формации и диабазах (Veselinović, 1964), а в Гомолье, вероятно, — на альбитовых сланцах, которые могут быть эквивалентом власинского комплекса (Djordjević, 1963). Определение возраста власинского комплекса исключительно важно для датировки фаз складчатости и метаморфизма нижнего и верхнего комплексов. Если власинский комплекс относится к протерозою, то эти фазы можно считать: первые доассинтскими, а вторые ассинтскими. Если же считать его ордовикским, то по крайней мере вторая фаза должна быть каледонской. Чтобы избежать путаницы на первом этапе работы, фаза складчатости нижнего комплекса была названа «довласинской фазой», а фаза складчатости и метаморфизма верхнего комплекса «власинской фазой» (Dimitrijević, Petrović, Cvetković, в печати).

В довласинской фазе начинается период самой интенсивной консолидации ядра Сербско-Македонского массива, после которого подвижная геосинклинальная зона распространяется к востоку, где располагается Власинская эвгеосинклиналь, и, возможно, к западу.

Если в довласинской фазе отсутствуют признаки кислого магматизма, то после метаморфизма и власинской складчатости в глубоком разломе Врви Кобила между породами нижнего и верхнего комплекса

встречаются остатки плутонических гранитоидов, абсолютный возраст которых равен 450 млн. лет. До внедрения плутонического тела Влажны, началось мигматическое воздымание, результатом которого и является купол Влажна. Синкинематическое внедрение факолита Златы, аналогичного плутоническому телу Влажны, говорит о том, что в течение этого периода магматизма ядро Сербско-Македонского массива также было смято в складки.

ПАЛЕОЗОИ

Если исходить из данных, которыми мы располагаем в настоящий момент, то можно считать, что палеозойский период развития Сербско-Македонского массива начинается с ордовикской трансгрессии. Основание ордовикской серии образовано терригенными породами, а верхняя часть — большей частью глинами. Местами можно обнаружить также следы начального магматизма. В этот период Сербско-Македонский массив в основном представлял собой поднятие, только местами скрытое под водой (район Босилийград).

Границы ордовика, силура и девона еще не очень ясны. Если силурийский период охватывает известную часть серий Качаник — Велес и Копанник, то следует предполагать, что в зоне Вардара должен быть перерыв и складчатость (арденнская??), сопровождаемая метаморфизмом. В Восточной Сербии в силуре образуется глубокая эвгеосинклиналь, в которой образуются граптолитовые сланцы и близкие к ним породы. Дифференциация же начинается только в верхнем силуре. Уже в это время, вероятно, происходит продольная дифференциация Сербско-Македонского массива. Его западная часть местами затапливается морем в этот или еще более ранний период, а центральная часть волнообразно поднимается в продольном направлении.

Переход между силуром и девоном соответствует разделению морских бассейнов по обе стороны массива. В Восточной Сербии наибольшего развития достигает средний и верхний девон, имеющий характер флиша вдоль древнего массива (Dimitrijević et al., 1965). Интенсивный процесс денудации кристаллических сланцев и более древних формаций, безусловно, связан с быстрым поднятием восточной окраины Сербско-Македонского массива, происходившим в это время. Вероятно, в этот момент и начинает складываться моноклиналиный симметричный характер строения этой окраины.

В последевонское время в Восточной Сербии морской режим сменяется фазой поднятия и относительной консолидации. Нижний карбон отсутствует, верхний представлен мелководными и трансгрессивными отложениями, а пермо-триас — красными песчаниками. Возникает вопрос: можно ли выделять каледонский и варисцийский периоды осадконакопления, если после хорошо выраженных циклов — трансгрессивный обломочный ордовик — глубоководный силур — девонский флиш вместо отчетливых геосинклинальных отложений идут лагунные и молассовые формации карбона и перми.

Как в Сербско-Македонском массиве, так и в Восточной Сербии кислый плутоизм проявляется очень интенсивно в верхнем палеозое, скорее всего в нижнем карбоне. В ядро массива внедряется интрузия Буяновак (абсолютный возраст 234 млн. лет), что сопровождается процессом частичной мигматизации и повторной складчатостью на фоне непрекращающейся консолидации.

Идет интенсивное образование продольных разломов, вдоль которых образуются пегматиты и мигматиты. В Восточной Сербии в это время появляются габбро массива Дели Йован, затем несколько более молодые гранитоиды Нересницы, Брњицы и Горняне и сенинты Танда, а в южной части более широкой зоны Вардара (включающей также и западную зону Сербско-Македонского массива) — целая серия гранитных

плутонических пород. Во власинском комплексе, севернее купола Чонок (Marić, Martinović, 1957) породы власинского комплекса и ордовикские отложения содержат магматические породы нескольких периодов, которые могут относиться к каледонскому или вариссийскому циклам (если можно провести границу между этими циклами). Здесь возникают надвиги к югу, часть из которых имеет, вероятно, более древнее происхождение, чем упомянутые гранитоиды. Домагматические надвиги характерны и для юго-западной окраины массива Буяновак (линия Крива Њива — Добричане, Luković, 1938).

Доальпийские тектонические движения определили главные черты строения ядра Сербско-Македонского массива, как уже говорил об этом И. Цвийич, а альпийские — лишь углубили их. Последующая складчатость была в основном связана с дальнейшим развитием продольных нарушений.

АЛЬПИЙСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

В триасе формирование окраинных частей древнего массива происходит асимметрично. В то время как Восточная Сербия поднимается после короткого периода осадконакопления в среднем и верхнем триасе, в зоне Вардара наблюдается очень активный геосинклинальный цикл, особенно в нижнем и среднем триасе. Именно в это время в Динаридах образуется «порфирито-горнблендитовая формация» (Cirić, 1954). Сербско-Македонский массив поднимается и лишь его окраины и западная зона местами находятся под водой. Это асимметричное развитие продолжается в течение всей юры. Для зоны Вардара в течение всего юрского периода (возможно, с перерывами) характерен основной вулканизм, в то время как развитие Восточной Сербии в целом носит спокойный характер и сопровождается колебаниями морской поверхности вплоть до титонского века, когда возникают прогибы и на юго-востоке образуются флишевые отложения. В период накопления флишевых осадков процесс поднятия и эрозии кордильер идет очень интенсивно, в результате чего образуются мощные толщи обломочных отложений.

Вплоть до сенона для обеих орогенических областей было характерно различное поведение глубинных зон. В зоне Вардара флишевые бассейны располагались вдоль края древнего массива; в Восточной Сербии, напротив, во внутренней зоне флиш отсутствует.

Триасовые и юрские поднятия Сербско-Македонского массива, сопровождаемые отложением флиша в соседних орогенических прогибах, вызывают в самом массиве оживление процессов разрывной тектоники с очень интенсивной филонитизацией и раздроблением. Эти зоны нарушений характеризуются двухсторонней моноклиальной симметрией. Ось дивергенции проходит через ядро Моравской синклинали. В ядре массива зоны нарушений наклонены в западном направлении, сохраняя при этом симметричное расположение блоков. Районы, располагающиеся по сторонам оси дивергенции, имеют более разнообразное строение. На западе, вдоль зоны Врви Кобила, образуются антиклинали с обратным направлением падения, а на востоке, вдоль края массива, развивается зона интенсивного кливажа. В титоне кордильеры восточной окраины и глубоководная зона вокруг флишевого бассейна испытывают неравномерное волнообразное поднятие, о чем свидетельствуют направления сноса. Это поднятие сопровождалось довольно заметным опрокидыванием, начавшимся, вероятно, еще в дотитонское время. Образование шарьяжей шло интенсивно в титоне и особенно в последующий период, продолжаясь с перерывами после среднего миоцена (Maksimović, 1958). Судя по некоторым данным, самые высокие покровы образовались сначала на западе, а затем распространились на восток.

К началу сантонской трансгрессии Сербско-Македонский массив был расчленен благодаря образованию разломов и продольных волнообразных поднятий. Поэтому море, образовавшееся здесь, было неглубоким и только частично покрывало сушу, соединяя между собой соседние орогенические зоны. В то время как в зоне Вардара идет формирование флишевых пород, Восточная Сербия оказывается разбитой на отдельные глыбы, а в сенонской прогибе в результате интенсивной вулканической деятельности отлагаются мощные вулканогенно-осадочные серии. Граница между Сербско-Македонским и Паннонским массивами была в это время (а может быть и раньше) погружена и полностью скрыта под водами моря.

Структура и развитие этой части Сербско-Македонского массива, располагающейся севернее р. Топлица, еще мало изучены.

Один из авторов (Сигић), посетив горы Ястребац, увидел совершенно необычную и неожиданный картину.

До настоящего времени, по описанию Й. Жуйовича (Zujović, 1893) и С. Урошевича (Урошевић, 1933), эти горы рассматривались как горст, образованный кристаллическими сланцами группы I (гнейсы и слюдяные сланцы) и группы II (филлаты и зеленые сланцы), с герцинским гранитным ядром. В действительности же здесь наблюдается совершенно иное строение.

Основание гряды Ястребац состоит из двух кристаллических формаций: нижней — в основном гнейсы и слюдяные сланцы и верхней — амфиболиты. Эти формации прорываются неметаморфизованными габброидными породами, которые по своему характеру должны быть аналогичны юрским базитам западной окраины Сербско-Македонского массива. На самом деле «Кристаллические сланцы группы II» на территории Ястребаца являются не чем иным, как флишевой формацией. Южнее, в той же палеогеографической зоне (район Куршумлия), во флишевых отложениях обнаружена фауна глоботрункан. В Ястребаце во флише обнаруживаются присутствие гранитов, вызвавших незначительные явления контактового метаморфизма или окремнения. Во всяком случае, эти граниты имеют более молодой возраст и соответствуют гранодиоритам Копаноника. Соседние слои наклонены к внешнему краю.

Необходимо подчеркнуть, что на юго-востоке Ястребаца породы залегают в обратном порядке: флиш располагается под верхней кристаллической формацией, перекрываемой нижней.

На южной окраине Ястребаца миоценовые молассы содержат крупные глыбы (десятки кубических метров) кристаллических сланцев, что можно, вероятно, объяснить своевременным поднятием, проходившим на юге цепи более интенсивно, чем в северной ее части.

Юрский основной магматизм, а также меловые отложения флиша говорят о том, что район Ястребаца не относится к собственно Сербско-Македонскому массиву и что он испытывал глубокие нарушения, по крайней мере с начала юры.

Кислые плутонические породы третичного периода знаменуют новую фазу движений в глубинных зонах Вардара, западной окраины (Жельин, Копасник, македонские гранитоиды) и Восточной Сербии (средние плутониты массива Бор и соседних областей). Остаются невыясненными возраст и происхождение массива Сурдулица. Возможно, он относится к тому же циклу.

Палеогеновые отложения в Восточной Сербии встречаются лишь в исключительных случаях. Что касается Сербско-Македонского массива, то здесь местами появляются образования пластичных пород (формация типа флиша в Пчинья и Тиквеш). В верхнем палеогене наблюдается возобновление движений по продольным и поперечным разломам (особенно в западной зоне и в осевой зоне дивергенции древнего массива), связанное с сильным оживлением вулканической деятельности (в массиве

ве Лече и Кратово — Злетовá — нарушение Тупале; вулканыты на севере зоны плутонов Сурдулицы; вулканыты зоны Сасе — Тораница и т. д.). Этот процесс продолжается в некоторых местах вплоть до четвертичного периода.

Осадконакопление в верхнем палеогене сопровождалось незначительными складкообразовательными движениями, происходившими, вероятно, только в зонах глубинных разломов.

Дробление Сербско-Македонского массива начинается в миоцене или несколько раньше, когда образуются поперечные разломы и возобновляются движения в продольных нарушениях. Надвиги характерны, в основном, для восточной окраины массива, где пермские отложения в районе шахты Сеньски рудник надвигаются на расстояние 8 км на миоценовые слои (Maksimović, 1956). В этой фазе, как и во всех поздних фазах движений не могло происходить общего поднятия всего массива в целом ввиду его полной раздробленности.

Поднимаются в основном его окраинные районы и горст-антиклинали. В отношении этого поднятия следует заметить следующее:

1. В ходе развития и воздымания Сербско-Македонского массива не происходило его роста за счет метаморфизма соседних геосинклинальных районов. Напротив, пространство, занимаемое им, сужалось в результате тектонической переработки его окраин.

2. Сербско-Македонский массив не оказывал бокового давления на соседние орогенические зоны. Его кажущееся «сильное давление» является результатом составляющей поднятия (превышающей местами 11 км) и составляющей сильного давления на него краевых и геосинклинальных зон. Это вызвано большим количеством краевых шарьяжей, а также их жесткостью и довольно незначительной активностью.

Большая часть этих данных относится к средней части массива. Мы уверены, что работы, ведущиеся в настоящее время, восполнят пробелы в наших знаниях и обогатят наше представление о строении северной и южной частей массива.

Литература

- Aleksić V. et Kalenić M. Prethodni rezultati ispitivanja dijabaz-filitoidne formacije u Srbiji. Saopštenje na zboru SGD od 25.5.1958, 1958.
- Анджелковић М. Geoloski sastav i tektonika Gledičkih planina. Geol. anali Balk. Po., t. XXIV, 1956.
- Анджелковић М. Rasprostranjenje šumadijske zone prema severu i jugu i njena geotektonska pripadnost. Zapisnici SGD za 1963, 1964.
- Белев С. Petrografski sastav i razprostranenie na diabaz-filitoidnata serija v Transkoto Kraište. Avtoreferat, 1963.
- Бончев Е. Oпит за тектонска синтеза на Западна Блгария. Geologija na Balkanite, II, t. 1. 1963.
- Бончев Е. Ueber die tektonische Ausbildung der Karištiden. Geologie, Jg. 7, H. 36, 1958.
- Бончев Е. et coll. Osnovi za geologijata na Zapadna Blgarija. Travaux sur la géol. de Bulgarie, t. 1. 1960.
- Ћирић В. Einige Betrachtungen über die Diabas-Hornstein Formation der Dinariden. Bull. géol., v. XI, Beograd, 1954.
- Ћирић В. et Karamata S. L'évolution du magmatisme dans le géosynclinal dinarique au Mésozoïque et au Cénozoïque. Bull. soc. géol. France, t. II, № 4, 1960.
- Димитријевић М. Структура кристалстих терена између Слисана и Прешева. II конгрес геол. FNRJ, Сарајево, 1957.
- Димитријевић М. Geološki sastav i struktura Bujanovačkog granitskog masiva. Rasprave ZGGI NRS, sv. VII, Beograd, 1958.
- Димитријевић М. Osnovne karakteristike stuba Srpsko-makedonske mase. I simpozijum SGD, Beograd (unpublié), 1959.
- Димитријевић М. Sur l'âge du métamorphisme et des plissements dans la masse Serbo-macédonienne. VI-ème Congrès Assoc. géol. Carpato-Balkanique, Krakow, 1963.
- Димитријевић М. et Дракулић Н. Кристалсти шкриљци Јабланице. Rec. travaux Fac. Mines et Géologie, T. 6 pour 1958, 1960.
- Димитријевић М., Крастић В., Димитријевић М. Н., Радошевић В. Devonski fliš jugoistočne Srbije. Zbor. SGD od 20.4.1965, 1965.

- Dimitrijević M., Petrović B., Cvetković D. (sous presse): Kristalin Puste Reke i Toplice.
- Djordjević M. Stariji paleozoik Homoljskih planina (unpublié), 1963.
- Grubić A. et Antonijević I. Strukturne osobine Istočne Srbije; dans Vodič za ekskurziju kroz Istočnu Srbiju, V savetovanje geologa FNRJ, Beograd, 1962.
- Jaranov D. Tektonika na Blagarija. Sofija, 1960.
- Kockel F. et Walther H. W. Die Strimonilinie als Grenze zwischen Serbo-mazedonischem und Rila-Rhodope-Massiv in Ost-Mazedonien. Geol. Jb., 83, 1965.
- Luković M. T. Geološki sastav i tektonika istočnog dela planine Crne Gore (Karadaga). Vesnik Geol. inst. Kr. Jug. VII, 1938.
- Maksimović B. Geoloski i tektonski odnosi ugljonosnog terena Senjsko-resavskih rudnika i njegovog oboda. Posebna izd. GI SAN, Beograd, 1956.
- Maksimović B. et Sikošek B. Geoloski sastav i tektonika struktura južnog dela Ovcjeg Polja i Tikveša. Trudovi na Geol. zavod na NRM, t. 4, 1954.
- Marić S. et Martinović D. Geološke prilike između Bosiljgrada i Pčinje. Vesnik ZGGI, t. XIII, 1957.
- Pavlović P. O nekim ordovicijskim inartikulatnim brahiopodima u metamorfnim stenama kod Bosiljgrada (jugoistočna Srbija) i o značaju ovog nalaska. Geol. anali Balk. Poluostrva, t. XXIX. 1962.
- Petrović B. (sous presse): Kinematika dislokacione zone Arbanaške reke.
- Stračkov M. Istorija tektonske evolucije centralnog dela makedonskog masiva (osogovski antiklinorijum). Thèse unpubliée, 1960.
- Urošević S. Jastrebac geolosko-petrografska studija granita i kristalastih škriljaca. Glas Srp. kralj. akademije CXXXVII, 65, 1929.
- Zujović J. Geologija Srbije I. Beograd, 1893.
- Veselinović M. Stariji paleozoik istočne Srbije, facije i paralele. Thèse unpubliée, 1964.

Статья поступила
2 марта 1966 г.

M. D. DIMITRIJEVIC, B. ĆIRIĆ

TECTONIC DEVELOPMENT OF THE SERBO-MACEDONIAN MASSIF

Serbo-macedonian massif is an elongated crystalline median mass between the southern and northern alpine orogenic belt, bounded laterally by deep fault zones. Its western margin altered in time, so that at present an outer and an inner margin can be distinguished; the zone between them is deeply overworked and structurally integrated into the Vardar zone. The eastern margin is represented by a zone of upthrusting of crystalline schists over Paleozoic and Mesozoic of East Serbia and over Rhodope Massif. The northern end of the massif is deeply subsided and covered with sediments; especially prominent are upper Mesozoic strata which are facially similar to one another from Pre-Appennines over Banat up to some parts of the Vardar zone.

The first consolidation of the core of the Serbo-macedonian massif took part after deposition of the «lower complex», which is more than 11 km thick («pre-Vlasina phase»). After this consolidation, geosynclinal areas migrated sideways, and the sedimentary-volcanic «Vlasina-complex» was formed. Its age is in our opinion late Proterozoic. Longitudinal crumbling of the massif began as far back as the Paleozoic. During Paleozoic and Mesozoic times the geosynclinal areas along the massif had a different development. The massif itself rose up, differentiating into longitudinal blocks. The upthrusting of its marginal parts was active during Mesozoic, and lasted up to the Middle Miocene. The Santonian transgression inundated partially the massif, and in Miocene began the disintegration of the massif into transversal blocks.

УДК 551.24 (234.372.4)

М. МАГЕЛ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ЗАПАДНЫХ КАРПАТ¹

Западные Карпаты представляют собой один из самых сложных сегментов Альпийско-Карпатской складчатой системы. Сложность его строения отражает с одной стороны общую сложность всей складчатой системы, с другой — некоторые его специфические особенности. Цель настоящей статьи — рассмотреть обе эти стороны вопроса. В Западных Карпатах отчетливо выделяются экстерниды, выраженные в виде флишевой зоны. По своему положению и истории развития они представляют собой геосинклинальный прогиб, возникший перед фронтом более ранней мезозойской геосинклинали. В западном направлении в сторону Альп флишевая зона обнаруживает всю большую связь с интернидами и постепенно приобретает наложенный характер. Самостоятельность зоны экстернид в Западных Карпатах проявляется в постепенном перемещении оси геосинклинального прогиба к северу. С такой выразительностью этот процесс проявился только в этом сегменте.

Второй характерной чертой строения Западных Карпат является наличие узкой утесовой зоны, которая разделяет два главные самостоятельные пояса Карпат: флишевый (внешний) и центральный (внутренний). В западном направлении в сторону Альп утесовая зона погружается под флишевую зону. В восточном направлении она утрачивает четкость своего выражения и наконец выклинивается.

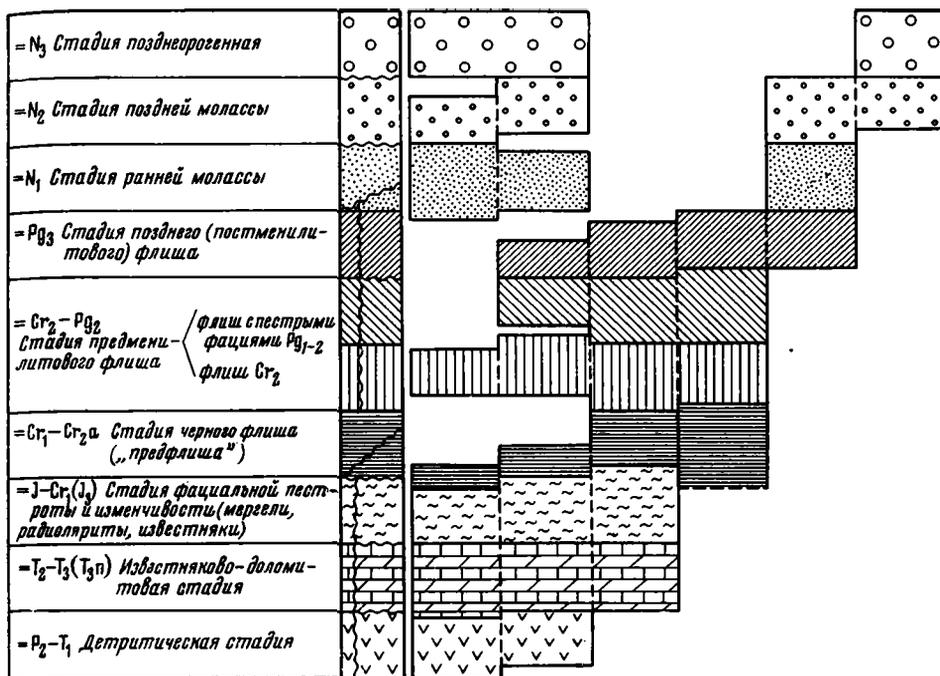
Третьей характерной чертой строения Западных Карпат является сильное расчленение центральной зоны, которая состоит из 11 брахиантиклиналей, разделенных межгорными котловинами. Ни в Альпах, ни в остальных частях Карпат мы не находим подобной сложности тектонической структуры центральной зоны и пестроты фаций юры.

Наконец, четвертой характерной чертой Западных Карпат является мощное развитие неогеновых вулканических покровов и плиоценовых депрессий по окраинам Паннонского массива. В Альпах мы не видим ничего похожего, а в Восточных Карпатах, где неогеновые вулканические комплексы и депрессии расположены иначе, они примыкают к флишевой зоне. Не только Карпаты, но и другие сегменты Альпийского геосинклинального пояса обладают своими специфическими морфо-тектоническими чертами. Эти специфические особенности можно понять только на основе выяснения общих закономерностей строения Альпийского пояса. Путь к выяснению этих особенностей — в анализе формаций и тектонических единиц (зон).

Во время экскурсии по Кавказу мы встретили фации весьма сходные с карпатскими. Можно сказать, что каждая эпоха порождает накопления типичных только для нее фаций. Но в то же время многие фации Карпат и Кавказа существенно различаются. Прежде всего различаются многие парагенезы фаций, отвечающие отдельным стадиям развития геосинклинали; различна их последовательность и количество самих стадий. Сло-

¹ Доклад, прочитанный на Международном коллоквиуме по тектонике Альпийской зоны в г. Тбилиси в октябре 1965 г.

Таблица стадий развития Альпийско-Карпатской геосинклинали во время альпийского тектонического этапа



вом, развитие Карпатской геосинклинали отличается от развития Кавказской. Напротив, если мы сравниваем парагенетические комплексы Альп, Карпат и частично Динарид, мы видим многие черты сходства.

На приложенной таблице показаны девять основных стадий развития Альпийско-Карпатской системы, начиная с верхней перми. 1. Стадия детритическая (верхняя пермь — нижний триас), отвечающая времени заложения геосинклиналей, их внутренних зон и сопровождающаяся часто обильным вулканизмом.

2. Стадия известняково-доломитовая с отчетливым изменением фаций в горизонтальном и вертикальном направлениях в южных зонах. Возраст ее приблизительно соответствует среднему и верхнему триасу.

3. Стадия фациальной пестроты и изменчивости, отвечающая наиболее интенсивному развитию геосинклинали; по времени она охватывает юру и нижний мел. Нельзя согласиться с некоторыми исследователями (Хаин, Славин), которые считают, что малая мощность отложений свидетельствует об их негеосинклинальном и субплатформенном характере. Мы считаем, что подобный тип отложений, к которым относятся в частности глубоководные радиолариты и мергели, характерен лишь для Альпийской геосинклинали. Подобные фации не развиты на Паннонском срединном массиве.

4. Стадия черного карбонатного флиша, по времени совпадающая с началом складкообразовательных процессов в южных зонах Карпат. Она охватывает нижний и отчасти верхний мел.

5. Далее стадия флиша с меньшей пестротой фаций в течение верхнего мела и с большой пестротой в течение палеогена.

6. Стадия позднего флиша, начиная от менилитовой свиты.

7. Стадия ранней молассы.

8. Стадия поздней молассы.

9. Стадия позднеорогенная.

В отдельных сегментах Альпийской зоны одни стадии имели большее развитие, в других — другие. Так например, известняково-доломитовая стадия слабо выражена в Западных Альпах и в Восточных Карпатах и, напротив, интенсивно проявилась в Западных Карпатах и Восточных Альпах. Наоборот, юрско-нижнемеловая стадия имеет слабое развитие в Восточных Альпах, но хорошо представлена в Восточных Карпатах.

Для каждого сегмента характерно также появление некоторых специфических фаций в отдельных стадиях.

Приведенное расчленение является более детальным, чем расчленение на три этапа: дофлишевый, флишевый и молассовый. Дело в том, что последние представляют собой какие-то большие циклы с небольшой палеогеографической расчлененностью в начале и в конце цикла. Границы этих этапов в грубых чертах соответствуют двум периодам складчатости. Упомянутые 9 стадий также представляют собой стадии, характеризующиеся определенной палеогеографической расчлененностью и особым тектоническим пульсом. Границы стадий совпадают с тектоническими проявлениями другого, низшего порядка, часто тоже совпадая с тектоническими фазами.

Для каждой геосинклинальной системы характерно не только определенное распределение фаций в вертикальном разрезе, но и некоторые особенности их пространственного сочетания. Такие давно известные единицы Альп как гельветиды, пенниды и т. д. характеризуются специфическими комплексами фаций и отвечают определенным формационным зонам.

Закономерность в горизонтальном расположении фаций выражена в грубых чертах палеогеографическим типом некоторых фаций. Можно привести в качестве примера известняково-доломитовую фацию или альпийское развитие верхнего триаса, другое развитие карпатское с карпатским кейпером и рэтом, и германское развитие. Более частую закономерность выражает расположение групп фаций в продольно-фациальных или, лучше, формационных тектонических зонах. Отдельным зонам свойственны одинаковые крупные генетические комплексы фаций с одинаковым стратиграфическим объемом без отдельных стадий развития. От соседних, параллельно проходящих зон, они отличаются иным комплексом фаций и иным стратиграфическим объемом стадий развития.

Такие выразительные тектонические зоны представляют северные известняковые Альпы, мезозой венгерского Среднегорья и более южные части Западных Карпат (хочская, северогемеридная и южногемеридная зоны). Эти зоны характеризуются австроальпийским типом. Выделяется также Центрально-Альпийская зона с мезозоем в Тауне и Земмеринге, которая, может быть, продолжалась в южную полосу Вепорской кристаллической зоны Карпат (Струженицкая тектоническая единица). Во флишевом поясе такую сквозную тектоническую зону представляет Силезская зона. Зато в Западных Карпатах значительное распространение имеют зоны, которые содержат разные комплексы фаций, не имеющие аналогов в Восточных Альпах, а именно крижняянская и оболочная. Они присутствуют и в Центрально-Карпатской тектонической области, для которой характерны некоторые эндемические фации. Каждый сегмент имеет наряду с тектоническими зонами, проходящими через другие сегменты, и свои тектонические своеобразные зоны; степень расчлененности и все, что с этим связано, в каждом сегменте разные.

Для прослеживания тектонических зон в разных сегментах надо очень глубоко знать не только характер фаций и их стратиграфическое положение, но также и их соотношения. Некоторые из этих зон протягиваются через несколько сегментов, но по простиранию приобретают специфические фациальные черты, свойственные тому или другому сегменту. Кроме того, каждый сегмент имеет свои специфические для него зоны. Это приводит к тому, что количество тектонических зон от сег-

мента к сегменту меняется. Одни зоны появляются, другие выклиниваются.

Соотношения между тектоническими формационными зонами и тектоническими единицами, т. е. элементами современной структуры, сложные. Детальные исследования в Карпатах показывают, что классические тектонические единицы, известные уже 50—60 лет, состоят в действительности из нескольких тектонических единиц. Так, Крижнянский и Хочский покровы в действительности состоят из нескольких тектонических единиц. Но все второстепенные единицы происходят из одной крупной формационной зоны, которая нередко охватывает несколько ранее выделенных тектонических единиц. Единицы, возникшие в пределах одной тектонической и формационной зоны, имеют сходный план деформаций, но отличаются некоторыми фациями, тектоническим стилем и положением в общей структуре. Конкретные тектонические единицы часто бывают свойственны лишь одному сегменту. В их строении доминирует всего лишь одна или две тектофации, которые определяют особенности тектонического стиля данной единицы. Как мы видим, выделение тектофаций, проведенное на основе выделения стадий развития и тектонических зон, имеет большое значение не только для самих тектонических зон, но для понимания соотношения между структурными единицами и изменениями тектонического стиля.

Для альпийской системы характерна пестрота тектонических стилей с преобладающей ролью покровов. Характерная пестрота тектонического стиля заключается в первую очередь в большом количестве генетических фациальных комплексов (тектофаций). Чем выразительнее они выражены в том или ином сегменте, тем пестрота тектонических стилей большая. Когда некоторые из них доминируют в строении данной тектонической единицы, они придают ей тектонический стиль, характерный для этой тектофации (утесовая зона без мелководных фаций юры и нижнего мела). Количественные изменения некоторых тектофаций вдоль простираения единицы способствуют изменению тектонического стиля единицы и во многих случаях являются причиной споров, идет ли речь о той же самой единице, или же о новой. Именно большое количество тектофаций значительной мощности во Внутренних Карпатах является причиной необыкновенной, мало где встречающейся пестроты тектонических стилей. Выяснение отношения разных тектонических стилей к покровам может дать много ценного материала и для объяснения происхождения покровов.

Часто в литературе тектоническая единица отождествляется с тектонической зоной. Тектонические единицы (Хочский покров и другие) образовались в процессе складкообразования и являются структурно-тектоническими единицами. Тектонические зоны (пенниды, гельветиды, тиролиды, лучше австриды) являются генетическими единицами. Первые определяются типом фаций, тектоническим характером и положением, вторые— это генетические зоны, зоны распространения комплексов фаций отдельных стадий развития (австрийский или карпатский тип триаса), например, определенного стратиграфического объема. Тектонические единицы, как правило, расположены в одном сегменте и наоборот, генетические зоны проходят через многие сегменты. В каждом сегменте, однако, как правило, имеется разное количество тектонических единиц, часто иного тектонического стиля (гельветиды во французском сегменте без покровов, в швейцарском с хорошо выраженными покровами). Начало тектонических единиц, место их возникновения, находится в отдельных участках осадконакопления в пределах тектонических зон. Количество тектонических единиц разное в каждом сегменте, различными являются специфика их развития и материал, проявляющиеся в своеобразии тектонического стиля. Очевидно, очень большую роль при индивидуализации тектонических единиц, а также при расчленении геотекто-

лической зоны в период седиментации сыграли продольные разломы и кордильеры. Именно исходя из этого, можно провести параллелизацию тектонических единиц в соседних сегментах. Эти единицы имеют часто много общего и пока принадлежат одной и той же геотектонической зоне. Но вместе с тем они носят характерные особенности своего сегмента.

Морфотектонический характер Альпийско-Карпатской системы определяют самые молодые движения, благодаря которым возникли прежде всего брахиформные поднятия мегантиклинального характера. При сложном покровном строении они обычно маскируют более сложные структурные формы регионального значения — антиклинории и синклинории, которые образовались во время главных процессов горообразования с обширными перемещениями. Последние годы у нас отмечены дискуссией по вопросу существования покровов и их роли, точнее дискуссией между сторонниками старой и новой концепций; в ряде случаев были вновь признаны более ранние представления о покровном строении тектонических единиц. Было показано, однако, что некоторые положения, вновь выясненные, на которые опирались противники покровов и которые считали признаками автохтонного залегания, надо объединить с положением о существовании синклинориев регионального значения. Это — совместная складчатость автохтона с покровами, метаморфизм некоторых структур мезозоя, признаки взаимосвязанного глубинного тектонического стиля. Существование синклинориев подтверждается не только синклинальным характером строения, часто замаскированным наложенными и унаследованными более молодыми структурными формами, но и их участием в строении тектонических структур (автохтонных и покровных) с признаками, характерными только для одного из таких синклинориев. Особенно выразительны синклинории во Внутренних Карпатах — Гронский, Северогемеридный и Южногемеридный. Покровы, как видно, являются только одними из главных элементов структуры, возникшими в результате складкообразования, однако не единственными. В результате действия тангенциальных сил, которые вызвали большие перемещения, возникли антиклинории и синклинории. Синклинории образовались в большинстве случаев вдоль ослабленных зон — зон глубинных разломов. Их края являются зонами проявления оруденения. Синклинории сыграли большую роль при размещении передвигающихся покровных масс.

Отношения двух элементов, которые возникли в период складкообразования, а именно покровов или горизонтальных перемещений и синклинориев, обнаруживают определенные особенности в разных сегментах. Это касается и отношения проявлений более раннего мелового этапа складчатости и более позднего, послепалеогенового.

На тектонической карте Карпато-Балканской области, над которой мы работаем в тектонической комиссии Карпато-Балканской геологической ассоциации, мы стремимся выразить морфотектонические особенности, специфические для каждого сегмента этой области, различия между соседними сегментами и черты, общие для всей Карпато-Балканской области, а также определенные соотношения между формациями и тектоническим стилем. Основными подразделениями легенды карты служат структурные этажи, выделенные нами стадии развития, геотектонические зоны и реальные тектонические единицы.

Институт Диониза Штура
Братислава
Чехословакия

Статья поступила
10 ноября 1965 г.

THE MAIN STRUCTURAL FEATURES OF THE WEST CARPATHIANS

The specific features of each segment of the Carpathian — Balkan region and those common for the region as a whole are to be emphasized on the tectonic map.

Characteristic of the West Carpathians are: (1) a double division with strongly developed internides and externides; (2) a klippen belt tectonically and genetically connecting two types of geosynclines; (3) a morphotectonic diversity of the Inner Carpathians; and (4) massive young volcanic rocks of the inner parts of the Inner Carpathians.

During the Alpine period of development, the Alpine — Carpathian — Balkan region was characterized by the abundance of development stages (up to 9) and the diversity of lithologic — tectonic complexes. The number of geotectonic zones as well as the interrelations between these zones change within the region from one segment to another.

Geological Institute of Dionýz Štúr
Bratislava, Czechoslovakia

УДК 551.24(575.2)

В. И. КНАУФ

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СЕВЕРНОЙ КИРГИЗИИ¹

Одной из обобщающих работ, делающихся в республике, является тектоническая карта Киргизии. Ее составление было начато в 1957 г. профессором Ленинградского университета Н. М. Синицыным, трагическая гибель которого оборвала эту работу в ее начальной стадии. Составление карты было возобновлено в 1959 г. силами небольшого коллектива геологов Киргизского управления и сотрудников Института Земной коры Ленинградского университета. Карта для северных районов республики составлена главным образом по материалам, собранным при геологических съемках и тематических исследованиях. При ее составлении учтены данные, содержащиеся в работах В. А. Николаева, В. И. Попова, Н. М. Синицына, В. Н. Огнева, Е. И. Зубцова, А. Е. Довжикова, Г. Л. Бельговского, В. Г. Королева и других исследователей.

Созданию карты предшествовало составление новой геологической карты той же территории.

Основа легенды карты была разработана Н. М. Синицыным (1961) и уточнена в процессе работы. В начальной стадии работы над картой возник вопрос об основных принципах, которые должны лежать в ее основе. Рассматривалось два варианта, предопределяющих смысл и основное содержание как легенды, так и самой карты. Первый предусматривал отображение на тектонической карте элементов подвижных областей прошлых геологических эпох. В этом случае на тектонической карте должны были бы отражаться палеокинематические элементы, такие, например, как интрагеосинклинальные поднятия и прогибы, а также их части (склоны и своды поднятий, внутренние и периферические части прогибов и т. п.). Во втором варианте отдавалось предпочтение изображению реально наблюдаемых в природе складчатых сооружений, которые возникли в результате тектонических движений на месте бывшей геосинклинальной области.

Каждый из названных вариантов имеет свои достоинства и недостатки. При построении карты на основе легенды, составленной по первому принципу, на ней можно отразить историю развития и перемещения во времени и пространстве поднятий и прогибов. Особенно полное отражение такая история получила бы при создании серии карт, составленных для различных последовательных отрезков времени. Недостатком такого способа построения является то, что в этом случае требуется создание серии карт, а также и то, что такие карты отражали бы не реально наблюдаемые объекты, а создаваемые нами реконструкции тектонической обстановки прошлых эпох. Такие реконструкции неизбежно несут известную долю субъективизма. Известно, например, что в некоторых случаях бывает трудно без специальных и достаточно обширных исследований установить, имеем ли мы дело с разрезами толщ, характеризующими поднятия или прогибы. Такое положение создается, например, для тех

¹ Доклад, прочитанный на выездной сессии Отд. наук о Земле АН СССР, в г. Фрунзе 8 октября 1964 г.

районов, где развиты разрезы кремнисто-терригенных толщ небольшой мощности, но значительного стратиграфического объема или разрезы толщ, представленных фациями граптолитовых сланцев. В таких случаях часто бывает трудно определить, характеризуют ли эти разрезы области поднятий или, наоборот, глубокие прогибы, не компенсированные осадконакоплением.

Не менее сложным при построении сравнительно детальных карт является также и установление первоначальных очертаний прогибов и поднятий. Уверенные реконструкции в этом случае можно делать обычно только по материалам верхнего структурного яруса. Реконструкции этих же элементов для более глубоких структурных ярусов обычно не могут быть сделаны с необходимой степенью детальности и достоверности.

Второй вариант предусматривал изображение на тектонической карте районов развития определенного типа тектонических структур, возникших из геосинклинальных прогибов и поднятий прошлых эпох. Изображая тем или иным способом на тектонической карте такие структуры, мы получаем отражение суммарного структурного эффекта тектонических движений, которые претерпел данный участок земной коры, представляющий собой складчатую зону. Задавшись рациональным набором классификационных признаков, можно так оконтурить складчатые зоны, чтобы при этом было обеспечено структурно-формационное единство слагающих их комплексов. История становления структуры той или иной области может быть отражена путем показа входящих в ее состав складчатых зон, возникших в результате разновозрастных тектонических движений. Таким образом, важнейшее требование, предъявляемое к любому геологическому анализу и заключающееся в рассмотрении явлений с точки зрения истории их возникновения, будет полностью соблюдено.

При выборе принципа построения легенды тектонической карты Киргизии авторы остановились на втором варианте, считая, что составленная на такой основе карта будет более точной. Такая карта отражает реальную геологическую обстановку, с которой геолог имеет дело в поле, что для карт, предназначенных к практическому использованию, является весьма важным. Легко понять, что на основании анализа карты, составленной по указанному принципу, без большой затраты труда можно построить карту, отражающую палеокинематические элементы.

Итак, основной единицей составленной тектонической карты является складчатая зона. Складчатая зона выделялась по комплексу следующих признаков: 1) возраст складчатости, 2) тип разреза, 3) тип складчатых структур, 4) магматизм и метаморфизм. При этом основными из этих признаков являлись первые два.

Второстепенные различия в типах разрезов и типах складчатых структур позволяли обособлять в пределах складчатых зон подзоны. Последние, таким образом, являются классификационными единицами более низкого порядка, чем зоны.

Тектонические зоны северной Киргизии возникли в результате движений каледонской, герцинской и киммерийской складчатых эпох. Складчатые зоны, образованные в течение одной складчатой эпохи, не являются строго одновременными. Среди каледонских складчатых зон могут различаться ранне-, средне- и позднекаледонские. Первые из них оформились в качестве складчатых сооружений в конце кембрия или начале раннего ордовика, вторые — в среднем — позднем ордовике и последние — в конце позднего ордовика — силуре. Среди герцинских складчатых зон могут быть отмечены зоны, возникшие в результате трех этапов складкообразования, проявившихся в раннем девоне, конце раннего — начале среднего карбона и, наконец, в перми. Такие зоны выделяются на тектонической карте в качестве соответственно ранне-, средне- и поздне-

герцинских. Киммерийские складчатые сооружения представлены в Киргизии только Суякской тектонической зоной.

При построении карты в качестве наиболее крупных структурных единиц принимались складчатые области, представляющие собой совокупность складчатых зон, обнаруживающих общность в истории своего становления. По возрасту складчатости среди палеозойских складчатых сооружений Киргизии можно различать каледонскую и герцинскую области. Однако при выделении складчатых областей, так же как и при выделении складчатых зон, нельзя опираться только на один признак — возраст складчатости. Такой путь привел бы к нивелировке важных различий, которые наблюдаются в вещественном составе горных пород и их ассоциаций, слагающих палеозойские складчатые сооружения Тянь-Шаня, т. е. вне поля зрения оказались бы существенные формационные различия между типами разрезов, характеризующих в общих чертах крупные территории. Оказались бы также завуалированными и важнейшие особенности развития магматизма Тянь-Шаня. Поэтому при выделении складчатой области и определении перечня складчатых зон, принадлежащих к той или иной складчатой области, мы должны опираться на комплекс признаков. Важнейшим из них, помимо возраста складчатости, будет служить родство формационных типов разрезов различных складчатых зон, отражающее крупные ритмы в истории развития всей складчатой области и в той или иной степени запечатленное в разрезах частных складчатых зон. Другим и, подчеркиваем, очень важным в данном случае признаком, позволяющим различать складчатые области, будет служить характер и масштаб развития магматических проявлений.

Таковы основные принципы, положенные в основу тектонического районирования палеозойских складчатых сооружений северной Киргизии.

Прежде чем перейти к краткому описанию крупнейших элементов тектоники рассматриваемой области, следует остановиться на вопросе о границах между складчатыми областями и зонами. В качестве границ между складчатыми областями Тянь-Шаня выступают крупнейшие глубинные разломы, известные в литературе под наименованием «Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня» или «линии Николаева» и «Чаткало-Нарынской зоны разрывов», описанной Е. И. Зубцовым (1956, 2).

На границах между складчатыми зонами практически всегда обнаруживаются конседиментационные разрывы длительного развития, контролирующие размещение различных типов разрезов. Доказательство глобального характера таких разломов далеко не всегда очевидно, и их скорее всего следует относить к числу краевых разломов в понимании Н. М. Синицына (1957, 1958).

На составленной тектонической карте помимо цветовой нагрузки, отражающей тектоническое районирование, специальными знаками и надписями показаны элементы внутренней структуры складчатых зон: антиклинории и синклинории, различные типы складок и разрывов, моноклинали и т. д. Магматогенные формации подразделены на интрузивные и эффузивные с отражением их состава. Для интрузий показывается их возраст и отношение к основным этапам развития складчатых областей.

Применяя изложенные принципы тектонического районирования, в палеозойской структуре северной Киргизии можно различать следующие складчатые области: Северного Тянь-Шаня, Срединного Тянь-Шаня, Фергано-Кокшаальскую и Чаткало-Кураминскую (рисунок).

Каледонская складчатая область Северного Тянь-Шаня с юга ограничена зоной глубинных разломов «линии Николаева». На севере каледониды Северного Тянь-Шаня погружаются под мощные накопления пород порфирово-туфовой формации, слагающей краевой вулканический

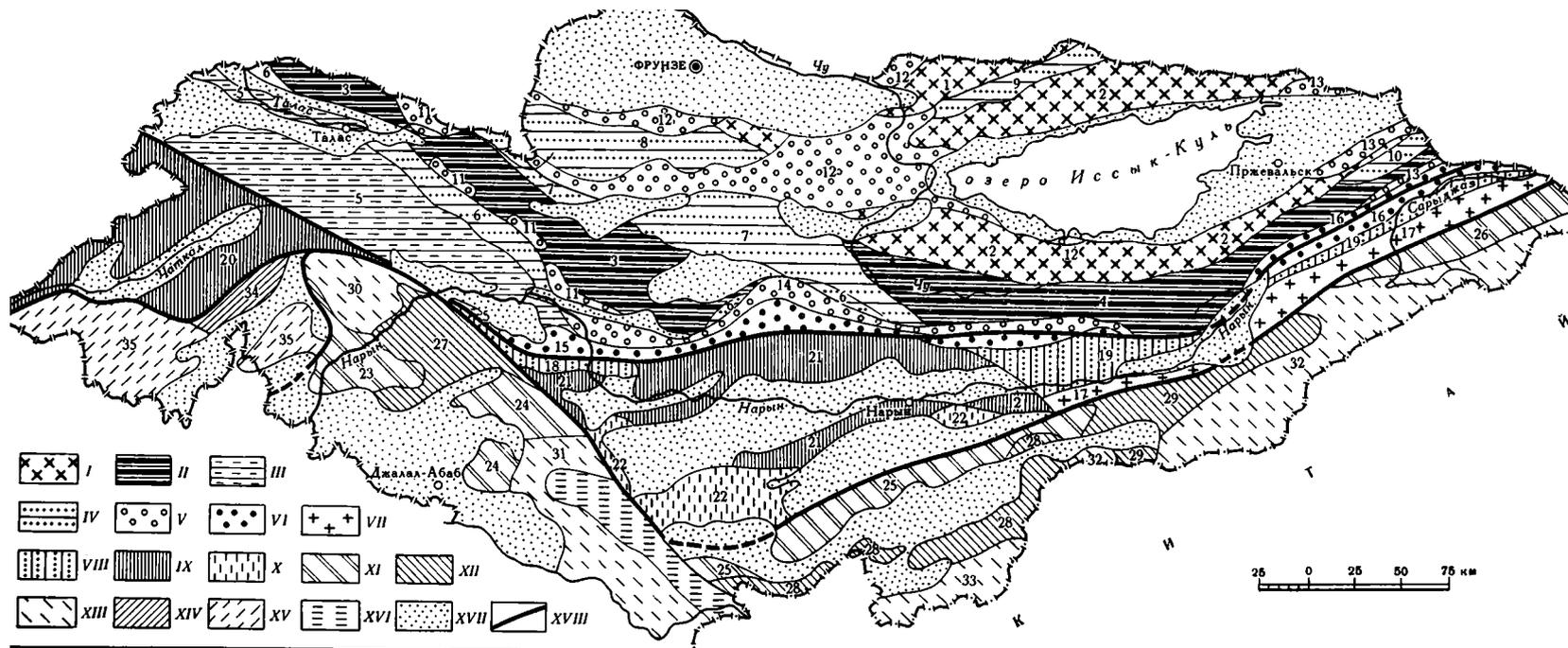


Рис. 1. Схема тектонического районирования северной части Киргизской ССР

11

Каледониды складчатой области Северного Тянь-Шаня. I — Срединные массивы: 1 — Заилийский, 2 — Иссык-Кульский; II — Раннекаледонские складчатые зоны: 3 — Макбальская, 4 — Бурханская; III — Среднекаледонские складчатые зоны: 5 — Каратау-Таласская, IV — Позднекаледонские складчатые зоны: 6 — Сусамырская, 7 — Центрально-Киргизская, 8 — Карабалтинская, 9 — Чон-Кеминская, 10 — Джергаланская. Структуры эпикаледонских прогибов: V — Прогибы внутреннего типа: 11 — Аральский, 12 — Восточно-Киргизский, 13 — Тюпский, 14 — Джумгалский; VI — Прогибы периферического типа: 15 — Сонкульский, 16 — Восточно-Терекский.

Каледониды и герцины складчатой области Среднего Тянь-Шаня. VII — Срединные массивы: 17 — Сарыджазский; VIII — Позднекаледонские складчатые зоны: 18 — Тахталыкская; 19 — Джетымтауская. IX — Среднегерцинские складчатые зоны: 20 — Чаткальская, 21 — Кавакская. X — Позднегерцинские складчатые зоны: 22 — Джамандаванская. Герцины Южного Тянь-Шаня. Фергано-Кокшаальская складчатая область. XI — Раннегерцинские складчатые зоны: 23 — Майлисуйская, 24 — Урумбашская, 25 — Атбашинская, 26 — Иньильчекская. XII — Среднегерцинские складчатые зоны: 27 — Баубашатинская, 28 — Аксайская, 29 — Джангджирская; XIII — Позднегерцинские складчатые зоны: 30 — Турдукская, 31 — Ясинская, 32 — Кокшаальская, 33 — Майдангагская. Чаткало-Кураминская складчатая область: XIV — Среднегерцинские складчатые зоны: 34 — Падшаатинская; XV — Позднегерцинские складчатые зоны: 35 — Кассансайская. Мезо-кайнозойские структурные элементы: XVI — Суякская киммерийская складчатая зона; XVII — Альпийские межгорные впадины; XVIII — Глубинные разломы, ограничивающие складчатые области.

пояс, расположенный на границе каледонид Тянь-Шаня и герцинид Казахстана.

Внутренняя структура каледонид Северного Тянь-Шаня включает разновозрастные элементы, в числе которых: 1) обломки допалеозойской структуры различного размера и тектонического значения, 2) структуры каледонских складчатых зон и 3) структуры наложенных, эпикаледонских прогибов.

Стратиграфия отложений докембрия в Северном Тянь-Шане изучена еще в недостаточной мере, а выходы их, за редкими исключениями, слагают сравнительно небольшие площади. Все это очень затрудняет восстановление характера древних структур и истории их становления. На настоящей сессии в докладе В. Г. Королева были освещены современные представления о характере развития Тянь-Шаня в допалеозое, и поэтому здесь можно ограничиться только одним замечанием по этому вопросу. Докембрийские толщи Северного Тянь-Шаня обладают рядом признаков, свидетельствующих об образовании их в условиях высокой подвижности, характеризующей обычно эвгеосинклинали (большая мощность, значительный метаморфизм, сложная складчатость). Магматические же породы в разрезах их занимают довольно скромное место, что скорее типично для миогеосинклиналей. Поэтому материалы по докембрию Северного Тянь-Шаня заставляют задуматься о правомерности безоговорочного применения к допалеозойским геосинклиналям таких терминов, как мио- и эвгеосинклинали.

Поверхность регионального несогласия, разделяющая в Северном Тянь-Шане отложения позднего докембрия и нижнего палеозоя, отмечает байкальские складчатые движения. В начале (или к началу?) раннего палеозоя байкалиды подверглись раздроблению и произошло заложение геосинклинальных прогибов. Некоторые крупные глыбы допалеозойского фундамента в течение последующей истории каледонского развития выступали в виде сравнительно устойчивых элементов, образуя структуры типа срединных массивов (Зайилский, Иссык-Кульский). Каледонские прогибы Северного Тянь-Шаня развивались двумя путями: миогеосинклинальным (Каратау-Таласский) и эвгеосинклинальным, по которому шло развитие на остальной части его территории.

Раннекаледонские (салаирские) движения привели к появлению складчатых поднятий Бурханской и Макбальской складчатых зон, а последующие движения среднекаледонского времени присоединили к числу поднятий и Каратау-Таласскую зону. Создание складчатых сооружений названных зон привело к сложной дифференциации всей области и образованию ряда флишевых позднекаледонских прогибов. Большинство позднекаледонских прогибов имело унаследованный характер и только Сусамырский прогиб был наложен на выступы древнего фундамента, отделявшие в начале раннего палеозоя миогеосинклинальные прогибы Таласа от эвгеосинклинальных прогибов остальной части Северного Тянь-Шаня. Складчатые движения конца ордовика или, скорее, раннего силура привели к замыканию флишевых прогибов и появлению складчатых сооружений позднекаледонских зон — Центрально-Киргизской, Сусамырской, Карабалтинской, Чон-Кеминской и Джергаланской.

С позднекаледонскими движениями в Северном Тянь-Шане связано внедрение очень крупных масс гранитной магмы. Часть возникших интрузий отчетливо увязывается со структурами складчатых зон, тяготея к ограничивающим их разломам, позднеордовикским внутригеосинклинальным поднятиям и срединным массивам. Некоторые же интрузии не обнаруживают строго определенного положения в каледонской структуре, и закономерности их размещения, вероятно, следует искать в связях со структурой глубоких слоев земной коры¹.

¹ Обнаруживающиеся несоответствия между каледонскими структурами и положением ряда гранитоидных плутонов частично, возможно, обусловлены неточностями

Заложение эпикаледонских прогибов в Северном Тянь-Шане произошло в первой половине девона. В основе образования этих прогибов лежали блоковые перемещения каледонского и более древнего фундамента. Среди эпикаледонских прогибов следует различать два основных типа: периферические и внутренние. Прогибы первого типа располагались в южной и восточной окраинных частях каледонских поднятий; история их развития и характер выполняющих формаций в значительной мере обусловлены движениями в соседних геосинклиналих. Прогибы второго типа образовались во внутренних частях каледонского поднятия Северного Тянь-Шаня. Они заполнялись красноцветными молассами, перфиново-туфовой и андезитовой формациями, отмечающими орогенный этап развития Северного Тянь-Шаня. Замыкание эпикаледонских прогибов и формирование их внутренней структуры относится к позднепалеозойскому времени.

Для позднепалеозойских интрузий Северного Тянь-Шаня характерна связь с крупными межглыбовыми разломами, трещинные формы и щелочной (в меньшей мере гранитный) состав. Эти интрузии характеризуют геоантиклинальную стадию развития и напоминают субплатформенные образования.

Весьма своеобразна складчатая область Срединного Тянь-Шаня. Замечательным ее свойством является выдержанность на большом протяжении присущих ей формационных типов разрезов. Основными структурными элементами данной области являются остатки Сарыджасского каледонского срединного массива, сложенного толщами протерозоя, Такталыкская и Джетымтауская позднекаледонские складчатые зоны, Чаткальская и Кавакская среднегерцинские складчатые зоны и Джамандаванская позднегерцинская складчатая зона. Таким образом, региональная структура Срединного Тянь-Шаня возникла в результате движений как каледонской, так и герцинской складчатых эпох. Каледонская складчатость наиболее интенсивно проявилась в районах Сарыджаса — верховьях Нарына, хр. Кокирим-тау, а герцинская — в Присонкулье и Чаткале. Срединный Тянь-Шань в эокембрийское и палеозойское время являлся миогеосинклиалью, а в рифее — относительно приподнятой областью, которая, по представлениям В. Г. Королева (1961), была частью Китайской платформы. В Срединном Тянь-Шане устанавливаются следы сравнительно ограниченной по масштабам интрузивной деятельности герцинского времени, которая сосредоточена главным образом в Чаткальском секторе. Ряд интрузий отчетливо связан с зонами глубинных разломов.

Характер палеозойских формаций Срединного Тянь-Шаня позволяет считать, что в раннем палеозое эта область представляла периферическую часть эвгеосинклиальной зоны Северного Тянь-Шаня, а в среднем палеозое — периферическую часть Фергано-Кокшаальской герцинской эвгеосинклинали.

Простые брахиформные складчатые структуры среднепалеозойского яруса Срединного Тянь-Шаня свидетельствуют о неглубоком в общем залегании здесь древнего фундамента. Об этом же свидетельствуют обширные площади выходов допалеозоя и нижнего палеозоя, с маломощным покровом среднепалеозойских осадков.

К югу от Срединного Тянь-Шаня, отделяясь упоминавшейся уже зоной глубинных разломов, располагаются обширные поля герцинских структур Фергано-Кокшаальской и Чаткало-Кураминской складчатых областей, образующих в совокупности герциниды Южного Тянь-Шаня. Чаткало-Кураминская складчатая область в качестве самостоятельной

в определениях их возраста. Вероятно, часть допалеозойских и салаирских интрузий Северного Тянь-Шаня на современных картах оказывается отнесенной к позднекаледонским.

зоны была намечена в работах В. И. Попова (1938) и В. А. Николаева (1938, 1953). В. И. Попов включал ее в состав Срединного Тянь-Шаня, а В. А. Николаев — обособлял в качестве «внутренней позитивной» зоны герцинской геосинклинали Южного Тянь-Шаня.

Чаткало-Кураминская складчатая область по характеру своего разреза существенно отличается от Срединного Тянь-Шаня. Наиболее заметные отличия имеют место для осадков нижнего палеозоя, силура, нижней половины девона и верхнего палеозоя. Чаткало-Кураминская область коренным образом отличается от Срединного Тянь-Шаня мощным развитием интрузивного и эффузивного вулканизма, характеризующегося преобладанием пород кислого состава. Принципиальные различия в характере геологического разреза и магматизма указывают на самостоятельность Чаткало-Кураминской складчатой области и необходимость ее обособления от Срединного Тянь-Шаня. Умеренные мощности палеозойских отложений, типы их формаций и складчато-глыбовой характер структуры Чаткало-Кураминской области свидетельствуют о геантиклинальном режиме ее тектонического развития в палеозое, на что в свое время обращали внимание В. А. Николаев, Н. М. Сеницын (1951), В. Г. Королев (1961).

Структуры Чаткало-Кураминской области в пределы Киргизии попадают только сравнительно небольшой своей частью, но даже здесь видна их внутренняя неоднородность и разновозрастность. На тектонической карте в пределах киргизской части Чаткало-Кураминской области выделены Падшаатинская среднегерцинская и Кассансайская позднегерцинская складчатые зоны.

Среди герцинид Южного Тянь-Шаня большое место занимают складчатые сооружения Фергано-Кокшаальской области. Материалов о досилурийской истории развития этой области, в той ее части, которая изображена на прилагаемой схеме, почти не имеется. Единственным тектонически ограниченным выходом древних толщ здесь являются атбашинские метапороды, возраст которых условно считается рифейским. В хребтах Алай-Туркестанской горной системы обнаруживаются спорадические выходы маломощных нижнепалеозойских отложений, формационный состав которых уже давно позволил ряду исследователей говорить о платформенном тектоническом режиме всей этой области в раннем палеозое.

Осадки среднего и верхнего палеозоя в Фергано-Кокшаальской области представлены весьма полно и обладают очень большой мощностью. Среди отложений указанного возраста мы обнаруживаем представителей эвгеосинклинальных групп формаций: спилитовой и граптолитовых сланцев. Размещение формаций в сводной стратиграфической колонке показывает, что геосинклинальный этап развития Фергано-Кокшаальской складчатой области начался в силуре и закончился в перми. В отличие от Чаткало-Кураминской, данная складчатая область в течение всего герцинского этапа развития характеризовалась тектоническим режимом преимущественного прогибания. Указанная общая тенденция составляла только фон, на который накладывались резко дифференцированные движения отдельных участков, обусловившие большую изменчивость типов разрезов в данной области. Особенно заметные следы дифференциации обнаруживаются среди отложений, укладываемых в возрастные рамки от нижнего — среднего девона до нижней перми.

Особенности развития отдельных частей Фергано-Кокшаальской геосинклинальной области и несодновременность складкообразования в ее пределах имели решающее значение в определении характера ее внутренней структуры.

Наиболее ранние по времени складчатые движения, фиксируемые углавыми несогласиями, произошли здесь в конце раннего девона. В это

или близкое к нему время возникли складчатые сооружения раннегерцинских зон, среди которых назовем Майлисуйскую, Урумбашскую, Атбашинскую и Иныльчекскую. Раннегерцинские складчатые зоны в ходе дальнейшей истории развития выступали в качестве поднятий, однако в соседних с ними прогибах не обнаруживается грубообломочных толщ, которые могли бы свидетельствовать о сильном их воздымании.

В первой половине среднего карбона в Фергано-Кокшаальской области проявилась новая фаза складкообразования, приведшая к формированию структур Баубашатинской, Аксайской и Джангджирской складчатых зон. В позднепалеозойских прогибах, располагавшихся по соседству с поднятиями упомянутых зон и частично накладывавшихся на них, обнаруживаются мощные грубообломочные отложения молассового типа, свидетельствующие о том, что новообразованные поднятия были геоморфологически четко выражены. Появление молассовых прогибов свидетельствует о вступлении Фергано-Кокшаальской геосинклинали в завершающую фазу ее развития. В связи с этим считается, что среднегерцинское складкообразование, положившее начало этому процессу, было основным для данной области.

Прогибы позднепалеозойского времени Фергано-Кокшаальской области, которые в результате движений пермского времени превратились в позднегерцинские складчатые зоны, по типу выполнявших их осадочных формаций могут быть подразделены на молассовые и флишевые. Заполнение первых связано с размытием рельефа поднятий среднегерцинских складчатых зон. Эти прогибы имеют нередко частично наложенный характер (прогиб, располагавшийся на месте Турдукской складчатой зоны). Флишевые прогибы (Кокшаальский, Майдантагский) развивались унаследованно со среднего палеозоя. Естественно, что позднегерцинские складчатые зоны, возникшие из прогибов указанных типов, существенно различаются характеризующими их формациями и типом складчатых структур. Последние значительно более сложны во флишевых зонах.

Позднепалеозойский этап развития отличался от предыдущего среднепалеозойского образованием наложенных прогибов и частных депрессий, что следует из наблюдаемых фактов некоторого смещения отдельных позднегерцинских складчатых зон по отношению к среднегерцинским. Однако и в этом случае мы не можем говорить о коренной перестройке структурного плана, так как обычная для Тянь-Шаня унаследованность в развитии структур всегда может быть констатирована с полной очевидностью.

В рассматриваемой части Фергано-Кокшаальской области известны многочисленные и разнообразные интрузии, среди которых присутствуют представители ультраосновных, основных, гранитоидных и сиенитовых пород. Основные и ультраосновные интрузии довольно точно датируются как раннесреднекаменноугольные, отвечающие времени проявления главных фаз складчатости. Они обычно размещаются вдоль разрывов, нарушающих поднятия раннегерцинских складчатых зон. Интрузии гранитоидов и сиенитов на современных геологических картах датируются как пермо-карбоновые. При таком положении с определением возраста интрузий создается видимость отсутствия гранитоидных внедрений, связанных с движениями главных фаз складчатости, т. е. отсутствия интрузий, отвечающих батолитовому этапу развития магматизма. Это обстоятельство вызывает сомнение в правильности определения возрастного положения интрузий. Полученные совсем недавно определения абсолютного возраста интрузивных пород из района Кайче-Акшыйрак указывают на присутствие здесь гранитоидов среднекаменноугольного возраста, восполняя тем самым существующий пробел в наших знаниях.

Размещение сиенитовых интрузий, являющихся наиболее поздними по времени образования и возникшими уже в геантиклинальных условиях, контролируется зонами краевых разломов; они обнаруживаются также в сводах крупных антиклинальных структур. Такое положение интрузий нередко определяет их дайковидные формы, появление вытянутых цепочек штоковидных тел и т. п.

Приведенный выше краткий обзор палеозойской структуры северной Киргизии показывает, что она является результатом длительной и сложной истории развития. Важнейшими элементами региональной тектоники этой территории являются крупные обломки древних допалеозойских структур, а также структуры разновозрастных складчатых областей и зон. Поскольку границами между названными структурными единицами обычно являются разрывы, то в целом вся структура представляется имеющей глыбовый характер. Складчатые зоны и области различаются между собой по своему внутреннему строению, составу и стратиграфической последовательности слагающих их осадочных и магматогенных формаций.

Составленная тектоническая карта отражает все важнейшие особенности региональной тектонической структуры и поэтому может служить в качестве основы для металлогенических построений, различного рода геологических обобщений, сейсмотектонического районирования и т. п.

В заключение следует кратко остановиться на характеристике той части тектонической карты, которая отражает мезо-кайнозойскую структуру территории северной Киргизии. Помимо упоминавшейся уже Суякской киммерийской складчатой зоны, на карте показаны альпийские межгорные впадины, разделенные по времени их заложения и набору характерных структурных ярусов. Отмечены также неотектонические поднятия горных хребтов. Складки и разрывы показаны специальными знаками, а поверхность фундамента впадин — изогипсами.

Литература

- Зубцов Ф. И. Чаткало-Нарынская структурно-фациальная зона. Материалы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 8, ч. 1, 1956₁.
- Зубцов Е. И. О важнейших разломах Тянь-Шаня. Докл. АН СССР, т. 111, № 3, 1956₂.
- Кнауф В. И. Закономерности проявления каледонской орогении в Тянь-Шане. Сб. докл. сов. геол. на XXI сессии Междунар. геол. конгр., пробл. 19, 1960.
- Королев В. Г. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных регионов. Изв. Киргизского фил. Всес. геогр. о-ва, вып. 3, 1961.
- Наливкин Д. В. Очерки геологии Туркестана. Изд-во «Туркпечать», 1926.
- Николаев В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. Зап. Всерос. минералог. о-ва, сер. 2, ч. 62, вып. 2, 1933.
- Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1953.
- Гейве А. В. Схема тектоники западного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5—6, 1938.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий западного Тянь-Шаня. Изд-во Комитета наук УзССР, 1938.
- Синицын Н. М. Схема тектоники Тянь-Шаня. Вестн. ЛГУ. Сер. геол., № 12, 1957.
- Синицын Н. М., Синицын В. М. Тянь-Шань. Главнейшие элементы тектоники. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1958.
- Синицын Н. М. Проект легенды тектонической карты Тянь-Шаня. Сб. «Геология Средней Азии», Изд-во ЛГУ, 1961.

Институт геологии
АН Киргизской ССР
г. Фрунзе

Статья поступила
3 августа 1965 г.

THE TECTONIC OF NORTHERN KIRGHIZIA

The tectonic map of northern Kirghizia is compiled on the basis of definition of folded regions and zones. The distinguishing features of folded zones are (1) the age of folding, (2) the type of a geological sequence, (3) the type of folded structures, and (4) the magmatic activity and metamorphism, the first two features being of principal importance. The set of the zones, which are similar and interdependent in their evolution, represents the structural unit of higher order — a folded region. The Caledonides of Northern Tien Shan, the Caledonides and Hercynides of Middle Tien Shan, and the Hercynides of the Fergana — Kokshaal and Chatkal — Kuraminsk folded regions are defined within northern Kirghizia. Each of these regions consists of the folded zones of different ages. The large fragments of Pre — Cambrian basement are the prominent elements in a regional tectonic pattern, playing a part of median masses.

The boundaries between the folded zones and regions are commonly represented by the long — existing large faults, and the tectonic pattern of northern Kirghizia is, therefore, of a block nature.

Institute of Geology of the Kirghiz SSR
Academy of Sciences. Frunze

УДК 551.241(265.3)

С. М. ЗВЕРЕВ, Л. Р. МЕРКЛИН

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОГО СКЛОНА КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО ГЛУБОКОВОДНОГО ЖЕЛОБА

Глубоководные желоба — наиболее резкие формы рельефа Земли. В сочетании с зонами высокой сейсмической активности и вулканизма глубоководные желоба представляют собой одно из наиболее ярких проявлений процесса современного развития Земли. Подробное изучение особенностей глубинного строения желобов может дать существенные сведения о механизме отдельных явлений, сопровождающих активную геологическую деятельность, и тем самым помочь в решении одного из основных вопросов геологии и геофизики — вопроса эволюции земной коры континентов и океанов.

Курило-Камчатский глубоководный желоб в последние 10 лет привлек большое внимание советских исследователей. Здесь проведены подробные исследования рельефа, морфологии и осадков дна океана (Безруков, 1955; Затонский и др., 1961; Удинцев, 1955), гравиметрические (Гайнанов, 1955), магнитные (Соловьев, 1961) и сейсмологические наблюдения (Федотов и др., 1961), изучение строения земной коры и осадочной толщи сейсмическими методами (Строение земной коры..., 1964).

Было установлено, что в районе осевой части желоба проходит граница, отделяющая структуры океана от шельфовой зоны и островной дуги. Это выражается в характерном изменении гравитационного поля, сейсмичности, а также в резком изменении строения земной коры.

Для уточнения полученных результатов в 1964 г. были проведены новые, более детальные сейсмические исследования структуры осадков ложа океанов и глубоководного желоба. Наблюдения были проведены на профиле, пересекающем краевой вал и юго-восточный склон желоба против о. Итуруп, а также на отдельных участках ложа океана, расположенных юго-западнее, на расстояниях 500—600 км от этого острова.

Исследования были выполнены методом отраженных волн. Регистрация производилась на ходу корабля с помощью шестиканальной плавающей установки, разработанной во ВНИИГеофизики для морских сейсмических исследований. Общая база наблюдений составляла 250 м при шаге между каналами 50 м. Запись отраженных волн велась без нелинейных регуляторов усиления, часть каналов была включена на двух фильтрациях (с полосой пропускания 17—30 гц и 60—80 гц) и двух уровнях усиления. Это позволило при обработке широко использовать динамические характеристики отраженных волн. Многоканальная регистрация сделала возможным выделение полезных волн даже небольшой интенсивности по корреляционным признакам.

Уверенные записи отраженных волн были получены при зарядах весом 6—9 кг.

Примеры сейсмограмм приведены на рис. 1. Для большей части ложа океана и склона впадины характерны сейсмограммы вида «а» и «б». На фильтрации с полосой пропускания 17—30 гц фиксируется

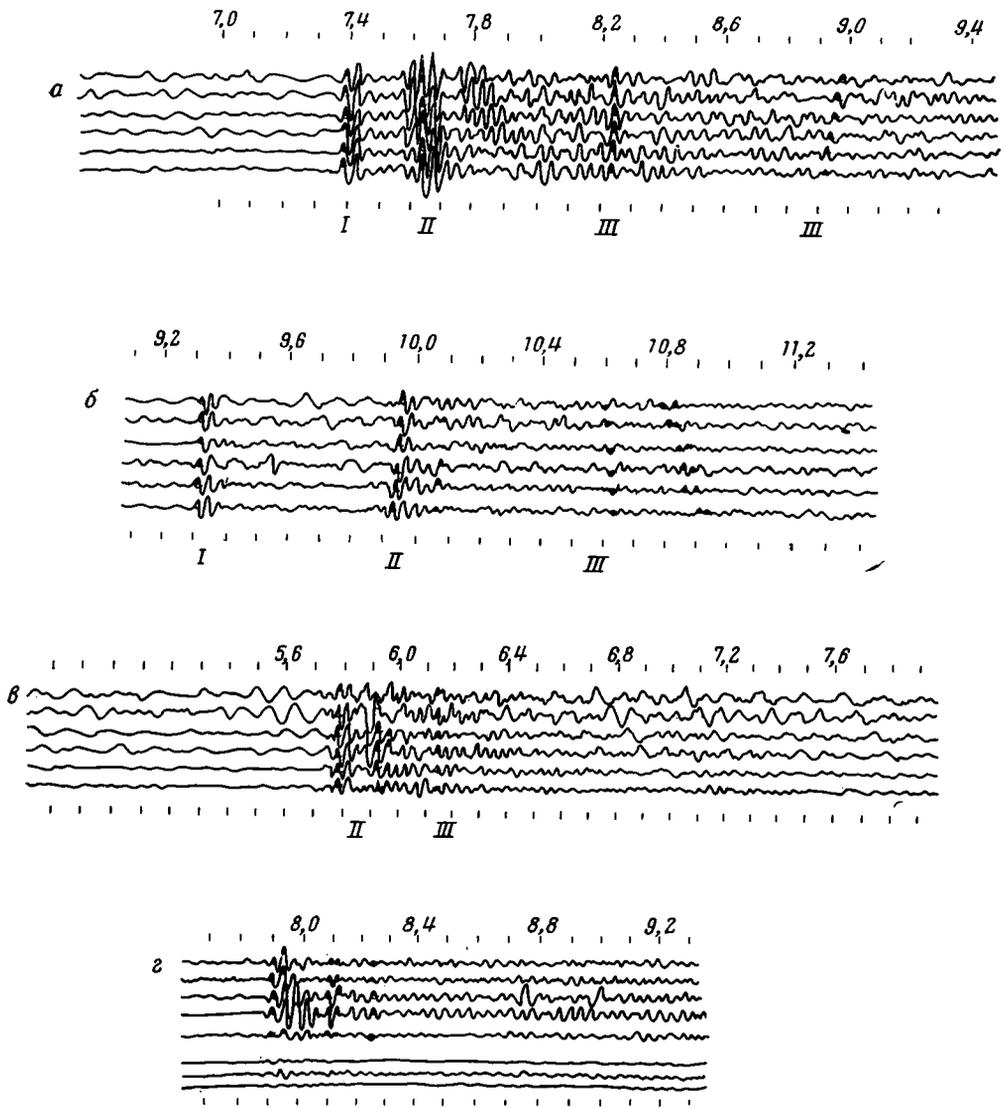


Рис. 1. Сейсмограммы МОВ, полученные на ложе океана и в Курило-Камчатском глубоководном желобе:

А — ложе океана; Б — юго-восточный склон; В — зона нарушения на краевом валу океана; Г — середина северо-западного (приостровного) склона Курило-Камчатского желоба. (Строение земной коры... 1964)

четкое отражение от дна («I» рис. 1, а, б), имеющее простой вид (две фазы колебаний). После прихода отражения от дна запись прекращается и происходит успокоение сейсмической записи на некоторое время, различное в разных точках наблюдений. Последующее отражение «II» точнее группа отражений, характеризуется многофазной сложной записью. Оси синфазности встречаются как вертикальные, так и наклонные, характер записи говорит об интерференции многих волн, составляющих отражение типа «II». Еще позже на большинстве сейсмограмм выделяются колебания небольшой интенсивности, обычно имеющие большой наклон осей синфазности («III» рис. 1).

На отдельных участках склона и ложа океана были получены сейсмограммы, на которых не фиксировались простые отражения от поверхности дна (рис. 1, *в*). Запись отражений начиналась сразу многофазными интерференционными колебаниями с наклонными осями синфазности, подобными отражению «I» на сейсмограммах «а», «б». Часто при этом на высокочастотном канале перед первым отражением наблюдались слабые колебания, опережающие интенсивное отражение на 0,02—0,05 сек. Позже и на этих сейсмограммах часто отмечаются слабые отражения с наклонными осями синфазности (типа «III»).

Для записей, полученных на северо-западном склоне глубоководного желоба (рис. 1, *г*), характерно наличие ряда следующих друг за другом отражений с почти вертикальными осями. Разделение отражений на типы, подобные рассмотренным выше, провести не удастся.

Корреляция одних и тех же отражающих горизонтов в различных точках наблюдений проводилась с учетом формы записи и интенсивности и в отдельных случаях наклона осей синфазности. Характерные особенности записей отражений «I» и «II», хорошо выдерживающиеся в различных точках, позволяют с большой уверенностью отождествить первый слой осадков (между отражающими горизонтами «I» и «II») океана на большинстве исследованных участков. Второй слой, определяемый началом и концом сложной группы колебаний, составляющей отражение «II», ограничен снизу менее выразительно. Четкой границы между группами отражений «II» и «III» провести часто не удастся. Условно нижняя граница второго слоя намечается по последнему отражению со слабо наклонными осями синфазности. Нижней границы третьего слоя, дающего нерегулярные отражения с резко наклонными осями, установить нельзя. При увеличении заряда отражения с наклонными осями появляются и на больших временах.

В процессе обработки материалов по сейсмограммам определяли коэффициенты отражения (пропорциональные произведению скорости на плотность) для придонной поверхности, дающей интенсивные отражения, а также сопоставляли направление смещения записи отраженной волны от дна с направлением смещения в прямой волне от взрыва. Последний параметр позволял выделять участки со слоем придонных осадков, имеющим пониженную скорость, меньшую, чем скорость звука в воде. Такая скорость может быть отнесена к слою толщиной в несколько метров.

Сейсмограммы, полученные на ложе океана и на юго-восточном склоне Курило-Камчатского глубоководного желоба, были использованы для построения сейсмических разрезов методом засечек. Для построения разрезов использовалась осредненная кривая средней скорости в океанических осадках по данным различных исследователей (Зверев, 1960; Зверев и др., 1961; Houtz, Ewing, 1963; Nafe, Drake, 1963; Shumway, 1960) (рис. 2). Принятая кривая средней скорости, конечно, не отражает точно скоростное строение слоя неконсолидированных осадков океана в исследуемом районе. Однако за неимением детальных данных о скоростях в осадках по нашим разрезам мы вынуждены ограничиться осредненными результатами исследований Мирового океана.

Перейдем к описанию сейсмических разрезов (рис. 3). На ложе океана (рис. 3, *б*) мощность первого слоя осадков меняется в пределах 0,2—0,4 км, второго — 0,2—0,3 км.

Рельеф поверхности второго слоя более сложный, чем рельеф дна океана; поверхность третьего слоя, по-видимому, еще более изрезанная. Внутри третьего слоя, на глубинах 0,6—0,8 км ниже его кровли, получено большое количество наклонных отражающих площадок.

Разрез на склоне желоба (рис. 3, *а*) начинается в пределах краевого вала океана. Первые точки наблюдений оконтуривали подводную гору, возвышающуюся над поверхностью дна на 1,3 км. На ней отсутствует

первый слой осадков. Склон горы уходит под чехол осадков. Практически на всем разрезе склона впадины прослежены первый и второй слой осадков, залегающие примерно параллельно поверхности дна.

В верхней части склона выделены две зоны нарушений с полной потерей корреляции между точками наблюдений. В нижней части склона выделены две зоны нарушений, захватывающих второй и третий слои.

Мощность первого слоя в пределах юго-восточного склона впадины до подножия краевого вала меняется от 0,3 до 0,8 км, мощность второго слоя — от 0,2 до 1 км.

Для сопоставления характера записи отражений на приостровном северо-западном склоне глубоководного желоба могут быть использованы данные наблюдений предыдущих лет, проведенных в отдельных разбуренных точках (Строение земной коры..., 1964). Полученные сейсмограммы (см. рис. 1, 2) свидетельствуют о наличии толщи слоистых осадков небольшой мощности (с примерно параллельными слоями), аналогичных по характеру осадкам шельфовой зоны.

Анализ характерных особенностей записи отраженных волн позволяет высказать некоторые соображения о природе пород, слагающих первый, второй и третий слои.

Отсутствие отражений на записи в интервале между первым отражением и началом группы отражений «II» говорит об удивительной однородности первого слоя осадков океана, по своим характеристикам, вероятно, не имеющего аналогов в осадочных отложениях на суше. Наличие слабых колебаний между отражениями «I» и «II» на высокочастотных каналах (60—80 гц), а также появление слабых отражений на низкочастотных каналах при увеличении веса зарядов может указывать на существование лишь весьма слабых неоднородностей внутри первого слоя осадков¹.

Величины коэффициентов отражения позволяют предполагать для первого слоя осадков величины скоростей, лишь немного превышающие соответствующие данные для водного слоя вблизи дна (1,6—1,7 км/сек) (Зверев, 1965). Видимо, первый слой представлен глинистыми либо кремнистыми тонкозернистыми осадками океана, в целом весьма однородными и имеющими слабо выраженную слоистость.

Форма записи отражения «II», представленного интенсивными многофазными колебаниями большой длительности с почти параллельными осями синфазности, говорит о том, что верхняя часть второго слоя осадков может быть представлена сложным переслаиванием плотных пород. Выходы второго слоя на поверхность дна на отдельных участках разрезов, данные о наличии на склонах впадины участков, лишенных современных осадков и покрытых современными подводными лавами (Безруков, 1955), а также результаты бурения дна океана в районе о. Гваделупа (Bullard, 1961) дают возможность считать, что второй слой осадков в районе исследований представлен покровами излившихся базальтов, возможно переслаивающихся с осадочными отложениями.

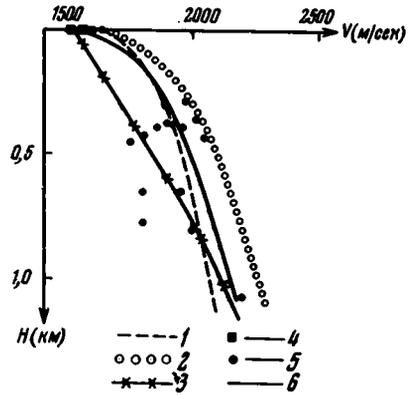


Рис. 2. Сводный график средних скоростей осадочной толщи Тихого океана.

1 — данные Лойтона (Loughton, 1954), 2 — Нейфа и Дрейка (Nafe, Drake, 1961), 3 — Хуца и Юнга (Houtz, Ewing, 1963), 4 — Шумвея (Shumway, 1960), 5 — Зверева (1965), 6 — кривая, принятая для построения разрезов

¹ Речь идет о неоднородностях размером 20—50 м, что определяется регистрируемыми частотами сейсмических волн (30—80 гц).

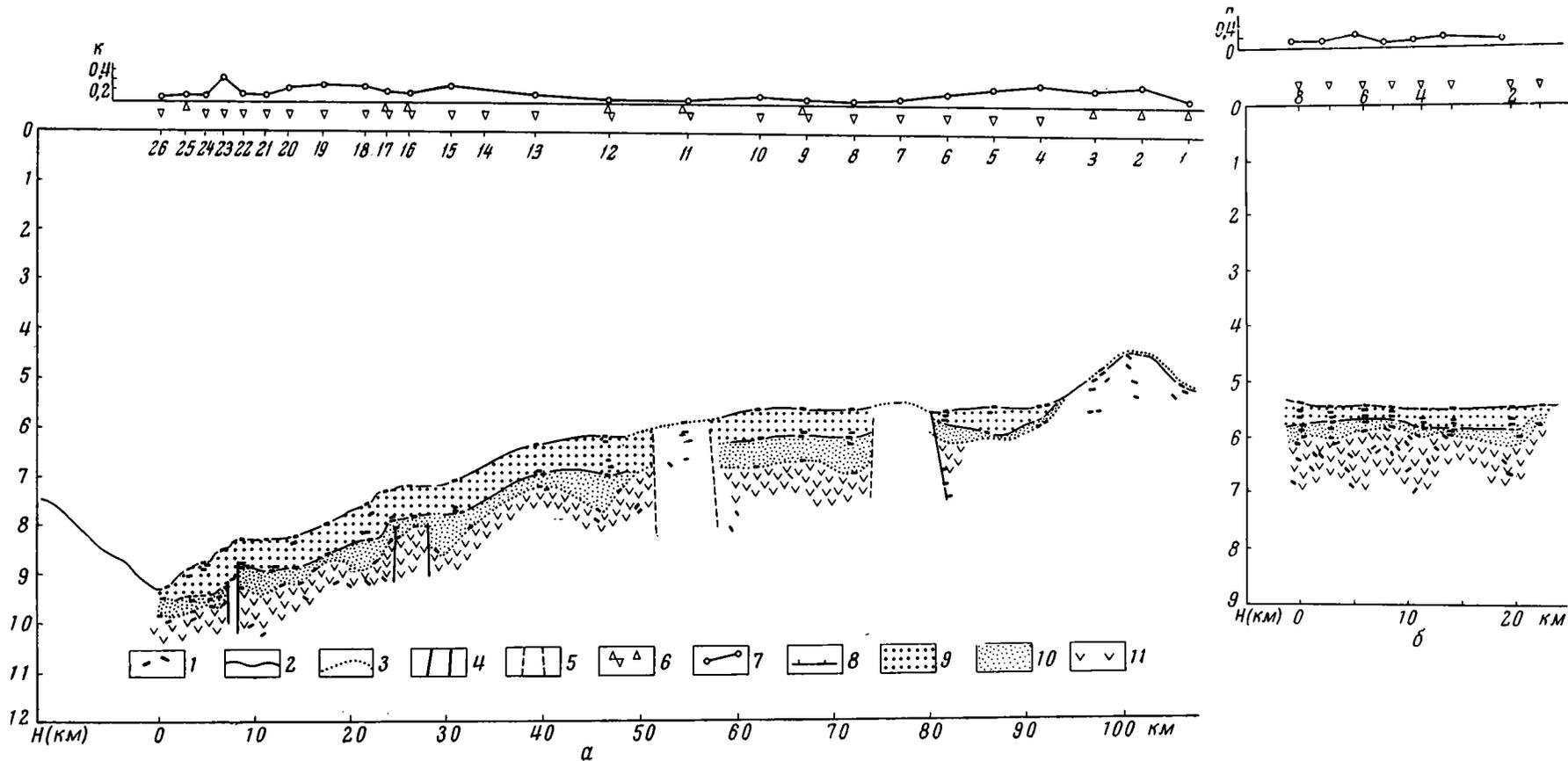


Рис. 3. Сейсмические разрезы по профилям МОВ в Тихом океане юго-восточнее острова Итуруп.

a — юго-восточный склон Курило-Камчатской впадины; *б* — ложе океана. 1 — отражающие площадки, 2 — уверенные отражающие горизонты, 3 — неуверенные отражающие горизонты, 4 — тектонические нарушения, 5 — зоны потери корреляции, 6 — направление смещения записи отражения от дна (для прямой волны направление смещения — вниз), 7 — график коэффициентов отражения от дна, 8 — точки регистрации, 9 — первый слой, 10 — второй, 11 — третий океанический («базальтовый») слой

ми. Наличие иногда слабых отражений перед интенсивными, представляющими верхнюю часть толщи второго слоя, как бы намечает постепенный переход между осадками первого слоя и плотными слоистыми породами второго. Эта зона перехода может быть сложена либо уплотненными осадками, либо смесью осадков с конгломератами и глыбами лав.

Ранее мы уже отмечали, что граница между вторым и третьим слоем нами устанавливается весьма условно. По полученным материалам МОВ выделить отражение от кровли третьего слоя надежно не удалось. Поэтому отражения группы «III» мы относим к третьему «океаническому» слою по сопоставлению с данными преломленных волн о положении кровли этого слоя. Особенности записей отражений типа «III» — резко наклоненные оси синфазности, отсутствие корреляции между соседними точками наблюдения, слабая интенсивность — может свидетельствовать о сложном устройстве толще, имеющей различно ориентированные отражающие поверхности. Эти отражения могут быть связаны как с поверхностью слоя, имеющей, очевидно, сложный рельеф, так и, возможно, с неоднородностями внутри слоя, подобно отражениям от кристаллического фундамента, получаемым на суше.

В свете изложенного рассмотренные разрезы (рис. 3) выражают поведение тонкозернистых неуплотненных осадков, подстилающих их покровов лав, местами выходящих на поверхность и верхних частей «базальтового» слоя океана.

На приостровном склоне впадины отражения обнаруживают толщу слоистых осадков небольшой и изменчивой мощности, с резкими границами раздела между слоями.

Свойства придонных частей первого слоя осадков, приведенные в виде коэффициентов отражения и данных о направлении первого смещения колебаний, в основных чертах могут находить объяснения, хотя бы и предположительные. Так, повышенные коэффициенты отражения отмечаются на подводной горе и у ее подножия, а также на наиболее крутых местах склона глубоководного желоба. Их можно связывать с выходами плотных пород второго слоя и сносом их обломков на окружающие пониженные участки.

Тонкий слой с пониженной скоростью выделяется, как правило, в местах выполаживания склона желоба, а также на подводной горе. В первом случае появление слоя с пониженными скоростями может быть объяснено тем, что в местах выполаживания склона задерживаются остатки суспензионных потоков, в большом количестве прорезающих склоны глубоководного желоба (Безруков, 1955; Затонский и др., 1961; Удинцев, 1955). Для горы объяснить появление пониженных скоростей труднее. Однако вполне возможно предположить, что подводная гора является вулканом. Тогда тонкий слой с пониженной скоростью может быть связан с выносами тонкозернистых продуктов деятельности вулкана (типа пеплов), образующих в морской воде подобие суспензии, которая может иметь пониженные скорости.

Таким образом, структура осадков ложа океана и юго-восточного склона глубоководного Курило-Камчатского желоба имеет много общего. Несколько отличаясь по мощности первого слоя, осадочная толща имеет одинаковое строение — два слоя, весьма сходные по своим характеристикам в обоих районах, наблюдаются аналогии и в подстилающем осадки «базальтовом» слое.

Полученные при детальном наблюдении на ложе океана и юго-восточном склоне желоба данные находятся в хорошем согласии с результатами глубинного сейсмического зондирования и упрощенных наблюдений МОВ, выполненных раньше (Зверев, 1961; Строение земной коры..., 1964). Это позволяет сопоставить рассмотренные данные по профилю в районе Южно-Курильских островов с материалами по цент-

ральной и северной частям Курило-Камчатского глубоководного желоба. Это сопоставление показывает, что сходство структуры осадков ложа океана и прилегающего склона желоба сохраняется на протяжении всего желоба. В то же время строение приостровного склона желоба существенно иное — мощность слоистых осадков сильно изменчива, поверхность пород с большими скоростями погружается, меняются значения скоростей.

В целом глубинное строение желоба оказывается резко асимметричным. Такую асимметрию можно было бы объяснить генетическими причинами.

По-видимому, при образовании желоба край ложа океана прогибался, осложняясь нарушениями и излияниями подводных лав, но не испытывая при этом коренной переработки структуры; противоположный склон желоба образовывался из отложений, обильно поступающих со стороны островной дуги и постепенно заполнявших желоб.

Наличие же и сейчас весьма узкого желоба, имеющего в осевой части примерно такие же осадки, как на ложе океана (а также высокая сейсмичность северо-западного склона желоба), позволяет предполагать, что глубоководный желоб перемещается в сторону океана.

ВЫВОДЫ

1. В «базальтовом» слое океана наряду с крупными неоднородностями, выявляемыми гравиметрическим, магнитным и сейсмическим методами существуют и мелкие неоднородности, определяемые по результатам более детальных сейсмических работ методом отраженных волн. Эти неоднородности, имеющие размеры первых сотен метров, могут отражать весьма резкие формы рельефа, заполненного лавовыми потоками или другими отложениями, наличие трещиноватых и нарушенных зон, по которым поднимались лавы, несколько отличающиеся по составу от вмещающих пород, сложное нагромождение лавовых потоков и т. д.

2. Строение и мощность осадков и подстилающего их «базальтового» слоя на ложе океана и юго-восточном склоне и осевой части Курило-Камчатского глубоководного желоба весьма сходны. Они резко отличны от строения и мощности осадков и «базальтового» слоя северо-западного склона желоба. Это дает основание предполагать, что желоб смещается в сторону океана. Такое перемещение может быть вызвано вовлечением в прогибание всеновых участков окраины океанического ложа. Аналогичный эффект может быть связан и с продолжающимся прогибанием зоны между островной дугой и современной осью желоба и перемещением оси желоба в сторону океана вследствие заполнения области максимального прогибания осадочным материалом, поступающим со стороны островной дуги.

Литература

- Безруков П. Л. Донные отложения Курило-Камчатской впадины. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 12, 1955.
- Гайнанов А. Г. Маятниковые определения силы тяжести в Охотском море и северо-восточной части Тихого океана. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 12, 1955.
- Загонский Л. К., Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги. Сб. «Океанологические исследования», № 3. Изд-во АН СССР, 1961.
- Зверев С. М. Динамические особенности многократно отраженных водных волн в океане и использование их для определения скоростей упругих волн в осадках. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 1, 1960.
- Зверев С. М. О строении осадочной толщи некоторых участков Тихого океана по данным сейсмических отраженных волн. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1961.
- Зверев С. М. Методика изучения осадочной толщи при глубинном сейсмическом зондировании на море. Сб. «Вопр. методики ГСЗ». Изд-во «Наука», 1965.
- Зверев С. М., Ковылин В. М., Удинцев Г. Б. Мощность донных отложений в океане. Сб. «Соврем. осадки морей и океанов». Изд-во АН СССР, 1961.

- Соловьев О. Н. Аэромагнитная съемка в районе Курило-Камчатской островной дуги. Прикл. геофизики, вып. 29, 1961.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Изд-во «Наука», 1964.
- Удинцев Г. Б. Рельеф Курило-Камчатской впадины. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 12, 1955.
- Федотов С. А. и др. Некоторые результаты детального изучения сейсмичности Южных Курильских островов. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 5, 1961.
- Bullard E. The Mohole. Endeavour, v. 20 (80), 1961.
- Houtz R. E., Ewing J. I. Detailed sedimentary velocities from seismic refraction profiles in the western north Atlantic. J. Geophys. Res., 68 (18), 1963.
- Nafe J. E., Drake C. L., Physical properties of marine sediments. «The Sea», v. 3, 1963.
- Shumway G. Sound speed and absorption studies of marine sediments by a resonance method. Pt 1, 2. Geophysics, 25 (2, 3), 1960.

Институт физики Земли
АН СССР
Отделение морской геофизической
разведки ВНИИГеофизики

Статья поступила
13 июля 1965 г.

S. M. ZVEREV, Z. R. MERKLIN

DEEP-SEATED STRUCTURE OF THE SOUTH-EASTERN SLOPE OF THE KURIL — KAMCHATKA DEEP TRENCH

Evidence obtained through multichannel reflection method observations and a deep seismic sounding on the Pacific floor and adjacent slope of the deep trench near the Kuril Islands allowed to elucidate the structure of sedimentary strata and upper parts of a «basaltic» layer. The sediments form an unconsolidated homogeneous layer, 0.3 to 0.8 km thick (the first layer) and an alternation of denser deposits, 0.2 to 1.0 km thick (the second layer). Chaotic, often steeply inclined reflecting planes, which may be related to the multiple lava flows or ancient topography, are recorded in the upper parts of the «basaltic» layer.

The structure and thickness of the sediments and the upper parts of the «basaltic» layer of the ocean floor and adjacent trench slope are rather similar, being sharply different from those of the island slope of the trench. Thus, an oceanward displacement of the trench axis can be suggested.

The Institute of the Physics of the Earth
Moscow

УДК 551.24 (265/266)

В. Н. СОБОЛЕВСКАЯ**К ВОПРОСУ О ПОЛОЖЕНИИ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ ОСТРОВОВ ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ АВСТРАЛИИ В «ТИХООКЕАНСКОМ КОЛЬЦЕ» И КОЛЬЦО ГОНДВАНЫ****ВВЕДЕНИЕ**

В предшествующей статье автора, посвященной Австралии (В. Н. Соболевская, 1965), был дан очерк тектонического строения этого материка, сопровождающийся тектонической схемой.

В статье высказывались предположения, что своеобразные черты в тектоническом развитии Австралийского континента, проявившиеся с середины палеозоя и в мезозое, легко находят объяснение с позиций признания былого существования единого материка Гондваны, так как возникновение крупных структурных форм на древнем основании могло быть здесь обусловлено воздействием напряженных тектонических процессов, завершившихся его расчленением.

Изучение тектоники Австралии позволило прийти к некоторым выводам, касающимся вопроса о структурном положении Большой Австралии (т. е. материка с его островным обрамлением) в системе Гондваны и об отношении альпид Австралии к системе «Тихоокеанского кольца». Этим выводам, возникшим первоначально на материале упомянутой выше работы, и посвящена настоящая статья, но для подтверждения наметившихся представлений были привлечены и рассмотрены также необходимые дополнительные данные по геологии и тектонике других материков.

АВСТРАЛИЙСКИЕ АЛЬПИДЫ В СИСТЕМЕ «ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА»

Как известно, окраинные части материков, обрамляющих Тихий океан, и многие сопровождающие их острова, как например островную часть Австралии, принято рассматривать в качестве составных частей единой тектонической зоны, развитие которой тесно связано с тектонической жизнью Тихого океана.

Изучение тектонических явлений, сопровождающих развитие такого грандиозного структурного элемента земной коры, каким является Тихий океан, задача несомненно чрезвычайно интересная и важная в теоретическом и практическом отношениях, тем более, что многие особенности формирования окружающих его структурных зон пока еще не нашли достаточно убедительного объяснения.

Почти всеми исследователями единодушно отмечаются существенные различия в структуре и истории развития отдельных участков обрамления Тихого океана (Stille, 1945₂; 1964; Bubnoff, 1942 и многие другие). Однако по этому вопросу существуют и другие, несколько отличающиеся между собой точки зрения. Не останавливаясь на рассмотрении всех исследований Тихоокеанского обрамления, укажу лишь, что из новейших отечественных работ, посвященных тектонике этой территории, можно

назвать работы П. Н. Кропоткина (1964), Ю. М. Пушаровского (1964), Н. П. Хераскова (1963), отметив, однако, при этом некоторые различия в их представлениях.

Ю. М. Пушаровский, хотя и рассматривает интересующую нас область как единое «тектоническое кайнозойское Тихоокеанское кольцо», все же, как и большинство исследователей, считает, что оно на разных своих участках построено существенно различно и соответственно предлагает схему его структурного районирования.

П. Н. Кропоткин (1964), имея в виду главным образом новейшие движения, считает, что обрамление Тихого океана представляет собой достаточно сходно построенную единую тектоническую зону — «Тихоокеанский подвижный пояс», захватывающий местами далеко идущие в глубь Азиатского континента территории.

Наиболее ортодоксальными в этом смысле являются представления Н. П. Хераскова (1963), который рассматривает обрамление Тихого океана безоговорочно как единую тектоническую зону, образующую замкнутое кольцо (включая структурные формы Антарктиды), сложенное концентрически развивавшимися складчатыми системами: байкальской, каледонской, герцинской, мезозойской и альпийской. Последняя занимает внутреннюю часть кольца и, как полагает автор, на всем своем протяжении значительно моложе средиземноморских альпид, т. е. относится к Тихоокеанскому типу. Кроме того, как будет видно из дальнейшего, Н. П. Херасков в отличие от большинства исследователей, различает в строении Тихоокеанского кольца две меридиональные (а не широтные) ветви — Азиатско-Австралийскую и Американскую.

Можно еще напомнить, что впервые в русской геологической литературе С. С. Смирнов (1946), изучая рудопроявления в тихоокеанском обрамлении, вводит понятие о едином «Тихоокеанском рудном поясе».

Однако вне зависимости от различия взглядов на строение и историю развития этого пояса (или кольца), все исследователи считают главными ведущими процессами, влиявшими на его формирование, те, которые связаны с тектонической жизнью «Великого праокеана» (или «затонувшей платформы»), существование которого предполагается по крайней мере с докембрия. Такая исходная концепция, вероятно, является причиной того, что не было в достаточной степени фиксировано внимание на возможно решающем ведущем влиянии иных, смежных с Тихим океаном, структурных элементов земной коры, а именно древних краонов, на развитие отдельных складчатых систем его обрамления.

Некоторым исключением в этом смысле, может быть, является Г. Штилле (Stille, 1945₂), который ставит происхождение различных по возрасту так называемых «циркумтихоокеанских складчатостей» в зависимость не только от тектонических процессов, связанных с развитием Тихого океана, но и от ряда иных факторов: «степени мобильности разных участков обрамления», «западного направления давления», «влияния консолидации Лавразии» и, наконец, «определенной пространственной ориентированности краев глыб». Но, в конечном счете, Г. Штилле все же объединяет эти разнородно построенные участки в единую систему циркумтихоокеанских складчатостей, возникших в результате послельдского развития Тихого океана.

Достаточно обширный опубликованный материал, посвященный изучению циркумтихоокеанских складчатостей, избавляет нас от необходимости повторять фактические данные, освещающие их строение, а также приводимые многими исследователями наблюдения, указывающие на существенные отличия в структуре и истории развития северной половины «Тихоокеанского кольца», в которую входят Азиатско-Аляскинский и Калифорнийско-Невадийский сегменты (Пушаровский, 1964_{1, 2}) от его южной половины, в которую включается островная часть Австра-

лии и Андийская зона Южной Америки. В Антарктической части южное полукольцо оставляется обычно нерассмотренным.

По той же причине нет необходимости подробно останавливаться на чертах сходства, присущих отдельным сегментам внутри того и другого полукольца, позволяющих рассматривать каждое из них как, в основном, однотипно построенную тектоническую зону.

Напомню лишь в самых общих чертах, что главные различия в тектонике северной и южной половины Тихоокеанского обрамления заключаются в несовпадении времени проявления и завершения основных складчатостей. Так для северной его части характерно полное или почти полное отсутствие завершённой варисцийской складчатости (т. е. конца палеозоя). Режим накопления геосинклинальных формаций верхнего палеозоя без заметных перестроек продолжается здесь и в мезозое. Завершение геосинклинального развития наступает только в конце юры или местами в начале мела образованием мезозойской складчатости, получившей свое классическое выражение в областях Восточно-Азиатско-Аляскинского побережья и Невадид Северной Америки, входящих в состав северного полукольца. Здесь, по удачному выражению Н. П. Хераскова (1963), «Мезозой подавляет нормальный ход герцинского развития» (стр. 91).

Совершенно по-иному идет формирование складчатых систем южной части Тихоокеанского обрамления, здесь, на востоке Австралии и в Андийской зоне Южной Америки, палеозойская геосинклиналь прошла все стадии своего развития в домезозойское время. Так, в Австралии варисцийская складчатость на материке и на прилегающих островах завершается к началу мезозоя. Континентальные молассовые и угленосные отложения перми, и может быть, частично триаса характеризуют ее конец, заполняя межгорные впадины и прогибы.

Палеозойские складчатые сооружения устанавливаются также вдоль западного побережья Южной Америки в области Анд, где они местами выступают на поверхность¹ по окраинам древней Южно-Американской — Бразильской платформы, а в целом слагают нижний структурный ярус в области развития альпийской складчатости, обрамляющей платформу как с запада, так и с севера (рис. 1, а).

Таким образом, в пределах южного Тихоокеанского полукольца можно везде видеть хорошо развитые палеозойды, непосредственно примыкающие к краям древних остаточных платформ Гондванской системы, а именно Австралийской и Бразильской.

Мезозойды, столь характерные для северного полукольца, полностью отсутствуют в пределах южного².

Иначе говоря, геосинклинальные условия, продолжавшиеся на территории северной части Тихоокеанского обрамления непрерывно от верхнего палеозоя до середины мезозоя включительно, в пределах Южно-Американско-Андийского и Австралийского секторов, заканчиваются уже в конце палеозоя варисцийской складчатостью. Затем в конце триаса — начале юры в области сформированных палеозойских вновь регенерируются геосинклинальные условия заложением геосинклинальных трогов. В их пределах следующая основная складчатость (после варисцийской) проявилась на границе мела и палеогена и внутри палеогена, т. е. произошло формирование альпийских складчатых сооружений, по исто-

¹ Например, в Патагонии и ряде других мест.

² Кстати, хотелось бы заметить, что выделенная на тектонической карте Евразии в Юго-Восточной Азии область распространения «раннемезозойской складчатости», охватывающая Тибетско-Малайскую зону (примыкающая к альпидам Средиземноморско-Гималайского Тетиса), вероятно, сильно преувеличена, так как данные единичных опорных разрезов триаса экстраполируются на слишком большие пространства, сплошь сложенные палеозоем. Поэтому вполне вероятно, что ареал распространения мезозойд должен быть здесь значительно сокращен за счет увеличения площади развития областей палеозойской складчатости.

рии развития сходных с типом складчатости Средиземноморско-Гималайского Тетиса. На Австралийском отрезке южного полукольца эта складчатость получила свое достаточно ясное выражение в пределах островов, обрамляющих с востока Австралию (Новой Гвинеи, Новой Каледонии, на островах Новой Зеландии и др., расположенных восточнее, возможно до островов Фиджи включительно). Альпийский возраст развитых здесь складчатых сооружений и отсутствие главных складчатостей, соответствующих по времени образования мезозоидам (киммеридам) или кайнозойскому незавершенному складчатому тектогенезу неоген-четвертичного времени Тихоокеанского (Камчатского) типа, доказываются многочисленными исследователями (Stille, 1945; Carey, 1964; Пушаровский, Меланхолина, 1963 и др.).

Так например, в разрезе Новой Каледонии последовательно без крупных угловых несогласий (хотя местами и с перерывами в осадконакоплении) залегают отложения от начала мезозоя до палеогена включительно. В главную складчатость здесь были вовлечены необыкновенно мощные палеогеновые отложения эоцена и, вероятно, олигоцена. Кроме того известны также многие факты, включая магматизм, свидетельствующие в пользу того, что здесь предварительно хорошо проявились и варисцийские складкообразовательные движения, в основном в допермское время, так как частично пермские и триасовые отложения уже относятся к верхнему складчатому комплексу.

В пределах Новой Гвинеи также отсутствует мезозойская складчатость и на палеозоидах располагаются складчатые сооружения, охватывающие мезозойские и третичные отложения. Западнее Новой Гвинеи выходы палеозоид установлены на о. Сула.

Моменты проявления главных альпийских складчатостей, наблюдаемых на Австралийских островах, не вполне совпадают между собой. Так, в Новой Гвинее она имела место в конце мела — начале палеогена («ларамийская фаза»), в Новой Зеландии — в середине мела («австрийская фаза») и в Новой Каледонии — в среднетретичное время («пиренейская фаза»). Такое явление, вероятно, находит объяснение в несколько разновременном завершении складчатых процессов во внутренней и внешней зонах альпийской геосинклинали, расположенных на разных островах восточного побережья Австралии. Не имея возможности остановиться подробнее на этой области альпийской складчатости, подчеркнем лишь, что по своему характеру она обычно (Нео-Австралия, Kölbl, 1945) сопоставляется с альпидами Средиземноморско-Гималайского типа и с альпидами Южно-Американских Анд.

Возвращаясь к рассмотрению северной половины Тихоокеанского обрамления, можно сказать, что после образования мезозоид следующее проявление одной из главных складчатостей здесь, в пределах Азиатско-Аляскинской зоны, имеет место лишь в послетретичное время. Эти молодые складчатые движения, по всей вероятности, не могут считаться полностью законченными и поныне (Пушаровский, 1963; Апрельков и др., 1965). Иначе говоря, здесь происходит формирование наиболее молодой складчатости (кайнозойской), относимой к тихоокеанскому или, лучше, камчатскому типу.

В южных, т. е. Австралийском и Андийском секторах тихоокеанского обрамления, этот тип движений в качестве ведущего геосинклинального складчатого тектогенеза отсутствует.

Существенные различия в строении и истории развития кайнозойских дислокаций Калифорнийской зоны от Андийской складчатости отмечаются в работе Ю. М. Пушаровского и Е. Н. Меланхолиной (1963). Вместо варисцийских преандид Южной Америки, в Калифорнийской зоне складчатое основание образовано мезозоидами (невадидами). Кроме того, согласно высказываниям этих авторов, здесь после мезозойской складчатости в кайнозойе ведущая роль принадлежала разломной, ве-

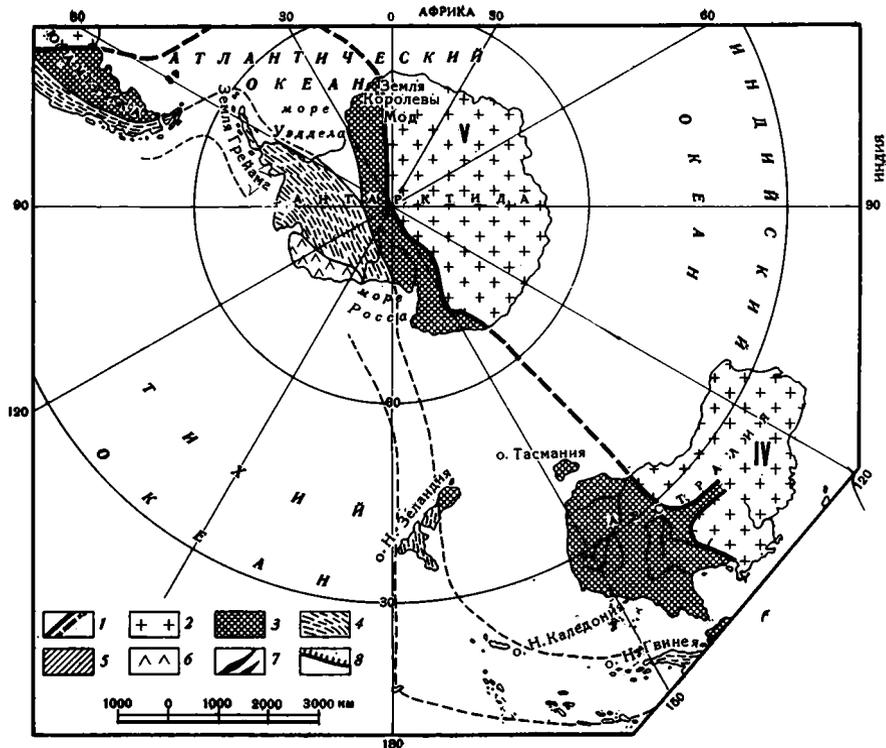


Рис. 1 а и 1 б. Схема распространения альпийской складчатости кольца Гондваны. Составила В. Н. Соболевская, 1965

1 — внешние границы древних кратонов Гондваны; 2 — древние платформы системы Гондваны: I — Бразильская, II — Африкано-Аравийская, III — Индийская, IV — Австралийская, V — Антарктическая; 3 — Байкальская и палеозойская складчатости в обрамлении Гондваны, местами выходящие на поверхность в областях развития альпийской складчатости средиземноморского типа; 4 — зоны распространения альпид средиземноморского типа, развивавшихся на палеозойской складчатости (южная половина Тихоокеанского обрамления); 5 — области развития кайнозойской складчатости, связанной с регенерированной мезозойской складчатостью (северная половина Тихоокеанского обрамления); 6 — области проявления молодого (кайнозойского) базальтового вулканизма в Антарктиде; 7 — глубоководные желоба; 8 — разломы

роятно германотипной тектонике, в результате которой формировались пологие структурные формы типа валов, а области, захваченные геосинклинальными процессами, были к этому времени постепенно оттеснены в сторону Тихого океана.

Таким образом, Тихоокеанское кольцо, может быть, и существует как единая тектоническая зона, но только, если его рассматривать как результат проявления молодой кайнозойской складчатости Тихоокеанского типа, которую в южном полушарии можно искать лишь за пределами альпийского пояса Австралии и Анд, т. е. начиная с зон развития глубоководных океанических желобов, образование которых, так же как и явления молодого, современного тихоокеанского вулканизма, образующего так называемый «огненный пояс», вероятно, действительно теснейшим образом связаны с тектонической жизнью Тихого океана. Отголоски этих движений могли частично накладываться на разновозрастные циркумтихоокеанские складчатости и усложнить их структуру.

Указанные различия в истории развития северной и южной частей Тихоокеанского обрамления и многие особенности строения этих двух тектонических зон приводят к заключению, что и причины, их обусловившие, также должны быть различными. Поэтому, вероятно, в первую очередь необходимо сделать попытку эти причины вскрыть, после чего может быть окажется возможным выяснить и те структурные особенности, которые своим возникновением действительно обязаны в основном только развитию Тихого океана.

Из рассмотренных выше геологических данных, касающихся строения Австралии и Южной Америки, можно сделать пока первое бесспорное заключение, что в той части Тихого океана, где он ограничен материками системы Гондваны, образуются на регенерированной палеозойской складчатости зоны альпийской складчатости средиземноморского типа. Подобная складчатость отсутствует в северной половине Тихоокеанского обрамления — по окраинам Азиатского и Северо-Американского континентов, т. е. там, где нет материков Гондваны.

Ниже делается попытка проследить, какими геотектоническими элементами и структурными условиями контролируется ареал распространения альпид средиземноморского типа на прочих континентах мира.

ПОЛОЖЕНИЕ АВСТРАЛИЙСКИХ АЛЬПИД В СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЕ КОЛЬЦА ГОНДВАНЫ

Гипотеза, предложенная Эдуардом Зюссом, о существовании в геологическом прошлом огромного материка «Гондвана» на месте Индийского и южной части Атлантического океанов до сих пор пользуется широким признанием. В состав Гондваны принято включать все древние экваториальные платформы южного полушария (см. рис. 1, а): Бразильскую — I, Африканскую — II, Индийскую — III, Австралийскую — IV. Кроме того, новейшими исследованиями Антарктиды (Воронин, 1964; Климов и др., 1964) подтверждаются сделанные ранее отрывочные наблюдения в том отношении, что большая часть этого полярного континента действительно представляет собой древнюю платформу, сходную с перечисленными платформами Гондваны.

На основании этих новых исследований в восточной части Антарктиды устанавливается древний дорифейский кристаллический фундамент, прослеженный более чем на 7000 км вдоль побережья, обращенного к Индийскому океану. Местами, где удастся наблюдать отложения чехла, видно, что кристаллический фундамент перекрыт осадочно-вулканогенными образованиями, в состав которых входят и рифейские отложения (Земля Королевы Мод). Со стороны Тихого океана к древней платформе приключается нижнепалеозойский складчатый пояс, за которым следует зона альпийской складчатости, среди которой местами выступают участ-

ки, сложенные варисцийскими складчатыми сооружениями. Альпийская зона Антарктиды через Землю Грейама обычно связывается с Андами Южной Америки (рис. 1, а, б).

Как примечательная особенность геологического строения древней антарктической платформы отмечается (Климов и др., 1963) ее большое сходство с Бразильской, Австралийской, Африканской и Индийской платформами, которое выразилось не только в том, что начиная со среднего палеозоя и до среднего мезозоя здесь шло накопление сходных континентальных отложений с одинаковой глоссоптерисовой флорой и своеобразными рептилиями, но и с чрезвычайно сходными для этого отрезка времени проявлениями платформенной магматической деятельности. Рифейский возраст базальных отложений чехла устанавливается по находкам позднедокембрийских водорослей (рифениты) и по другим признакам.

Определения абсолютного возраста (калиево-аргоновым методом), полученные для пород фундамента в Антарктиде, пока нельзя считать вполне достоверным, так как даже наиболее древний возраст, равный более чем 1500 млн. лет, считается сильно омоложенным последующими процессами (Салоп, 1963). На этом вопросе мы здесь не будем останавливаться, сославшись на первоисточники (Равич, Крылов, 1963). Все породы кристаллического фундамента этими авторами условно отнесены к докембрию «хотя по сумме геолого-петрологических данных они ближе всего стоят к архейским», в особенности «на основании сравнения с другими древними платформами, например, Сибирской».

Устанавливаемые здесь местами раннекаледонские движения носят явно выраженный глыбовый характер.

Дорифейский возраст древнего цоколя Антарктиды позволяет говорить о его сходстве, в первую очередь, с фундаментом Австралии, и, как уже говорилось, с перечисленными платформами так называемого «южного ряда» (Штрейс, 1964). Поэтому, а также по некоторым другим признакам, о которых будет сказано ниже, древняя Антарктида легко может быть включена в систему материков, обычно рассматриваемых как «обломки» Гондваны.

В пользу того, что древние платформы южного полушария представляют собой разобщенные океаном в конце палеозоя и в мезозое части когда-то единого пракоинтента, в существующей по этому вопросу литературе приводятся многочисленные доказательства, а для объяснения механизма этого явления выдвинут ряд теорий. Одна из них — теория базификации отдельных частей Гондваны, поглощенных океаном, другая — теория эпифореза, предполагающая их разобщение путем дрефта.

Необходимо заметить, что в последнее время появилась новая точка зрения, согласно которой вообще отрицается существование в геологическом прошлом Гондваны в качестве единого структурного элемента земной коры, а океаны, разъединяющие континенты южного полушария, рассматриваются как плацдармы для возникновения новых геосинклинальных складчатых сооружений (Штрейс, 1964). Однако согласно этой последней концепции, материки «южного ряда» все же объединяются в единую группу, или, иначе говоря, отнесены к одному типу, но на основании таких признаков, которые не были обусловлены существованием Гондваны. По Н. А. Штрейсу, материки «южного ряда» отличаются особым ходом истории развития, составляющим планетарную специфику южного полушария (Антарктида при этом не рассматривалась). Эта специфика заключается в отставании по времени консолидации древних платформ «южного ряда» от платформ «северного ряда» «на целый мегахрон». Иначе говоря, считается, что первые являются эпибайкальскими, в то время как становление вторых завершается карельской, т. е. дорифейской складчатостью и они таким образом являются эпикарельскими.

Если обратиться к очерку тектоники Австралии (Соболевская, 1965) и к анализу фактических данных, можно увидеть, что Австралийский древний кратон выпадает из рамок предложенной теории, так как он сложен дорифейскими (доверхнепротерозойскими) складчатыми сооружениями, а отложения рифея (верхний протерозой) вместе с кембрием образуют базальные толщи полого залегающего платформенного чехла, распространенного на большей части древней платформы Западной Австралии.

Байкальская складчатость Австралии лишь обрамляет древнюю платформу с востока и является началом процесса ее постепенного наращивания в восточном направлении более молодыми складчатостями. Таким образом, в упомянутой работе было показано, что в смысле времени консолидации Восточно-Европейская платформа «северного ряда» и Австралийская «южного ряда» не различаются между собой, т. е. являются одновозрастными.

По существу таким данным, то же самое можно, по-видимому, сказать и об Антарктической и Индийской платформах. Далее, на основании насыщенной фактическими данными работы З. Е. Колотухиной (1964) возраст Африканской платформы также, вероятно, не следует считать эпибайкальским.

Однако нет необходимости рассматривать с этой точки зрения все платформы южного полушария, так как выпадение даже одной, например Австралийской, из намеченного предложенной концепцией ряда уже не позволяет устанавливать общую для всего южного ряда закономерность.

Таким образом, отрицая существование Гондваны, Н. А. Штрейс (1964) все же отмечает многие черты сходства, наблюдаемые в строении материков южного полушария, но только предлагает для объяснения этого явления свою оригинальную точку зрения.

Не будем повторять здесь те соображения, которые были уже ранее высказаны в подтверждение былого существования Гондваны. Остановимся лишь на некоторых дополнительных фактических данных, которые, вероятно, также могут свидетельствовать в пользу существования в геологическом прошлом единого геоструктурного элемента — материка Гондваны.

Забегаю вперед, отмечу, что в качестве таких данных нами рассматривается связь ареалов распространения альпийской складчатости средиземноморского типа со всеми внешними границами материков системы Гондваны, т. е. с границами, существовавшими до ее расчленения.

Необходимо оговориться, что мы совершенно не будем касаться вопросов, связанных с механизмом распада Гондваны, т. е. того, подвергалась ли она при этом воздействию процессов, связанных с базификацией, или эпейрофорезом, так как это совершенно специальная тема и для выдвигаемых нами положений особого значения не имеет.

Итак, снова обратимся первоначально к Австралии и сопоставим ее с Антрактическим материком, чтобы проследить и здесь структурное положение и связь альпийской складчатости с внешним краем древней платформы, входящей в систему Гондваны, так же, как это имеет место в Австралии и Южной Америке.

Легко заметить, что пространственно дорифейскому кратону Австралии противостоит восточная часть древнего кратона Антарктиды (см. рис. 1, а, б). В целом последний располагается в пространстве между 10° з. д. и 146° в. д. Со стороны Тихого океана вдоль древних кратонов как в Австралии, так и в Антарктиде расположены зоны байкальской и более поздней палеозойской складчатости. Область их распространения устанавливается в Антарктиде от моря Росса (мыса Адер) через весь континент в район восточного побережья моря Уэдделла, а в Австралии занимает всю ее восточную часть. Области развития палеозоид на том и

другом материке вкрест простирания резко срезаются морскими границами. Таким образом, палеозойды и здесь обрамляют лишь внешние края Гондваны. Внутренние границы древнего Антарктического кратона, как и Австралийского, остаются «голыми». За палеозойдами следует зона развития альпийской складчатости, которая, располагаясь на палеозойдах, в общем придерживается внешнего контура Антарктической части Гондваны.

Не повторяя уже сказанного относительно альпийского складчатого обрамления, составляющего южное «полукольцо», напомним, что из Антарктиды через Землю Грейама и Огненную Землю продолжение альпийской складчатости, связанной с предшествовавшей ей палеозойской складчатостью, можно видеть вдоль западного края Южно-Американской платформы в области Патагонид, составляющих вместе зону Антарктанд (рис. 2), переходящих далее в Центральные Анды. Развитые здесь Кордильеры — Патагониды, Чилийско-Аргентинские и Перуанские Анды, делая несколько изгибов, тянутся на север вдоль побережья в субмеридиональном направлении. На их продолжении Кордильеры Карибских Анд, огибая Бразильскую платформу, принимают северо-восточное направление и, наконец, расположенные по ее северному краю Венесуэльские Анды имеют ясно выраженные субширотные простирания. Достигая восточного побережья континента этот складчатый пояс срезается береговой линией Карибского моря и Атлантического океана. Складчатость Венесуэльских Анд особенно близко сопоставима с альпидами средиземноморья.

Пересекая Атлантический океан, при переходе от южноамериканских Кордильер к альпидам Средиземноморско-Гималайского Тетиса, мы не будем останавливаться на выяснении природы широтного вала, устанавливаемого в Атлантике («Континентальный мост», Stille, 1940) и на его возможном отношении к прослеживаемой нами зоне альпийской складчатости и к границе Гондваны, так как это завело бы нас в круг пока неразрешимых проблем, тем более, что океанические пространства нами вообще не рассматриваются. Однако, может быть, все же окажется полезным при дальнейших исследованиях иметь в виду существование здесь поперечного поднятия¹.

Замечу кстати, что выклинивание средиземноморских альпид на атлантическом побережье, изображенное на схеме тектоники Европы (Шатский, Богданов, 1961), является сугубо предположительным. По этому поводу сами авторы пишут, что «наиболее подробный синтез по тектонике альпийской области Западного Средиземноморья, данный П. Фалло (Fallot, 1960), не позволяет определенно решить этот вопрос» (стр. 23).

Начиная с восточного побережья Атлантического океана и до побережья Тихого океана, на всем пространстве, именуемом Средиземноморско-Гималайским Тетисом, альпийская складчатость получила свое классическое выражение. Широко известно, что она и здесь приурочена к Северным ограничениям древних платформ, относимых к системе Гондваны, а именно — Африкано-Аравийской и Индийской. Кроме того, альпийская складчатость и здесь связана пространственно с предшествующей палеозойской складчатостью. Последняя, образуя нижний структурный этаж в альпийской складчатой системе, во многих местах выступает на поверхность.

Альпийская геосинклинальная область была неоднократно описана в работах М. В. Муратова (1960, 1962), И. В. Архипова, М. В. Муратова, Е. С. Постельникова (1964) и многих других исследователей, что позволяет нам не останавливаться на ее характеристике. Входящая в

¹ В этой области смещается северный отрезок Атлантического вала по отношению к его южному отрезку (см. карту «Атлантический океан», 1964).

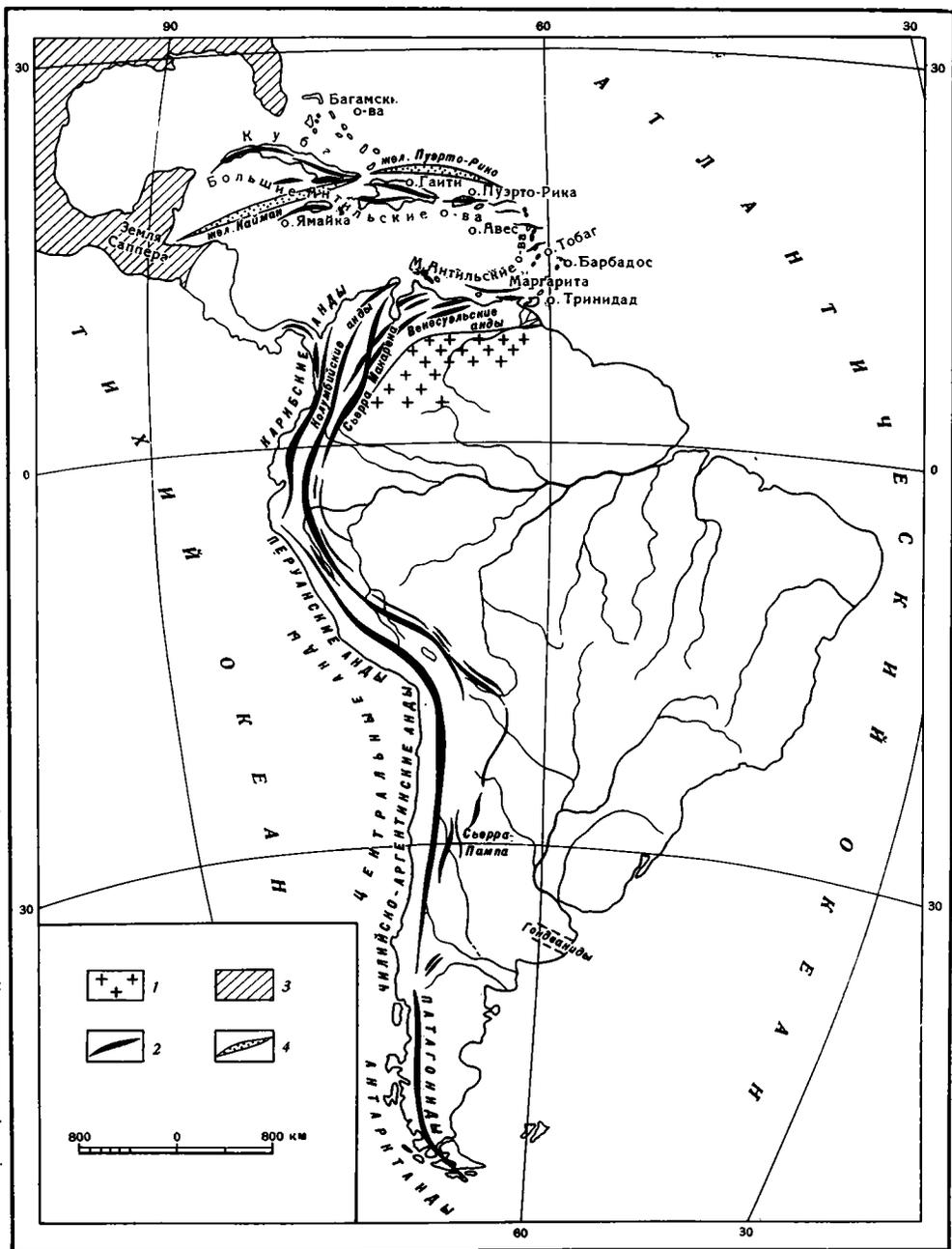


Рис. 2. Простираания Центрально- и Южноамериканских Кордильер по Г. Герту (1959), Г. Штилле (Stille, 1942), А. Иртли (1954)

1 — северный край Бразильской платформы; 2 — простираания складчатых структурных элементов и Кордильер; 3 — палеозойская складчатость; 4 — глубоководные желоба в Карибском море

ее состав Средиземноморско-Гималайская складчатая система может рассматриваться как тектонотип альпийской складчатости. Необходимо лишь еще раз напомнить, что от кайнозойской складчатости Азиатско-Аляскинского (камчатского) типа альпийская складчатость Средиземноморского типа в первую очередь отличается более ранним окончанием геосинклинального развития, которое падает на конец мела и третичное время, а также пространственной связью с палеозойской складчатостью,

достигшей своего полного завершения в конце предмезозойского времени. На такую закономерность указывается в работах Н. С. Шатского (1960), М. В. Муратова (1960, 1962), Н. С. Шатского, А. А. Богданова (1961).

Средиземноморско-Гималайская альпийская складчатая система протягивается в широтном направлении вплоть до северного края Индийской платформы, далее смыкаясь с Бирманским отрезком Альпийского пояса, огибает ее с востока и уже в меридиональном направлении тянется до побережья Индийского океана. За пределами материка, по некоторым данным, о которых будет сказано ниже, продолжение этой складчатой зоны может быть прослежено и дальше на восток в пределах цепи островов Индонезийского архипелага, а именно, через юго-восточную окраину Суматры, Яву и другие острова в северную часть Новой Гвинеи, иначе говоря, к альпийским складчатым сооружениям, обрамляющим Австралию, замкнув таким образом альпийское кольцо, охватывающее все древние платформы Гондваны.

Из сказанного видно, что альпийская складчатая система всюду занимает совершенно определенное структурное положение, которое обусловлено границами Гондваны. Поэтому рассмотрение истории развития так называемых циркумтихоокеанских складчатостей в связи с жизнью только одного ведущего тектонического элемента — Тихого океана без учета влияния сопряженных форм приводит к неточным выводам.

В пределах ареала распространения альпийской складчатой системы, кольцом охватывающей внешние края древних платформ Гондваны, важно подробнее остановиться только на двух «сложных узлах», за пределами которых, вероятно, нигде не могут возникнуть сомнения в отношении строгой приуроченности альпид средиземноморского типа к обрамлению Гондваны. За его пределами складчатость этого типа и возраста вообще нигде на территориях современных материков не проявилась.

Сложности, возникающие при выяснении тектонического развития и структурных особенностей этих узлов, вероятно, в какой-то степени являются следствием того, что в основу их изучения была положена концепция об их первоочередной подчиненности тектоническому развитию Великого праокеана.

К таким «сложным узлам» относятся Антильский и Индонезийский архипелаги.

Как известно, в области Больших и Малых Антиллид широко принято рисовать «петлю» для того, чтобы вернуть к побережью Тихого океана убегающую на восток, в направлении к средиземноморскому Тетису, Андийско-Антильскую складчатую зону. При этом разные авторы иногда ищут здесь продолжение североамериканских невадид (например, на Кубе) и кайнозойской зоны Калифорнийских дислокаций, сложным образом сопрягая их с зоной альпийской складчатости Анд.

Антильский архипелаг расположен в пределах так называемой Центральной Америки, занимающей пространство между древними платформами Северо-Американской (Лаврентией) и Южно-Американской (Бразилией). На всем этом пространстве развивалась и получила свое завершение варисцийская складчатость. Затем северная часть этого пространства, в которое входят Аппалачи, Мексиканское побережье и Земля Саппера (см. рис. 3), после варисцийского тектогенеза вполне стабилизировалась, т. е. достигла состояния зрелой платформы, и таким образом геосинклинальный режим сменился платформенным. На остальной южной части Центральной Америки, примыкающей к Гондване, которая также была захвачена палеозойской складчатостью, платформенный режим не установился. Здесь были регенерированы геосинклинальные условия, заложились новая геосинклиналь, в пределах которой

сформировался так называемый альпийский антильский ороген. В него входят Большие Антильские острова (Куба, Гаити, Ямайка, Пуэрто-Рико), а также складчатые зоны севера Южной Америки¹.

Непрерывный разрез и согласное залегание отложений мезозоя вплоть до палеогена включительно, их состав, магматизм, интенсивная дислоцированность и платформенный германотипный (саксонский) характер тектоники более поздних эоценовых образований позволяют считать развитую здесь складчатость близкой к альпидам средиземноморского типа. Это подобие особенно ясно различимо в Венесуэльских Андах. Попытки протянуть калифорнийскую и невадийскую (киммерий-

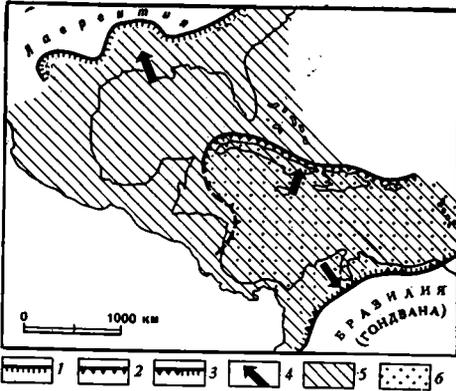


Рис. 3. Редуцирование области развития орогена от палеоантильского (варисцидского) к неоантильскому (альпийскому) в процессе которого смещалась только северная граница, а южная сохраняет свое положение. По Г. Штилле (Stille, 1942)

1 — внешняя северная граница варисцид; 2 — внешняя северная граница альпид; 3 — внешний южный край варисцид и альпид; 4 — главная вергентность; 5 — палеоантиллыды (варисциды); 6 — неоантиллыды (альпиды)

скую) складчатости в область Антилл, вероятно, сразу могут быть отвергнуты, так как их главным отличительным признаком, помимо времени проявления главной складчатости, является отсутствие, как правило, в области их развития завершенной варисцидской складчатости.

По этому поводу Г. Штилле (Stille, 1942; Штилле, 1964, стр. 313) пишет, что: «В отличие от геологических условий, существовавших в североамериканских невадидах и в сходных с ними примыкающих к невадидам частях мексиканских Кордильер, во всем центральноамериканском пространстве, включая самую северную часть Анд Южной Америки, до настоящего времени не установлено скольконбудь значительных проявлений допоздне меловых складчатостей, т. е. ни древнекиммерийской, ни позднекиммерийской, ни австралий-

ской. Во всех рассматриваемых осадочных толщах преобладает согласное залегание» и что «при новых исследованиях не подтвердилась предполагавшаяся на Кубе невадийская складчатость»².

Отсутствие невадид на Кубе позволяет, с нашей точки зрения, предполагать наличие таких условий, которые исключают возможность развития здесь кайнозойской складчатости Азиатско-Аляскинского и, может быть, Калифорнийского типов. Для подобных территорий, как это следует из сказанного ранее, может быть два пути дальнейшего проявления орогенических движений: эпиварисцидский разломно-блоковый тектогенез, или эпиварисцидская регенерированная геосинклинальная складчатость, в данном случае, может быть, альпийская.

Для антиллыд можно отметить лишь локальные и слабо выраженные несогласия, связанные со складчатыми движениями в меловое время. Главной складчатостью альпинотипного характера для всей Антильской дуги и вообще для всей Антильско-Андийской геосинклинали в целом является складчатость послемеловая и палеогеновая, которая является

¹ Кстати, можно заметить, что разграничение областей развития мезозойской Северной Америки от области развития палеозойской складчатости Центральной Америки и альпийских сооружений Анд и Венесуэлы может быть подчеркнуто Мексиканским разломом, вдоль которого размещаются вулканы Попокатепетль, Истаксидатель и др. (Тектоническая карта Северной Америки, 1964).

² К аналогичному заключению пришли и составители геологической карты Кубы (Mara Geologico de Cuba, 1962), а также Адамович и Чехович (1963), дожившие ее на XXII Международном геологическом конгрессе в Дели.

заключительной складчатостью альпийского тектогенеза для этой области. Только для Кубы характерны и несколько более ранние складчатые движения в меловое время (субгерцинские), что вероятно, может быть связано с более ранним прекращением складкообразовательных процессов во внешних зонах геосинклинали по отношению к внутренним.

Второй «узел» лежит в области Индонезийского архипелага. Здесь обычно возникает ряд затруднений при переходе от альпийской складчатости, развитой на австралийском участке Тихоокеанского обрамления, относимой, как указывалось выше, к средиземноморскому типу, к собственно Альпийскому геосинклинальному поясу. Имеющийся литературный материал настолько разноречив, что допускает любое толкование. Причина, несомненно, заключается в недостаточной геологической изученности этой территории.

Так, по данным одних исследователей (Архипов, 1964; Архипов, Муратов, Постельников, 1964), Альпийский геосинклинальный пояс за пределами Азиатского материка протягивается через большие Индонезийские острова почти до Новой Гвинеи, где отграничивается от непосредственно примыкающей к ним зоны «Тихоокеанских» альпид разломами в районе островов Хальмахера. Эти авторы указывают, что Индонезийская складчатая система сравнительно слабо изучена, но все же известно, что в состав развитого здесь геосинклинального комплекса входят мощные вулканогенно-осадочные серии пород верхнего мела палеогена и местами, может быть, до неогена включительно, которые существенно не отличаются от развитых в альпийской зоне Новой Гвинеи.

Н. П. Херасков (1963) также протягивает Средиземноморско-Азиатский альпийский пояс до Новой Гвинеи, но, в отличие от упомянутых выше авторов, сокращает ареал его распространения, исключив из его состава полностью Филиппины, Молуккские острова, Сулавеси и северную часть Калимантана, отнеся их к кайнозойской складчатости Тихоокеанского кольца.

Совсем по-иному решает вопрос Ю. М. Пушаровский (1964₂), отнеся зону альпийской складчатости, располагающуюся на островах Суматра, Ява, Тимор и др. (Малайские дуги Банда по Г. Штилле, 1964₁), к Тихоокеанскому типу. В результате образовался западный «аппендикс» Тихоокеанского обрамления, отходящий от Новой Гвинеи и упирающийся в складчатость бирманского отрезка Альпийского Тетиса в области Араканского хребта Западной Бирмы. К Тихоокеанскому типу отнесена и складчатость цепочки Андаманских и Никобарских островов, являющихся, по мнению других исследователей, прямым продолжением складчатых сооружений восточного обрамления Индийской платформы (Архипов и др., 1964; Белоусов, 1954; Херасков, 1963; Штилле, 1964₁ и др.).

Можно еще раз заметить, что при современной изученности этих островных дуг Индонезийского архипелага легко, вероятно, найти доводы за и против такого построения. Однако, как нам кажется, присутствие, например, варисцид в нижнем структурном этаже альпийской складчатости на острове Суматра, а также в пределах «шпоры Сула» (рис. 4) исключает возможность ее отнесения к камчатскому типу. Б ряде других мест разрезы палеозоя не вскрыты, а мезокайнозой — недостаточно изучены. Также не выяснены их структурные соотношения и условия залегания, поэтому вопрос типа складчатости не всегда ясен.

Г. Штилле (1964₁) посвятил специальную статью тектонике этого сложного участка. Разделяя Индонезийский архипелаг на две тектонические зоны: внутреннюю, сложенную палеозойской и мезозойской складчатостью, и внешнюю, образованную двумя цепочками островов, именуемыми дугами Банда, он определяет время завершения складчатости этой внешней зоны, сопровождавшейся гранитными интрузиями, как конец мела и «внутри третичного периода». Далее Г. Штилле указывает, что в этой внешней зоне уже «угасла тектоника альпинотипного вида», и

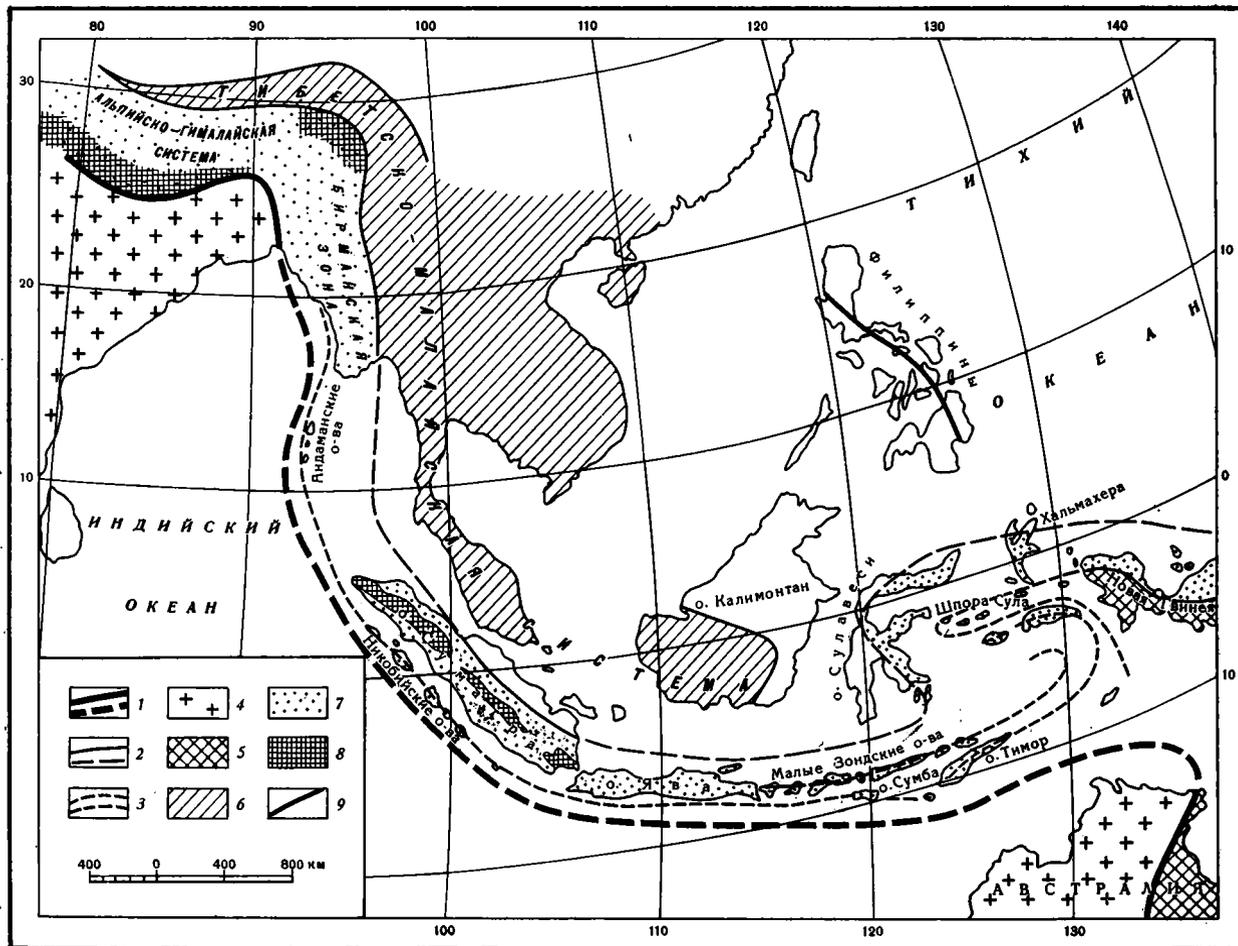


Рис. 4. Тектоническая схема Малайского архипелага

1 — границы Гондваны (установленные и предполагаемые); 2 — границы альпийского складчатого пояса (установленные, предполагаемые); 3 — дуги Банда; 4 — древние кратоны; 5 — эпипалеозойские плиты; 6 — области развития мезозойской складчатости; 7 — области развития альпийской складчатости Средиземноморского типа; 8 — палеозонды в альпийской складчатой зоне; 9 — разломы

эту складчатость можно считать завершенной (в отличие от Камчатского типа.— В. С.). Кроме того, им отмечается значительное сходство складчатости внешней зоны (дуг Банда) с средиземноморскими Альпами даже в отношении фаз складчатости. Складчатость дуг Банда через восточную часть острова Сулавеси он соединяет с альпийской складчатостью Новой Гвинеи, которая, как нами уже упоминалось, входит в единую систему складчатости, обрамляющей Австралию и относящейся к Средиземноморско-Гималайскому типу.

Морфологические особенности дуг Банда, образующих систему поднятий (цепочки островов), разделенных глубокими морскими впадинами (например, грабены Тимора), рассматриваются как результат проявления молодых тектонических процессов третичного и, может быть, четвертичного времени германотипного характера.

Совершенно логично, с нашей точки зрения, вдоль южной границы альпийских складчатых дуг Индонезийского архипелага Г. Штилле проводит границу Гондваны. В соответствии с этим можно полагать, что и краевой прогиб альпийской складчатости должен располагаться к югу от этих дуг, как это имеет место по северному обрамлению Индийской платформы, а не к северу от них, как это показано на карте Н. П. Хераскова (1963).

При таком понимании мы здесь, очевидно, имеем случай, когда океан, поглотив участок древней Гондваны, оставил на поверхности часть обрамлявших его альпийских складчатых сооружений.

Кстати, изучение подобного участка, вероятно, может дать некоторый дополнительный материал также и для решения вопроса в пользу одной из двух существующих теорий образования океанов или, может быть, для выяснения тектонической природы хотя бы одного Индийского океана.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение можно привести основные выводы и сделать еще некоторые дополнения.

1. Альпийская складчатость, развившаяся на островах, обрамляющих восточное побережье Австралии, по своему характеру, структурным особенностям, истории развития и времени проявления может быть сопоставлена со средиземноморской альпийской складчатостью. Основной характерной отличительной особенностью последней является ее связь с областями распространения варисцийской складчатости. На закончивших свое развитие палеозоидах, в определенных структурных зонах¹, в конце палеозоя — начале мезозоя, происходит регенерация геосинклинальных условий, заканчивающаяся формированием альпийской складчатости, как например в Центральной Америке.

2. Иной тип представляет собой «Тихоокеанская» кайнозойская складчатость, история образования которой связана не с палеозоидами, а с областями развития мезозойской (киммерийской) складчатости, как это можно наблюдать в Азиатско-Аляскинском и Калифорнийском секторах северной половины Тихоокеанского обрамления.

3. Альпийская складчатая система, сопровождающая с востока и севера Австралийскую платформу, легко прослеживается на запад, в область Евразийского Тетиса и таким образом смыкается с ним, а не составляет какой-либо части «Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца».

4. Андийская складчатая система, расположенная в восточной части южного полукольца Тихоокеанского обрамления, охватывающая Южно-Американскую (Бразильскую) древнюю платформу с запада и севера

¹ В. Зоубек (1965) именует такие зоны «недозревшими» платформами.

на основании тех же признаков, что и Австралийские альпиды, относятся к средиземноморскому типу альпийской складчатости.

5. В целом на земной поверхности распространение альпийской складчатости средиземноморского типа прослеживается в пределах сравнительно узкого пояса, охватывающего внешние контуры всех древних «остаточных» платформ Гондваны, т. е. Бразильской, Африкано-Аравийской, Индийской, Австралийской и Антарктической.

Нигде в других местах в пределах современных материков складчатость этого типа не проявилась. Такая зависимость не может быть случайной и, вероятно, может служить доказательством существования единого структурного элемента земной коры, контролировавшего возникновение и развитие этой складчатой системы. Таким структурным элементом, как мы видели, является древняя платформа Гондваны.

Следовательно, обрамляющая ее однотипно развивавшаяся альпийская тектоническая зона по праву может быть названа Кольцом Гондваны.

6. Палеозойские складчатые сооружения, наращивающие внешние края древних платформ Гондваны, в отличие от альпид Кольца Гондваны, не образуют узкую опоясывающую зону, а имеют чрезвычайно широкое распространение. Область их развития уходит далеко за пределы обрамления Гондваны, охватывая огромные межкратонные пространства северного полушария.

7. Складчатые структурные зоны альпийской системы, наследуя в целом общие простирающиеся предшествующей палеозойской складчатости, местами пересекают последнюю в разных направлениях. В результате этого альпиды то вплотную прижимаются к краям древней Гондваны, полностью перекрывая палеозойды, то отступают от ее окраин, и тогда палеозойские складчатые сооружения, слагающие в альпийской зоне нижний структурный этаж, выступают на поверхность, как например в Австралии, в Атласской цепи Северной Африки, на отдельных участках Альпийско-Гималайского пояса, в Патагонии и ряде других мест.

8. Интересно отметить, что внутренние края древних платформ Гондваны, т. е. края, обращенные к Индийскому и южной части Атлантического океанов, поразительно отличаются от внешних краев полным отсутствием геосинклинальной активности. Здесь нигде не происходит наращивание древних платформ более молодыми складчатыми системами. Иначе говоря, динамическая картина, наблюдаемая вокруг их внутренних контуров, является полной противоположностью той, которую мы наблюдаем в области обрамления внешних контуров. Внутренние края древних платформ этой системы, как правило, остаются «голыми». Это обстоятельство также, вероятно, может служить доказательством сравнительно недавнего расчленения Гондваны.

В качестве исключения из этого правила могут быть указаны Капиды на юге Африканского материка, однако их природа еще не может считаться выясненной. Несомненно лишь то, что развитие здесь дислокации тесно связаны с интенсивно проявившейся зоной разломов. Ее продолжение, может быть, следует искать между Южной Америкой и Землей Грейама в области «дугообразно изогнутых» Антарктид.

9. Упомянутое выше «однобокое» обрастание древних платформ Гондваны молодыми складчатыми системами не является общим свойством всех древних платформ, например северного полушария, что еще раз свидетельствует о своеобразных свойствах вновь образовавшихся внутренних границ платформ Гондваны. По поводу этого отличия в развитии материков, обрамляющих юг Тихого океана от кратонов северного полушария, интересно вспомнить высказывание Г. Штилле в отношении того, что «Северная и Южная Америка по своему геологическому развитию — два совершенно отдельных мира. Так, например, Северная рас-

чирялась за счет возникновения новых складчатых поясов, по своей периферии, а Южная только с севера и запада».

10. На основании всего сказанного о размещении и истории развития альпид Кольца Гондваны неизбежно приходим к выводу, что на протяжении всего отрезка времени от начала мезозоя и до конца палеогена включительно Гондвана, вероятно частично уже расчлененная морскими пространствами, все еще проявляет себя как единое целое и продолжает оказывать одинаковое влияние на ход тектонических процессов на всем громадном протяжении всего своего обрамления, т. е. вдоль всех своих внешних границ. Об этом может свидетельствовать формирование единой, однотипной в смысле истории развития, тектонической зоны, составляющей альпийское Кольцо Гондваны.

Предположения о длительности перестройки континентальной коры в океаническую, вероятно, не может служить помехой для таких выводов, так как существуют данные, позволяющие считать этот процесс достаточно кратковременным. Например, для Северной Атлантики его начало относят ко второй половине олигоцена (Шейнман, 1964).

С другой стороны, может быть, не исключена возможность решения вопроса расчленения Гондваны и с мобилистических позиций, если признать чрезвычайно молодой возраст Атлантики, в пользу которого также имеются интересные высказывания Ю. М. Шейнмана (1965), который приходит к выводу, что «Атлантический срединный хребет не может быть древнее альпийской складчатой зоны».

11. Таким образом, формирование альпид южной половины обрамления Тихого океана, составляющих часть альпийского Кольца Гондваны, связано в первую очередь не с тектоническими процессами, протекавшими в пределах Тихого океана, а с развитием древней платформы Гондваны.

Наличием этого грандиозного структурного элемента земной коры, вероятно, объясняются многие отличительные особенности строения и развития северных древних платформ, отделенных от платформ Гондванской системы Средиземноморско-Азиатским Тетисом, Малайским Тетисом и в Новом Свете — Антильским Тетисом.

В заключение хотелось бы сделать некоторые замечания, не имеющие прямого отношения к затронутым в статье вопросам, но касающиеся выяснения условий и времени образования Тихого океана. При изучении этих вопросов следует, вероятно, учитывать, что различная история развития и структурные особенности южной и северной частей Тихоокеанского обрамления позволяют предполагать и различия в истории развития северной и южной половин океанического пространства. В связи с этим определенный интерес, вероятно, представляют палеозонды Центральной Америки. Эта складчатость, охватившая все пространство между древними платформами Южной и Северной Америки, имеет в общем северо-восточное — юго-западное простирание, и на западе срезается береговой линией Тихого океана. Можно полагать, что для определения времени образования южной половины океана важно выяснить возможность продолжения этой складчатой системы в западном или южном направлениях.

Литература

- Адамович А. Ф., Чехович В. Д. Основные черты геологического строения Восточной Кубы. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, т. 38, вып. 6, 1963.
- Апрелков С. Е., Бондаренко В. Н. Новые данные о геологии юго-восточной Камчатки. Сов. геология, № 3, 1965.
- Архипов И. В. Очерки тектоники островов Индонезийского архипелага. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 113, 1964.
- Архипов И. В., Муратов М. В., Постельников Е. С. Основные черты строения и истории развития Альпийской геосинклинальной области. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр., Проблема 11, Изд-во «Недра», 1964.

- Атлантический океан. Карта рельефа дна. Масштаб 1 : 20 000 000, ред. Л. К. Затонский, Изд. ГУГК, 1964.
- Бархатов Б. П. Тектоника Памира и его положение в орогеническом поясе Гондваны. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр. «Гималайско-альпийский орогенез». Изд-во «Недра», 1964.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолиздат, 1954.
- Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли. Сов. геология, № 6, 1960.
- Ван-Беммелен Р. Б. Геология Индонезии. Перевод с англ. Изд-во иностр. лит., 1957.
- Вильсон А. Ф., Компстон В., Джефри П. М. Возраст докембрийских пород Австралии по данным радиоактивных методов. Вопросы геотектоники. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Вопросы геологии Австралии. Изд-во «Мир», 1965.
- Воронов П. С. Тектоника и неотектоника Антарктиды. Антарктические доклады комиссии 1963 г. Межведомственная комиссия по изучению Антарктиды. Изд-во «Наука», 1964.
- Вуд Б., Гриндли Дж., Харингтон Х. Геологический очерк Новой Зеландии. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Герт Г. Геология Анд. Изд-во иностр. лит., 1959.
- Гутенберг Б. Физика земных недр. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Зубек В. Некоторые закономерности рудообразования в связи с магматизмом и тектоникой в Чешском массиве и западных Карпатах. Геология и Геофизика, № 5, 1965.
- Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1954.
- Ирдли А. Тектоническая связь Северной и Южной Америки. Вопросы современной зарубежной тектоники. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Климов Л. В., Равич М. Г., Соловьев Д. С. Геологическое строение Антарктической платформы. Сб. «Антарктида», докл. комиссии 1963 г. Межведомственная комиссия по изучению Антарктики. Изд-во «Наука», 1964.
- Колотухина С. Е. и др. Геология месторождений редких элементов Африки и их экономическое значение. Изд-во «Наука», 1964.
- Колотухина С. Е. Тектоническое развитие Бразильского щита, Геотектоника, № 4, 1966.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А., Федоров Н. А. Тектоническая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр., Изд-во «Недра», 1964.
- Мак Ф. К. К палеогеографии Гондваны. Тр. XXI Междунар. геол. конгр., вып. 1. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Меланхолина Е. Н. Очерк геологического строения и развития кайнозойской тектонической зоны запада штатов Орегона и Вашингтона (США). Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 113, Изд-во «Наука», 1964.
- Муратов М. В. Проблема происхождения океанических впадин. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., № 5, 1957.
- Муратов М. В. Тектонические структуры альпийской геосинклинальной области Восточной Европы и Малой Азии и история их развития. Докл. сов. геол. на XXI сессии Междунар. геол. конгр. Проблема «Деформация пород и тектоника». Изд-во АН СССР, 1960.
- Муратов М. В. История тектонического развития Альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1962.
- Муратов М. В. Тектоническая карта Южной Америки. Физ.-геогр. атлас Мира, Изд-во ГУГК, 1964.
- Нагибина М. С. Типы палеозойских структур Тихоокеанского пояса Азии. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр. Сб. «Гималайский и альпийский орогенез», Проблема 11. Изд-во «Недра», 1964.
- Островные дуги. Сб. статей, перевод с англ., Изд-во иностр. лит., 1952.
- Поликарпов В. П., Казьмин В. Г. Докембрий и палеозой сев.-зап. части Аравийского полуострова. Сов. геология, № 3, 1965.
- Постельников Е. С., Затонский Л. К., Афремова Р. А. Тектоническое развитие и структура Индокитая. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 108, Изд-во «Наука», 1964.
- Пушаровский Ю. М. Очерк строения и развития Алеутско-Аляскинской тектонической зоны. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 89, 1963.
- Пушаровский Ю. М. Опыт общего структурного районирования Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр. Сб. «Гималайский и альпийский орогенез». Проблема 11. Изд-во «Недра», 1964.
- Пушаровский Ю. М. Пути тектонического районирования пояса кайнозойских структур, обрамляющих Тихий океан. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 113, Изд-во «Наука», 1964.
- Пушаровский Ю. М., Меланхолина Е. А. Особенности тектонического строения калифорнийской складчатой зоны. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 89, 1963.

- Равич М. Г. Геология Антарктиды. Антарктические доклады комиссии 1963 г. АН СССР. Межведомственная комиссия по изучению Антарктиды. Изд-во «Наука», 1964.
- Равич М. Г., Климов Л. В., Соловьев С. Д. Докембрий Восточной Антарктиды (ред. Р. Г. Судовиков). Тр. НИИГА, Изд-во «Недра», 1965.
- Равич М. Г., Крылов А. Я. Абсолютный возраст горных пород Восточной Антарктиды. Антарктика, докл. Межведомственной комиссии. Изд-во «Наука», 1963.
- Салоп Л. И. Геологическая интерпретация данных аргонового метода определения абсолютного возраста горных пород. Геология и геофизика, № 1, 1963.
- Смирнов С. С. О тихоокеанском рудном поясе. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1964.
- Соболевская В. Н. Тектоническая карта Австралии. Масштаб 1 : 20 000 000. Физ. геогр. атлас Мира, ред. А. Л. Яншин, М. В. Муратов, Изд. ГУГК, 1964.
- Соболевская В. Н. Основные черты тектонического строения Австралии. Геотектоника, № 4, 1965.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1 : 5 000 000, ред. Н. С. Шатский, 1956.
- Тектоническая карта Северной Америки. Физ.-геогр. атлас Мира, Изд-во ГУГК, 1964.
- Удинцев Г. Б. Рельеф и структура дна Тихого океана. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр., Сб. «Гималайско-альпийский орогенез». Изд-во «Недра», 1964.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 91, Изд-во «Наука», 1963.
- Хиллс Е. Ш. Тектоническое строение Австралии. Вопросы современной зарубежной тектоники. Сб. статей, Изд-во иностр. лит., 1960.
- Шатский Н. С. Геотектоническая закономерность распространения эндогенных рудных месторождений. Изв. вузов, Геология и разведка, № 11, 1960.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. Объяснительная записка к тектонической карте СССР и сопредельных стран, масштаб 1 : 5 000 000, 1957.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. О Международной тектонической карте Европы. Масштаб 1 : 2 500 000. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1961.
- Швольман В. А. Тектоника Филиппинского архипелага. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 113, Изд-во «Наука», 1964.
- Шейнманн Ю. М. Длительность перестройки континентальной коры в океаническую (на материале Северной Атлантики). Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1964.
- Шейнманн Ю. М. Об одной особенности срединных океанических хребтов. Геотектоника, № 4, 1965.
- Штилле Г. Малазийский архипелаг и Альпы. Избр. труды, Изд-во «Мир», 1964₁.
- Штилле Г. Тектоническое развитие Индокитайского полуострова и отрогов Юго-Восточной Азии. Избр. труды, Изд-во «Мир», 1964₂.
- Штилле Г. Пра- и неоокеаны. Избр. труды, Изд-во «Мир», 1964₃.
- Штилле Г. «Атлантическая» и «Тихоокеанская» тектоника. Избр. труды. Изд-во «Мир», 1964₄.
- Штилле Г. Некоторые данные и соображения о мировых океанах и обрамляющих их районах. Избр. труды, Изд-во «Мир», 1964₅.
- Штилле Г. Тектоническое развитие Америки как восточного обрамления Тихого океана. Избранные труды. Изд-во «Мир», 1964₆.
- Штрейс Н. А. О происхождении Гондваны. Междунар. геол. конгр., XXII сессия, Проблема 9, Изд. «Наука», 1964.
- Яншин А. Л. Объяснительный текст к тектонической карте Евразии. Геотектоника, № 5, 1965.
- Bruce C., Heezen and Marie Tharp. Physiographic Diagram of the South Atlantic Ocean. Columbia Univers. Publ. by Geol. Soc. of America, New York, 1962.
- Bubhoff S. Die Tektonik Japans und der Bau des pazifischen Saumes von Ostasien, Naturwiss, 1942.
- Carey W. R. Papua and New Guinea, 1964.
- David I. Geological map of the Commonwealth of Australia. Arnold, London, 1950.
- Fallop P. Le Probleme de l'espace en tectonique. Abh. dtsh. Akad. Wiss, Berlin. H. 1, Klasse III, 1960.
- Geisler W. Aufbau und Tektonik des Festlandes von Australien. Geol. Rundsch., 21, 1930.
- Glaessner M. F. Geotectonic position of New Guinea Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 34, 1950.
- Hill D. Hon. Editor. J. Geol. Soc. of Australia, v. 7, Adelaide, 1960.
- Hills F. Sh. Some aspects of the tectonics of Australia. J. Roy. Soc., N. S. W., 79, pp. 67—91, 1946.
- Hills E. S. The tectonic style of Australia. Geotectonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille, 1956.
- Kölbel H. Die tektonische Entwicklung Australiens. Geotekt. Forsch., H. 7—8, Berlin, 1945.
- Mapa Geologico de Cuba, Redactores: A. Nunez и др., Масштаб 1 : 1 000 000, Cuba, 1962.
- Sen A. Die Geologie der Insel Barbados und die Morfogenese der umliegenden marine Grossformen. Erlg. Geol. Helv., 10, N 2, Basel, 1948.

- Stille H. Einführung in den Bau Amerikas, Berlin, Verlag von Borntraeger, 1940.
 Stille H. Die Tectonische Entwicklung Amerikas als der Ostumrahmung des Pazifik. Geotekt. Forsch., 4, 1942.
 Stille H. Die tektonische Entwicklung der neaustralischen Inselwelt. Geotektonische Forschungen, Doppelheft 7—8, 1945.
 Stille H. Die zirkumpazifische Faltungen in Raum und Zeit. Geotekt. Forsch. No 7—8, 1945.
 Stille H. Die Zirkumpazifische Serotektonik als derzeitiger Schlußakt im Entwicklungsgange des Zirkumpazifikums. Akadem. Verlag, Berlin, 1960, Abh. dtsh. Akad. Wiss., Klasse III, Heft 1.
 Urry G. F. The Pulse of the Earth, 2-ed, 1947.
 Walkom A. B. The limits of the Permian System in Australia Ind. Geol. Congr. Washington, Rep. 16, Sess USA, 1933, 1, 1936.
 Wellman H. W., Structural Outline of New Zealand. N. Z. Dep. Sci. industr. Res. Bull., 121, 1956.

Геологический институт
 АН СССР

Статья поступила
 12 мая 1965 г.

V. N. SOBOLEVSKAYA

**ON THE PROBLEM OF POSITION OF THE ALPINE FOLDED ZONE
 OF THE ISLANDS EAST OF AUSTRALIA IN THE «CIRCUM — PACIFIC» SYSTEM
 AND THE CIRCUM — GONDWANA BELT**

The investigation of folded structures of different ages, framing the Pacific, has been determined by the concepts of the Pacific as the oldest main tectonic unit of the Earth's crust. These structures have been considered as a genetically united system — «die zirkumpazifischen Faltungen» (H. Stille) or the «Circum — Pacific belt».

The Alpine folding of Mediterranean type preceded by the formation of the Paleozoic Variscian geosynclinal folded system is widespread in the southern parts of the Pacific, whereas the Alpine folding of so-called Pacific or Kamchatka type conjugated with the areas of the Mesozoic (Asiatic and Nevadian) foldings is confined to its northern parts. Possible effects of the adjacent major tectonic features were, however, neglected in attempts to elucidate the origin of those differences.

The author tries to demonstrate the structural position of Alpine folded systems of the southern Pacific to be determined by the edges of ancient Australian and Brazilian platforms. The development of the folding of this type can be traced through the Mediterranean — Asiatic Tethys, Malayan Tethys and Antarctica round all the exterior boundaries of ancient platforms of Gondwana. The Alpides of Mediterranean type are not known elsewhere.

Thus, Gondwana as an united structural element was still existing during the geosynclinal evolution of Alpine folded systems as evidenced by their structural position. These systems constitute a united belt called here the Circum — Gondwana belt.

Geological Institute of the
 USSR Academy of Sciences
 Moscow

УДК · 551.243.4 (571.85)

Г. П. АВДЕЙКО, Н. Б. ЗАБОРОВСКАЯ, М. С. МАРКОВ

**О ХАРАКТЕРЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО
ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА И КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОЙ
СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ**

О геологическом строении п-ова Елистратова, располагающегося на стыке Охотско-Чукотского вулканического пояса и Корякско-Камчатской складчатой области, до последнего времени было известно крайне мало. В. С. Смолич в 1951 г. выделил здесь верхнетриасовые, нижнемеловые (?) и неогеновые эффузивно-осадочные и осадочные образования, прорванные меловыми интрузиями гранитов, гранодиоритов и пироксенитов.

На основе этих крайне скудных данных и рассматривалась тектоническая позиция полуострова. Лишь в последние годы появились некоторые новые факты, заставившие по-иному рассматривать тектоническое положение этого района. Так, М. А. Пергамент (1964) выделил здесь морские образования сеноман-туронского возраста и несогласно перекрывающую их континентальную толщу турона-нижнего сенона. Он считает, что «меловой разрез п-ова Елистратова является западным аналогом гилацкой серии и перекрывающих ее отложений Камчатско-Корякской области...» (Пергамент, 1964). Кроме того, он указывает на возможность нахождения здесь и более древних апт-альбских отложений.

Н. Е. Калининкова выделила на п-ове Елистратова альб-туронские и турон-нижнесенонские терригенные образования, а также вулканогенно-осадочную толщу валанжина.

В отношении структурной приуроченности п-ова Елистратова мнения упомянутых авторов расходятся. М. А. Пергамент относит его к переходной зоне между Охотско-Чукотским вулканическим поясом и Корякско-Камчатской складчатой зоной, отмечая развитие среди меловых отложений полуострова пород, сходных с образованиями Таловско-Майнского антиклинория. Однако в их разрезах резко увеличивается количество вулканогенных пород. Н. Е. Калининкова считает п-ов Елистратова продолжением Таловско-Майнского антиклинория Корякско-Камчатской складчатой зоны.

В результате проведенных нами исследований выяснилось, что п-ов Елистратова в западной своей части сложен континентальными, преимущественно вулканогенными образованиями апт-альбского (?) возраста, аналогичными отложениями Охотско-Чукотского вулканического пояса, а в восточной его части распространены морские и лагунно-континентальные терригенные и туфогенные отложения нижнего и верхнего мела, идентичные одновозрастным отложениям Валижгенского поперечного поднятия Корякско-Камчатской складчатой области (рис. 1).

Рассмотрим геологическое строение этих частей п-ова Елистратова.

Западная часть полуострова Елистратова сложена толщей мощностью около 4 км андезитов, андезито-базальтов, значительно реже — андезито-дацитов и их туфов, переслаивающихся с мощными (300—900 м) пачками туфоконгломератов, туфопесчаников, туфоалевролитов. В самой верхней части разреза появляются прослойки углистых

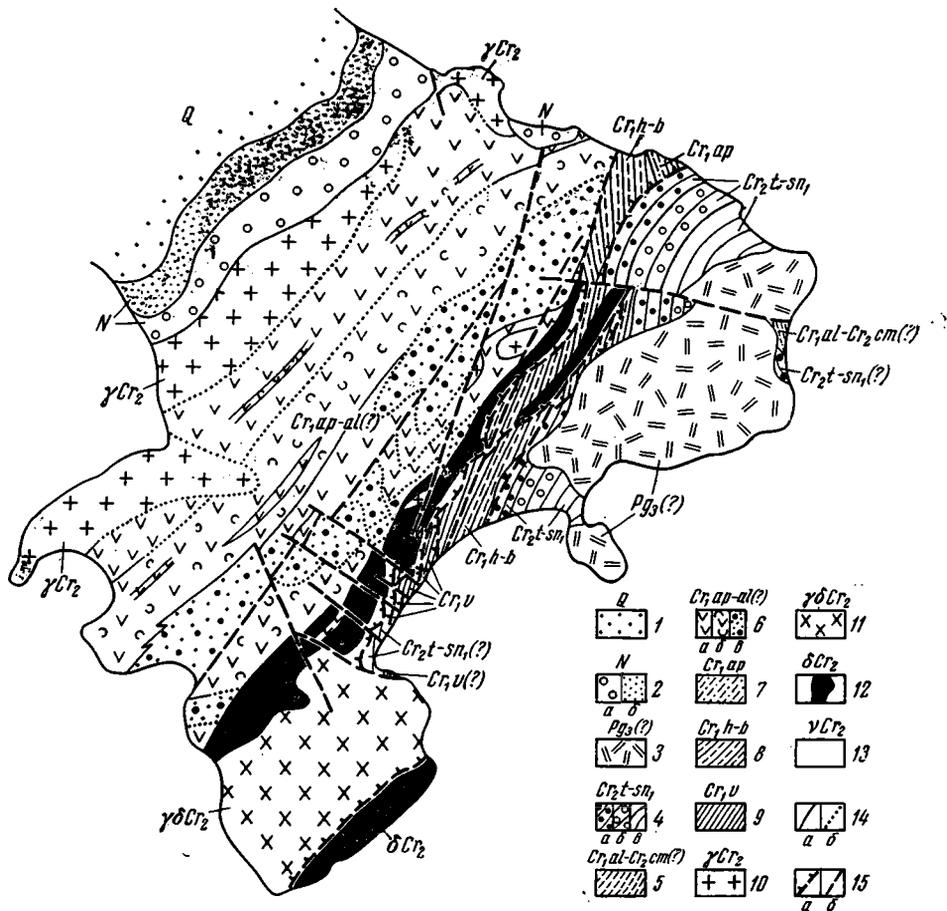


Рис. 1. Геологическая карта п-ова Елистратова.

1 — нерасчлененные образования четвертичной системы; 2 — неогеновая система: а — нижняя (песчаниковая) толща, б — верхняя (глинистая) толща; 3 — палеогеновая система, олигоцен (?); базальты, андезиты, дациты; меловая система: 4 — турон-нижнечесонские образования нерасчлененные: а — пенжинский горизонт (конгломераты и песчаники), б — нижняя подсвита Быстринской свиты (песчаники), в — верхняя подсвита Быстринской свиты (конгломераты, песчаники, алевролиты); 5 — альбский и сенманский ярусы (?) нерасчлененные (песчаники); 6 — аптский и альбский ярусы (?) нерасчлененные (вулканогенно-осадочные образования): а — преимущественно андезитовые лавы, б — туфы того же состава, в — конгломераты и песчаники; 7 — аптский ярус (песчаники, алевролиты, андезито-базальтовые туфобрекнии); 8 — готеривский и барремский ярусы нерасчлененные (песчаники, алевролиты, андезито-базальтовые туфобрекнии); 9 — валанжинский ярус (песчаники, конгломераты, кератофиры). Верхнемеловые интрузии: 10 — граниты; 11 — гранитонды; 12 — ультраосновные породы; 13 — габбро; 14 — геологические границы: а — прослеженные, б — предполагаемые; 15 — разрывные нарушения: а — надрвиги, б — разломы

аргиллитов мощностью в 1—5 см, содержащих обильный растительный детрит. Возраст этих образований определяется нами как апт-альбский на основании их литологического сходства с толщей вулканогенно-осадочных пород бассейна р. Иттитят (восточная часть п-ова Тайгонос), из которой нами собраны остатки *Ginkgo ex gr. sibirica* Heer, *Cephalotaxopsis cf. acuminata* Kryshch. et Pryn., *Elatocladus aff. ketovae* Vassil., *Coniopteris aff. saportana* (Heer) Vachr., свидетельствующие, по заключению Е. Л. Лебедева, о раннемеловом, скорее всего апт-альбском, возрасте вмещающих отложений.

Осадочно-вулканогенная толща слагает синклиналию складку с осью север-северо-восточного простирания и размахом крыльев около 10 км. Северо-западное крыло этой складки к востоку от выходов гранодиоритов м. Клинового и гранитоидов Тайгоносского массива представ-

ляет собой в целом простую моноклираль, падающую на юго-восток под углами 40—45°. Слагающие его породы пронизаны многочисленными дайками диорит-порфиринов и гранодиорит-порфиров, простирающимися, как правило, в двух направлениях: северо-восточном и близширотном. Особенно много даек близ контакта с гранодиоритовым массивом м. Клинового.

Юго-восточное крыло складки, прорванное на юго-востоке интрузией гипербазитов, тоже представляет собой моноклираль, наклоненную на северо-запад под углами 30—50°.

Замка складки наблюдать не удалось. Судя по элементам залегания слагающих ее пород, он располагается на правом берегу безымянного ручья, в 6,5 км к юго-востоку от м. Клинового. Породы углистой пачки, залегающие в ядре синклинали, пересекаются вертикальной дайкой диорит-порфиринов мощностью около 100 м, внедрившейся по плоскости разлома северо-восточного простираия. Вблизи него породы сильно раздроблены и нарушены небольшими разломами типа взбросов и сбросов. Шарнир складки сначала довольно полого погружается на северо-восток. В районе верховьев левого притока ручья Неважного наблюдается небольшой поперечный антиклинальный перегиб складки. Далее шарнир вновь погружается в северо-восточном направлении.

Небольшая по площади восточная часть п-ова Елистратова сложена морскими и континентальными терригенными и туфогенными образованиями нижнего и верхнего мела. На юго-востоке полуострова в центральной части бухты Горных Кузнецов (юго-западнее мыса Среднего) в основании их разреза залегают отложения валанжинского яруса (мялекасынская свита): туфоалевролиты, туфопесчаники, туфоконгломераты с *Aucella volgensis* Lah., *A. terebratuloides* Lah., *A. bulloides* Lah. и другими окаменелостями. Эти отложения подстилаются пачкой кератофинов видимой мощностью около 90 м. Мощность валанжинских образований не установлена.

Выше по разрезу в бухте Горных Кузнецов располагаются нерасчлененные отложения готеривского и барремского ярусов (свита «Маметчинских гор»). Контакт их с валанжинскими образованиями тектонический. Это толща туфопесчаников и туфоалевролитов с прослойками андезито-базальтовых туфобрекчий и туфов мощностью около 210 м, с остатками *Inoceramus* ex gr. *aucella* Trautsh., *Oxytoma* (?) sp. indet., *Ostrea* sp. indet., *Modiolus* (*Volsella*) sp. indet. и др. По заключению М. А. Пергамента, фауна свидетельствует о позднеготеривском-раннебарремском возрасте вмещающих ее отложений.

Выходы барремских отложений отмечаются также в основании мелового разреза на северном побережье полуострова. Контакт их с вулканогенно-осадочными образованиями западной части полуострова тектонический. Видимая мощность разреза—100—140 м.

Вверх по разрезу они постепенно сменяются толщей туфопесчаников, туфоалевролитов и туфобрекчий андезито-базальтов (кармаливаямская свита) мощностью около 130 м. Аптский возраст ее определяется на основании сравнения со стратотипом кармаливаямской свиты восточного побережья Пенжинской губы, а также по находке *Aucellina* (?) *aptiensis* (Orb.) Potp.

На восточном берегу п-ова Елистратова в 2 км к югу от мыса Опасного, возможно, вскрыты вышележащие альб-сеноманские образования, представленные толщей алевролитов и песчаников, часто со своеобразной шаровидно-скорлуповатой отдельностью. В верхней части этой толщи содержатся известковые конкреции с обильными остатками фауны, из которых М. А. Пергаментом определены *Inoceramus* aff. *pennatulus* Perg., *In.* sp. ex gr. *beringensnsis* Perg., *In.* aff. *nipponicus* Nag. et Mat., *In.* cf. *pennatulus* Perg., *In.* sp. indet., *Pecten* sp., *Ostrea* (?), sp. indet., остатки морских ежей, брахиопод. Н. П. Луппов и В. Л. Егоян опреде-

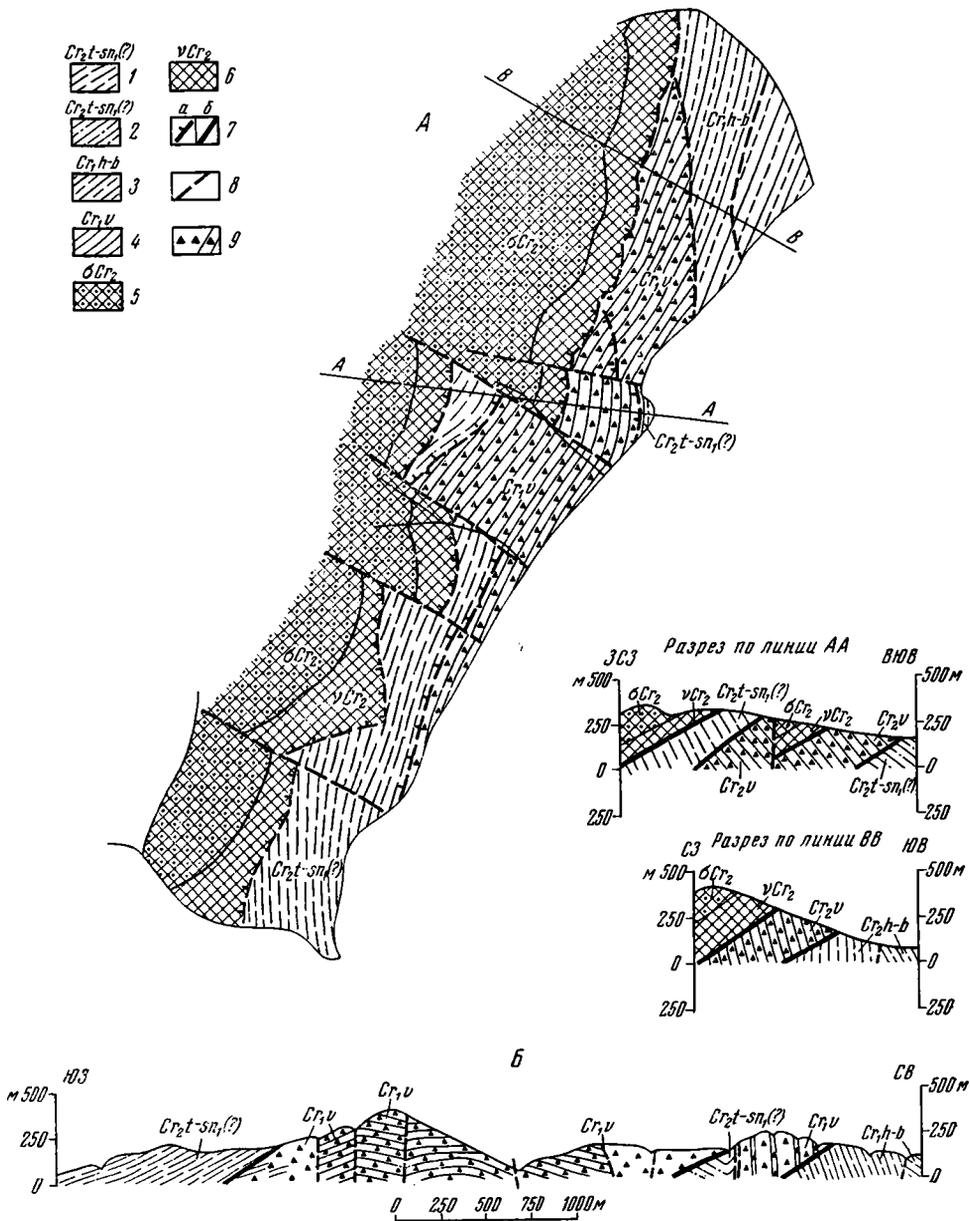


Рис. 2. А — геологическая карта центральной части бухты Горных Кузнецов; Б — геологический разрез по побережью бухты Горных Кузнецов

Меловая система. Верхний отдел. Турон-нижнесенонские образования нерасчлененные. 1 — верхняя подсвита быстринской свиты; 2 — пенжинский горизонт. Меловая система. Нижний отдел: 3 — готервский и барремский ярусы нерасчлененные, свита Маметчинских гор; 4 — валачжинский ярус, мялкасынская свита. Верхнемеловые интрузии: 5 — ультраосновные породы; 6 — габбро; 7 — надвиги; а — на карте, б — на профилях; 8 — разломы; 9 — тектонические брекчин

лили из этой толщи *Eogaudryceras* sp. и *Melchiorites* (?) sp. Мощность альб-сеноманских отложений этого разреза равна 350 м.

Выше по разрезу как в бухте Горных Кузнецов, так и на северном побережье полуострова располагаются верхнемеловые образования. В основании их разреза залегает толща конгломератов и песчаников с углистыми прослойками, мощностью 400—440 м, объединяемых в пенжинский горизонт валижгенской свиты. Е. Л. Лебедев собрал из нижней

части толщи богатую флору: *Hepaticites jimboi* (Krysht.) Vachr., *Anemia* aff. *piskranensis* Krysht. et Baik., *Asplenium dicksonianum* Heeg и многие другие остатки.

Отложения пенжинского горизонта в обоих разрезах согласно перекрыты толщей песчаников нижней подсвиты быстринской свиты, в которой в бухте Горный Кузнецов найдены *Coilopoceras* sp. (определение В. В. Друщица), обломки развернутого аммонита, *Inoceramus* sp., редкие отпечатки хвойных. Мощность подсвиты в северном разрезе 180 м, в бухте Горных Кузнецов — 400 м. Верхняя часть мелового разреза представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами и конгломератами с редкими углистыми прослойками верхней подсвиты быстринской свиты. Мощность ее 350 м. На основании собранных остатков флоры и фауны, М. А. Пергамент, Е. Л. Лебедев и Г. П. Авдейко датируют возраст пород пенжинского горизонта и быстринской свиты как турон-нижнесенонский. Меловые отложения с резким угловым и стратиграфическим несогласием перекрыты толщей андезитов, андезито-базальтов, андезито-дацитов и их туфов, условно относимой нами к образованиям олигоцена, мощностью 250—300 м.

Меловые образования восточной части п-ова Елистратова слагают западное крыло крупной синклинальной складки, более восточные части которой погребены под водами Пенжинской губы.

Нетрудно видеть полную идентичность меловых образований восточной части п-ова Елистратова с меловыми отложениями Валижгенского поперечного поднятия Корякско-Камчатской складчатой области.

Таким образом, на п-ове Елистратова распространены два резко различных типа разреза меловых отложений: континентальные, преимущественно вулканогенные толщи, свойственные Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу, и морские терригенные, свойственные Корякско-Камчатской складчатой области. Никаких зон, где бы встречались отложения с переходными фациями, здесь не обнаруживается. Эти различные типы разрезов отделены друг от друга зоной разлома, к описанию которой мы и переходим.

Граница описанных выше двух структурно-фациальных зон проходит по разлому, плоскость которого падает на запад-северо-запад под углами в 30—40° и который прослеживается на расстоянии около 40—45 км. Часто он представлен одним разрывом, а иногда разветвляется на несколько параллельных (рис. 2). Почти вдоль контакта этих зон протягивается тело гипербазитов (преимущественно оливиновых перидотитов и их серпентинизированных разновидностей), которые прекрасно картируются, так как их выходы, имеющие ширину от 200 м до 2 км, совершенно лишены растительности. Скальные выходы гипербазитов крайне редки: в основном они прослеживаются по развалам щебенки сине-зеленых и почти черных серпентинитов. Значительно реже встречаются неизменные дуниты и оливиновые перидотиты.

На юго-востоке под гипербазитами над плоскостью разлома залегают крупнозернистое габбро, которое протягивается вдоль тела гипербазитов почти непрерывной полосой, имеющей ширину от 100 до 500 м. Соотношения габбро с гипербазитами не ясны.

Возраст этих интрузий мы датируем как сеноманский, так как, с одной стороны, они рвут осадочно-вулканогенные отложения апт-альба, с другой, — галька их встречена в конгломератах нижней части разреза турон-нижнесенонских отложений. Узкая, сильно вытянутая форма интрузивных тел, их строгая приуроченность к зоне разрыва, сопровождаемой полосой сильно передробленных пород, свидетельствуют, по-видимому, о том, что они внедрились вдоль зоны разлома северо-восточного простирания. Северо-западный контакт гипербазитов с вулканогенно-осадочными отложениями вулканического пояса отчетливо секущий. Юго-восточный контакт имеет иной характер. Никаких признаков секущих

соотношений в лежащем боку интрузивного тела не имеется. В ряде мест отчетливо видно, что контакт гипербазитов и габбро с меловыми образованиями восточной части полуострова проходит вдоль зоны тектонических брекчий. Интрузивные образования, так же как и вмещающие их отложения, очень сильно передроблены.

Строение зоны разлома в разрезе отчетливо видно на юго-восточном побережье п-ова Елистратова в бухте Горных Кузнецов и на северном побережье полуострова. Там, где зону удается наблюдать в хороших вертикальных обнажениях, она почти повсеместно представлена широкой полосой тектонических брекчий. По существу, это зона крутого надвига. Полоса брекчий, имеющая ширину до 500 м, прослеживается вдоль береговых обрывов бухты Горных Кузнецов на расстоянии около 3 км.

Тектонические брекчии представляют собой зеленовато-бурые породы, состоящие из угловатых обломков различного состава. Обломки сильно варьируют по размеру (от 0,5 см до глыб величиной 20×30×10 м). В ряде мест в крупных глыбах, наиболее слабо измененных, обнаружены остатки фауны. В частности, именно в брекчированных породах были найдены остатки валанжинских ауцелл. Брекчии разбиты многочисленными трещинами, выполненными кальцитом.

Выше полосы брекчий, в самой верхней части береговых обрывов, залегают крупнозернистое габбро и ультраосновные породы, нижний контакт которых наклонен на запад-северо-запад под углами 35—40°. Судя по соотношению с рельефом, такое же падение имеет и вся зона брекчий. Под зоной брекчий вскрываются меловые отложения восточной части п-ова Елистратова. На самом юге бухты Горных Кузнецов это конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты с прослойками углей. Толща на основании литологического сходства сопоставляется нами с верхнебыстринской подсвитой. Слои ее наклонены под углами 20—50° под габбро и гипербазиты. Севернее выходы этой толщи срезаны разломом, в соприкосновении с которым далее приведены отложения валанжина, слагающие очень пологую антиклиналь, отчетливо различимую в береговых обрывах южной части бухты Горных Кузнецов. В ядре антиклинали вскрыты сильно измененные и брекчированные кератофиры, выше которых залегают песчаники, содержащие остатки ауцелл. Песчаники, как правило, превращены в тектоническую брекчию, в которой остатки фауны сохраняются лишь в наиболее крупных обломках. Далее при движении на север в нижней части береговых обрывов вскрываются зеленовато-серые конгломераты и гравелиты пенжинского горизонта, слагающие небольшую синклиналь. В средней части обрыва по линии очень пологого надвига на эту синклиналь надвинуты валанжинские образования (рис. 3).

Еще далее на север валанжинские отложения срезаются зоной надвига. Последняя граничит с готерив-барремскими отложениями, вблизи надвига сильно брекчированными, а в некотором удалении от него поставленными на голову. Далее зона надвига уходит в глубь полуострова, где отчетливо картируется по выходам гипербазитов и измененных пород. Детали ее строения мы видим вновь только на северном побережье п-ова Елистратова. Здесь зона распадается на несколько параллельных надвигов, по одному из которых аптские отложения надвинуты на турон-нижнесенонские образования. Породы, слагающие всяческое крыло надвига, разбиты целой серией небольших пологих надвигов с амплитудой смещения по ним в 1,5—2,0 м. В зоне надвига породы всячего и лежащего крыльев очень сильно передроблены. Вероятно, тектонические брекчии, подстилающие ультраосновные породы и габброиды, разбиты целой серией надвигов, некоторые из этих надвигов можно обнаружить в береговых обрывах бухты Горных Кузнецов. Кроме того, существование разрывов, в общем параллельных зоне надвига, подтверждается развитием в меловых образованиях восточной части полуострова, близ зоны

надвига, многочисленных трещин скалывания, ориентированных параллельно ей. Зона надвига представляет собой как бы серию отдельных линз, каждая из которых ограничена снизу плоскостью надвига. Кроме того, к этой зоне приурочены более молодые по возрасту разрывы сбросового характера.

Таким образом, два разных типа разреза меловых отложений п-ова Елистратова отделены друг от друга зоной разлома, которая по

особенностям своего строения является крутым надвигом. К сожалению, в настоящий момент мы не можем хотя бы приблизительно оценить амплитуду горизонтального перемещения по этому надвигу. Однако вряд ли она велика. Интересен вопрос о времени образования надвига. Судя по тому, что в южной части бухты Горных Кузнецов ультраосновные породы и габбро надвинуты на отложения верхнебыстринской подсветы, его нижний возрастной предел следует датировать концом мела. В то же время развите на п-ве Елистратова базальты, андезиты и дациты, внешне сходные с олигоценовыми вулканитами Маметчинского п-ова, перекрывают в зоны надвига, определяя тем самым его верхний возрастной предел. Весьма вероятно, что образование этого надвига следует связывать с достаточно сильными движениями, происходившими в конце верхнего мела в западной части Камчатско-Корякской складчатой области (Белый, 1963).

Можно, однако, твердо говорить о том, что гипербазиты, залегающие сейчас в зону надвига, уже в начале турона были внедрены, размывались и накапливались в виде обломков в конгломератах пенжинского горизонта. Между тем широко известно, что интрузии гипербазитов внедряются, как правило, вдоль зон крупных разрывов. Это заставляет нас предположить, что по крайней мере в конце нижнего мела на границе двух различных типов разреза меловых толщ п-ова Елистратова существовала зона крупного разлома, вдоль которой внедрились массивы гипербазитов. Отсутствие каких-либо переходных фаций между меловыми отложениями западной и восточной частей полуострова свидетельствует, очевидно, о том, что эта зона являлась не только зоной разлома, но и структурным уступом, по обе стороны от которого происходила резкая смена условий накопления меловых отложений. Все эти факторы говорят о том, что в изученном нами районе граница между Охотско-Чукотским вулканическим поясом и Корякско-Камчатской складчатой зоной достаточно четкая и проходит по зоне разлома. История развития этой зоны интересна еще и потому, что здесь удается выявить резкую смену характера тектонических напряжений на границе мела и палеогена. Действительно, если в течение всего мелового периода для вулканического пояса характерно формирование таких типичных структур растяжения, как грабены (Заборовская и др., 1965), то в конце мела растяжение сменилось сжатием. Интересно, что именно на этот рубеж и приходится резкая смена характера вулканизма в пределах пояса,

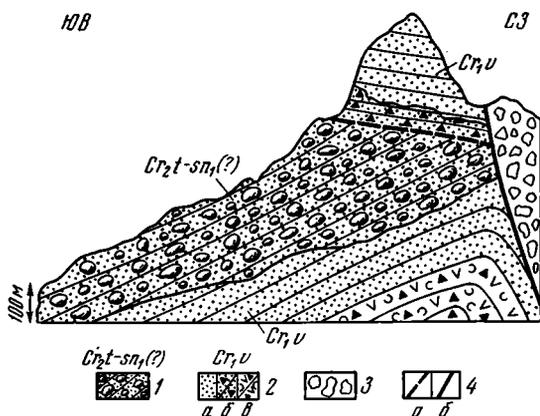


Рис. 3. Надвиг валанжинских песчаников (мялекасынская свита) на верхнемеловые конгломераты (пенжинский горизонт)

Меловая система. 1 — верхний отдел. Турон-нижесенонские образования (?) нерасчлененные (конгломераты); 2 — нижний отдел. Валанжинские образования: а — песчаники, б — тектонические брекчии, в — туфобрекчии и левобрекчии андезитового состава. 3 — осыпь, 4 — разрывные нарушения: а — надвиг, б — сброс

что недавно очень четко показал Е. К. Устиев (1965). Весьма вероятно, что эта резкая смена меловых гранитоидных вулканоплутонических формаций палеогеновыми базальтоидными причинно связана с резкой сменой характера тектонических напряжений в этой зоне.

Литература

- Авдейко Г. П., Пергамент М. А. Вопросы стратиграфии нижнемеловых отложений Корякско-Камчатской зоны. Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 5.
Белый В. Ф. О тектоническом строении правобережья нижнего течения р. Анадырь. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, № 16, 1963.
Заборовская Н. Б., Липков Л. З., Марков М. С., Некрасов Г. Е. Генезис меловых структур полуострова Тайгонос. Геотектоника, № 6, 1965.
Пергамент М. А. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северо-Западной Камчатки. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 39, изд-во АН СССР, 1961.
Пергамент М. А. Меловые отложения полуострова Елистратова. Материалы по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 17, 1964.
Устиев Е. К. О составе родоначальных магм на примере меловых и палеогеновых формаций Охотского вулканического пояса. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1965.

Геологический институт
АН СССР
Институт вулканологии
СО АН СССР

Статья поступила
7 сентября 1965 г.

G. P. AVDEIKO, N. B. ZABOROVSKAYA, M. S. MARKOV

ON THE JOINT CHARACTER OF THE OKHOTSK-CHUKOTSK VOLCANIC BELT AND KORYAK-KAMCHATKA FOLDED ZONE

Two quite different types of sequence of the Cretaceous deposits are known in the north-eastern part of peninsula Taigonos: continental mainly volcanogenic Lower Cretaceous series peculiar to the Okhotsk-Chukotsk belt forming the western part of the peninsula, whereas its eastern part is characteristic of the marine terrigenous deposits of the Lower and Upper Cretaceous which are identical to the coeval deposits of the Valizhgen transverse uplift of the Koryak-Kamchatka folded zone. The boundary of these structural-facial zones is drawn along the upthrust of the north-eastern strike.

Geological Institute of the USSR
Academy of Sciences

УДК 551.24(470+477)

И. Ю. ЛАПКИН, Э. В. ТОМАШУНАС

К ТЕКТОНИКЕ ЮГА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Стрессению юга Европейской части СССР посвящена обширная литература, в том числе многочисленные структурно-тектонические карты и схемы.

Новый фактический материал, полученный в последние годы, содержит дополнительную информацию для решения некоторых спорных вопросов тектоники юга Русской платформы и примыкающей области герцинской складчатости. Этот же материал дал возможность авторам построить через основные тектонические элементы названной территории серию профильных разрезов, которые, как представляется, позволяют с достаточной детальностью воссоздать единую картину ее геологического строения.

На тектонической схеме (рис. 1), составленной в соответствии с методами районирования, разработанными Н. С. Шатским и его сотрудниками (Шатский, Богданов, 1961; Богданов, Муратов, Хаин, 1963; Яншин, 1965), определяющим является выделение областей разновозрастной складчатости — докембрийской (Русская платформа), герцинской и альпийской — и пограничных структур, выраженных краевыми прогибами и краевыми швами.

На юге Русской платформы наиболее крупными положительными структурными элементами являются две обширные площади с приподнятым залеганием докембрийского фундамента — Украинский массив и Воронежская антеклизма (Лапкин, Темин, 1958; Бондарчук, 1959; Мушенко, 1960; Казанцев, Хлыстова, Найдис, 1962; Муратов, Микунов, Чернова, 1962; Воробьев и др., 1963; Семенов и др., 1964), части некогда единого древнего Сарматского щита, которые с конца среднего девона были разобщены полосой грабенов западно-северо-западного простирания. Формирование рассматриваемых платформенных структур связано с прогибанием сопряженных с ними депрессионных зон. Украинский массив отличался большей устойчивостью по сравнению с Воронежской антеклизмой, что отразилось на мощности и полноте разреза их осадочного покрова (рис. 2, 3, 4). Этим же объясняется ярко выраженный характер краевых разломов, обрезающих со всех сторон Украинский массив, что в свое время было установлено А. П. Карпинским, когда он писал о его горстовой природе. На Украинском массиве, в отличие от Воронежской антеклизмы, наряду с древними разломами доказано существование молодых, ограничивающих небольшие грабенообразные мезо-кайнозойские впадины. К последним принадлежит недавно выявленная бурением Болтышская впадина, выполненная почти полукилометровой толщей нижнемеловых (с горючими сланцами) и палеогеновых отложений (см. рис. 2).

Украинский массив и Воронежская антеклизма соединяются Брагинско-Черниговским подземным выступом фундамента (Лапкин, Черпак, Чирвинская, 1952; Люткевич, 1963; Чирвинская, 1963), который, как видно на продольном разрезе через Днепровско-

Донецкую впадину, характеризуется приподнятым положением кристаллического основания (Брагин — 1260 м, Любеч — 2750 м), широким развитием верхнедевонских эффузивных пород, отсутствием соленосных, а местами и вообще осадочных девонских отложений (район с. Кошелевки), резким сокращением мощностей и выклиниванием некоторых горизонтов карбона (главным образом верхней части разреза) и нижней перми. Этот выступ, вероятно, уже в верхнем девоне разделял полосу депрессий между Украинским массивом и Воронежской антеклизой на два грабена — Припятский и Приднепровский. Вместе с тем не исключено, что упомянутые грабены, как можно предположить по последним данным геофизических исследований (сообщение В. Ф. Ближнюка), соединялись в девонское, а возможно, и в более позднее время узким каналом, расположенным между Брагинско-Черниговским выступом и приподнятым блоком в районе Кошелевки (глубина залегания фундамента 2950 м).

Припятский грабен (Балабушевич, 1962; Якушкин, 1962; Люткевич, 1963) представляет собой структуру субширотного простирания, резко ограниченную на юге и севере краевыми разломами (с амплитудой по фундаменту до 4000—5000 м) и постепенно выположивающуюся в западном направлении. Фундамент грабена, как установлено геофизическими исследованиями, разбит на мелкие блоки; глубина его залегания изменяется от сотен до 4500—5000 м, а относительное перемещение соседних блоков достигает 1000—1500 м. В основании разреза выполяющихся грабен осадочных пород залегают отложения среднего и верхнего девона (до 2500—3000 м). В верхнем девоне развиты две соленосные толщи, суммарная мощность которых по материалам разведочного бурения изменяется от 2400 до 700 м. Перекрывается девон сравнительно маломощными (от 350—700 м на западе до 700—2700 м на востоке) терригенными образованиями карбона, перми и мезо-кайнозоя, представленными главным образом прибрежно-морскими фациями. Последние отличаются значительными изменениями мощностей и литологического состава, что указывает на образование в условиях резко дифференцированных тектонических движений ложа бассейна седиментации. Солевые структуры Припятского грабена имеют форму пологих антиклинальных и куполовидных массивов, вытянутых согласно с простиранием грабена. Проявления диапиризма здесь выражены только в брекчировании надсолевых (данково-лебежанских) отложений и в их приподнятости в зонах движения соли.

Приднепровский грабен (Соболев, 1949; Лапкин, Черпак, Чирвинская, 1952; Лапкин, Стерлин, 1955; Косыгин, Бланк, 1958; Бондарчук, 1959; Билык, 1962; Глушко и др., 1963; Китык, 1963; Чирвинская, 1963; Баранов, 1964; Воробьев, 1964) как тектонический элемент, более или менее устойчиво сохранявший специфические черты строения такого рода структур, развивался в течение верхнего девона, карбона и нижней перми, что нашло свое отображение на разрезах (см. рис. 2, 3). Только мелководные отложения средних и местами нижних ярусов карбона распространяются за пределы грабена, перекрывая склоны Украинского массива и Воронежской антеклизы (это, как было отмечено выше, отличает и Брагинско-Черниговский выступ, который, таким образом, может рассматриваться как северо-западный борт грабена). Фундамент Приднепровского грабена, как и Припятского, имеет глыбовое строение; однако здесь он опущен на значительную большую глубину и, по геофизическим данным, ступенчато погружается в юго-восточном направлении от 5—6 до 10—12 км. Первоначальная мощность соленосного девона в Приднепровском грабене, по этим же данным, намного больше, чем в Припятском. Вся вышележащая осадочная толща также отличается большей полнотой разреза, преобладанием морских фаций и все возрастающими в юго-восточном направлении мощностями (более 5000 м на востоке).

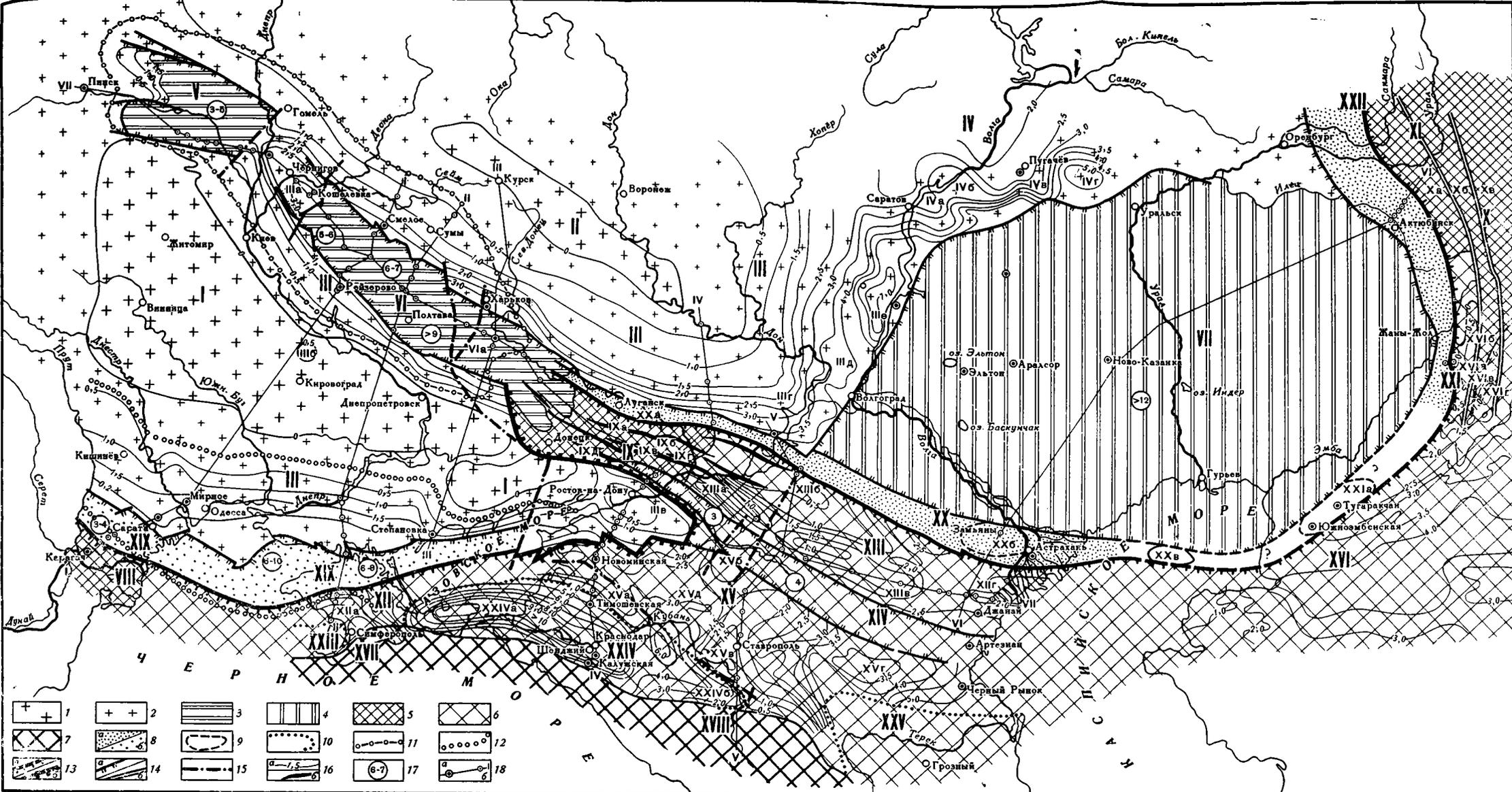


Рис. 1. Тектоническая схема юга Русской платформы и сопредельных герцинид

Область докембрийской складчатости (Русская платформа): 1 — районы с поверхностным залеганием фундамента (выше абс. 0). I — свод Украинского массива. II — свод Воронежской антеклизы. 2 — районы с глубоким залеганием фундамента (от абс. 0 до 3–4 км). III — склоны Украинского массива и Воронежской антеклизы с осложняющими их структурными элементами (IIIa — Брагинско-Черниговский выступ; IIIб — Болтышская впадина; IIIв — Приазовско-Сальский выступ; IIIг — Задонский выступ; IIIд — Волгоградский выступ; IIIе — Иловлинско-Медведицкая впадина). IV — Жигулевско-Пугачевский свод (IVa — Советско-Степновский выступ; IVб — Марковская впадина; IVв — Клиновский выступ; IVг — Перелобская впадина). 3 и 4 — районы с глубоким залеганием фундамента (от 3–4 км до 12 км). V — Припятский грабен. VI — Приднепровский грабен. (VIa — его юго-восточная часть — зона сочленения Приднепровского грабена с Донецким складчатым сооружением). VII — Прикаспийская впадина. Область герцинской складчатости: 5 — районы с поверхностным залеганием складчатого комплекса (крайжи эпигерцинской платформы). VIII — Добруджинское складчатое сооружение. IX — Донецкое складчатое сооружение. (IXa — Северная антиклиналь; IXб — Главная синклинали; IXв — Главная антиклиналь; IXг — Южная антиклиналь). X — Мугоджарское складчатое сооружение (Xa — Уралтауский антиклинорий; Xб — Зеленокаменный синклинали; Xв — Урало-Тобольский антиклинорий). XI — Южное окончание Уральского складчатого сооружения. 6 — районы с погребенным залеганием складчатого комплекса (плиты эпигерцинской платформы). XII — погребенные герциниды Крыма (XIIa — Симферопольско-Новоселовское поднятие). XIII — вал (погребенный край) Карпинского (XIIIa — Восточно-Донецкое поднятие; XIIIб — Цимлянское поднятие; XIIIв — Элистинско-Бузгинское поднятие; XIIIг — Цубукско-Промысловское поднятие). XIV — Маньчские грабенообразные прогибы. XV — погребенные герциниды Предкавказья (XVa — Каневско-Березанское поднятие (вал); XVб — Сальское поднятие; XVв — Ставропольский свод; XVг — Прикумское поднятие; XVд — Тихорецко-Кропоткинская впадина). XVI — Туранская плита (XVIa — Кокпектинская зона антиклинальных поднятий; XVIб — Бакайская синклинали зона; XVIв — Чущакульская антиклинальная зона; XVIг — Берчогурская синклинали зона). Область альпийской складчатости: 7 — районы с поверхностным залеганием складчатого комплекса. XVII — мегантиклинорий Крыма; XVIII — мегантиклинорий Кавказа.

Крайние прогибы: 8 — крайние прогибы герцинской складчатости (a) и следующие их платформенные прогибы (б). XIX — Преддобруджинско-Северокрымский; XX — Преддонецкий; XXI — Предмугоджарский; XXII — Предуральский. 9 — контуры поднятий (XXa — западная приподнятая часть Преддонецкого прогиба; XXб — Астраханское; XXв — Северо-Каспийское; XXг — Южно-Эмбенское. 10 — крайние прогибы альпийской складчатости (показаны границы). XXIII — Альминский; XXIV — Индоло-Кубанский (XXIVa — Индоло-Западно-Кубанский; XXIVб — Восточно-Кубанский). XXV — Терско-Кумский.

Структуры чехлы докембрийской и эпигерцинской платформы (показаны границы): 11 — Днепровско-Донецкий прогиб. 12 — Причерноморский прогиб. 13 — крайние надрывы (a) и крайние разломы (б) — граница между Русской платформой и областью герцинской складчатости. 14 — разломы фундамента (переходящие в чехлы или отраженные в нем в виде флексур) — границы крупных структурных элементов внутри платформы (a); структурные швы — границы тектонических зон складчатых сооружений (б). 15 — зоны основных субмеридиональных разломов фундамента. 16 — изогипсы поверхности фундамента платформы (a); антиклинали и антиклинории складчатых сооружений (б). 17 — глубины залегания фундамента в км в грабенах (по геофизическим данным). 18 — линии профильных разрезов с опорными (a) и разведочными (б) скважинами.

В обоих рассматриваемых грабенах образование различных структурных форм, в том числе и соляных, обусловлено дифференцированными движениями блоков фундамента. Отображенный на разрезах несоизмеримый размах соляного диапиризма Приднепровского и Припятского грабенов (широкое развитие штоков девонской соли, протыкающих всю вышележащую осадочную толщу на различных стратиграфических уровнях в первом, и практически отсутствие их во втором) объясняется не только различиями в величине статической нагрузки, вызывающей переход соли в пластическое состояние, и в первоначальной мощности соли, но главным образом более активным геотектоническим режимом Приднепровского грабена.

Донецкое складчатое сооружение (Бондарчук, 1959; Левенштейн, Соколов, 1963; Попов, 1963) и его юго-восточное подземное продолжение — в вал (погребенный кряж) Карпинского (Копелиович, Лапкин, Темин, 1955; Брод и др., 1963; Дубинский, 1963; Мирчинк и др., 1963, 1964) в девоне и в начале карбона составляли вместе с Приднепровским грабеном генетически близкую платформенную структуру. Она заполнялась, по крайней мере на западе, континентальными, отчасти прибрежно-морскими терригенными (нередко грубообломочными) и вулканогенными¹ образованиями среднего и верхнего девона и турнейско-нижневизейскими карбонатными осадками общей мощностью до 1200 м. Собственно геосинклинальные формации здесь начинаются, как давно установлено в Донецком бассейне, с верхней части визе и охватывают всю лежащую выше, преимущественно терригенную, толщу карбона, мощность которой закономерно увеличивается с запада на восток от 8000 м в районе городов Кадиевки, Краматорска, Донецка до 18 000 м в районе г. Шахты (Попов, 1963) и, по-видимому, далее вдоль оси вала Карпинского (рис. 5—8).

На северо-западной окраине Донецкого бассейна, в отложениях, соответствующих ассельскому ярусу и тастубскому горизонту сакмарского яруса нижней перми, а также татарскому ярусу верхней перми, как недавно установлено, встречается галька известняков с органическими остатками среднего и верхнего карбона. Примечательно, что наиболее древние из них (с фораминиферами башкирского яруса) обнаружены в самой молодой свите донецкой перми (Бондаренко, Лапкин, Шамаев, 1965)² Северо-восточнее вала Карпинского в сакмарско-артинских отложениях района г. Астрахани (более древние здесь пока не вскрыты) также встречена галька с остатками фауны преимущественно карбона (Копелиович, Лапкин, Темин, 1955; Эвентов, 1956; Мовшович, 1965). Все это указывает на разрыв полосу складчатых сооружений Донецкого бассейна — вала Карпинского в течение всего пермского времени, что характерно и для Урало-Мугоджарских герцинид. С этим временем совпадает также рост диапиров девонской соли в Приднепровском грабене и области его сочленения с Донецким складчатым сооружением. Вот почему в отложениях нижней перми Славянского, Павловского, Алексеевского и других куполов, прорванных диапирами девонской соли, вблизи штоков развиты гравелиты и песчаники, состоящие из обломков тех же диабазов, спилитов, сланцев, известняков и других пород, что и в самих штоках (Бондаренко, Лапкин, Шамаев, 1965).

Пограничная с Донецким складчатым сооружением самая юго-восточная часть Приднепровского грабена (Лапкин, Черпак, Чирвинская, 1952; Лапкин, Стерлин, 1955; Левенштейн, Соколов, 1963; Воробьев, 1964) имеет некоторые особенности, позволяющие рассматривать ее в известной мере как самостоятельный тектонический элемент. Эти особенности,

¹ Среди эффузивов донецкого девона присутствуют и кислые разности, не известные в Приднепровском грабене. В последнем развиты образования щелочной и базальтовой формаций (Афанасьев и др., 1965).

² Имеются пока не проверенные указания, что и в самых верхах карбона обнаружена галька известняков с органическими остатками его более древних свит.

отображенные на продольном и поперечном профилях через Днепровско-Донецкую впадину (см. рис. 4, 8), проявились на герцинском этапе развития сочленением здесь двух регионов с различной геотектонической активностью: геосинклинальной (Донецкий бассейн) и платформенной (Приднепровский грабен). Переход между возникшими в таких условиях генетически разнородными структурно-формационными типами и создает все своеобразие этой промежуточной зоны, получившей наименование «зоны сочленения». Она характеризуется также максимальным развитием нижнепермской хемогенной толщи. Подстилающие ее терригенные отложения ранней перми наибольшей мощности достигают юго-восточнее, в Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловинах.

На тектонической схеме видно, что восточная часть Украинского массива (Приазовско-Сальский выступ), вклиниваясь внутрь области герцинской складчатости, разделяет ее на две ветви (Лапкин, Темин, 1958). Северная, включающая вал Карпинского и Донецкое складчатое сооружение, слепо заканчивается внутри Русской платформы. Совокупность отличительных особенностей (линейная складчатость, сопровождаемая умеренным метаморфизмом и слабым развитием магматических пород) характеризует миогеосинклинальный тип ее развития. Южная ветвь проходит через Предкавказье, Степной Крым на Добруджу и служит соединительным звеном Урало-Мугоджарских складчатых сооружений с герцинидами Средней и Западной Европы. Мощность геосинклинального комплекса, охватывающего здесь отложения среднего и верхнего палеозоя (до карбона включительно), резко возрастает, что сопровождается усложнением складчатости, усилением метаморфизма и более широким проявлением магматической деятельности (Мирчинк и др., 1963).

Нельзя согласиться с утверждением, что фундамент Степного Крыма является мезозойским (Новиков, 1963), так как породы, его составляющие, содержат органические остатки верхнего палеозоя (Летавин, Редичкин и Савельева, 1964). Высказывалось также мнение об участии нижнемезозойских пород в строении фундамента Предкавказья. Установлено, что последние отличаются от пород фундамента местами почти полным отсутствием следов метаморфизма, а поэтому «нет оснований относить домеловые мезозойские (верхнетриасовые в том числе) отложения Предкавказья к складчатому основанию платформы» (Логвиненко, Карпова, Космачев, 1963, стр. 1370).

Складчатые сооружения герцинид в раннепермское время уже были областью сноса. Об этом свидетельствует накопление в межгорных впадинах Северного Кавказа мощных толщ нижнепермских континентальных моласс и вулканитов, показанных на разрезе (см. рис. 6). Континентальные молассы того же возраста могли сохраниться в отдельных грабенообразных впадинах эпигерцинской платформы под мощным покровом мезо-кайнозоя¹.

Нижнепермские молассы Северного Кавказа сопоставляются с одновозрастными морскими молассаами и хемогенными породами — типичными формациями краевых прогибов, сопровождающих герциниды, по видимому, на всем их протяжении от Донецкого складчатого сооружения до Урала (Лапкин, 1964).

Тектонические элементы юга Русской платформы, относящиеся к категории пограничных структур, образуют полосу прогибов, синхронных заключительному этапу развития герцинской геосинклинальной области, этапу превращения ее в складчатые сооружения.

На тектонической схеме показаны Предуральский (южное окончание), Предмугоджарский и Преддонецкий краевые прогибы.

¹ На возможность присутствия в Предкавказье континентальных нижнепермских образований впервые указал Е. В. Мовшович.

Предуральский прогиб хорошо изучен, и его существование общепризнано. Преддонецкий и особенно Предмугоджарский прогибы исследованы недостаточно, а поэтому они служат предметом острой дискуссии. Вместе с тем большой объем буровых и геофизических работ, проведенных в последнее время в Актюбинском Приуралье, Западном Примугоджарье, в районе Астрахани и на северных окраинах Донецкого складчатого сооружения, и выполненные на этой основе новейшие обобщения (Неволин, 1961; Яншин и др., 1961; Гарецкий, 1962; Гарецкий, Шлезингер, Яншин, 1962; Авров, Космачева, 1963; Казаков, 1963; Мальцев, Шарпапов, Юрченко, 1963; Касаткин и др., 1964; Арабаджи и др., 1965; Авров и др., 1965; Замаронов и др., 1965; Лапкин, 1965; Мовшович, 1965), дают возможность ближе подойти к решению спорных вопросов строения и развития этих пограничных депрессий.

Рассматриваемые прогибы протягиваются вдоль фронтальной части позднепалеозойских складчатых сооружений в виде узких асимметричных синклиналильных структур, разделенных относительно приподнятыми поперечными участками. Формировались они почти целиком на платформенном основании, которым, там, где оно известно по данным бурения (севернее открытой части Донецкого бассейна), служат спокойно залегающие отложения карбона; местами (зона мелкой складчатости Донецкого бассейна) установлено, что их внутренние крутые крылья располагаются вдоль границы с линейно дислоцированными породами позднепалеозойского складчатого комплекса. От герцинид прогибы отделены системой региональных надвигов передовых складок, под которыми нередко оказываются погребенными самые пропнутые и заполненные наиболее грубообломочными накоплениями части их внутренней зоны, непосредственно примыкавшей к складчатым сооружениям. Внешняя зона, отождествляемая в данном случае с пологим приплатформенным крылом прогибов, ограничена крупными тектоническими нарушениями (флексурами и сбросами), которые прослеживаются почти на всем ее протяжении.

На профильных разрезах (см. рис. 5—7) Предмугоджарский и Преддонецкий прогибы в современном структурном плане вырисовываются как области развития преимущественно нижнепермских и, в меньшей мере, верхнепермских — нижнетриасовых отложений. Начальная стадия формирования прогибов относится к позднему карбону и к ранней перми (до кунгура), когда их основная часть была заполнена морскими сероцветными молассами (так же, как это происходило и в Предуральском прогибе), грубозернистость и мощность которых постепенно возрастают по мере приближения к складчатой области. Накопление этих отложений в условиях краевого прогиба подчеркивается отчетливо устанавливаемой геофизическими методами (КМПВ) контрастностью в распределении мощностей докунгурской нижней перми в полосе, граничащей с герцинидами вала Карпинского, и в прилегающей к ней части Прикаспийской впадины. В пределах последней мощность палеозойских (докунгурских) отложений примерно равна 3000 м, из которых на долю ассельско-сакмарско-артинских образований приходится около 500 м. В астраханской части Преддонецкого прогиба мощность одновозрастных образований нижней перми возрастает до 3000—4000 м (Мовшович, 1965).

В составе моласс краевых прогибов среди конгломератов и гравелитов установлены гальки известняков с остатками фауны всех трех отделов карбона, а также сланцев и эффузивов, характерных для верхнего палеозоя зоны герцинид. Мощность конгломератов местами достигает 600 м (батпакульские конгломераты Примугоджарья). В сторону платформы и вверх по разрезу породы терригенного комплекса прогибов становятся более тонкозернистыми, среди них возрастает роль карбонатно-хемогенных образований, а песчано-сланцевые толщи при-

обретают, как и в Предуральском прогибе, некоторые признаки флишевой ритмичности. Хемогенные породы кунгура, развитые в Предуральском прогибе, в Предмугоджарском и Преддонецком прогибах отсутствуют. В последних лагунные осадки накапливались раньше — в сакмарско-артинское время, а следовательно, регрессия морского бассейна здесь завершилась еще до кунгура.

Верхняя пестроцветная континентальная моласса, сопоставляемая с аналогичной формацией Предуральского прогиба, охватывает отложения верхней перми (татарский ярус) и триаса (ветлужская и баскунчакская серии). Вещественный состав верхней молассы (глины, песчаники, гравелиты и конгломераты) свидетельствует о ее образовании в условиях краевого прогиба путем размыва пород Донецких и Мугоджарских герцинских складчатых сооружений. Там, где она сохранилась, можно наблюдать (см. рис. 5 и 6) характерную для краевых прогибов миграцию: зона максимальных мощностей верхней перми и триаса по сравнению с нижней пермью смещена в сторону платформы.

Таковы общие черты строения рассматриваемых краевых прогибов. Обоснованность выделения их отдельных частей неравноценна.

В Предмугоджарье существование краевого прогиба, аналогичного Предуральскому, ранее справедливо отрицалось, поскольку толща сульфатно-карбонатно-терригенных пород, вскрытая скважиной 2-г под юрскими отложениями на западном крыле Кокпектинской антиклинали, на основании предварительных палеонтологических определений была отнесена к карбону. Поэтому, несмотря на то, что в полосе, непосредственно примыкающей к полю развития геосинклинальных образований поднятого крыла Кокпектинской антиклинали, была несколькими скважинами вскрыта молассовая (преимущественно конгломераты) формация нижней перми, ширина краевого прогиба получалась настолько незначительной (5,5 км), что в таком виде он «по существу представляет собой шовную структуру» (Гарецкий, 1957, стр. 52). Однако дальнейшие более детальные исследования, проведенные Р. Г. Гарецким (1962), показали, что конгломератовая и сульфатно-карбонатно-терригенная толщи одновозрастны и относятся к асельскому и сакмарскому ярусам нижней перми. Тем самым выяснилось, что в Западном Примугоджарье вскрыты толщи, которые широко развиты в Актюбинском Приуралье и более северных районах Предуральского краевого прогиба.

Наиболее спорной представляется тектоническая позиция области Южно-Эмбенского гравитационного максимума. История изучения и эволюции взглядов на его природу и строение подробно изложены в статье А. Л. Яншина с соавторами (1961). Новейшие фактические данные по этой территории и различные варианты их интерпретации освещены в недавно опубликованных работах (Гарецкий, Шлезингер, Яншин, 1962; Муратов, Микунов, Чернова, 1962; Касаткин и др., 1964; Авров и др., 1965; Арабаджи и др., 1965; Лапкин, 1965; Яншин, 1965), однако надо полагать, что для однозначного решения затронутой проблемы они еще недостаточны.

Строение и геологические особенности краевого (Преддонецкого) прогиба в районе Астрахани подробно рассматриваются в ряде работ (Копелиович, Лапкин, Темин, 1955; Лапкин, 1965; Мовшович, 1965). Выяснено, что мощные толщи нижнепермских отложений, вскрытые Астраханской, Замьяновскими, Далан-Алдынскими, Бешкульскими и другими скважинами, в структурно-формационном отношении характеризуют область краевого прогиба.

Некоторые авторы тратят много усилий, чтобы доказать шовное сочленение Донецкого складчатого сооружения и докембрийской платформы (Воронежской антеклизы), очевидно, полагая, что этим они обоснованно отрицают возможность развития здесь и краевого прогиба. Действительно, трудно сомневаться в наличии глубинного разлома на

границе столь разнородно построенных тектонических элементов. Однако, как показано на обширном фактическом материале (Богданов, Муратов, Хаин, 1963), названные структуры генетически взаимосвязаны. При этом краевые швы являются первичными и, по-видимому, непрерывными образованиями, над которыми в стадию полного отмирания геосинклинальной области возникают краевые прогибы. Краевой прогиб обнаженной части Донецкого складчатого сооружения служит продолжением более полно развитого прогиба в Астраханском районе, но в рассматриваемой части он обладает специфическими особенностями. И это вполне закономерно, поскольку интенсивность тектонических движений в Донецком бассейне, являющемся всего лишь сравнительно небольшим заливом крупнейшей герцинской геосинклинальной области внутри Русской платформы, была намного меньше, чем на востоке. Поэтому сопровождающий здесь Донецкое складчатое сооружение краевой прогиб в ранней перми не был в полном смысле предгорным (ассельские и сакмарско-артинские отложения этой части прогиба характеризуются преобладанием карбонатно-хемогенных пород над терригенными). Специфические черты его строения также связаны с расположением на высоко приподнятом кристаллическом фундаменте платформы, благодаря чему он в этом месте суживается и постепенно редуцируется. Эта же часть прогиба неоднократно поднималась вместе с Донецким кряжем, что приводило к размыву значительных толщ перми и триаса.

Менее ясной представляется природа системы прогибов, расположенных к югу от Украинского массива. Не исключено, что и здесь в ранней перми перед герцинидами Добруджи и Степного Крыма формировался краевой прогиб, который, вероятно, выполнен отложениями, несколько отличными от развитых в уже рассмотренных структурах этого типа. В нем могут быть вскрыты морские карбонатные породы провинции Тетиса (подобные известнякам в глыбах у г. Симферополя и других местах Южного Крыма) или континентальные и лагунные образования типа красного лежня Карпат (Банат и др.). Соленосная формация, недавно вскрытая в Преддобруджинском прогибе (Капцан, Полев, Сафаров, 1963), по-видимому, свидетельствует о замыкании здесь морского бассейна, скорее всего во второй половине перми, как это имело место в цехштейне Карпато-Балканской области. Аналогом верхней континентальной молассы, как нам представляется служит известная в Преддобруджинском прогибе пестроцветная толща триаса, сложенная песчаниками, алевролитами и конгломератами с подчиненными прослойками известняков.

Накоплением мощной (до 2200 м) толщи, в основном глинистых морских отложений (Панченко, 1965), отмечено развитие здесь постумного (Латкин, Черпак, Чирвинская, 1952; Хаин, 1960) Преддобруджинско-Северокрымского грабенообразного прогиба возникшего между древней (докембрийской) и молодой (эпигерцинской) платформами. Этому прогибу, как выяснено в наиболее изученной Преддобруджинской части (Панченко, 1965), свойственны некоторые особенности, характерные для краевых прогибов. На разрезе (см. рис. 2) можно видеть асимметричность его поперечного профиля, возрастание интенсивности дизъюнктивных и пликативных дислокаций в сторону молодой подвижной платформы, последовательное смещение области максимальных мощностей по направлению к древней платформе.

В восточном направлении рассматриваемый прогиб геофизическими методами прослеживается вдоль Северного Крыма через Сивашскую впадину и далее на восток к краевой части Приазовского массива, где он, по-видимому, выклинивается.

В юго-восточном углу Русской платформы вслед за начальным этапом формирования краевых прогибов начинается интенсивно развиваться Прикаспийская впадина. Однако по имеющимся материалам (Эвентов.

1956; Фотиади, 1958; Журавлев, 1960; Невалин, 1961; Кожевников, 1962; Брод и др., 1963; Казаков, 1963; Айзенштадт, 1964), глубинное строение этой платформенной впадины, а следовательно, и время ее возникновения, не может быть освещено с достаточной определенностью.

С запада и северо-запада впадина отделена полосой нарушений, приуроченных к Волгоградско-Жадовскому уступу (Казанцев, Хлыстова, Найдис, 1962; Кожевников, 1962; Габриэлян и др., 1962; Брод и др., 1963; Касаткин и др., 1964). Западнее этого уступа на Приволжской моноклинали (юго-восточный склон Воронежской антеклизы), нижепермские (по нашему мнению, только докунгурские), каменноугольные и девонские отложения представлены типично платформенными формациями. Региональные сейсмические профили, проходящие из внешней во внутреннюю часть бортовой зоны Прикаспийской впадины, показывают, что мощность названных отложений между подсолевым ложем и поверхностью фундамента в этом направлении существенно не изменяется; по-видимому, их структурно-фациальные особенности также не претерпевают существенных изменений.

Кунгурская (и местами казанская) соленосная толща, отсутствующая за пределами этой впадины, завершает этап деградации верхнепалеозойских морских бассейнов юго-востока Русской платформы. Поэтому Прикаспийская впадина должна рассматриваться как периферическая часть этого региона, захваченная в начале кунгура мощными нисходящими движениями.

Грсмадная первоначальная мощность (4000 м) кунгурской соли обусловила развитие столь хорошо выраженной в Прикаспийской впадине соляной тектоники. Не исключено, что соленосные образования древнее кунгура, развитые на периферии этой впадины (Приволжская моноклираль, Жаны-Жол), образуют с кунгурской солью единую хемогенную формацию (см. рис. 7).

Формирование Прикаспийской впадины в кунгуре связано уже с новым этапом развития всей рассматриваемой территории. Для этого этапа характерна перестройка герцинского плана по разломам меридионального и субмеридионального направлений. Они захватили не только юг Русской платформы, но и причлняющиеся к ней верхнепалеозойские складчатые сооружения (на это указывает продолжение Волгоградского уступа через Преддонецкий прогиб на юг в пределы герцинид Предкавказья).

Припятский и Приднепровский грабены вместе со склонами Воронежской антеклизы и Украинского массива, начиная с конца перми, в мезозое (особенно в верхнем мелу) и кайнозое имели тенденцию к устойчивым погружениям. Благодаря этому образовалась обширная, в значительной мере унаследованная, мульдообразная структура (Лапкин, Стерлин, 1955; Муратов, Микунов, Чернова, 1962; Глушко и др., 1963) — Днепровско-Донецкий прогиб. В области Донецкого кряжа в это время господствовали поднятия. Зона сочленения названных геоструктурных элементов, возникшая во время герцинского тектогенеза, в мезо-кайнозойском структурном плане выступает как весьма подвижная субмеридиональная полоса, испытывавшая попеременное влияние движений противоположного знака. Осадконакопление в ней контролировалось возникшими в результате таких разнонаправленных движений молодыми разломами (часто наследующими более древние), что привело, как установил Б. П. Стерлин, к значительным изменениям мощностей и фаций мезо-кайнозойских отложений. Эта полоса разломов далее к югу отделяет Приазовско-Сальский выступ Украинского массива от его западных частей. С молодыми движениями связаны и меридиональные поднятия, которые прослеживаются от Воронежского массива через Преддонецкий прогиб, Донецкий кряж, Приазовско-Сальский выступ и далее на юг в Предкавказье. Восточнее этих подня-

тий располагается обширная область мезо-кайнозойских опусканий, охватывающая различные структурные элементы верхнепалеозойского плана.

К югу от Украинского массива, начиная с раннего мела, происходило формирование обширного и сравнительно неглубокого Черно-морского прогиба (Лапкин, Черпак, Чирвинская, 1952; Чирвинская, Гуревич, 1959; Муратов, Микунов, Чернова, 1962; Глушко и др., 1963; Панченко, 1965). На разрезах (см. рис. 2, 3) видно, что выполняющие его меловые и третичные отложения наложены на разнородные и разновозрастные структурные элементы: склоны докембрийской и эпигерцинской платформ и расположенную между ними полосу грабенообразных юрских депрессий. Южнее Добруджи, Северного Крыма и Предкавказья простирается область альпийской складчатости (Муратов, Микунов, Чернова, 1962), в которой переработаны как герцинские, так и, возможно, более древние сооружения. Перед фронтом альпид (мегаantikлинории Крыма и Большого Кавказа), в пределах эпигерцинской платформы, получили развитие молодые краевые прогибы, заложенные в майкопское время (Соллогуб, 1960; Мирчинк и др., 1963): Альминский (?), Индоло-Кубанский и Терско-Кумский. Рассмотрение этих прогибов, как и самих альпид, выходит за рамки настоящей статьи.

Новейшие геофизические материалы показывают блоковое строение фундамента докембрийской и эпигерцинской платформ. Установлено, что он разбит многочисленными разломами, переходящими, как правило, в осадочный чехол или отраженными в нем в виде флексур. Наиболее значительные разрывные нарушения, определяющие возникновение и развитие основных структурных элементов рассматриваемой территории, имеют глубокое заложение: начиная с верхней мантии, они разрывают всю толщу земной коры. По сейсмическим, гравиметрическим и магнитометрическим данным, глубинные разломы отделяют Русскую платформу от эпигерцинской и последнюю — от области альпийской складчатости. Такого типа разломы развиты также в бортовых частях Припятского и Приднепровского грабенов и Прикаспийской впадины.

К югу от Украинского массива, по данным сейсмических профилей ГСЗ, граница между докембрийской и эпигерцинской платформами представляет собой глубинный тектонический шов, уходящий корнями в верхнюю мантию Земли. По поверхности «М» ширина его около 15—20 км, а по поверхности фундамента еще больше — до 40 км. Таким образом, сочленение двух разновозрастных платформ осуществляется посредством широкой, сложно построенной зоны, характеризующейся многочисленными разломами и мелкой блокировкой фундамента (Чекунов, 1965). В осадочном чехле глубинные нарушения проявляются главным образом в виде двух систем крупных разломов, ограничивающих Северо-Крымский грабенообразный прогиб, с амплитудами вертикального смещения от 1000 до 2000 м (Чирвинская и Гуревич, 1959; Семенов и др., 1964). Продолжение южной системы выявляется линейно вытянутой магнитной аномалией вдоль южного склона Приазовско-Сальского выступа. Далее, в Предкавказье, полоса таких же резких линейных магнитных максимумов протягивается по южному борту Манычских грабенообразных прогибов. Фиксируемый ими крупный разлом разделяет две ветви герцинид (Мирчинк и др., 1963), характеризующиеся различиями в строении и, по-видимому, в истории развития.

Краевые разломы Приднепровского грабена, глубинный характер которых четко выражен на профилях ГСЗ (Семенов и др., 1964), сопряжены с краевыми нарушениями Донецкого складчатого сооружения: на юге — с шовной зоной на границе с Приазовско-Сальским выступом, сопровождаемой интенсивным проявлением магматизма: на севере — с системой краевых надвигов герцинид (Северо-Донецкий и др.).

В последнее время по данным ГСЗ установлено (Чекунов, 1965), что зона сочленения Донецкого бассейна и Приднепровского грабена приурочена к глубинным разломам докембрийского возраста — Орехово-Павлоградскому и Конско-Белозерскому, корни которых уходят в мантию Земли. Поскольку на юго-востоке Приднепровского грабена докембрийский фундамент опущен на очень большую глубину, до 10—12 км, упомянутые разломы «просвечивают» в осадочном чехле в виде достаточно широкой зоны флексурообразных перегибов и разрывных нарушений.

К южному шовному ограничению Донецкого складчатого сооружения кулисообразно примыкает крупное дизъюнктивное нарушение юго-западного склона вала Карпинского, проявляющееся гравитационной ступенью, резкой флексурой в осадочном чехле и ступенчатым строением поверхности палеозойского фундамента по результатам исследований КМПВ (Мирчинк и др., 1963).

Вдоль северо-восточного склона вала Карпинского граница Русской платформы прослежена профилями КМПВ. Здесь она выражена системой надвигов, продолжающих Северо-Донецкий, с амплитудами 1000 и более метров. К ним приурочены интенсивные магнитные максимумы. Цепочка подобных максимумов, обусловленных, вероятно, внедрением по разломам основных изверженных пород, протягивается через Северный Каспий к осевой части Южно-Эмбенского поднятия, трассируя далее на восток зону глубинных нарушений на границе разновозрастных платформ (Фотиади, 1958; Неволин, 1961; Борисов и др., 1963; Брод и др., 1963; Мальцев, Шарапов, Юрченко, 1963; Касаткин и др., 1964).

Как установлено в последнее время (Неволин, 1961; Яншин и др., 1961; Гарецкий, Шлезингер, Яншин, 1962), Южно-Эмбенский максимум имеет гетерогенное строение: северная часть характеризуется спокойно залегающими каменноугольными и пермскими отложениями, южная — сложно дислоцированным комплексом пород верхнего девона — нижнего карбона, аналогичных породам Зилаирского синклинория Урала. На профилях КМПВ между этими разнородно построенными частями поднятия по преломляющим горизонтам палеозоя фиксируются флексурообразные перегибы и крупные разломы с амплитудой около 2000 м.

Граница Русской платформы в Предмугоджарье проходит по региональным нарушениям между интенсивно дислоцированными отложениями девона и нижнего карбона, расположенными на продолжении антиклинория Урал-Тау, и молассовой формацией Предмугоджарского прогиба. Здесь, на западном крыле Кокпектинской антиклинали, такие нарушения типа надвигов подсечены скважинами, в которых установлены зоны дробления, катаклазирования и милонитизации пород (Неволин, 1961; Гарецкий, 1962; Гарецкий, Шлезингер, Яншин, 1962).

Краевые прогибы герцинской складчатости и наследующие их платформенные прогибы по геофизическим данным (Неволин, 1961; Касаткин и др., 1964) характеризуются чередованием гравитационных максимумов и минимумов, связанных с различными глубинами залегания докембрийского основания.

Области сочленения солянокупольных структур Прикаспия с краевыми прогибами соответствует значительная гравитационная ступень, к которой приурочены флексуры и сбросы, должно быть связанные с разломами глубокого заложения (Неволин, 1961; Айзенштадт, 1964; Касаткин и др., 1964).

Волгоградско-Жадовский гравитационный уступ, ограничивающий Прикаспийскую впадину с запада и севера, как это подтверждается многочисленными материалами, также приурочен к разломам того же типа.

- А в р о в П. Я., Булекбаев З. Е., Гарецкий Р. Г., Дальян И. Б., Журавлев В. С., Мулдакулов Г. Г., Фоменко К. Е., Шлезингер А. Е. Основные черты строения восточной и юго-восточной окраин Прикаспийской впадины по подсольевым отложениям. Геотектоника, № 1, 1965.
- А в р о в П. Я., Космачева Л. Г. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Актюбинского Приуралья и западного Примугоджарья. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1963.
- А й з е н ш т а д т Г. Е.— А. Типы соляных куполов и нефтяных залежей Прикаспийской впадины. Сб. «Бортовая зона Прикаспийской впадины». Тр. Нижне-Волжского н.-и. ин-та геологии и геофизики, вып. 2, 1964.
- А р а б а д ж и М. С., Васильев Ю. М., Мильничук В. С., Чарыгин М. М. О продолжении Предуральского передового прогиба в пределах Прикаспийской впадины. Сов. геология, № 7, 1965.
- Б а л а б у ш е в и ч И. А. О некоторых чертах глубинного строения и тектоники северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. Геол. ж. АН УССР, т. XXII, вып. 3, 1962.
- Б а р а н о в И. Г. Солянокупольная тектоника Днепровско-Донецкой впадины и основные этапы ее развития. Тр. совещания, посвящ. изучению осадочн. формаций Б. Донбасса и связанных с ними полезн. ископаемых. Изд-во Харьк. ун-та, 1964.
- Б ы л ь к А. А. Некоторые вопросы соляной тектоники Днепровско-Донецкой впадины. Тр. Всес. н.-и. ин-та природных газов, вып. 14, 1962.
- Б о г д а н о в А. А., М у р а т о в М. В., Х а и н В. Е. Об основных структурных элементах земной коры (в связи с обсуждением проекта легенды второго издания Международной тектонической карты Европы масштаба 1:2500 000). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геологии, т. XXXVIII (3), 1963.
- Б о н д а р е н к о С. П., Л а п к и н И. Ю., Ш а м а е в М. И. Галька каменноугольных известняков в отложениях донецкой перми. Бюл. Моск. о-ва-испыт. природы, 1965.
- Б о н д а р ч у к В. Г. Геология Украины. Вид. АН УРСР, 1959.
- Б о р и с о в А. А., К р ы л о в Н. А., Л е т а в и н А. И., М а л о в и ц к и й Я. П. О границе разновозрастных платформ в Северном Прикаспии. Докл. АН СССР, т. 148, № 4, 1963.
- Б р о д И. О., Л е в и н Л. Э., Р о з а н о в Л. Н., С а л ь м а н Г. В., С е й ф у л ь - М у л ь к о в Р. Б. Основные структурные элементы фундамента Северо-Каспийского нефтегазосного бассейна. Сб. «Геология и нефтегазоносность юго-востока Русской платформы». НИЛнефтегаз, вып. 10, 1963.
- Б у р ш т а р М. С. Геология и нефтегазоносность платформенных областей Предкавказья и Крыма. Гостоптехиздат, 1960.
- В о р о б ь е в Б. С. Газонефтеносность осадочного комплекса Большого Донбасса. Тр. совещания, посвящ. изучению осадочн. формаций Б. Донбасса и связанных с ними полезн. ископаемых. Изд-во Харьк. ун-та, 1964.
- В о р о б ь е в Б. С., Л а п к и н И. Ю., П а н ь к и в А. М., С т е р л и н Б. П., Т х о р ж е в с к и й С. А. О геологическом строении южного склона Воронежского массива в районе г. Харькова. Сов. геология, № 4, 1963.
- Г а б р и э л ь А. Г., Г р а б л и н Е. А., Р о з а н о в Л. Н., С а л о в Ю. А. Тектоническая схема Волгоградской области. Геология нефти и газа, № 2, 1962.
- Г а р е ц к и й Р. Г. Глубинная геология Кокпектинской антиклинали в Примугоджарье. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол. т. XXXII (6), 1957.
- Г а р е ц к и й Р. Г. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар. Изд-во АН СССР, 1962.
- Г а р е ц к и й Р. Г., Ш л е з и н г е р А. Е., Я н ш и н А. Л. Глубинное строение района Южно-Эмбенского гравитационного максимума в свете новейших геологических и геофизических данных. Геология и нефтегазоносность восточ. части Прикаспийской впадины и ее обрамлений. Гостоптехиздат, 1962.
- Г л у ш к о В. В., К л и т о ч е н к о И. Ф., К р а м а р е н к о В. П., М а к с и м о в С. П., Ч и р в и н с к а я М. В. Геология нефтяных и газовых месторождений Украинской ССР. Гостептехиздат, 1963.
- Д у б и н с к и й А. Я. Верхнепалеозойские отложения восточного продолжения Донецкого бассейна и Предкавказья. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 1, Госгеолтехиздат, 1963.
- Ж у р а в л е в В. С. Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 42, 1960.
- З а м а р е н о в А. К., Ж и в о д е р о в А. Б., В о л о ж Ю. А., Т р а й н и н Л. П. Тектоника Западного Примугоджарья и оценка перспектив нефтегазоносности подсольевых верхнепалеозойских отложений. Сов. геология, № 8, 1965.
- К а з а к о в М. П. Главнейшие особенности тектоники Прикаспийской впадины и Устюрта. Тр. Моск. ин-та нефтехимич. и газовой промышленности, вып. 43, 1963.
- К а з а н ц е в О. Д., Х л ы с т о в а В. П., Н а й д и с Л. М. Особенности строения кристаллического фундамента Волгоградского Поволжья в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности терригенного девона. Геология нефти и газа, № 12, 1962.

- Калинин Н. А. К тектонике юго-востока Русской платформы. Нефтяное хозяйство, № 10, 1954.
- Капцан В. Х., Полев П. В., Сафаров З. И. Новые данные о верхнепалеозойских отложениях в Молдавии. Докл. АН СССР, т. 150, № 4, 1963.
- Касаткин Д. П., Комиссарчик Б. С., Троянский В. Д., Цведель Ю. Л., Шаранова Д. В., Юрченко Б. И. Методика и результаты региональных геофизических работ в юго-восточной части Прикаспийской впадины. Кн. «Бортовая зона Прикаспийской впадины». Тр. Нижне-Волжск. научно-исслед. ин-та геологии и геофизики, вып. 2. Саратов, 1964.
- Китык В. И. Условия образования соляных структур. Изд-во АН УССР, 1963.
- Кожевников И. И. Особенности геологического развития и перспективы нефтегазоносности северного и северо-восточного бортов Прикаспийской впадины (плиты). Геология и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее обрамлений. Гостоптехиздат, 1962.
- Копелиович А. В., Лапкин И. Ю., Темин Л. С. О Донецко-Северокавказской герцинской складчатой области. Докл. АН СССР, т. 105, № 3, 1955.
- Косыгин Ю. А., Бланк М. И. Типы соляных структур Днепровско-Донецкой впадины. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXXIII (6), 1958.
- Лапкин И. Ю. Сопоставление нижней перми юга Русской платформы, Западной Европы и Кавказа. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр., проблема 16. Изд-во «Недра», 1964.
- Лапкин И. Ю. О раннепермском Предмугоджарском прогибе. Докл. АН СССР, т. 161, № 5, 1965.
- Лапкин И. Ю., Стерлин Б. П. О Днепровско-Донецком грабене. Докл. АН СССР, т. 108, № 1, 1955.
- Лапкин И. Ю. и Темин Л. С. О роли Украинского массива в формировании палеозойской структуры юга Европейской части СССР. Докл. АН СССР, т. 120, № 4, 1958.
- Лапкин И. Ю., Черпак С. Е., Чирвинская М. В. Тектоническая схема восточной части Украинской ССР. Бюлл. Моск. о-ва испытат. природы. Отд. геол., т. XXVII (2), 1952.
- Левенштейн М. Л., Соколов В. А. Северо-западные окраины Донецкого бассейна. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 1, Госгеолтехиздат, 1963.
- Летавин А. И., Редичкин Н. А., Савельева Л. М. Нижнепермские отложения Степного Крыма. Докл. АН СССР, т. 156, № 2, 1964.
- Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Космачев В. Г. Новые данные о вещественном составе и стадийных изменениях мезозойских отложений юго-западного Предкавказья. Докл. АН СССР, т. 148, № 6, 1963.
- Люткевич Е. М. Поиски и разведка нефти в Белоруссии. Тр. ВНИГРИ, вып. 205. Гостоптехиздат, 1963.
- Мальцев В. И., Шаранова Л. В., Юрченко Б. И. Некоторые вопросы геологического строения и перспективы нефтегазоносности юго-западной части Прикаспийской впадины. Геология нефти и газа, № 3, 1963.
- Мирчинк М. Ф., Бобух В. А., Крылов Н. А., Летавин А. И. Новые данные о геологическом строении кряжа Карпинского и прилегающих территорий. Докл. АН СССР, т. 154, № 6, 1964.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. Тектоника Предкавказья. Гостоптехиздат, 1963.
- Мовшович Е. В. К вопросу о возрасте и строении доюрской толщи Приастраханского района. Сб. «Геология и полезные ископаемые Нижнего Дона и Нижней Волги». Изд-во Ростовск. ун-та, 1965.
- Муратов М. В., Микунев М. Ф., Чернова Е. С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 11, 1962.
- Мушенко А. И. Тектоника осадочного покрова Воронежской антеклизы. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 38, 1960.
- Неволин Н. В. Тектоника Западного Казахстана и перспективы его нефтегазоносности. Гостоптехиздат, 1961.
- Новиков З. А. О возрасте пород кровли палеозойского фундамента Крымского полуострова. Геология нефти и газа, № 2, 1963.
- Панченко Д. В. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности юго-запада Украины и Молдавии. Нукова думка, 1965.
- Попов В. С. Тектоника Донецкого бассейна. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 1. Госгеолтехиздат, 1963.
- Семененко Н. П., Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Ивантишин М. Н., Чекунов А. В., Ладиева В. Д. Строение глубинных зон земной коры Украинского кристаллического щита. Сов. геология, № 11, 1964.
- Соболев Д. Н. Проблема нефти в Амадоцийском бассейне. Тр. научн. геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР. Изд-во АН УССР, 1949.
- Соллогуб В. Б. Тектоника передовых прогибов Альпийской геосинклинальной области и сопредельных районов Европейской части СССР. Изд-во АН УССР, 1960.

- Фогнади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. Гостоптехиздат, 1958.
- Ханн В. Е. Основные типы тектонических структур, особенности и причины их развития. Доклады сов. геол. на XXI сессии Междунар. геол. конгр. 1960.
- Чекунов А. В. Орехово-Павлоградский линеймент. Геол. ж., т. XXV, вып. 4, 1965.
- Цирвинская М. В. Глубинное строение Днепровско-Донецкой впадины по данным геофизических исследований (в связи с нефтегазоносностью). Автореф. канд. диссерт. М., 1963.
- Цирвинская М. В., Гуревич Б. Л. К вопросу о тектонике Причерноморской впадины. Сов. геология, № 4, 1959.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. О Международной тектонической карте Европы. Масштаб 1 : 2500 000. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1961.
- Эвентов Я. С. Западная часть Прикаспийской впадины. Очерки по геологии СССР (по материалам опорного бурения), т. 1. Гостоптехиздат, 1956.
- Якушкин И. В. Тектоническая структура Припятского прогиба. Сов. геология, № 6, 1962.
- Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. Геотектоника, № 5, 1965.
- Япшин А. Л., Гарецкий Р. Г., Наумова С. Н. и Шлезингер А. Е. О положении границы Русской платформы к востоку от Каспийского моря. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXXVI, вып. 4, 1961.

Украинский научно-исследовательский
институт природных газов

Статья поступила
2 февраля 1965 г.

I. Yu. LAPKIN, V. TOMAŠUNAS
**ON THE TECTONICS OF SOUTHERN REGIONS
OF THE EUROPEAN PART OF THE USSR**

The area of Hercynian folding in the southern regions of the European part of the USSR is divided by the Azov projection of an Ukrainian massif into two branches. The northern branch, a Donets miogeosyncline area, has a blind termination inside a Russian platform; the southern one connects the Ural—Mugojar folded structures with Dobruja.

In the early Permian the Hercynides have been the source areas for the sediments accumulated in the Ural, Mugojar and Donets fordeeps, and in the intermontane basins of the North Caucasus. Since Kungurian time (the late Permian) the south—eastern margin of a Russian platform began to undergo an intensive subsidence, resulting in a separation of a Ciscaspian basin. During the latest Permian, Mesozoic, and Cenozoic the Pripyat and Dnieper grabens with adjacent slopes of the Ukrainian massif and Voronezh anticline were an united area tending to persistent subsidence, which resulted in the formation of an extensive Dnieper—Donets basin. At the same time, uplifting prevailed in the Donets ridge. There existed a zone of conjugation between those areas influenced alternatively by the opposite tectonic movements. A broad and shallow basin originated in the early Cretaceous south of the Ukrainian massif. The deep—seated faults have played an essential part in the formation of main tectonic features of the southern regions of the European part of the USSR.

Ukrainian Scientific Research Institute of Natural Gas
Kharkov

УДК 551.24 (574)

Г. Х. ДИКЕНШТЕЙН, Л. П. ПОЛКАНОВА

**О ВОЗРАСТЕ И СТРУКТУРНЫХ ЭТАЖАХ ФУНДАМЕНТА
УСТЮРТА И ЮЖНОГО ПРИАРАЛЬЯ**

Вопрос о возрасте и структурных этажах фундамента Устюрта и Южного Приаралья — один из самых дискуссионных вопросов геологии этого региона. Сложенная с поверхности неоген-четвертичными осадками рассматриваемая территория разделяет системы различного простирания, в пределах которых обнажаются интенсивно дислоцированные породы герцинского складчатого основания: субмеридиональную складчатую зону Урала, субширотные зоны Мангышлака и отрогов Тянь-Шаня и систему Туаркыра, имеющего северо-западную ориентировку. Севернее Устюрта располагается докембрийская Русская платформа. При отсутствии геологических материалов по фундаменту Устюрта и закрытых районов Южного Приаралья определение его возраста зависело в основном от принятого варианта структурных взаимоотношений указанных крупных тектонических элементов. В связи с этим возраст фундамента всей или части территории трактовался как докембрийский или каледонский (Акрамходжаев, Федотов и др., 1962; Калинин, 1963; Лапшов, 1963 и др.), герцинский (Яншин, 1951; Неволин, 1961; Дикенштейн и др., 1963) и, наконец, как древнекембрийский в пределах Южного Устюрта (Кудрявцев, 1960 и др.)

В последние годы в связи с развитием нефтегазопромысловых работ на территории Устюрта и Южного Приаралья породы фундамента вскрыты значительным количеством скважин, их керн изучен, благодаря чему появились интересные данные, позволяющие установить возраст фундамента на ряде участков Устюрта и Южного Приаралья (рисунок).

Как известно, интенсивно дислоцированные породы фундамента выходят на поверхность лишь в небольшом горном массиве Султан-Уздаг. Они представлены ниже- и среднепалеозойскими осадочно-метаморфическими, магматическими и метаморфизованными пирокластическими образованиями, прорванными интрузиями. Аналогичные породы, отчасти датирующиеся как среднепалеозойские, отчасти условно сопоставляемые со свитами Султан-Уздага, а также верхнепалеозойские гранитоиды вскрыты скважинами в Южном Приаралье и на Устюрте.

Дислоцированные, в разной степени метаморфизованные осадочно-метаморфические породы допермского возраста закрытых районов настолько резко отличаются по своим петрографическим особенностям и физическим параметрам от типично платформенных мезо-кайнозойских отложений той же территории, что довольно единодушно наряду с гранитоидами относятся к фундаменту.

Формирование верхнепалеозойских гранитоидов (скв. 20, 22, 119 и др.) и диоритов Южного Приаралья (скв. 117) связывается с эпохой основной складчатости, завершившей развитие герцинской геосинклинали на этой территории. Время складчатости устанавливается В. С. Князевым, О. А. Шнипом как верхнекарбонное или верхнекарбонно-нижнепермское.

По последним данным, герцинский возраст складчатости подтверждается результатами определения абсолютного возраста аутигенных минералов калий-аргоновым методом. Согласно данным (скв. 27 Кокча) абсолютный возраст аутигенного мусковита из метаморфизованного известняка составляет 309 млн. лет. Соответственно возраст складчатости, создавшей необходимые условия для образования аутигенного мусковита в известняках, датируется как граница нижнего и среднего карбона (Гарецкий и др., 1964). Лабораторией абсолютного возраста Геологического института АН СССР был установлен триасовый возраст складчатости районов Карабаура и Айбугира, где абсолютный возраст аутигенного мусковита из карбонатных отложений скв. 1-Какбахты (инт. 1055—1059 м) равен 187 млн. лет, а в скв. 146 — Айбугира из трех интервалов (225, 282 и 300 м), абсолютный возраст этого же минерала составляет 200—220 млн. лет (Гарецкий и др., 1965).

Таким образом, в настоящее время можно считать доказанным герцинский возраст фундамента в районах его неглубокого залегания: Южном Приаралье, Айбугире и Карабауре. В районах его значительного погружения попытки установления возраста фундамента пока базируются на геофизических данных и опираются на результаты изучения фундамента в сопредельных областях Средней Азии, где породы фундамента выходят на дневную поверхность и легко доступны наблюдению.

Накопленные материалы по изучению фундамента обнаженных районов Средней Азии и данные бурения закрытых ее территорий (Дикенштейн и др., 1963; Бакиров и др., 1963) свидетельствуют о чрезвычайной сложности истории развития палеозойских геосинклиналей. Осадконакопление в них часто прерывалось складчатыми процессами, которым сопутствовало, в свою очередь, широкое развитие разломов, интрузивная и эффузивная деятельность. В результате этого формировались различные структурно-фациальные зоны, с различным соотношением магматических, пирокластических и осадочно-метаморфических пород, возникали геоантиклинальные и геосинклинальные зоны.

Следует отметить, что складчатость в некоторых геоантиклинальных зонах проявилась задолго до завершения развития герцинской геосинклинали. Так, в Уральской области герцинской складчатости выделяется ряд геоантиклинальных зон, подвергшихся стабилизации в предшествующее герцинской эпохе складчатости время. (Дедеев, 1958; Яншин, 1955 и др.). В фундаменте Кызылкумов наряду с герцинскими выделяются каледонские складчатые сооружения (Лихачев и др., 1963).

В связи со сказанным выше наличие выступов древних пород фундамента, скрытых под платформенным чехлом или выходящих на дневную поверхность, не может послужить основанием для установления возраста завершающей складчатости фундамента крупного региона. Выступы, сложенные древними породами фундамента, могут оказаться унаследованными от крупных положительных структур геосинклинали, подвергшихся в предплатформенный этап развития глубокой денудации, в результате которой удалены мощные толщи верхних частей фундамента. На погружениях выступов обычно появляются более молодые породы фундамента.

Примером именно такого выступа древних пород фундамента на рассматриваемой территории является массив Султан-Уиздаг, в строении которого участвуют осадочно-метаморфические породы, возраст которых меняется от ордовика до среднего девона включительно. Подтверждением наличия более молодых пород фундамента вокруг Султан-Уиздага в районах его погружения являются нижнекарбоновые, сравнительно слабо метаморфизованные сланцы, обнаруженные в скв. 201 Ходжейли на глубине 974 м. Кроме того, в базальных слоях нижнемеловых отложений скв. Барсакельмес встречена плохо — окатанная галька известняков с фузулинидами верхнекарбонового возраста, которые ука-

зывают на размыв близлежащих поднятий (предположительно Тахтакаирского вала Куланды-Султануиздагской зоны поднятия), сложенных слабометаморфизованными верхнекарбонowymi известняками.

По-видимому, подобным же длительно и унаследованно развивающимся крупным поднятием на территории Устюрта является также Центрально-Устюртская зона поднятия, в пределах которой под осадочным чехлом бурением вскрыты сложнодислоцированные мраморизованные известняки (на площади Какбахты).

Весьма интересным фактом, свидетельствующим о сложности структуры фундамента и рельефа его поверхности, является массив верхнепалеозойских гранитоидов с отметками поверхности от — 500 до — 800 м над уровнем моря. Он находится всего в нескольких десятках километров к северо-востоку от Султан-Уиздага, в пределах которого максимальные современные отметки поверхности обнажающегося здесь фундамента достигают 300—400 м над уровнем моря.

В то время как отнесение к фундаменту допермских осадочно-метаморфических и разновозрастных магматических образований не вызывает сомнений, структурное положение в разрезе рассматриваемой территории пермо-триасового комплекса трактуется по-разному. Некоторые исследователи причисляют его к одному из структурных этажей осадочного чехла платформы (Лапшов, 1963 и др. — сторонники докембрийского и эпикаледонского возраста фундамента Устюрта); другие считают нижним структурным этажом осадочного чехла на площади Северного Устюрта и верхним этажом фундамента в пределах Южного Устюрта (Бакиров и др., 1963); третьи относят к верхнему структурному этажу фундамента на всей площади его распространения (Дикенштейн и др., 1963); четвертые называют пермо-триасовые отложения промежуточным комплексом, включающим формации периода завершения инверсионной стадии геосинклинального развития и, таким образом, в трактовке условий образования данного комплекса принципиально не расходятся с мнением сторонников отнесения его к верхнему структурному этажу фундамента.

Подтверждение той или иной точки зрения по данному вопросу, очевидно, можно найти лишь путем сравнения характерных особенностей пермо-триасового комплекса с образованием фундамента, с одной стороны, и вышележащими типично платформенными осадками, с другой.

Пермо-триасовые отложения представлены чередованием массивных красновато-бурых и буровато-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов. По литологическому составу пермо-триасовый комплекс описываемого региона относится к молассовым формациям орогенного типа.

Структурно-текстурные особенности пород пермо-триасового комплекса характеризуют различную степень эпигенеза, но, как правило, значительно более высокую, чем в юрских отложениях тех же площадей. Наряду с нормально-осадочными образованиями начальной стадии эпигенеза, выражающейся в появлении регенерации и коррозии зерен кварца и альбитизации и серицитизации зерен полевых шпатов (площадь Теренкудук, Шахпаты), имеются сильно эпигенетически преобразованные породы, характеризующиеся развитием процессов кальцитизации, конформации и инкорпорации.

Степень эпигенеза варьирует в широких пределах в зависимости от типа пород, гидрогеологических условий, глубины залегания и степени дислоцированности (Князев, Флоренский, 1962). Последняя для пермо-триасовых отложений также весьма различна. Если в верхней части разреза пермо-триаса на площади Теренкудук и Шахпаты минимальные для комплекса углы наклона измеряются несколькими градусами, то на площади Байтерек углы наклона в породах пермо-триаса достигают 35—47°. На структуре Хоскудук они составляют до 25°. Угловое несогласие между юрской и пермо-триасовой толщами колеблется от 7—5°, на

площади Теренкудук и Шахпахты до 40—42° на площади Байтерек. На поднятии Аламбек оно равно $\sim 10^\circ$, а на Хоскудукской структуре 13° .

Существенное значение при решении вопроса о структурном положении пермо-триасового комплекса мог бы иметь анализ его мощностей. Однако достоверные данные о полных мощностях пермо-триаса в настоящее время получены лишь по профилю III «а» КМПВ Спецгеофизики, на котором в пределах южного борта Центрально-Устюртской зоны поднятия наряду с поверхностью пермо-триасового комплекса трслеживается опорный преломляющийся горизонт с граничными скоростями более 5600 м/сек, отождествленный с поверхностью допермских образований. Здесь максимальная мощность пермо-триасового комплекса может быть определена примерно 3000 м. Других уверенных материалов о мощностях пермо-триасового комплекса на рассматриваемой территории не имеется.

На примыкающем к Устюрту Мангышлаке мощность пермо-триасового комплекса в естественных обнажениях превышает 8000 м (Шлезингер, 1965).

Весьма показательны данные о физических свойствах пород пермо-триаса. Массовые замеры плотностей образцов керна пермо-триасовых отложений рассматриваемой территории, выполненные П. В. Флоренским (частично по сборам ВНИГНИ) и лабораторией физических свойств горных пород ВНИГНИ, показали, что их плотность колеблется от 2,57 г/см³ до 2,7 г/см³, а в выветрелой части разреза — от 2,4 до 2,5 г/см³. Сравнение этих данных с результатами изучения плотностей на Мангышлаке, п-ове Бузачи, Туаркыре (Галактионов, 1959; Неволлин, 1961; Флоренский и Гаврилова, 1962) позволяет говорить о том, что плотность пермо-триасовых пород на всех указанных территориях изменяется в довольно широких пределах (от 2,35 до 2,7 г/см³ в обнажениях) в зависимости главным образом от степени их дислоцированности и типа пород.

По данным А. Б. Галактионова (1959), Д. П. Касаткина (1960), Н. В. Неволлина (1961), рассматривающих неоген-юрские образования различных участков описываемой территории как единый плотностной комплекс, их среднезвешенная плотность может равняться 2,20—2,30 г/см³. Полученные в лаборатории физических свойств горных пород ВНИГНИ определения плотностей пород юры и мела согласуются с данными названных исследователей. Проведенное Л. А. Якимченко (Неволлин, 1961) изучение плотностей метаморфических и изверженных пород Султан-Уиздага, Южного Урала и Мугоджар, а также обобщенные Д. П. Касаткиным (1960) материалы по изучению физических свойств пород сопредельных районов Средней Азии свидетельствуют о том, что по плотностной характеристике пермо-триасовый комплекс описываемой территории гораздо меньше отличается от образований фундамента, особенно верхнепалеозойской его части, чем от платформенных толщ мезо-кайнозоя. Таким образом, наиболее резкая плотностная граница в районе исследований с разностью плотностей не ниже 0,25 г/см³ оказывается приуроченной к поверхности доюрского комплекса.

По данным спецгеофизики наиболее четкий преломляющийся горизонт соответствует верхней части пермо-триасовых отложений, что также свидетельствует о резком изменении физических свойств пород вдоль этой границы. Отложения пермо-триаса, кроме того, характеризуются преимущественно резко пониженной пористостью и проницаемостью по сравнению с лежащими выше породами юры и мела (Акрамходжаев и др., 1963; данные лабораторных исследований ВНИГНИ).

Значительная разница в физических свойствах юрских и пермо-триасовых пород прекрасно фиксируется также резким снижением скорости проходки скважин при бурении пермо-триасовой толщи по сравнению с юрской на всех разведочных площадях Устюрта.

Из сказанного выше видно, что по своим физическим параметрам пермо-триасовые образования рассматриваемой территории довольно резко

отличаются от лежащих выше пород мезо-кайнозой и гораздо менее резко от пород фундамента. Отмеченные особенности вещественного состава и условий залегания пород пермо-триасового комплекса рассматриваемой территории и сопредельных районов свидетельствуют о его формировании в период завершения инверсионной стадии развития герцинской геосинклинали, характеризующейся: 1) резко расчлененным рельефом, обильно снабжавшим области накопления обломочным материалом; 2) различной интенсивностью тектонических движений, сказавшейся в значительных колебаниях мощностей, формационного состава и в различной степени эпигенетических изменений пород комплекса. Окончание процесса формирования складчатого основания рассматриваемой территории и установление на ней платформенного режима, вероятно, следует связывать с периодом пенепленизации, продолжавшимся, видимо, на большей части площади в течение верхней половины триаса и давшим зону выветривания верхней части пород триаса, глубиной около 100—50 м и по своей продолжительности не идущий ни в какое сравнение с региональными перерывами, имевшими место в платформенную стадию развития данного региона.

На основании изложенного пермо-триасовый комплекс следует относить к верхнему орогенному структурному этажу фундамента, завершающему герцинский этап тектогенеза, а осадочно-метаморфические и магматические образования допермского возраста причислять к нижнему его структурному этажу в целом, поскольку в настоящее время отсутствуют материалы для более дробного его структурного деления.

Литература

- Акрамходжаев А. М., Федотов Ю. А., Минакова Н. Е., Ибрагимов З. С., Жукова Г. А. Геология и некоторые вопросы нефтегазоносности Каракалпакии. Изд-во АН УзССР, Ташкент, 1962.
- Бакиров А. А. и др. Геологические условия и основные закономерности размещения скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР. Средняя Азия, т. I. Гостоптехиздат, 1963.
- Галактионов А. Б. Плотность осадочных пород Устюрта. В кн. «Прикладная геофизика», вып. 23, Гостоптехиздат, 1959.
- Гарецкий Р. Г., Кслесников Е. М., Муравьев В. И., Шлезингер А. Е. О возможности определения абсолютного возраста складчатости по аутигенным минералам в осадочных породах (на примере складчатости фундамента Южного Приаралья). Докл. АН СССР, т. 154, № 4, 1964.
- Гарецкий Р. Г., Муравьев В. М., Котова И. З., Шлезингер А. Е. Об абсолютном возрасте складчатости фундамента Центрального Устюрта. Докл. АН СССР, т. 160, № 3, 1965.
- Годин Ю. М., Луппов Н. Н. и др. Основные особенности тектонического строения территории Туркменской ССР. Сов. геология, № 1, 1958.
- Дедеев В. А. Взаимоотношения полярного Урала с соседними складчатыми областями. Тр. ВНИГРИ, вып. 126, геол. сборн., № 3, 1958.
- Дикенштейн Г. Х. и др. Тектоника и перспективы нефтегазоносности западных районов Средней Азии. Гостоптехиздат, 1963.
- Калинин Н. А. Тектоника Закаспийской платформы (Мангышлак и Устюрт). Тр. ВНИГРИ, вып. 218, 1963.
- Князев В. С., Флоренский П. В. Литология пермо-триасовых отложений на площади Кызыл полуострова Бузачи. Тр. МИНХ и ГП, вып. 38, 1962.
- Кудрявцев Н. А. Региональная тектоника территории между Эмбенской нефтеносной областью и Мангышлаком. Авторефераты научн. трудов ВНИГРИ, Гостоптехиздат, 1955.
- Лапшев В. А. Глубинное геолого-тектоническое строение Мангышлака и смежных территорий. Тр. ВНИГРИ, вып. 213, 1963.
- Лихачев Ю. А. и др. Тектоника палеозойского фундамента Кызыл-Кумов. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 15, 1963.
- Наливкин В. Д. Геологическое строение и газонефтеносность севера Западно-Сибирской низменности. Докл. сов. геол. на XXI сессии Междунар. геол. конгр. Региональные структурные проблемы геологии нефти. Изд-во АН СССР, М., 1960.
- Неволин Н. В. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Западного Казахстана. Гостоптехиздат, М., 1961.

- Ростовцев Н. Г. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности, Гостоптехиздат, 1958.
- Флоренский П. В., Гаврилова О. А. О характере изменения плотностей пермо-триасовых отложений Туаркыра. Тр. МИНХ и ГП, вып. 83, 1962.
- Шлезингер А. Е. Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций. Материалы совещания по проблемам тектоники в Москве, Изд-во «Наука», 1964.
- Яншин А. Л. О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южно-Эмбенского поднятия. Бюл. МОИП, отд. геол., т. XXX, 1955.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологоразведочный нефтяной институт

Статья поступила
11 июня 1965 г.

D. KH. DICKENSTEIN, L. P. POLKANOVA
AGE AND STRUCTURAL STAGES OF THE BASEMENT
OF USTRYURT AND THE SOUTH OF THE ARAL LAKE REGION

An analysis of geological-geophysical data and related materials concerning areas of Pre-Jurassic deposits on certain parts of Epi-Hercynian platforms enables us to suggest the Hercynian age of the basement and divide it into two structural stages. The lower stage includes rocks of Pre-Permian age, and the upper one consists of the Permian-Triassic rocks. The suggestion that the Permian-Triassic complex is an upper structural stage of the basement is based on the comparison of its characteristic features with the formations of the basement's lower structural stage and with other typically platform sediments. For this purpose an analysis is given of the structure — textural features, thickness physical parameters of density, porosity and permeability, seismic characteristics, drilling velocity, duration of stratigraphic hiatus and angular unconformities in the strata of platform deposits and Permian-Triassic complexes, exposed by means of boring.

All — Union Oil Prospecting Research
Institute
Moscow

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.24 (234.91)

Ю. Г. МОРГУНОВ, А. С. МАРОЧКИН

ТЕКТОНИКА ДОЮРСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ СЕВЕРНОЙ ОСЕТИИ
(ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАВКАЗ)

В Северной Осетии до сих пор выделялись два крупных разновозрастных структурных комплекса: домезозойский и мезокайнозойский, разделенные региональным угловым несогласием и стратиграфическим перерывом, падающим на триасовый период.

Почти все предыдущие работы по изучению тектонического строения Северной Осетии посвящены строению верхнего структурного комплекса и лишь в незначительной мере затрагивают тектоническое строение тех или иных толщ доюрского возраста (Ажгирей, 1950, 1951; Афанасьев и др., 1960; Вардамянц, 1929, 1933, 1935; Мельников, 1952; Шевченко, 1962). Вероятно, такое положение связано с трудной доступностью отдельных разрозненных выходов доюрских пород и тем, что они представляют собой лишь фрагменты структурных комплексов или их этажей.

Собранный авторами в 1960—1964 гг. материал позволяет в значительной мере выяснить строение и составить тектоническую схему доюрских образований. Все это имеет актуальное значение в связи с развертыванием геолого-поисковых работ и с подготовкой к изданию крупномасштабных геологических карт Северной Осетии. Для лучшего понимания тектонического строения доюрских образований необходимо кратко описать их положение в современной (альпийской) структуре.

В горной части Северной Осетии в качестве крупных тектонических единиц выделяются следующие структурные зоны (с севера на юг): 1) зона моноклинали Северного склона, 2) зона антиклинория Главного хребта и 3) зона синклинория Южного склона.

Доюрские образования обнажаются только в зоне антиклинория Главного хребта, в которой выделяются следующие подзоны: Садоно-Фиаглонская горст-антиклинальная подзона, подзона Штулу-Харесского грабена и подзона Адайхохско-Дарьяльского поднятия.

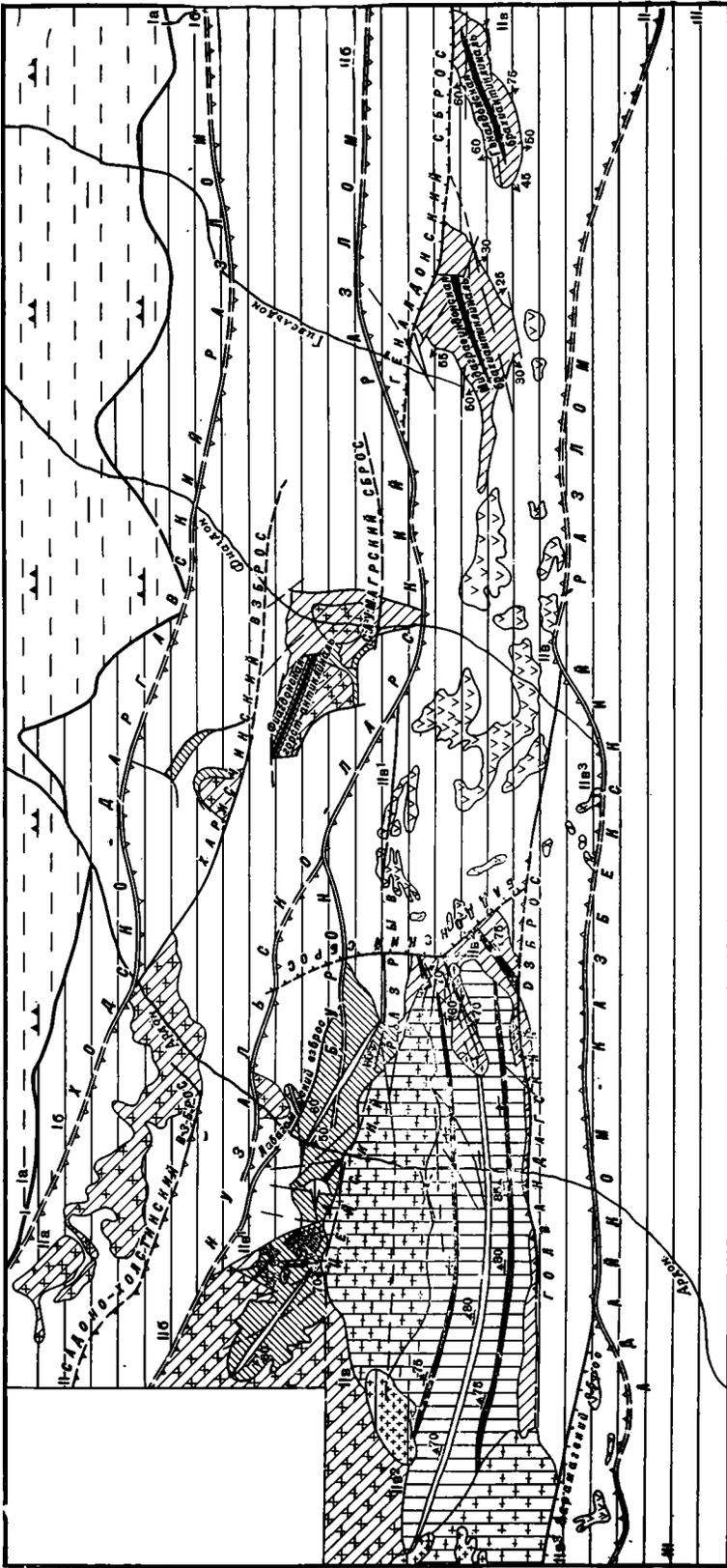
Основным полем развития доюрских пород является подзона Адайхохско-Дарьяльского поднятия, которая в пределах Северной Осетии морфологически совпадает с областью наибольшего поднятия Главного Кавказского хребта.

В целом альпийская структура подзоны Адайхохско-Дарьяльского поднятия, как предыдущими исследователями, так и нами рассматривается как сложно построенный веерообразный антиклинорий, у которого северное крыло опрокинато на север, а южное на юг.

В западной половине подзоны выделены три тектонических блока, ограниченные разломами, имеющие различную амплитуду поднятия и претерпевшие несколько отличную друг от друга историю развития. В северо-западной части подзоны расположен Буронский блок, северной границей которого является Нузальско-Ларский разлом, а южной — Цейский. Буронский блок севней мелких разрывных нарушений разбит на три меньших блока, из которых два (западный и восточный) относительно приподняты, а центральный, сложенный преимущественно отложениями нижнеюрского возраста, опущен. Амплитуда опускания этого блока не превышает 400—500 м.

Южнее Буронского блока расположен Кассарский блок, который является в пределах Северной Осетии орографически наиболее высоко поднятой частью антиклинория Главного хребта. Северной границей блока является упомянутый выше Цейский разрыв, а южной — Голвандагский взброс, по которому Кассарский блок контактирует с расположенным южнее Адайкомским блоком. Восточная граница блока проходит по Баддонскому сбросу, а западная находится за пределами описываемого района и не исследована.

Адайкомский блок с севера ограничен Голвандагским взбросом, а с юга — крупнейшим в районе Адайком-Казбекским разломом. К западу от описываемого района Адайком-Казбекский разлом переходит в сложную систему разрывных нарушений, получивших в литературе наименование «надвига Главного хребта». В пределах Адайкомского блока доюрские образования не обнажаются.



- | | | | | | | | | | | |
|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| | | | | | | | | | | |
| 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 |
| | | | | | | | | | | |
| 23 | 24 | 25 | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | |

Изучение стратиграфических разрезов и складчатости доюрских образований показало, что в пределах горной части Северной Осетии выделяются два разновозрастных, различных по степени метаморфизма и тектоническому строению комплекса пород, которые образуют три самостоятельных структурных этажа.

Наиболее древний из обнажающихся в Северной Осетии этажей относится к догерцинскому структурному комплексу, а два других входят в состав герцинского структурного комплекса.

Догерцинский комплекс. Структурный этаж, входящий в состав этого комплекса, сложен породами буронской свиты. Наиболее значительные выходы ее наблюдаются в Буронском блоке и в значительно меньшей степени выходят на дневную поверхность в ядерных частях Унальской и Фиагдонской горст-антиклиналей.

Буронская свита представлена (в верхней части) в основном различными кристаллическими сланцами (кварцево-двуслюдянными, кварцево-полевошпатово-двуслюдянными, кварцево-мусковитовыми, гранат-мусковитовыми и кварцево-биотито-андалузитовыми) и (в нижней) — парагнейсами и параамфиболитами. Все породы буронской свиты претерпели региональный прогрессивный метаморфизм, преобразовавший их в сланцы амфиболитовой фации, а затем подверглись интенсивному диафторезу. На амфиболитовую стадию прогрессивного метаморфизма указывают реликты таких высокотемпературных минералов, как кордиерит, андалузит, биотит и гранат, а также превращение вулканогенных пород в ортоамфиболиты. В результате диафтореза в породах буронской свиты повсеместно развиты хлорит и серицит.

Отложения буронской свиты прорваны наиболее древними в районе интрузивными породами основного и кислого состава, которые превращены в ортогнейсы и ортоамфиболиты. Подобные интрузивные образования в верхних структурных этажах нигде не встречены. На основании изложенного можно сделать вывод, что этот структурный этаж обладает своим собственным магматическим комплексом.

Породы буронской свиты в пределах Буронского блока образуют серию сильно сжатых изоклинальных складок. В западной части блока хорошо прослеживается относительно крупная синклиальная складка и отдельные фрагменты антиклинальной складки. На северо-западе обе складки прорваны гранитоидами Садонского типа, а на юге оборваны Цейским разрывом, по которому внедрились гранитоиды Кассарского типа. К ядру антиклинали приурочены мелкие тела ортогнейсов и ортоамфиболитов. Северо-восточное ее крыло оборвано многочисленными разрывными нарушениями, по которым произошло опускание центральной части Буронского блока.

В восточной части блока прослеживается вторая синклиаль, юго-восточное окончание которой также оборвано Цейским разрывом, а северо-западное — опущенным антиклинальной складки, северо-восточное крыло которой полностью срезано Лабогомским взбросом, а северо-западная часть оборвана центральным блоком. В ядре этой антиклинали, как и в предыдущей, обнажаются мелкие тела ортогнейсов и ортоамфиболитов.

Складки в буронской свите имеют в основном северо-западное (общекавказское) простирание, свойственное большинству складок в древнейших толщах Большого Кавказа. Складки опрокинуты на северо-восток, а осевые поверхности их падают на юго-запад под углами 50—60°.

Кроме вышеперечисленных складок, в породах буронской свиты наблюдаются более мелкие складки, имеющие различную ориентировку осевых поверхностей (от северо-западного через меридиональное до северо-восточного). Размах крыльев складок не превышает первые десятки метров, и падают они относительно полого, под углом 20—40°.

Тектоническая схема доюрских образований Северной Осетии. Составил Ю. Г. Моргунов (1964), с использованием материалов Г. Д. Аджирея, Л. А. Варданяца, В. А. Мельникова, Д. И. Панова и Буронской партии ЦНИГРИ

Структурные зоны: I — зона моноклинали Северного склона. Ia — подзона Скалистого и Предгорных хребтов. Ib — Ходско-Кокадурская подзона. II — зона антиклинория Главного хребта. IIa — Садонско-Фиагдонская горст-антиклинальная подзона. IIб — подзона Штулу-Харесского грабена. IIв — подзона Адайхохско-Дарьяльского поднятия. IIв¹ — Буронский блок, IIв² — Кассарский блок, IIв³ — Адайкомский блок. III — зона синклинория Южного склона (Мамисонская складчатая зона). Структурные этажи: 1 — догерцинский; 2 — раннегерцинский; 3 — позднегерцинский; 4 — мезо-кайнозойский; а) ниже- и среднеюрский подэтаж, б) верхнеюрский подэтаж. Магматические комплексы: 5 — граниты и гранодиориты Теплинского типа; 6 — диабазы; 7 — гранодиориты и кварцевые диориты Цейского типа; 8 — гранитоиды Садонского типа; 9 — гранитоиды Кассарского типа; 10 — ортогнейсы; 11 — ортоамфиболиты; 12 — эрозионная граница подзоны Скалистого и Предгорных хребтов; 13 — границы структурных этажей и магматических комплексов; 14 — моноклиально залегающие верхнеюрские породы (вершины треугольников направлены по падению пород); 15 — горст-антиклинальные складки; 16 — брахиантиклинальные складки; 17 — оси антиклинальных складок; 18 — оси синклиальных складок; 19 — направление падения осевой поверхности складки; 20 — вертикальное падение осевой поверхности складки; 21 — разломы глубинного заложения, имеющие региональное распространение; 22 — крупные разрывные нарушения местного значения; 23 — мелкие разрывные нарушения; 24 — надвиги и взбросы; 25 — сбросы (штрихи указывают направление падения плоскости сместителя)

Ввиду отсутствия в породах буронской свиты органических остатков ее возраст, а в связи с этим и возраст структурного этажа определены условно. В результате полученных наблюдений и обработки литературных данных устанавливается большое сходство в строении и в метаморфической эволюции пород буронской свиты и макарской серии (Сомин, 1965), точнее, тех толщ этой серии, которые развиты в верховьях рек Баксана и Чегема. На этом основании предполагается, что буронская свита отвечает части макарской серии. Возраст последней Д. С. Кизевальтером, В. Я. Медведевым и М. Л. Соминим принимается как рифей нижнепалеозойский.

Таким образом, описанный структурный этаж является частью наиболее древнего (каледонского ? или байкальского ?) структурного комплекса.

Герцинский комплекс. Нижний структурный этаж этого комплекса сложен в Северной Осетии исключительно породами кассарской свиты, возраст которой на основании сопоставления с фаунистически охарактеризованными породами десской серии установлен как верхнедевонский-нижнекаменноугольный (Моргунов, 1965₂). Первичные взаимоотношения кассарской и буронской свит не установлены.

Породы кассарской свиты подвержены прогрессивному региональному метаморфизму, который отвечает кварц-альбитово-эпидотово-альмадиновой субфации фации зеленых сланцев Ф. Тернера и Дж. Ферхугена (1961) с некоторым ослаблением метаморфизма в верхах разреза. Регрессивный метаморфизм проявлен очень слабо и носит характер контактового метаморфизма, связанного с верхнепалеозойскими гранитоидами Садонского типа.

Образования нижнего структурного этажа прорваны гранитоидами Кассарского типа, которые по своим тектурным и структурным признакам резко отличаются от более древних ортогнейсов и более молодых верхнепалеозойских гранитоидов Садонского типа. Если гранитоиды более древнего структурного этажа превращены в настоящие гнейсы, то гранитоидам Кассарского типа свойственна лишь гнейсовидность. Возраст одной из древнейших разновидностей описываемых гранитоидов, по данным Г. Д. Афанасьева и других (1960), определен калий-аргоновым методом в 300 млн. лет. Таким образом, и этот структурный этаж характеризуется своим собственным магматизмом.

В строении участка, сложенного кассарской свитой, выделяются две антиклинальные и разделяющая их синклинали складки. Все эти складки линейно вытянуты параллельно друг другу в широтном направлении. Северная антиклинальная складка в основном имеет прямую или симметричную, сильно сжатую форму. Осевая поверхность вертикальная, а падение крыльев на север и на юг крутое, 70—85°. В западной части района наблюдается опрокидывание складок к югу, и осевая поверхность падает на север под углом 75—80°, а в восточной части блока наоборот: породы падают на юг, и складка слегка опрокинута на север. Здесь падение осевой поверхности южное и колеблется от 80°, убывая в восточном направлении до 65°.

Южная антиклинальная складка на всем своем протяжении имеет северное падение осевой поверхности и только в восточной части блока (на западном склоне Ардон-Бадского водораздела) наблюдается вертикальное падение осевой поверхности, а еще далее к востоку (восточный склон водораздела) она приобретает южное падение под углом 80°. Аналогичное строение имеет и синклинали складка.

Такой поворот осевых поверхностей связан с общим опрокидыванием пластов пород кассарской свиты к югу, но на западе мы видим более глубокие части разреза кассарской свиты.

Помимо вышеописанных складок, в породах кассарской свиты наблюдаются более мелкие складки вплоть до складок включения. Размеры мелких складок не превышают нескольких метров и редко достигают 10—20 м. Ориентировка осевых поверхностей их совпадает с ориентировкой осевых поверхностей крупных складок. Складки включения встречаются преимущественно в кварцево-биститовых сланцах, т. е. в слоях, где преобладали глинистые частицы и в меньшей степени в биотитово-кварцевых сланцах, которые образовались по песчаникам.

Изучая складки включения и составляя послойный разрез от контактов пород кассарской свиты с гранитоидами Кассарского типа до Голвандагского взброса, удалось установить сложное складчатое строение этой свиты и доказать несостоятельность точки зрения о моноклинальном залегании ее пород.

Время формирования нижнего структурного этажа определяется возрастом слагающих его пород и временем проявления фазы складчатости. Возраст кассарской свиты принят как верхнедевонский-нижнекаменноугольный, а складчатость, как будет показано ниже, происходила, начиная с конца раннекаменноугольной эпохи и охватывала всю среднекаменноугольную. Таким образом, нижний структурный этаж герцинского комплекса можно назвать среднепалеозойским или раннегерцинским.

Верхний структурный этаж герцинского комплекса сложен породами совершенно иной формации, чем лежащие ниже. Породы верхнепалеозойского возраста обнаружены в пределах Садоно-Фиагдонской горст-антиклинальной подзоны (гранитоиды в Садонской и конгломераты в Фиагдонской горст-антиклиналях) и главным образом в пределах подзоны Адайхохско-Дарьяльского поднятия.

На породах буронской и кассарской свит с угловым и стратиграфическим несогласием залегает мощная (480—800 м) толща конгломератов, переходящая постепенно

вверх по разрезу в песчаники, алевролиты и глинистые сланцы. Эти терригенные образования объединены нами в одну свиту, названную баддонской. По возрасту они отвечают верхнему карбону (Моргунов, 1965₁). Отложения баддонской свиты вверх по разрезу постепенно сменяются карбонатными породами гизельдонской свиты, возраст которой на основании определений фауны установлен как пермский.

Метаморфизм пород верхнего палеозоя очень слаб и имеет характер контактового и дислокационного. Он проявлен в виде сильного окварцевания пород баддонской свиты, мраморизации известняков и локально развитой эпидотизации.

Описываемый этаж отличается от более древних структурных этажей также и магматизмом. В конце верхнего палеозоя и, вероятно, в начале триаса произошло внедрение гранитоидов Садонского типа. Они прорывают отложения баддонской свиты, гранитоиды Кассарского типа и скарнируют известняки гизельдонской свиты. Прорывание гранитами Садонского типа верхнепалеозойских отложений в районе Фиагонской горст-антиклинали было недавно установлено нами (Моргунов, 1965₁), а также поисково-разведочными работами Кадатской ГРП (устное сообщение Б. В. Кравченко). Возраст гранитоидов Садонского типа, по данным Г. Д. Афанасьева и других (1960), колеблется в основном от 225 до 180 млн. лет.

Породам верхнего структурного этажа свойственны небольшие по размерам брахи-складки, имеющие северо-восточное простирание. В Фиагонской горст-антиклинали северо-восточное простирание брахиантиклинали выражено слабо. В северной части этой складки породы падают на северо-восток под углом 35—40°, в центральной — на восток под углом 40—50°, а южной — на юго-восток под углом 35—50°, обрисовывая таким образом восточный фрагмент брахиантиклинали.

В пределах Буронского блока к северу от Лабогомского взброса породы баддонской свиты образуют небольшую синклиналиную складку северо-восточного простирания. Синклиналь слегка запрокинута к северо-западу, и крылья ее падают к юго-востоку под углом 50—70°.

Значительно лучше обнажены и изучены верхнепалеозойские породы в восточной части Кассарского блока. Здесь они образуют две небольшие антиклинали, разделенные узкой синклиналью. Северная антиклиналь представляет собой симметричную, опрокинутую на север складку с падением осевой поверхности на юг под углом 70°. Ядро складки сложено конгломератами и кварцитовидными песчаниками нижней под-свиты, а крылья — песчаниками верхней подсвиты баддонской свиты и известняками гизельдонской свиты. Северное крыло имеет более крутое падение — 80°, а южное падает на юг под углом 70°. В сводовой части антиклинали наблюдаются более пологие углы, 60—65°. Ядерная часть складки прорвана гранитоидами Садонского типа, которые прорывают в данном месте и гранитоиды Кассарского типа, и поэтому некоторыми исследователями принимаются ошибочно за последние.

Синклиналиная складка узкая, сильно сжатая и тоже опрокинута к северу с падением крыльев на юг под углом 65—70°. Ширина складки не превышает 800—1000 м, а длина ее составляет 4 км. Ось синклинали также имеет северо-восточное простирание. Складка осложнена несколькими мелкими разрывными нарушениями и пересечена гранитоидами Садонского типа.

Южная антиклиналь изучена слабо, так как находится в очень труднодоступных местах и частично перекрыта ледниками и мореной.

Все восточные замыкания складок срезаются Баддонским сбросом, и на правом берсгу р. Баддон верхнепалеозойские породы не обнажаются. Юго-западное окончание южной антиклинали срезается Голвандагским взбросом.

В восточной части района, в пределах Адайхохско-Дарьяльского поднятия, верхнепалеозойские породы образуют две кулисообразно расположенные брахиантиклинали, осевые поверхности которых имеют северо-восточное простирание (см. рисунок). Более западная брахиантиклиналь названа Мидагравиндонской (по наименованию источника р. Гизельдон), а восточная — Геналдонской. В ядре Мидагравиндонской брахиантиклинали обнажаются конгломераты нижней подсвиты баддонской свиты. Крылья на периклинальных замыканиях сложены песчаниками верхней подсвиты баддонской свиты и мраморизованными известняками гизельдонской свиты. К юго-западу наблюдается постепенное погружение складки: северо-западное крыло погружается под нижнеюрские породы под углом 50—55°, а более пологое юго-восточное крыло — под углом 25—35°.

Геналдонская брахиантиклиналь имеет более узкую форму, что, вероятно, связано с выходом на поверхность только отложений верхней подсвиты баддонской свиты. Северные периклинальные замыкания обеих брахиантиклиналей срезаны Геналдонским сбросом, амплитуда которого достигает 500 м.

Время формирования верхнего структурного этажа приходится на позднекаменноугольную эпоху, весь пермский период и, по-видимому, захватывает часть, а может быть, и весь триасовый период. Поэтому верхний структурный этаж назван нами верхнепалеозойским или позднегерцинским.

Доюрские породы всех трех структурных этажей перекрываются с угловым и стратиграфическим несогласием фаунистически определенными нижнеюрскими породами.

Выводы

1. Догерцские образования Северной Осетии слагают три структурных этажа, которые относятся к двум разновозрастным структурным комплексам: догерцинскому и герцинскому.
2. Догерцинский структурный комплекс в Северной Осетии представлен только одним структурным этажом. Герцинский структурный комплекс представлен двумя структурными этапами: раннегерцинским (среднепалеозойским) и позднегерцинским (верхнепалеозойским).
3. Каждому структурному этажу свойственны свой тип осадков, магматизм, метаморфизм и тип складчатости.
4. Каждый структурный этап отделен от этажей, лежащих ниже и выше угловым и азимутальным несогласиями.

Литература

- А ж г и р е й Г. Д. Тектоника и этапы формирования геологической структуры Северной Осетии. Сб. «Природные ресурсы Сев. Осетинской АССР». Изд-во АН СССР, 1950.
- А ж г и р е й Г. Д. Участие древнего кристаллического основания в альпийской складчатости Центрального Кавказа. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 26 (1), 1951.
- А ф а н а с ь е в Г. Д., А б д у л а е в Р. Н., Б а г д а с а р я н Г. Б., К н о р р е К. Г., Р у б н и ш т е й н М. М., С т у д е н и к о в а З. В. Итоги геохронологических исследований магматических горных пород Кавказа. Докл. сов. геол. на XXI сессии Междунар. геол. конгр., Проблема 3. Изд-во АН СССР, 1960.
- Б с г д а н о в А. А. О термине «структурный этаж». Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 1, 1963.
- В а р д а н я н ц Л. А. О некоторых стратиграфических и тектонических соотношениях в Центральном Кавказе между Военно-Грузинской и Восточно-Осетинской дорогами. Изв. Геол. ком., т. X, VIII, № 4, 1929.
- В а р д а н я н ц Л. А. Тектоническое строение Горной Осетии и ее отношение к Центральному Кавказу. Зап. Росс. минералог. о-ва, сер. 2, ч. XII, № 1, 1933.
- В а р д а н я н ц Л. А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. Тр. ЦНИГРИ, вып. 25, 1935.
- М е л ь н и к о в В. А. Геологическое строение и структурные особенности полиметаллических месторождений восточной части Центрального Кавказа. Сов. геология, № 4, 1962.
- М о р г у н о в Ю. Г. Верхнепалеозойские отложения Северной Осетии (Центральный Кавказ). Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1965₁.
- М о р г у н о в Ю. Г. К вопросу о среднепалеозойских образованиях Северной Осетии. Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., № 4, 1965₂.
- М. Л. С о м и н. Некоторые особенности связи магматизма и тектоники кристаллического ядра Главного хребта Большого Кавказа. № 3, 1965.
- Т е р н е р Ф., Ф е р х у г е н Дж. Эволюция метаморфических пород. Изд-во иностр. лит., 1961.
- Ш е в ч е н к о В. И. Тектонические дислокации на территории Осетии и механизм их формирования. Сб. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». Изд-во АН СССР, 1962.

Московский государственный университет
им. М. В. Ломоносова

Статья поступила
5 июня 1965 г.

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

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

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

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

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

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

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

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

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

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

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

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

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

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

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

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

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

13. К статье, превышающей 6 стр. машинописного текста, должно быть приложено резюме (до 1 стр. машинописного текста), для всех статей — краткий реферат для ВИНИТИ (1—2 стр. машинописного текста в двух экземплярах).

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

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

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

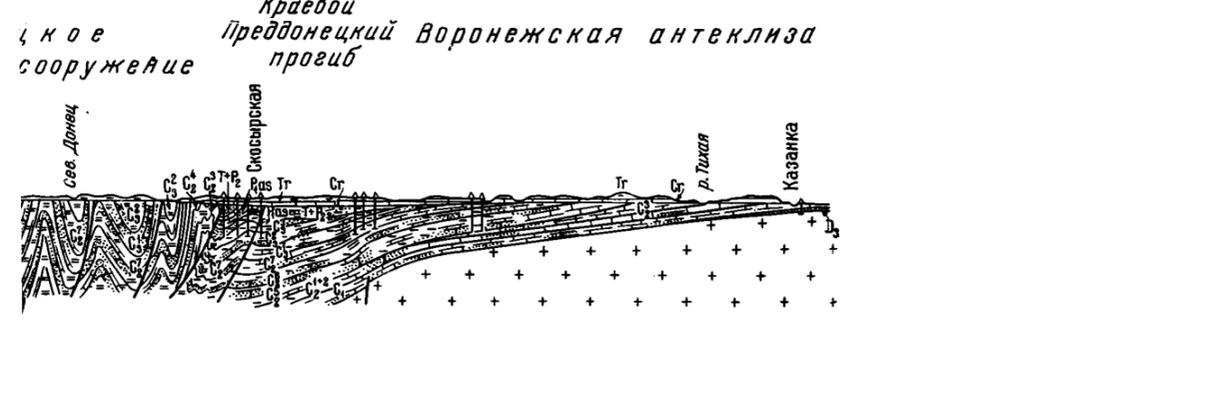
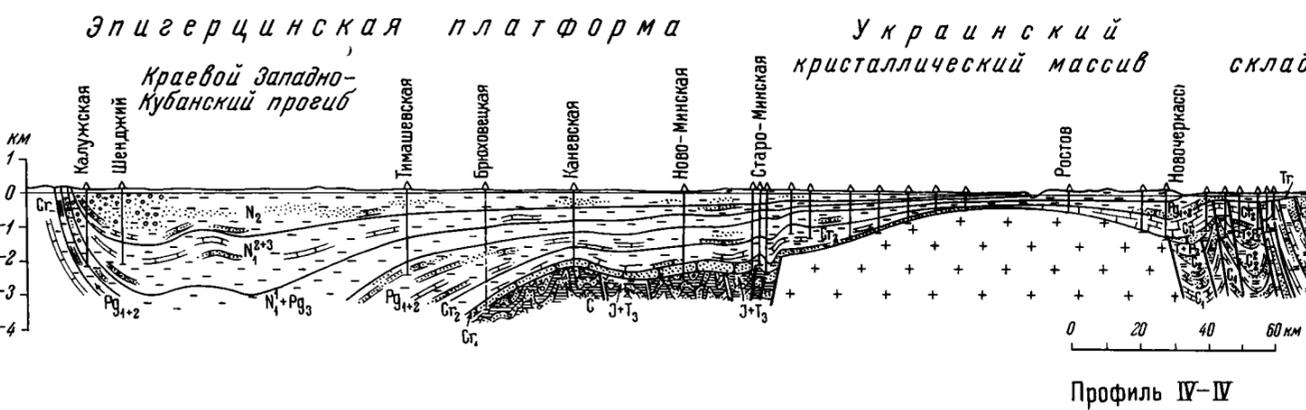
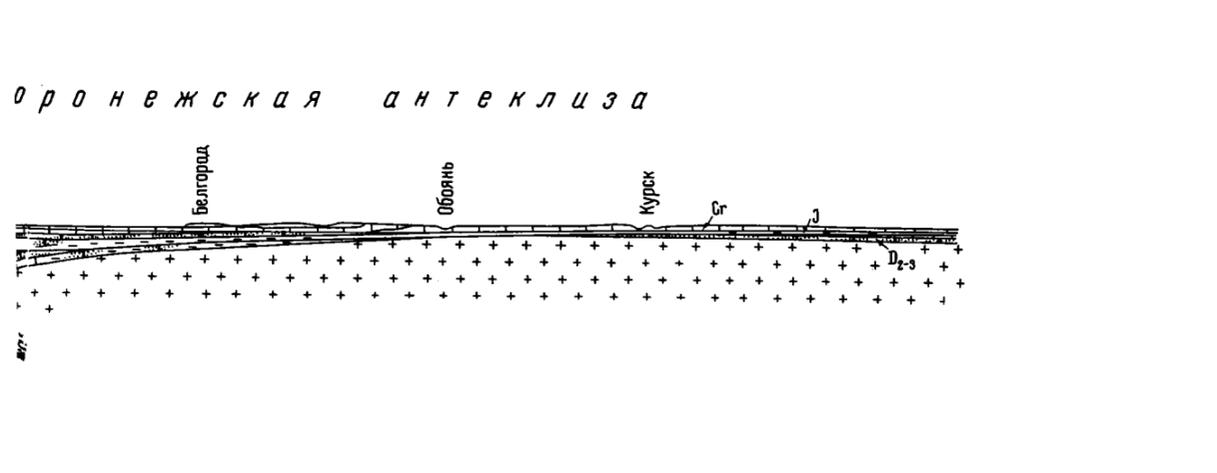
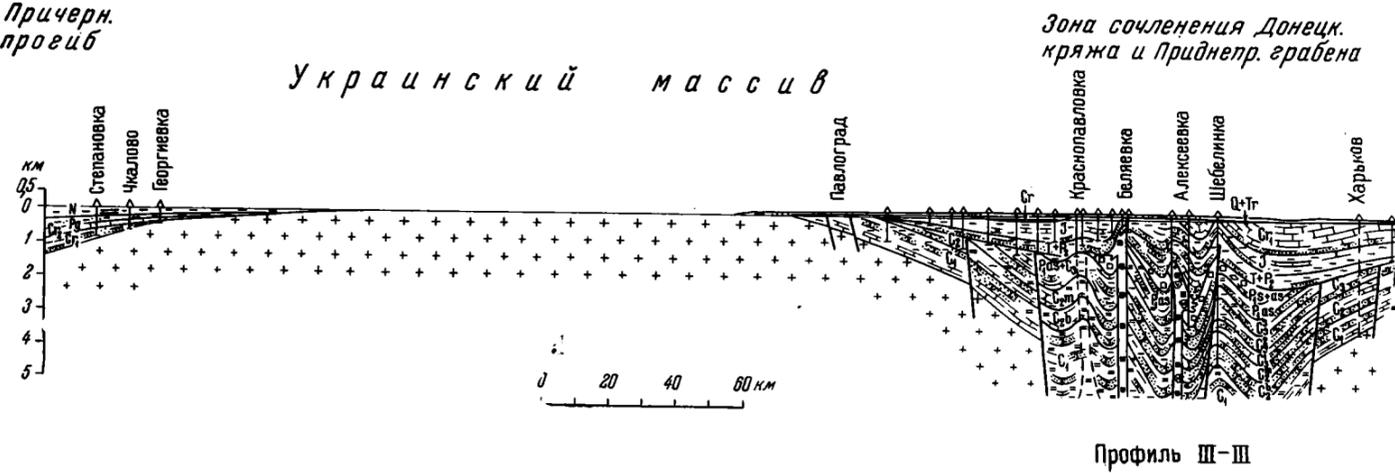
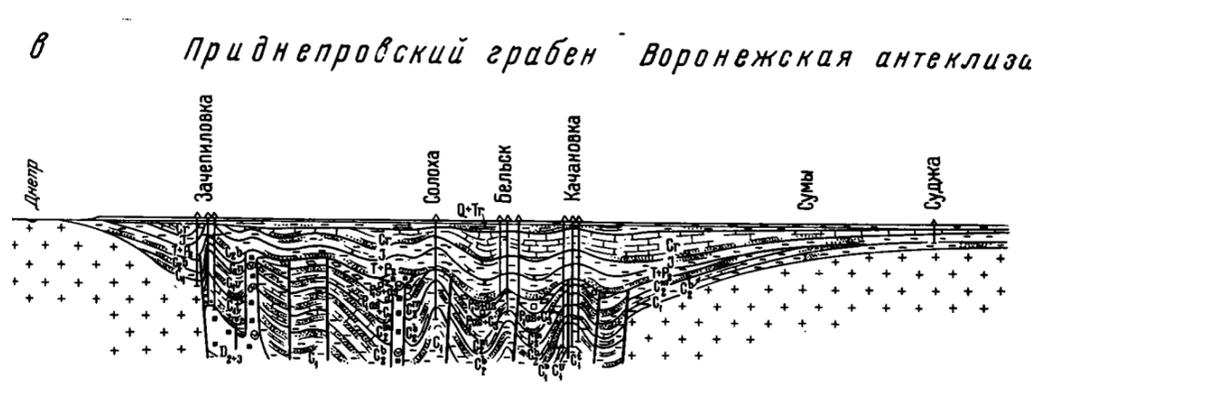
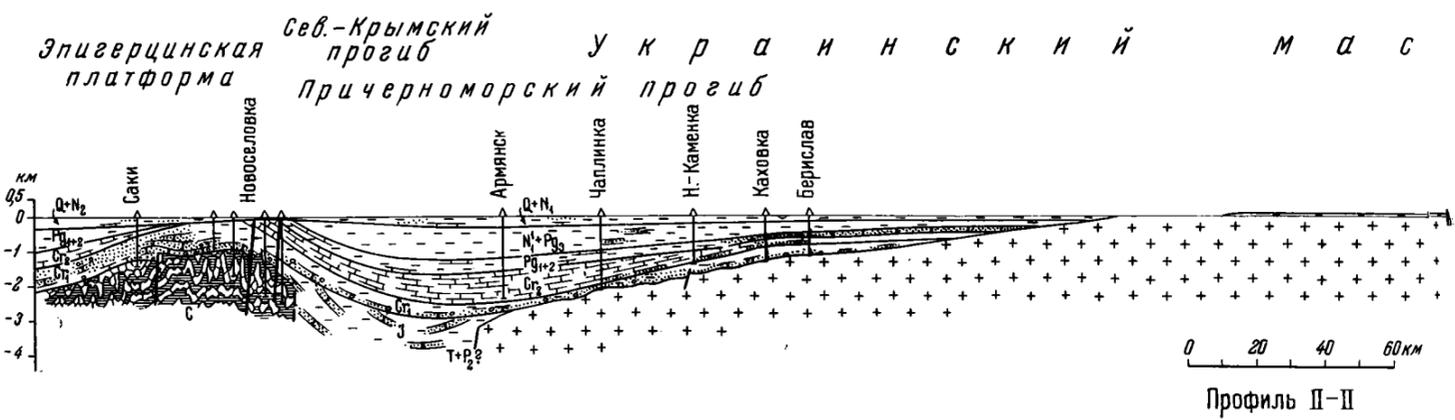
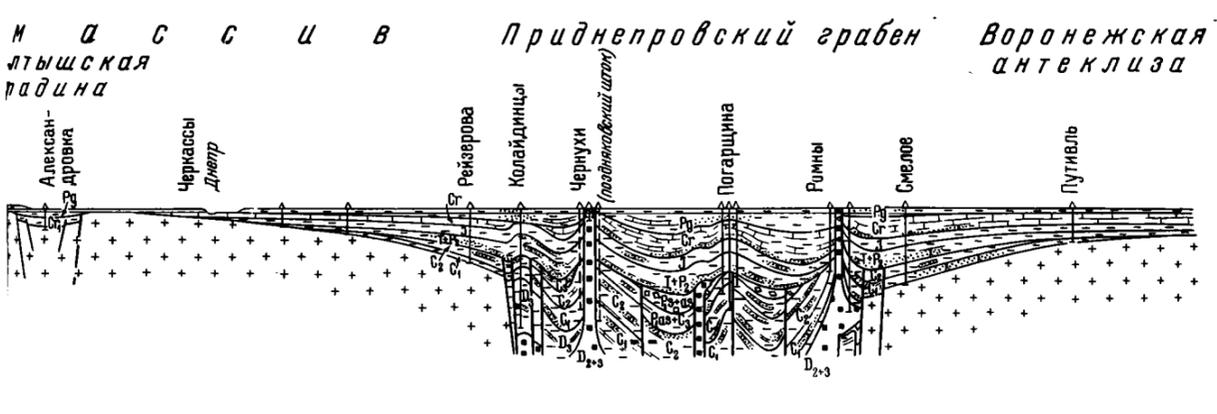
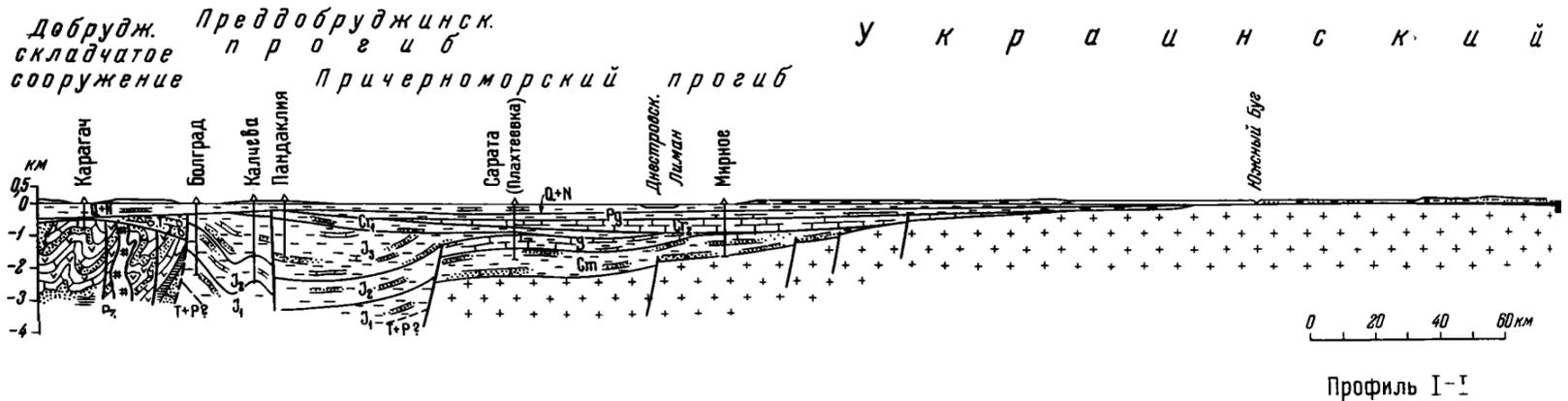
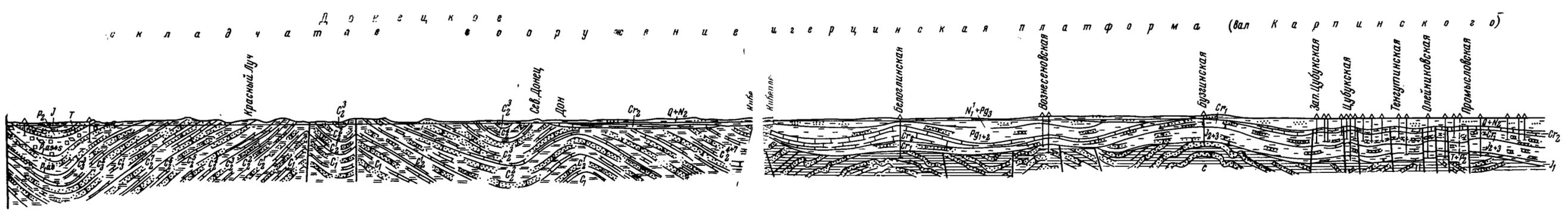
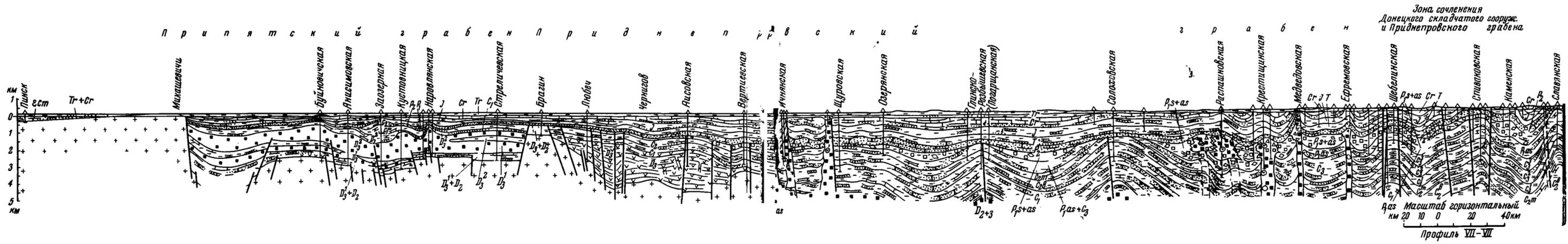
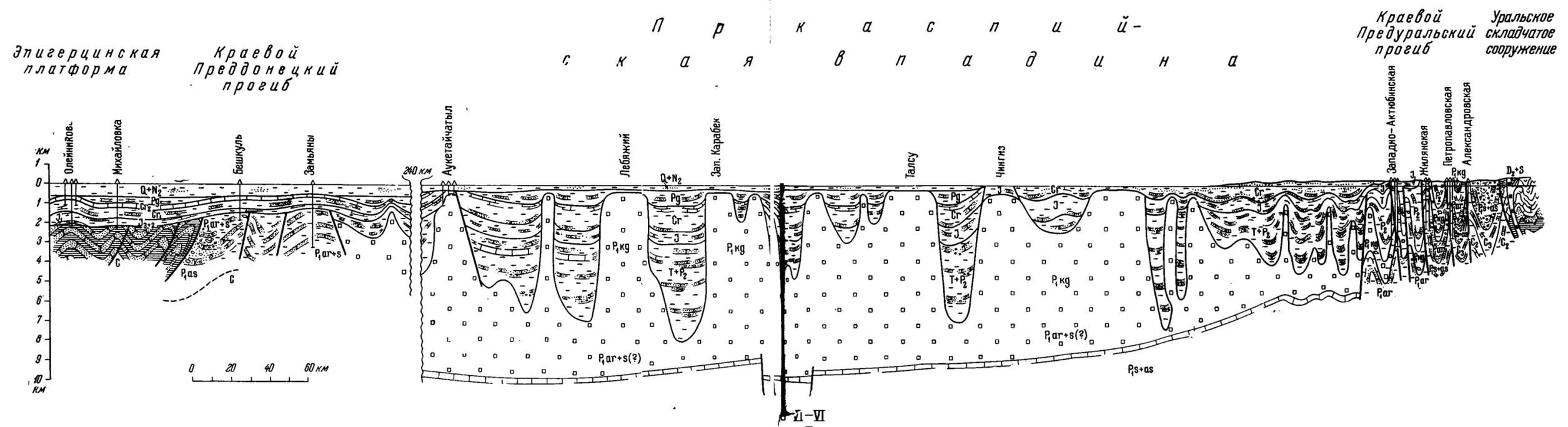
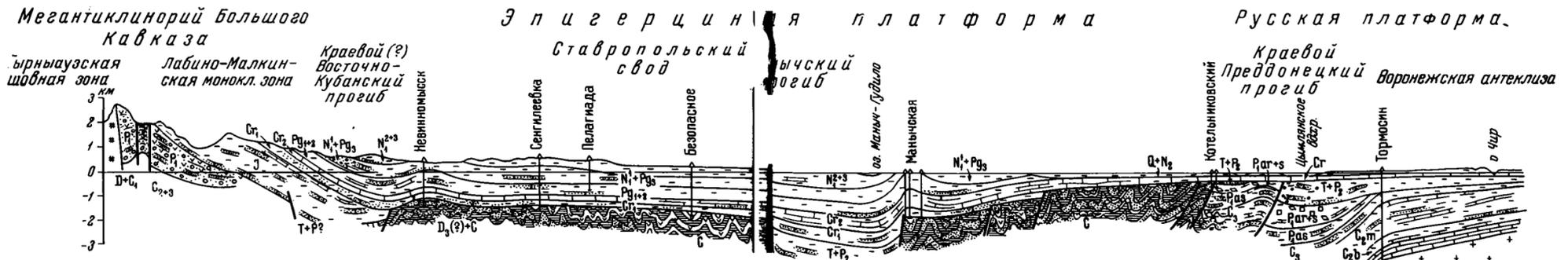


Рис. 2—8. Профильные разрезы юга Русской платформы
 1 — конгломераты, гравелиты; 2 — песчаники, алевролиты; 3 — глины; 4 — аргиллиты; 5 — сланцы; 6 — карбонатные породы; 7 — гилсы, ангидриты; 8 — соль нижнепермских герцинидов девонская; 9 — вулканогенные породы; 10 — интрузивные породы; 11 — породы кристаллического фундамента



Цена 1 р. 20 к.

СТАРОШКОЛЬНИЦА ПЕР-35
БИБЛИОТЕКА ОГГН
АН СССР

Индекс
70228

ПРИНИМАЕТСЯ ПОДПИСКА
НА ЖУРНАЛЫ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»
НА 1967 ГОД

Название журнала	К-во номеров в год	Подписная цена (годовая)
ОБЩЕАКАДЕМИЧЕСКИЕ ЖУРНАЛЫ		
Вестник Академии наук СССР	12	9 р. 60 к.
Доклады Академии наук СССР (без папок)	36	51 р. 84 к.
Доклады Академии наук СССР (с 6-ю коленчатыми папками с тиснением)	36	54 р. 24 к.
Доклады Академии наук СССР		
Серия — Математика. Физика	12	18 р.
Серия — Химия	12	14 р. 40 к.
Серия — Геология	12	9 р. 72 к.
Серия — Биология	12	9 р. 72 к.
НАУЧНО-ПОПУЛЯРНЫЕ ЖУРНАЛЫ		
Земля и Вселенная	6	1 р. 80 к.
Природа	12	6 р.
Химия и жизнь	12	3 р. 60 к.

Подробные сведения о журналах издательства «Наука» публикуются в каталогах «Академкниги».

Подписка принимается общественными распространителями печати в пунктах подписки «Союзпечать», по месту работы и учебы, в агентствах «Союзпечати», а также в любом почтамте и отделении связи.

№ 36+
Э/м/вб

