

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

1

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1972

## ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

МОСКВА

№ 1 1972 г.

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>Н. А. Штрейс, В. М. Цейслер.</b> Формации геосинклинальных областей . . . . .	3
<b>А. А. Моссаковский.</b> Палеозойский орогенный вулканизм Евразии. (Главные формационные комплексы и тектонические закономерности размещения) . . . . .	6
<b>О. А. Мазарович.</b> Геотектонические условия формирования моласс . . . . .	29
<b>В. А. Гроссгейм.</b> Строение и условия образования флишевой формации . . . . .	45
<b>В. М. Цейслер.</b> Соотношение мезозойских и палеогеновых формаций в платформенных и геосинклинальных прогибах Средиземноморского пояса юга СССР . . . . .	52
<b>М. С. Марков, И. А. Соловьева.</b> Глубинное строение земной коры островных дуг и Альпийской складчатой области . . . . .	64
<b>А. М. Вельков.</b> Генезис локальных платформенных структур на примере Нижнего Поволжья . . . . .	79
<b>Ю. М. Пущаровский, И. В. Архипов.</b> Тектонические аспекты Чилийских Анд . . . . .	88
<b>А. М. Плякин, И. Г. Плякина.</b> Особенности тектонического строения рифейского фундамента Тимана . . . . .	105
<b>А. А. Арипов, М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, Л. Н. Котляревский.</b> Султануиздагский тектонический узел . . . . .	111
<b>Б. Б. Таль-Вирский, Ф. Х. Зуннунов.</b> Тектоническое районирование Ферганской межгорной впадины по геофизическим данным . . . . .	119
<b>О. М. Филатов.</b> О новейшей тектонике Атласа . . . . .	124

## Краткие сообщения

<b>Н. И. Оранский, Л. Н. Котляревский, И. Г. Кремнев.</b> Выявление элементов разрывной тектоники по анализу форм рельефа и структуры аномального магнитного поля (горы Султануиздаг) . . . . .	132
---	-----

## Критика и дискуссии

<b>Д. И. Горжевский, Е. М. Лазько.</b> В редакцию журнала «Геотектоника» . . . . .	135
--	-----

## GEOTECTONICS

JANUARY — FEBRUARY

MOSCOW

№ 1, 1972

## CONTENTS

<b>N. A. Shtreis, V. M. Tzeisler.</b> Formations of geosynclinal areas . . . . .	3
<b>A. A. Mossakovsky.</b> Paleozoic orogenic volcanism of Eurasia (Main formation complexes and tectonic regularities of location) . . . . .	6
<b>O. A. Mazarovich.</b> Geotectonic conditions of molasses formation . . . . .	29
<b>V. A. Grossgeim.</b> Structure and formation conditions of the flysch formation . . . . .	45
<b>V. M. Tzeisler.</b> The Mesozoic — Paleogene formation ratio in platform and geosynclinal depressions of the Mediterranean belt in the south of the USSR . . . . .	52
<b>M. S. Markov, I. A. Solovieva.</b> Deep crustal structure of island arcs and Alpine folded region . . . . .	64
<b>A. M. Velkov.</b> Genesis of local platform structures on the example of Lower Volga area . . . . .	79
<b>Yu M. Puscharovsky, I. V. Arkhipov.</b> Tectonic aspects of Chilean Andes . . . . .	88
<b>A. M. Pliakin, I. G. Pliakina.</b> Specific features in the tectonic structure of the Riphean basement of Timan . . . . .	105
<b>A. A. Aripov, M. A. Akhmedzhanov, O. M. Borisov, L. N. Kotliarevsky.</b> The Sultanuizdag tectonic node . . . . .	111
<b>B. B. Tal-Virsky, F. Kh. Zunnunov.</b> Tectonic regionalization of Ferghana intermountain depression according to geophysical data . . . . .	119
<b>O. M. Filatov.</b> On the latest tectonics of the Atlas . . . . .	124

## Short communications

<b>N. I. Oransky, L. N. Kotliarevsky, I. G. Kremnev.</b> Establishment of disjunctive tectonic elements by an analysis of relief forms and the structure of an anomalous magnetic field (on Sultanuizdag mountain) . . . . .	132
--	-----

## Discussion

<b>D. I. Gorzhevsky, E. M. Lazko.</b> To the editors of «Geotektonika» magazine . . . . .	135
---	-----

УДК 551.263.2

Н. А. ШТРЕЙС, В. М. ЦЕЙСЛЕР

## ФОРМАЦИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

26—27 апреля в конференц-зале ГИН АН СССР проходило совещание по проблеме «Формации геосинклинальных областей», организованное геологической секцией Московского общества испытателей природы и секцией геологических формаций Тектонического комитета АН СССР.

В работе Совещания приняли участие более 230 человек — представителей различных организаций Москвы (ГИН, МГУ, МГРИ, НИЛЗарубежгеология, ВНИГНИ, ИГИРГИ, ИМГРЭ, ВАГТ, ВСЕГИНГЕО, ЦНИГРИ и др.), а также представителей ряда других городов (Ленинграда, Казани, Воркуты, Львова, Магадана).

С приветственным словом к участникам совещания выступил М. В. Муратов, проинформировав собравшихся о создании секции геологических формаций при Тектоническом комитете (председатель секции — Н. А. Штрейс). М. В. Муратов подчеркнул значение работ Н. С. Шатского в создании формационного анализа, отметил важность изучения формаций для познания основных закономерностей развития земной коры.

В первый день совещания с докладами выступили А. Л. Книппер (ГИН АН СССР), Т. И. Фролова (МГУ), В. А. Гроссгейм (ВНИГРИ), Б. М. Келлер (ГИН АН СССР), В. М. Цейслер (МГРИ). В прениях по заслушанным докладам выступали В. В. Тихомиров (ГИН АН СССР), В. Н. Барышев (ЦНИГРИ), И. И. Белостоцкий (НИЛЗарубежгеология), М. С. Нагибина (ГИН АН СССР), С. М. Тильман (СВКНИИ), С. В. Чесноков (Ун-т Дружбы народов им. П. Лумумбы), В. Е. Хаин (МГУ), В. И. Славин (МГУ), М. В. Муратов (ГИН АН СССР), О. С. Вялов (ИГГГН АН УССР).

Во второй день совещания с докладами выступили О. А. Мазарович (МГУ) и А. Е. Михайлов (МГРИ), А. А. Моссаковский (ГИН АН СССР), В. Е. Хаин (МГУ). В прениях выступили А. В. Пейве, М. В. Муратов, М. С. Нагибина, Ю. Г. Леонов, А. Л. Яншин, А. Л. Книппер, Н. А. Штрейс (ГИН АН СССР), В. А. Буш (ВНИГНИ), О. С. Вялов (ИГГГН АН УССР), А. Е. Михайлов (МГРИ), Т. И. Фролова (МГУ), С. М. Тильман (СВКНИИ).

А. Л. Книппер в докладе «Офиолитовая формация и ее положение в эвгеосинклиналях» привел данные о том, что в состав офиолитовой формации неправомерно объединяются различные комплексы: ультрабазиты и метаморфические основные породы, играющие роль фундамента и слабо метаморфизованные вулканиты и осадки, играющие роль чехла в океанических впадинах. По мнению докладчика, океаны или их части являются эвгеосинклиналями.

Т. И. Фролова в докладе «Контрастные формации геосинклиналей», проанализировав особенности строения контрастных (базальт-липаритовых, диабаз-альбитофировых) формаций Урала, Алтая, Казахстана, Тянь-Шаня, пришла к выводу о том, что формирование кислых пород контрастных формаций связано с селективным процессом плавления

слоистой оболочки при остывании базальтовой магмы в условиях сиалической коры.

В. А. Гроссгейм в ходе доклада «Строение и условия образования флишевой формации» привел детальную характеристику строения флишевых ритмов, обратив внимание на то, что порода, образующая второй элемент ритма, соответствует породам, накапливавшимся в нефлишевом прогибе. В связи с наблюдаемыми многократными изменениями условий седиментации во флишевом трюге докладчик высказал сомнения по поводу объяснения флишевой ритмичности гипотезой мутьевых потоков.

Б. М. Келлер в докладе «Формации миогеосинклинального рифея в расшифровке докембрийских складчатых эпох», основываясь на положении в разрезе фаллаховой формации (кварцевых, аркозовых песчаников и кварцитов), играющей роль молассы, выделил пять фаз диастрофизма, локализующихся внутри единой байкальской эпохи складчатости и противопоставил рифей нижнему-среднему протерозою — афебию.

В. М. Цейслер в докладе «Взаимоотношение геосинклинальных и платформенных формаций» на примере юга СССР показал, что существенный состав мезозойских и палеогеновых осадочных формаций на платформах и в геосинклиналях характеризуется единством, обусловленным общим фоновым седиментогенезом в Средиземноморском бассейне. Геосинклинальные формации образовались за счет преобразования фоновых парагенезов в условиях специфичных структур. Вертикальный ряд формаций Средиземноморского пояса резко отличен от одновозрастных рядов Арктического и Тихоокеанского поясов в связи с наличием карбонатных толщ.

А. А. Москаковский в докладе «Тектоническое положение наземных вулканогенных формаций орогенного класса» показал закономерности распространения эффузивов нормального и щелочного ряда верхнего палеозоя в широтной зоне, пограничной со Средиземноморским поясом и напоминающей приокеанический окраинный вулканогенный пояс. Во внешней зоне этого пояса локализованы контрастные щелочные вулканы, во внутренней — известково-щелочные. Для среднего-позднего девона отмечено сложное распределение типов излияний (Казахстан — Тува).

О. А. Мазарович и А. Е. Михайлов в совместном докладе «Молассовые формации» рассмотрели закономерности состава и строения молассовых формаций на примере Казахстана, Тянь-Шаня, Урала и Карпат и предложили классификацию молассовых формаций с выделением интрагеосинклинальных, эпигеосинклинальных, антеплатформенных, катаплатформенных и эпиплатформенных моласс.

В. Е. Хайн в докладе «Формационные ряды, цикличность и направленность развития геосинклиналей» особое внимание уделил раскрытию причин, приводящих к нарушению последовательности формаций «типового» формационного ряда. Такими причинами, по мнению докладчика, являются: слияние формаций, дифференциация формаций по структурным зонам, вклинивание карбонатных формаций. Докладчик отметил дифференциацию типов формаций по мере эволюции геосинклиналей в геологическом прошлом.

Большинство участников совещания, выступив в прениях, выразили удовлетворение по поводу заслушанных докладов и по поводу организации совещания. Ряд выступлений был посвящен конкретным замечаниям по докладом, многие выступления носили общий характер.

Выступление В. В. Тихомирова было посвящено обоснованию процессов базификации земной коры.

С. М. Тильман привел данные о том, что байкальская складчатость в пределах Тихоокеанского пояса не проявилась или проявилась очень слабо. На примере Монголо-Охотской системы и Сихотэ-Алиня, Верхоянья и Таймыра С. М. Тильман обратил внимание на смену структурного

положения разновозрастных формаций (моласса — аспидная формация) при переходе в смежные структуры.

В. Е. Хаин высказался в пользу того, что роль моласс в рифейских геосинклиналях играют фаллаховые формации, отражающие активизацию тектонических движений, что синхронность движений получается только при грубом сравнении, так как уровни диастрофизма разные, структурный план геосинклинальных областей характеризуется последовательными перестройками.

М. В. Муратов в свое выступление посвятил характеристике формаций чехлов срединных массивов и распределению молассовых формаций в разных структурных элементах.

М. С. Нагибина высказала пожелание следующее совещание посвятить структурам активизации земной коры.

Т. И. Фролова на примере толеитовых базальтов океанов и платформ подчеркнула необходимость тщательного геохимического изучения формаций.

Ю. Г. Леонов высказал сомнение в том, что геосинклинальное развитие можно представить в виде типового формационного ряда, о чем свидетельствует «беспорядочность» формационных рядов. По мнению Ю. Г. Леонова, к эпигеосинклинальным молассовым формациям обычно относят формации, не связанные с заключительным этапом геосинклинального развития.

А. Л. Яншин посвятил свое выступление характеристике воззрений Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова на генезис и парагенезис пород, слагающих формации. Выделяя формации по парагенезам они всегда призвали изучать их генезис. Изучение парагенезов пород позволяет установить эволюцию условий накопления одинаковых формаций по мере развития Земли.

О. С. Вялов призвал относить к флишевой формации только такие толщи с флишевой ритмичностью, которые непосредственно предшествуют молассе.

А. В. Пейве в своем выступлении призвал учитывать при формационном анализе многочисленные примеры смещения рядов формаций за счет горизонтальных перемещений блоков земной коры. Он обратил внимание на тесную связь флишевой формации с олистостромами и предложил изучать флиш в связи с образованием шарьяжей.

Подводя итоги совещания, Н. А. Штрейс отметил, что в нашей стране исследования по геологическим формациям геосинклинальных областей, безусловно, достигли значительных успехов. Тем не менее еще предстоит большая работа по выделению, детальному изучению и типизации различных конкретных формаций, соответствующих разным уровням развития геосинклинального процесса. Особенно большое значение имеют формационные исследования для эвгеосинклиналей, отвечающих ранним стадиям этого процесса, которые соответствуют времени перехода от коры океанического типа к прогрессивному формированию континентальной коры. Нельзя не обратить внимания также на дальнейшее изучение вертикальных и латеральных формационных рядов и их эволюции. Выяснение особенностей строения и изменения таких рядов во времени и пространстве приводит к пониманию закономерностей образования самых внешних твердых оболочек нашей планеты.

---

УДК 551.263.037 : 551.242.31 (415)

**А. А. МОССАКОВСКИЙ****ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЕВРАЗИИ  
(ГЛАВНЫЕ ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ  
И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ)**

Рассмотрены закономерности латеральной изменчивости формационного состава палеозойских орогенных вулканических серий и показано, что как девонский, так и верхнепалеозойский орогенный (субсеквентный) вулканизм известково-щелочного или щелочно-земельного типа локализовался на краях сформировавшихся континентальных блоков земной коры в местах их сопряжения с активно развивавшимися эвгеосинклинальными зонами, в которых происходило преобразование коры океанического типа в континентальную.

Проблему тектонических закономерностей в размещении вулканогенных формаций орогенного класса можно рассматривать в нескольких аспектах.

Наиболее традиционный подход к этой проблеме заключается в выяснении места наземного вулканизма в истории развития геосинклинальных областей. При этом изучаются, главным образом, хронологические закономерности в изменении состава и структурного положения наземных вулканических серий. Именно в процессе такого подхода к обсуждаемой проблеме возникли представления о приуроченности «субсеквентного» наземного вулканизма (магматизма) к орогенному заключительному этапу развития геосинклинальных областей, а базальтоидного «финального» вулканизма — к платформенному этапу (Богданов, 1959; Муратов, 1963; Моссаковский, 1965 и др.). Эти представления опираются на факт тесного парагенеза липаритовых и базальт-андезит-липаритовых серий и эпигеосинклинальных моласс, а также учитывают, что базальтоидные щелочные и субщелочные серии обычно располагаются в основании чехла молодых платформ.

Любопытно, что с таким же «вертикальным» подходом связаны и совершенно противоположные взгляды на внегеосинклинальное происхождение субсеквентных (например, девонских) вулканических серий. Главным аргументом в пользу таких взглядов служит временная и структурная оторванность наземных вулканических серий (действительно, существующая в ряде случаев) от геосинклинальных складчатых структур их основания (Яншин, 1965; Кузнецов, Яншин, 1969; Нагибина, 1967).

В данном сообщении хотелось бы затронуть обсуждаемую проблему в другом аспекте, рассмотрев наиболее общие закономерности латеральной изменчивости состава продуктов палеозойского орогенного вулканизма и обратив особое внимание на положение областей и ареалов орогенного вулканизма относительно разновозрастных эвгеосинклинальных зон.

На большую важность и перспективность подобного анализа неоднократно обращали внимание Н. П. Херасков и Н. А. Штрейс, однако до самого последнего времени такой подход к решению рассматриваемой проблемы выпадал из поля зрения исследователей.



К вулканогенным формациям орогенного класса следует относить такие серии вулканических пород, которые находятся в тесном парагенезе с молассаами. Парагенез вулканических пород и моласс очень широко распространен среди девонских и верхнепалеозойских орогенных комплексов и подробно рассмотрен во многих исследованиях, посвященных каледонидам Южной Сибири, Центрального Казахстана и Шотландии, варисцидам Центральной Европы, Кавказа, Средней Азии, Восточного Казахстана, Монголии и т. д.

В процессе этих исследований описано большое количество конкретных вулканических формаций, отличающихся по набору пород, их составу и структурно-текстурным особенностям. В зависимости от тех или иных парагенетических сочетаний вулканических пород соответствующего состава обычно выделяют липаритовые, трахилипаритовые, игнимбрито-липаритовые, дацит-липаритовые, андезит-липаритовые, базальт-андезит-липаритовые, андезитовые, трахиандезитовые, андезит-базальтовые, базальтовые и трахибазальтовые формации. Очень часто орогенные комплексы состоят из нескольких конкретных вулканогенных формаций, нередко перемежающихся в вертикальном разрезе.

Такое разнообразие конкретных вулканических формаций орогенного класса и их специфические для каждого региона и области особенности затрудняют выявление прямых связей между определенными вулканическими формациями и теми или иными типами тектонических структур, а порой ставят в тупик исследователей, занимающихся этой проблемой.

Тем не менее определенные успехи в этом направлении уже достигнуты, хотя они еще совершенно недостаточны и касаются только некоторых из перечисленных формаций. В настоящее время можно считать установленным, что липаритовые и дацит-липаритовые формации, как правило, приурочены к тектоническим поднятиям, а базальтовые и андезит-базальтовые формации — к межгорным прогибам и впадинам; многие исследователи подчеркивают связь трахибазальтовых и субщелочных базальт-трахиандезитовых формаций с участками ранней консолидации в складчатых областях (Тихомиров, 1967), где они заполняют резко наложенные впадины (Моссаковский, 1969), или с зонами дискордантных поперечных глубинных разломов (Кошкин, 1963). Наконец, вслед за А. А. Богдановым (Шатский, Богданов, 1957; Богданов, 1965) большая группа исследователей (Устиев, 1959; Четверикова, 1966; Белый, 1968; Маркова, 1964 и многие др.) стала связывать липаритовые, в том числе игнимбритовые, дацит-липаритовые и андезитовые формации с глубинными разломами, разграничивающими складчатые области разного возраста, выделяя соответствующие краевые вулканические пояса. Эти пояса представляли собой возвышающиеся в рельефе вулканические нагорья, образованные многочисленными вулканическими постройками — стратовулканами и щитовыми вулканами, осложненными кальдерами проседания, ведущая роль в образовании которых принадлежала разнообразным вулкан-тектоническим, а не чисто тектоническим процессам.

Выявление всех этих структурных форм локализации различных вулканических формаций или их групп несомненно имеет большое значение для познания закономерностей пространственного размещения орогенных вулканических формаций в пределах тех или иных складчатых областей и для выяснения тех тектонических обстановок, которые способствовали наиболее активным вулканическим процессам в определенных структурных зонах. В этом заключается главная их ценность.

Однако на более широко поставленный вопрос — почему в одних складчатых областях орогенный наземный вулканизм проявился очень сильно (каледониды Южной Сибири, Центрального Казахстана, варисциды Центральной Европы, Восточного Казахстана и Монголии), а в



других (варисциды Урала и Аппалач, каледониды Норвегии, Нью-Фаундленда и т. д.) он практически отсутствовал?—ответить, исходя из этих относительно частных закономерностей, затруднительно.

Для этого требуется другой подход к решению поставленной проблемы, который учитывал бы наиболее общие особенности изменения состава и строения орогенных вулканических серий и вместе с тем исключал бы из анализа их провинциальные черты, затушевывающие общую картину.

### **ГЛАВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ОРОГЕННЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ**

Одним из важнейших признаков, характеризующих изменения состава продуктов вулканизма во времени и пространстве, является щелочность пород. На большое значение этого признака при выявлении пространственных закономерностей в размещении вулканических серий разных типов на окраинах континентов уже обращали внимание А. Н. Заварицкий (1950), А. Ирдли (1954), а применительно к островным дугам — Ван Беммелен (1957). В последнее время в связи с разработкой проблем «новой глобальной тектоники» закономерная латеральная изменчивость состава пород и их щелочности была установлена в вулканических сериях Японской островной дуги (Куно, 1970), на западной окраине Северной Америки (Dickenson, 1971), в Южно-Американских Андах (Hamilton, 1969) и в ряде других мест.

Поэтому мною была предпринята попытка сгруппировать палеозойские орогенные вулканические формации в естественные комплексы, которые различались бы по степени насыщенности пород щелочами, а применительно к породам базальтоидного состава также и по степени насыщенности пород кремнекислотой — признаку, который, как показал Ю. М. Шейнманн (1965), позволяет разделять базальтовые серии толеитового и оливин-базальтового типов.

Оказалось, что исходя из этих двух петрохимических признаков удастся объединить все столь разнообразные по составу девонские и верхнепалеозойские орогенные вулканические формации в два главных формационных комплекса: 1) комплекс известково-щелочных или щелочно-земельных формаций, довольно точно отвечающий базальт-андезит-липаритовой группе формаций Ю. А. Кузнецова (1964), и 2) комплекс субщелочных базальтовых, трахиандезитовых и щелочных трахибазальтовых и трахилипаритовых формаций. Первый из этих формационных комплексов представляет собой типичную орогенную (субсеквентную) вулканическую серию, давно уже описанную А. В. Пейве и Н. М. Синицыным (1950) под названием порфировой формации (в широком понимании). Второй, включающий вулканические породы повышенной щелочности, а также резко недосыщенные кремнекислотой субщелочные базальтовые серии, обычно рассматривается в качестве субплатформенного или платформенного (финального) вулканизма по терминологии Г. Штилле.

**Комплекс известково-щелочных или щелочно-земельных орогенных вулканических формаций**, как правило, состоит из нескольких конкретных формаций (андезито-базальтовой, андезитовой, дацит-андезитовой и т. д.), слагающих самостоятельные геологические тела в несколько сотен и даже тысяч метров, которые нередко перемежаются между собой и образуют в таких случаях подобие вулканических циклов гомодромного или антидромного характера. Неоднократное повторение однотипных формаций в вертикальных разрезах вулканических серий и постепенные переходы между разными формациями, а также постоянное присутствие в составе одних формаций в качестве второстепенных членов пород других формаций (например, в липаритовых формациях — андезитов и базальтов и наоборот) — все это указывает на то, что сами эти формации находятся в теснейшем парагенезе и образуют вполне закономерные

сочетания в виде единого формационного комплекса или надформации. Подобное полиформационное строение рассматриваемого комплекса установлено например, в верхнепалеозойских вулканических сериях Северного Прибалхашья, Южной Джунгарии и Срединного Тянь-Шаня, а также в девонских вулканиках Центрального Казахстана.

В других случаях известково-щелочный формационный комплекс может быть представлен одной конкретной формацией — липаритовой, дацит-липаритовой или сложной гетерогенной базальт-андезит-липаритовой, отличающейся незакономерным и тесным переплетением лавовых, субвулканических и пирокластических пород (вулканические брекчии, туфы, лахары, игнимбриты и др.) основного, среднего и кислого состава. Такой моноформационный характер известково-щелочной комплекс имеет, например, в девонских вулканических сериях Горного Алтая и отдельных районах (Атасу-Моинтинский) Центрального Казахстана, в верхнепалеозойских образованиях Северного Кавказа и Центральной Европы.

Вулканические породы рассматриваемого комплекса по своим петрохимическим особенностям относятся либо к известково-щелочному (тип Пеле) либо к щелочно-земельному (тип Лассен-Пик) классу, хотя в наиболее молодых членах вулканических серий щелочность пород (особенно кислых) иногда несколько возрастает. Породы основного и среднего состава обычно демонстрируют высокую скорость насыщения кремнекислотой в процессе магматической дифференциации (толеитовая тенденция по Ю. М. Шейнманну, 1965). Коэффициент Шейнманна, рассчитанный для них, достигает 38—44 и более, что является типичным для орогенных вулканических серий.

В настоящее время подавляющее большинство исследователей в результате анализа огромного материала по петрографии, петрохимии и геохимии орогенных вулканических серий самого различного возраста и разных регионов пришло к выводу о том, что группы базальтовых и андезитовых пород, с одной стороны, и дацитовых и липаритовых — с другой, представляют собой продукты различных магм: основной мантийной и кислой внутрикоревой. Это в равной степени относится как к разным группам пород гетерогенной базальт-андезит-липаритовой формации, так и к разным по составу формациям, объединенным в известково-щелочной комплекс.

**Комплекс щелочных и субщелочных формаций** включает, с одной стороны, такие типичные щелочные формации как трахибазальтовая (оливин-базальтовая), трахилипаритовая, контрастная трахибазальт-трахилипаритовая, а с другой — субщелочные — базальтовую (переходную между оливин-базальтовой и трапповой) и трахиандезитовую, которые нередко рассматривают в качестве крайних щелочных представителей известково-щелочного класса вулканических пород. Эти столь различные на первый взгляд формации позволяют объединить в единый комплекс то, что, во-первых, совпадает место и время их образования, во-вторых, существуют постепенные переходы между ними при сохранении одинаковой структурной позиции всех этих формаций и, в-третьих, они находятся в совместном парагенезе с эпигеосинклинальными моласами (не только аллохтонными, но и автохтонными). Последнее обстоятельство, а также быстрое изменение состава этих формаций по латерали позволяют отличать их от сходных по петрохимическим особенностям пород платформенных формаций (оливин-базальтовых, трапповых), характеризующихся, как известно, выдержанным строением на больших пространствах.

В вертикальном разрезе комплекс щелочных и субщелочных формаций состоит в каждом отдельном месте из одной, максимум двух конкретных формаций. Гораздо более характерны для него разнообразные, иногда довольно сложные латеральные сочетания разных формаций.

Чаще всего рассматриваемый комплекс представлен трахибазальтовой или трахилипаритовой формациями (либо контрастной гетерогенной трахибазальт-трахилипаритовой). Подобное строение он имеет в перми Северного Прибалхашья, Южной Джунгарии и Среднего Тянь-Шаня, а также на севере Центральной Монголии, в нижнем — среднем девоне востока Алтае-Саянской области. При этом трахибазальтовая формация обычно приурочена к наложенным впадинам, а трахилипаритовая — к тектоническим поднятиям, обрамляющим такие впадины. Однако в ряде мест (например, в девоне Минусинских впадин) в данном комплексе главную роль играют субщелочная базальтовая или трахиандезитовая формация, замещающиеся по латерали только на отдельных участках типично щелочными породами трахибазальтовой формации.

Породы вулканических серий, относимых к щелочному (субщелочному) комплексу, отличаются отчетливо повышенной общей щелочностью и часто повышенным содержанием калия. Это относится к породам как кислого, так и основного состава. Кислые породы, распространенные только в трахилипаритовой и в контрастной трахибазальт-трахилипаритовой формациях, обычно представлены трахилипаритами (лавами, вулканическими брекчиями, игнимбритами), отличающимися высоким содержанием щелочей и присутствием таких щелочных минералов, как рибекит и эгирин. Породы основного состава (базальты, диабазы, долериты, трахиандезиты), как правило, сильно недосыщены кремнеземом. Магматическая дифференциация, в процессе которой они образовались, характеризовалась очень малой скоростью насыщения пород кремнекислотой по мере возрастания общей кислотности (оливин-базальтовая тенденция по Ю. М. Шейнманну), что может указывать на оливин-базальтовый состав родоначальной магмы не только для трахибазальтовой, но и для субщелочных базальтовой и трахиандезитовой формаций. Коэффициент Шейнманна и в тех и в других колеблется от 10 до 22—24. В тех случаях, когда в составе соответствующих формаций присутствуют продукты далеко зашедшей магматической дифференциации, последние могут быть представлены либо трахитами, трахидацитами и плагиопорфирами (ортофирами), что свойственно субщелочной базальтовой и трахиандезитовой формациям (тип Сан-Франциско, тип Этны), либо настоящими щелочными породами — лейцитовыми или нефелиновыми базальтами, эссекситами, фонолитами, тефритами, нефелинитами, базанитами, комендитами в трахибазальтовой формации (тип Марос-Хайвуд).

Комплексы известково-щелочных и щелочных вулканических формаций, как показывает анализ их размещения в палеозоидах Евразии, находятся в совершенно определенных взаимоотношениях.

По вертикали (во времени) известково-щелочный комплекс обычно (хотя и не всегда) сменяется щелочным, что и привело в свое время к широко распространенным представлениям о закономерной смене субсеквентного вулканизма финальным (Штилле, 1964).

Однако эти два формационных комплекса сменяют один другой и в латеральном направлении, на что до последнего времени тектонисты почти не обращали внимания, но что представляется чрезвычайно важным для выявления наиболее общих тектонических закономерностей размещения палеозойского орогенного вулканизма. Поэтому ниже будут подробно рассмотрены именно латеральные взаимоотношения известково-щелочного и щелочного формационных комплексов в верхнепалеозойских и девонских вулканических сериях Евразии.

#### **ВЕРХНЕПАЛЕЗОЙСКИЕ ОРОГЕННЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СЕРИИ**

Анализ пространственного размещения верхнепалеозойских орогенных вулканических формаций в палеозоидах Евразии, которому была посвящена специальная статья автора (Моссаковский, 1970), показал, что они локали-

зуются в гигантском широтном поясе, пересекающем всю Евразию, от Армориканского массива и Пиринеев на западе, через Западную, Центральную и частично Восточную Европу, Балканы, Северный Кавказ, юг (Средней Азии и Казахстана до Северо-Западного Китая и Монголии (рис. 1). Этот пояс в своей главной части (внутренняя зона) представлен комплексом известково-щелочных или щелочно-земельных наземных орогенных вулканических формаций среднего — верхнего карбона и нижней перми, редко верхней перми.

В некоторых районах, отличающихся особенно мощным и длительным проявлением орогенного вулканизма (Северное Прибалхашье, Южная Джунгария, Срединный Тянь-Шань) комплекс известково-щелочных или щелочно-земельных формаций по вертикали сменяется обычно несогласно залегающим комплексом щелочных формаций позднепермского и раннетриасового возраста, отражающим заключительную стадию эволюции орогенного вулканизма.

Однако гораздо более важной особенностью строения верхнепалеозойского пояса орогенного вулканизма является то, что комплекс известково-щелочных и щелочно-земельных формаций в северной (внешней) зоне сменяется по латерали разновозрастными формациями щелочного комплекса, слагающими отдельные грабены и наложенные мульды или залегающими в виде предчехольных образований в основании чехла молодых эпивариссийских платформ.

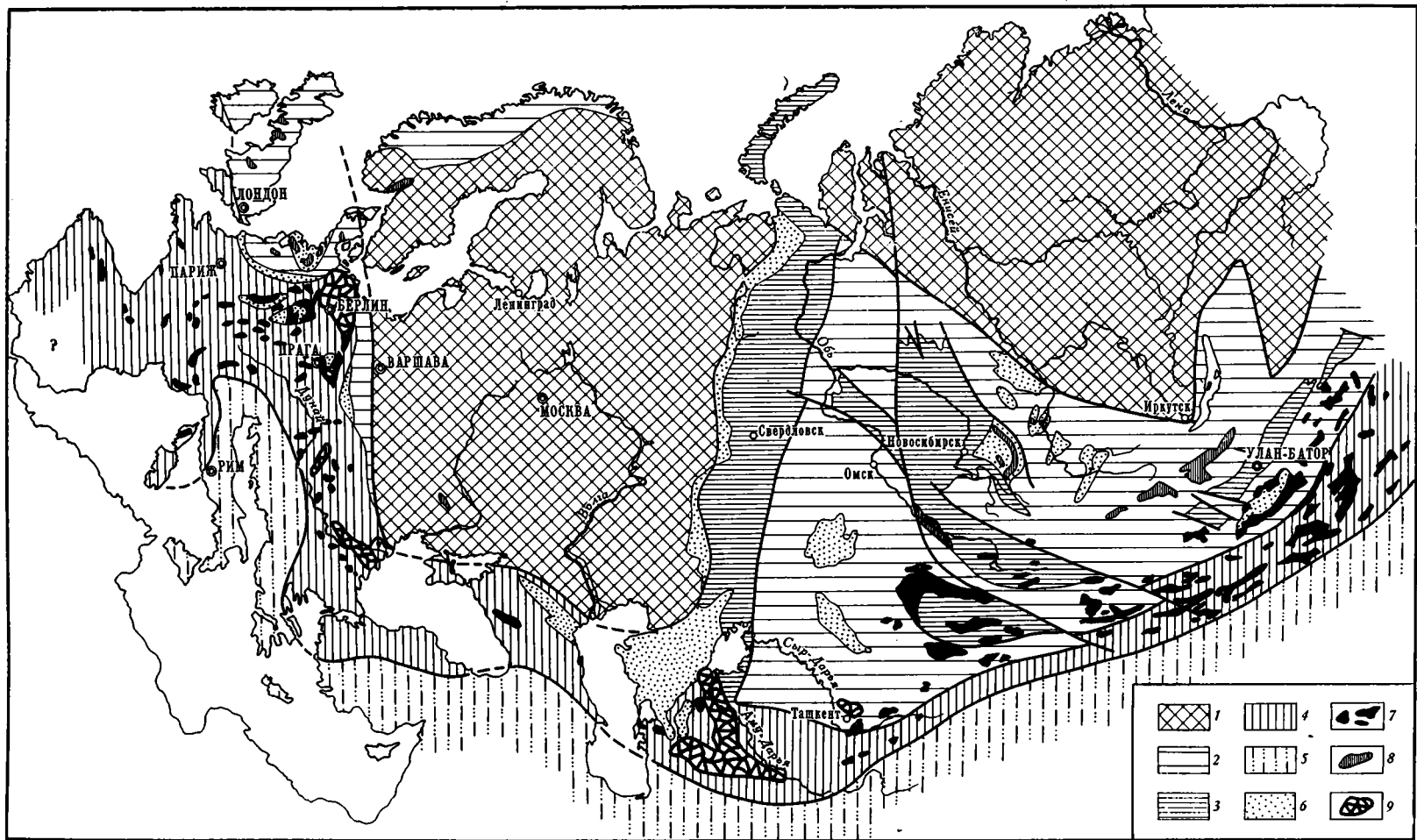
Такие взаимоотношения комплексов известково-щелочных и щелочных вулканических формаций достаточно четко выражены в самых разных частях верхнепалеозойского вулканического пояса.

Например, в Средней Азии и Казахстане, где к настоящему времени петрографический и петрохимический состав верхнепалеозойских вулкаников изучен особенно хорошо после исследований В. Ф. Беспалова, Г. М. Фремда, К. А. Азбея и М. Р. Борукаевой, К. Н. Ткаченко и др. — в Южной Джунгарии; В. Я. Кошкина, В. В. Кепежинская, М. К. Бахтева, В. С. Попова, О. М. Гаек, В. Д. Стеркина, М. Б. Ташининой и А. А. Розенкранца — в Северном и Северо-Восточном Прибалхашье; Н. П. Васильковского, Е. Н. Горещкой, В. И. Ткачева, Ф. Ш. Раджабова и др. — в Срединном Тянь-Шане, пространственные взаимоотношения двух главных формационных комплексов представляются в следующем виде (рис. 2).

На юге — в пределах Южной Джунгарии и в Кураминском хребте Срединного Тянь-Шаня — комплекс известково-щелочных (щелочно-земельных) андезитовых, андезито-базальтовых и дацит-липаритовых формаций имеет максимальный возрастной объем, охватывающий вторую половину среднего и весь поздний карбон, всю раннюю и частично позднюю пермь. К щелочному комплексу относятся вулканические образования только второй половины поздней перми и раннего триаса (Ткаченко, 1969).

В Северном и Северо-Восточном Прибалхашье, т. е. несколько севернее, к комплексу щелочно-земельных формаций относятся вулканики второй половины среднего — позднего карбона и частично ранней перми, тогда как лежащие выше вулканические образования второй половины ранней перми (Стеркин, 1969), поздней перми и раннего триаса (Ташинина, Кошкин, Розенкранц, 1971) представлены субщелочной трахиандезитовой и щелочными трахибазальтовой и трахилипаритовой формациями.

Наконец, на самом севере Токрауской впадины уже во внешней части верхнепалеозойского вулканического пояса орогенная вулканическая серия, как недавно показал А. М. Курчавов (1970), состоит только из одной щелочной трахибазальт-трахилипаритовой формации раннепермского возраста, которая с несогласием залегает на дислоцированных отложениях среднего и верхнего девона и в свою очередь с размывом



перекрывается грубыми молассами второй половины ранней перми. Следовательно, здесь представлен только один щелочной формационный комплекс, зато широко развиты мощные пестроцветные континентальные аллохтонные и аллохтонно-автохтонные молассы среднего — верхнего карбона и перми, выполняющие Карагандинский прогиб, Тенизскую и Джекказганскую впадины (Зайцев, Кабанов, 1966; Мазарович, 1967).

Таким образом, в Среднеазиатско-Казахстанском поперечнике верхнепалеозойского вулканического пояса отчетливо намечается постепенная смена в направлении с юга на север известково-щелочных и щелочно-земельных орогенных вулканических формаций субщелочными и щелочными. Другая важная закономерность, которая вытекает из анализа этого поперечника, заключается в том, что внутренняя зона пояса верхнепалеозойского орогенного вулканизма обрамлялась с юга областями разновозрастной геосинклинальной седиментации (миогеосинклинальной — в Кокшальском и Муздукском хребтах и на Северном Памире и эвгеосинклинальной — в Каракульской зоне Северного Памира) (по Э. З. Таирову, 1971); тогда как во внешней северной зоне существовали крупные предгорные и межгорные впадины, в которых в континентальной обстановке происходило накопление продуктов разрушения пород вулканического пояса.

В Монголии, где доступен для изучения более восточный поперечник верхнепалеозойского вулканического пояса, выявляются совершенно аналогичные закономерности в изменении состава продуктов орогенного вулканизма. И здесь (рис. 3) главная (внутренняя) часть пояса образована мощными андезито-липаритовыми и липаритовыми формациями щелочно-земельного типа, выполняющими, однако, в отличие от Среднеазиатско-Казахстанского отрезка пояса, крупные межгорные структуры — Предхентейский прогиб, Ноянсомонскую, Манлайскую, Баянобинскую впадины и ряд других более мелких мульд и грабен. Строение и состав этих вулканических серий в последние годы были изучены В. В. Кепежинским, А. А. Моссаковским и А. Я. Салтыковским (1970), О. Д. Суетенко (1971), Н. С. Зайцевым, А. А. Моссаковским и др. (1969), Л. П. Зоненштейном, М. В. Дуранте и др. (1970), установившими щелочно-земельный состав этих формаций и их возраст, который в разных местах изменяется от среднего — позднего карбона до первой половины ранней перми включительно и лишь на самом юге — в Южно-Монгольской зоне возраст вулканических образований, поднимается до поздней перми.

Эти орогенные вулканические формации перекрываются мощным комплексом континентальных моласс позднепермского — раннетриасового возраста.

Показательно, что, как и на юге Казахстана и в Среднем Тянь-Шане, верхнепермские вулканические образования Монголии отличаются от нижнепермских и верхнекаменноугольных повышенной щелочностью и трахилипаритовым или трахитовым составом.

На севере Центральной Монголии в Орхон-Селенгинском прогибе состав продуктов верхнепалеозойского вулканизма совершенно иной. Здесь развита очень мощная нижне- и верхнепермская вулканическая

Рис. 1. Верхнепалеозойский орогенный вулканизм на фоне главнейших структурных элементов Европы и Азии (без учета палинспастических построений).

1 — древние платформы; 2 — области каледонской и байкальской складчатости, без расчленения; 3, 4 — области варисийской складчатости; 3 — варисиды Урало-Казахстано-Сибирского складчатого пояса, 4 — варисиды складчатого пояса Тетиса; 5 — позднепалеозойские и мезозойские складчатые зоны Тетиса, а также аллохтонные массивы кристаллического ядра их перекрывающие; 6 — позднепалеозойские краевые прогибы и межгорные впадины, выполнены континентальными молассами верхнего карбона, перми, иногда нижнего триаса; 7—9 — верхнепалеозойские орогенные вулканические серии: 7 — комплекс известково-щелочных и щелочно-земельных вулканических формаций, 8 — комплекс щелочных и субщелочных вулканических формаций, 9 — комплекс известково-щелочных и щелочно-земельных вулканических формаций, вскрытый бурением в фундаменте Северо-Германской низменности и Туранской плиты

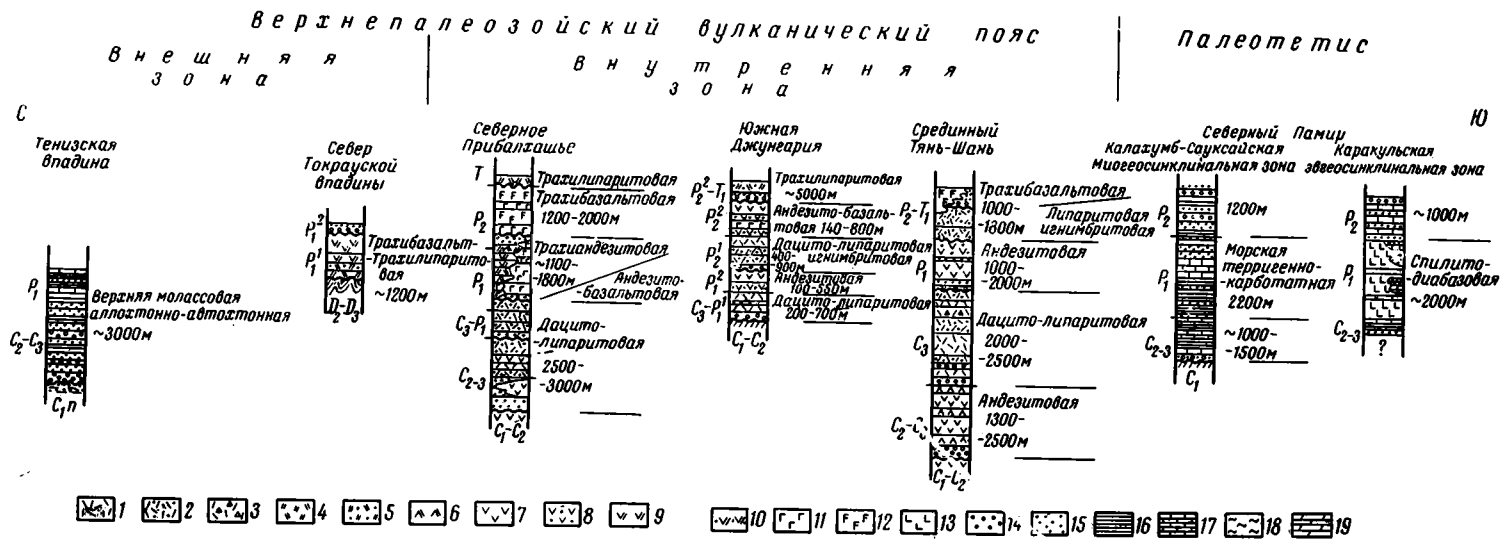


Рис. 2. Строение и формационный состав верхнепалеозойских орогенных вулканических серий в Центральном Казахстане, Южной Джунгарии и Срединном Тянь-Шане.

1 — липариты; 2 — туфы и игнимбриты кислого состава; 3 — туфобрекчии кислого состава; 4 — трахилипариты; 5 — туфы и игнимбриты трахилипаритового состава; 6 — дациты и трахиандезиты; 7 — андезиты; 8 — туфы среднего состава; 9 — трахиандезиты; 10 — туфы трахиандезитового состава; 11 — базальты и андезитово-базальты; 12 — трахибазальты; 13 — спилиты и диабазы; 14 — конгломераты; 15 — песчаники; 16 — алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы; 17 — известняки; 18 — кремнистые сланцы и яшмы; 19 — мергели



серия трахилипаритового, базальтового и трахибазальтового состава, которая, как показала В. В. Кеппинская, имеет отчетливый щелочный уклон (из-за резкого возрастания содержания калия) и должна рассматриваться как трахибазальт-трахилипаритовая формация.

Следовательно, и в Монгольском поперечнике верхнепалеозойского вулканического пояса можно выделить северную внешнюю зону, в которой распространен комплекс щелочных формаций, и более южную внутреннюю зону преимущественного развития щелочно-земельных формаций. Последняя на юге, в пределах Внутренней Монголии, граничит с позднепалеозойскими геосинклинальными зонами Палеотетиса — миогеосинклинальной Даланульско-Лугингольской и более южной эвгеосинклинальной Солонкерской (Суетенко, 1971; Дергунов и др., 1971).

Очень сходное строение имеет верхнепалеозойский вулканический пояс и на своем западном фланге — в Центральной Европе, где в своей главной части он образован верхнекаменноугольными (местами среднекаменноугольными) — нижнепермскими базальт-андезит-липаритовыми и липаритовыми вулканическими сериями известково-щелочного или щелочно-земельного типа. Эти вулканические серии, состав

и строение которых в деталях были изучены немецкими (Hellmers, 1930; Vambauer, 1960; Schwab, 1970), польскими (Kozlowski, 1958), чешскими и французскими геологами, развиты в основном в крупных вариссийских межгорных прогибах (Заальском, Саарском) и впадинах (Внутрисудетской), в многочисленных мульдах и грабенах в пределах Чешского и Центрального Французского массива, в Гарце, Шварцвальде, Вогезах, в кристаллических массивах Альп, а также вскрыты глубоким бурением под мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом на севере ГДР. Во всех

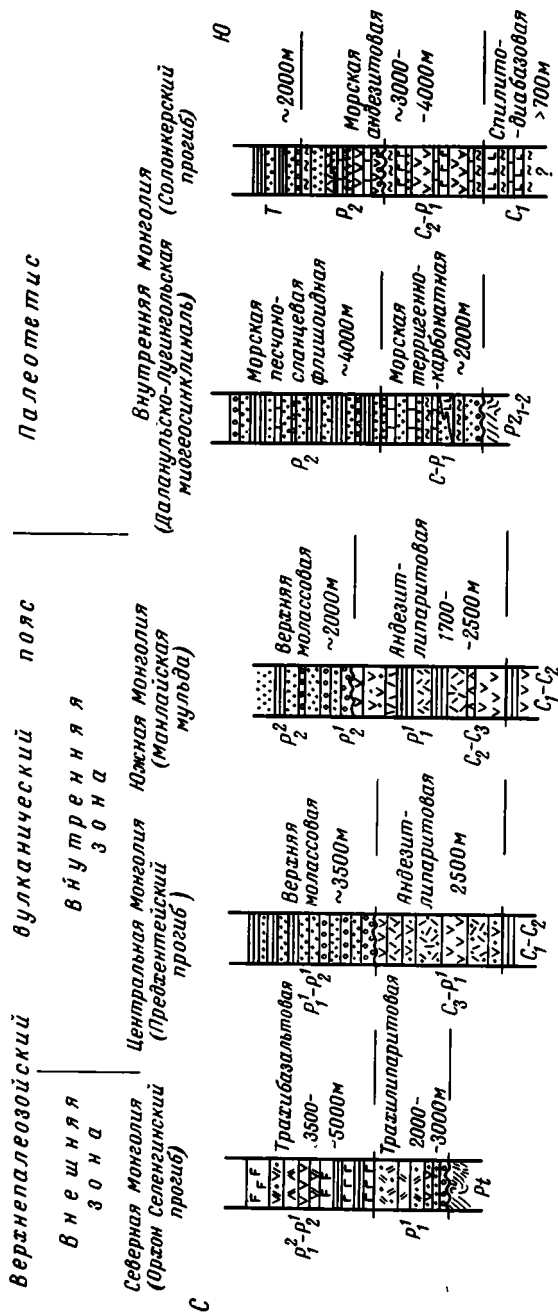


Рис. 3. Строение и формационный состав верхнепалеозойских орогенных вулканических серий в Монголии. Условные обозначения см. на рис. 2

случаях они с несогласием перекрываются верхними красноцветными молассаами второй половины ранней перми, в составе которых в отдельных местах (Тюрингский лес) отмечаются относительно маломощные горизонты оливиновых базальтов.

Известково-щелочные и щелочно-земельные вулканические серии по направлению на север переходят по простиранию сначала в области Северный Рейн — Вестфалия (ФРГ), в Дании и Голландии — в нижнепермскую субщелочную базальтовую формацию, петрология которой была изучена Ф. Экхардтом (Ekhardt, 1968), а затем еще севернее — на Британских островах (McGregor, 1948) и в грабене Осло (Ofte Dahl, 1959) в щелочную трахибазальт-трахилипаритовую формацию.

В южном направлении верхнепалеозойские наземные вулканические серии известково-щелочного типа постепенно замещаются разновозрастными с ними морскими карбонатно-терригенными отложениями миогеосинклинального типа, которые распространены в Карнийских Альпах, в Южной Ломбардии и в Динаридах.

Таким образом, Евразийский широтный пояс верхнепалеозойского орогенного вулканизма на всем своем протяжении характеризуется отчетливой поперечной асимметрией в распределении главных вулканических формационных комплексов: известково-щелочного — во внутренней (южной зоне) и щелочного — в его внешней (северной) зоне. В своей главной части вулканический пояс наложен на варисцийские складчатые системы Палеотетиса (Тетиса, по Н. П. Хераскову, 1963), широтному простиранию которого он полностью подчиняется, но вместе с тем он резко дискордантно сечет субмеридиональные Уральскую и Обь-Зайсанскую варисцийские складчатые системы и разделяющие их каледонские складчатые системы Центрального Казахстана и Алтае-Саянской области.

С юга верхнепалеозойский вулканический пояс обрамлялся наиболее молодыми киммерийскими (позднепалеозойско-раннемезозойскими) геосинклинальными системами Палеотетиса, первоначальные размеры и конфигурация которых в настоящее время восстанавливаются с большим трудом из-за сильного тектонического сгущивания структур Палеотетиса в результате мезозойских и кайнозойских деформаций. Тем не менее по отдельным фрагментам складчатых верхнепалеозойских и нижнемезозойских геосинклинальных комплексов, сохранившихся в современной сложной шарьяжно-глыбовой структуре Альпийско-Гималайского пояса и Центральной Азии, удается установить, что к орогенному вулканическому поясу непосредственно с юга примыкала зона с миогеосинклинальным типом морской седиментации (Ломбардия, Карнийские Альпы, южный склон Большого Кавказа, Северный Памир, Кокшальский и Муздукский хребты в Юго-Восточном Тянь-Шане, хребты Уланул и Тотошань в Южной Монголии и т. д.), которая еще южнее сменялась уже типично эвгеосинклинальными позднепалеозойскими — раннемезозойскими зонами (Каракульская зона Северного Памира, Солонкерский прогиб на юге Монголии). Как показывают палеогеографические реконструкции А. Д. Миклухо-Маклая (1963), эти серии верхнепалеозойских и нижнемезозойских геосинклинальных отложений формировались в обширном морском бассейне, занимавшем почти всю область Альпийской Европы и Средиземного моря, Малую Азию и большую часть Центральной и Юго-Восточной Азии.

Этот морской бассейн — Палеотетис, размеры которого на протяжении палеозоя постепенно сокращались в связи с образованием каледонских и варисцийских складчатых геосинклинальных систем, обладал, видимо, многими свойствами современных океанов. Судя по всему, он состоял из отдельных архипелагов островов и мелководных шельфовых участков с корой промежуточного или континентального типов, перемежавшихся с глубоководными участками океанического или субокеани-

ческого типа (Моссаковский, 1970; Crawford, 1970). Следовательно, структурная позиция верхнепалеозойского вулканического пояса определялась его приуроченностью к границе между океаническим бассейном Палеотетиса и континентом Северной Евразии. В позднем палеозое — раннем мезозое эта граница на всем своем протяжении была местом, где осуществлялся активный геосинклинальный процесс, выразившийся в форме массового проявления орогенного наземного вулканизма на южном крае материка и геосинклинального прогибания и седиментации (мио- и эвгеосинклинальной) в прилежащей части Палеотетиса. В этом отношении Евразийский пояс верхнепалеозойского орогенного вулканизма с полным основанием может рассматриваться как прямой аналог кайнозойского вулканического пояса на западе Северной Америки или Охотско-Чукотского мезозойского вулканического пояса на востоке Азии.

### ДЕВОНСКИЕ ОРОГЕННЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СЕРИИ

Девонский орогенный вулканизм в отличие от верхнепалеозойского не образует отчетливого линейного пояса, а локализуется в нескольких крупных ареалах в Казахстане и на юге Сибири, которые, как показывают результаты буровых и геофизических работ в Западно-Сибирской низменности (Куликов, 1969), несколько вытянуты в субмеридиональном северо-западном направлении. В самом общем виде можно выделить четыре крупных ареала девонского (главным образом, ранне- и среднедевонского) орогенного вулканизма: Центрально-Казахстанский, Чингизский, Алтайский и Саяно-Минусинско-Тувинский, включающий и прилежащие районы Северо-Западной Монголии (рис. 4). Эти ареалы девонского орогенного наземного вулканизма были частично или полностью разделены морскими бассейнами (Джунгаро-Балхашским, Иртыш-Зайсанским, Делюно-Юстыдским и другими), в которых в девоне происходила мио- или эвгеосинклинальная седиментация.

Ареалы девонского орогенного вулканизма совершенно естественно вписываются в структуру меридионального палеозойского складчатого пояса, занимающего пространство между Восточно-Европейской и Сибирской платформами. Во всех случаях они приурочены к зонам ранней консолидации (ранне- или позднекаледонским, редко байкальским) внутри этого пояса. В связи с этим большинство исследователей рассматривает наземные вулканические серии девонского возраста как образования орогенного этапа развития каледонид (Богданов, 1959; Муратов, 1963; Маркова, 1964; Моссаковский, 1965, 1969 и многие др.) или применительно к некоторым структурным зонам (Чингизское, Талицко-Монголо-Алтайское поднятия) как геоантиклинальные орогенные образования (Херасков, 1963; Волочкович, Леонтьев, 1964).

Девонские орогенные вулканические серии состоят из продуктов наземных извержений и повсеместно находятся в тесном парагенезе с эпикаледонскими верхними красноцветными молассаами. Они выстилают ложе крупных наложенных на каледонские или байкальские складчатые комплексы средне- и верхнепалеозойских впадин, выполняют отдельные мульды и грабены или образуют совершенно специфические вулканотектонические структуры (остатки щитовых или стратовулканов, кальдер проседания, вулканических нагорий), нередко вытягивающиеся в цепочки или непрерывные пояса, примером которых может служить выделенный А. А. Богдановым девонский вулканический пояс Центрального Казахстана.

В настоящее время существуют обширные материалы, характеризующие строение, петрографический и петрохимический состав девонских орогенных вулканических образований, что позволяет установить в каждом случае их формационную принадлежность и выявить определенные тенденции в их латеральной изменчивости (рис. 5).

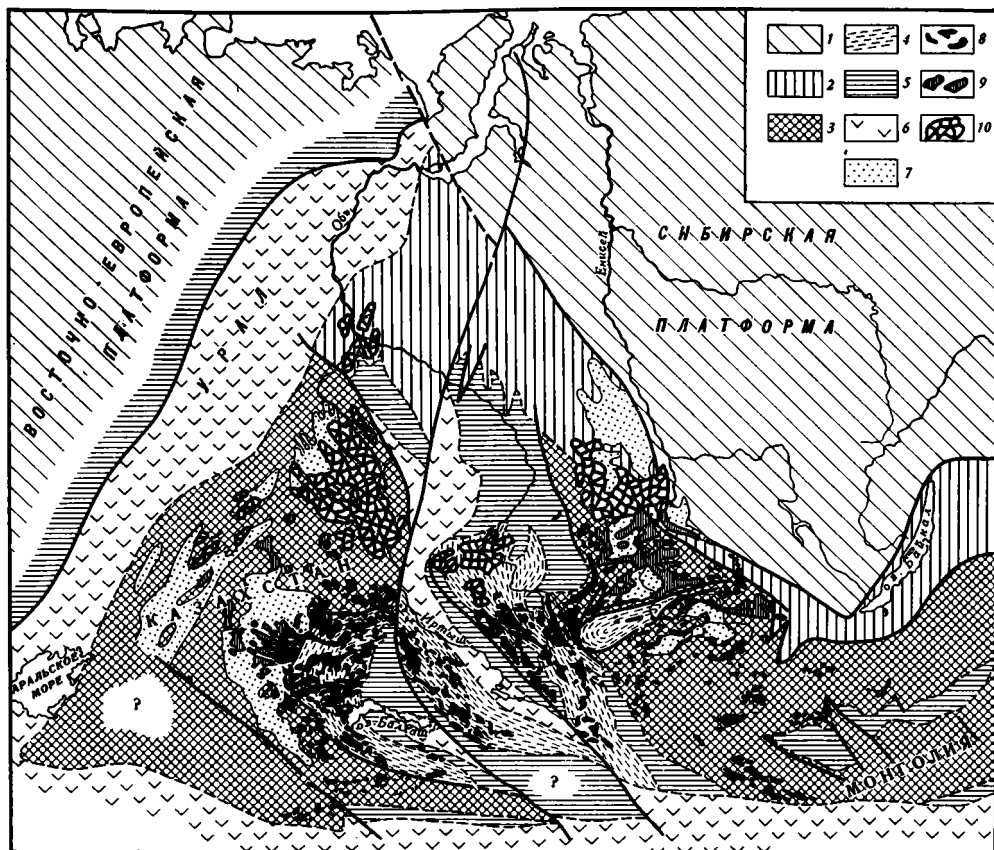


Рис. 4. Девонский орогенный вулканизм на фоне главнейших структурных элементов Казахстана, Урала, Средней Азии, Алтае-Саянской области и Монголии, а также докембрийского фундамента Западной Сибири (без учета палинostaических построений)

1 — древние платформы, 2 — области байкальской складчатости; 3 — области раннекаледонской складчатости; 4 — области позднекаледонской складчатости; 5, 6 — варисцийские геосинклинальные области (контуры проведены по современному распространению девонских геосинклинальных серий): 5 — мио- и моногеосинклинали (на земной коре континентального типа), 6 — эвгеосинклинали (на земной коре океанического типа), 7 — средне- и верхнепалеозойские орогенные впадины в областях каледонской складчатости; 8—10 — девонские орогенные вулканические серии: 8 — комплекс известково-щелочных и щелочно-земельных вулканических формаций, 9 — комплекс щелочных и субщелочных вулканических формаций, 10 — девонские орогенные вулканические серии неясной формационной принадлежности, вскрытые бурением в фундаменте Западно-Сибирской низменности

На крайнем востоке области проявления девонского орогенного вулканизма — в Минусинских и Рыбинской впадинах — продукты нижне- и среднедевонского вулканизма, как это установлено после фундаментального исследования И. В. Лучицкого (1960), а также работ Д. В. Никитина, И. К. Баженова, Г. В. Полякова, А. Д. Щелковникова, автора и многих других, образуют мощную серию основных и средних по составу эффузивов, главными разновидностями которых являются базальты и базальтовые порфириды (оливиновые базальты, диабазовые порфириды, трахибазальты, эссекситовые диабаз-порфириды) и андезитовые порфириды (лабрадоровые порфириды, трахиандезиты). Среди них в подчиненном количестве присутствуют в одних случаях плагиопорфиры, а в других — различные щелочные породы: берешиты, нефелиниты, фонолиты, тефриты, базаниты и др. В целом весь комплекс девонских вулканогенных образований Минусинских впадин отличается повышенной щелочностью, что позволило И. В. Лучицкому (1957) выделить его в качестве субщелочной базальтовой формации платформенного типа, а Ю. А. Кузнецову (1964) — как трахиандезитовую формацию. Эта субщелочная формация там, где в составе девонских вулкаников особенно широко развиты на-

стоящие щелочные породы, например на северо-восточных склонах Кузнецкого Алатау, вполне может рассматриваться в качестве трахибазальтовой формации или формации щелочных оливиновых базальтов (Гладких, 1968).

В центральной и юго-восточной частях Восточного Саяна и в Восточной Туве девонские вулканиды также отличаются повышенной щелочностью, но представлены они здесь, по данным И. В. Гордиенко (1969), трахилипаритовой формацией, состоящей из трахилипаритов и щелочных эгирин-рибекитовых липаритов и игнимбритов.

Такой же трахилипаритовый состав ниже- и среднедевонские вулканиды сохраняют и в прилежащих с юго-востока районах Северной Монголии, обычно объединяемых вместе с Восточной Тувой в единую среднепалеозойскую щелочную провинцию.

Следовательно, во всей восточной части Алтае-Саянской области, включая Кузнецкий Алатау, Минусинские впадины, Восточный Саян и Восточную Туву, девонские орогенные вулканические серии представлены комплексом субщелочных и щелочных формаций. Иной формационный состав они имеют в ее западной части.

В Тувинском прогибе, как показали исследования А. Н. Кена (1962), А. П. Кривенко и А. Н. Павлова (1963), Л. И. Крыленко (Сравнительная палеовулканология..., 1966), автора и многих др. строение ниже- и среднедевонской (доживетской) вулканической серии очень изменчиво, хотя общий щелочно-земельный тип пород сохраняется во всех разрезах неизменным. Развитые здесь базальтовые, диабазовые, лабрадоровые и андезитовые порфириты, дациты, плагиопорфиры, фельзит-порфиры и липаритовые порфиры в одних случаях часто и закономерно чередуются в вертикальном разрезе и сменяют друг друга по площади, в других — образуют мощные толщи пород преимущественно кислого, среднего или основного состава, иногда также перемежающиеся. Поэтому комплекс этих пород целесообразно объединить в одну сложную и гетерогенную базальт-андезит-липаритовую формацию.

Западнее — в Уйменско-Лебедском прогибе — девонские орогенные вулканические образования, по данным В. М. Сенникова (1962) и В. Н. Пилипенко (Сравнительная палеовулканология..., 1966), образуют очень мощную серию пород, охватывающую по возрасту нижний, весь средний девон и франский ярус верхнего девона. Б. Н. Лапин (1962) показал, что в девонских вулканидах Уйменско-Лебедского прогиба наибольшим развитием пользуются андезитовые порфириты и липаритовые порфиры. В подчиненном количестве присутствуют диабазовые и лабрадоровые порфириты, фельзиты и плагиопорфиры. По своему химическому составу все эти породы принадлежат к нормальному щелочно-земельному ряду и относятся к андезито-липаритовой формации.

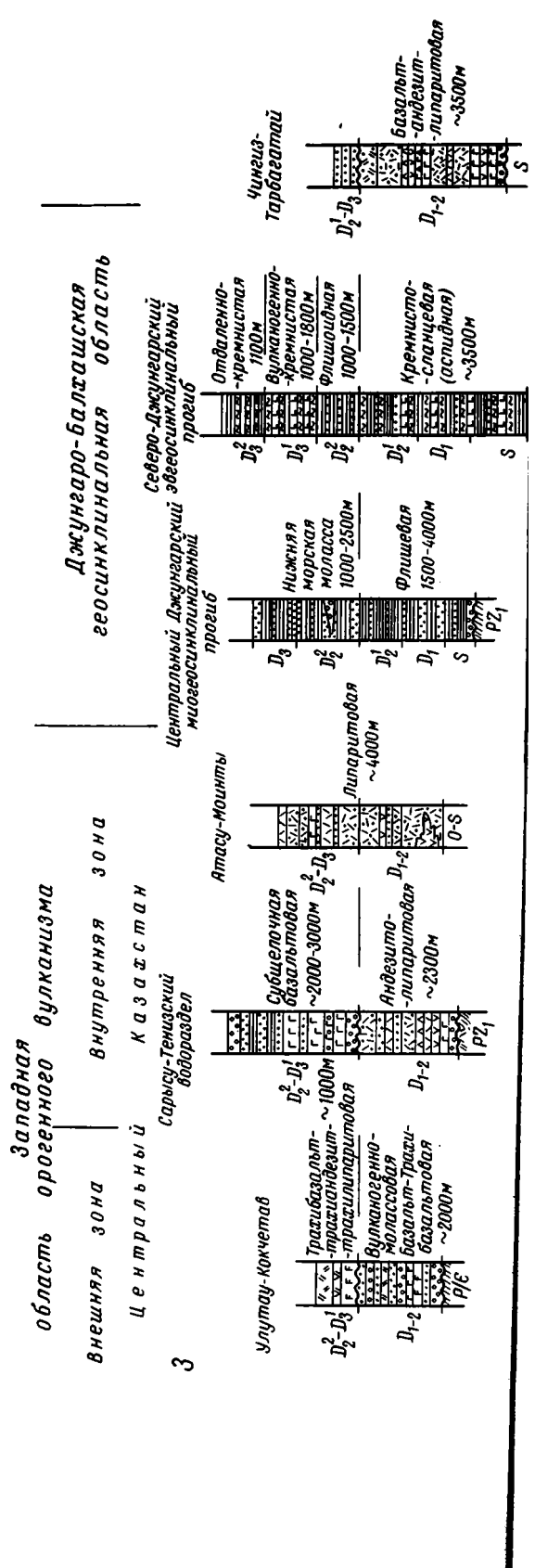
Совершенно такое же строение и состав имеют девонские орогенные вулканические образования и в более западных частях Горного Алтая — в Аксайской мульде и Коргонском прогибе, где по данным Б. Н. Лапина (1962) и В. С. Попова (1967), они также представлены андезито-липаритовой формацией щелочно-земельного типа (но со значительной ролью игнимбритов), возраст которой ограничивается только эйфельским ярусом среднего девона.

Щелочно-земельный состав девонских вулканических серий сохраняется и на Рудном Алтае, где девонский (эйфельский и франский) вулканизм, хотя и проявился в подводных морских условиях, но по петрографическим особенностям и петрохимическому составу пород (существенно кислый липаритовый состав, центральный тип извержений, обилие пирокластики и игнимбритов) его продукты совершенно идентичны породам орогенной липаритовой наземной формации смежных областей (Чернов, 1971). Характерно, что в пределах Рудного Алтая по мере продвижения в сторону Иртыш-Зайсанской варисцидской геосинклинальной системы

мощность девонских кислых вулканитов постепенно возрастает (от 2500 м в Белоубинской зоне до 4000 м в Алейской зоне) и одновременно с возрастанием мощности растягивается время проявления кислого вулканизма до позднего девона включительно.

Сравнение петрохимического состава продуктов девонского орогенного вулканизма в пределах Алтайского и Саяно-Минусинско-Тувинского ареалов его проявления показывает, что здесь довольно четко выделяются две зоны субмеридионального, уклоняющегося к северо-западу простирания, из которых в восточной внешней, примыкающей к Сибирской платформе и включающей Минусинские и Рыбинскую впадины, Кузнецкий Алатау, Восточный Саян, Восточную Туву и север Монголии, развит комплекс щелочных и субщелочных девонских вулканических формаций. В западной внутренней зоне, обнимающей Западный Саян, Центральную и Западную Туву, Горную Шорию, Горный, Рудный и Монгольский Алтай, преимущественным распространением пользуются девонские вулканические формации щелочно-земельного комплекса. Очень характерно, что последняя зона на западе, северо-западе и юго-западе обрамляется варисцидскими геосинклинальными зонами, которые в девоне отличались морской миогеосинклинальной терригенной седиментацией (Калба-Нарынская, Колывань-Томская и Салаирская). Еще западнее — во внутренних частях Иртыш-Зайсанской системы — располагаются варисцидские эвгеосинклинальные зоны (Чарская), в которых образовались девонские и спилито-диабазовая и кремнисто-диабазовая формации.

Таким образом, в самом общем виде здесь намечается та же последовательность в



Иртыш-Зайсинская  
геосинклинальная область

Восточная  
область орогенного вулканизма  
внутренняя зона | внешняя зона

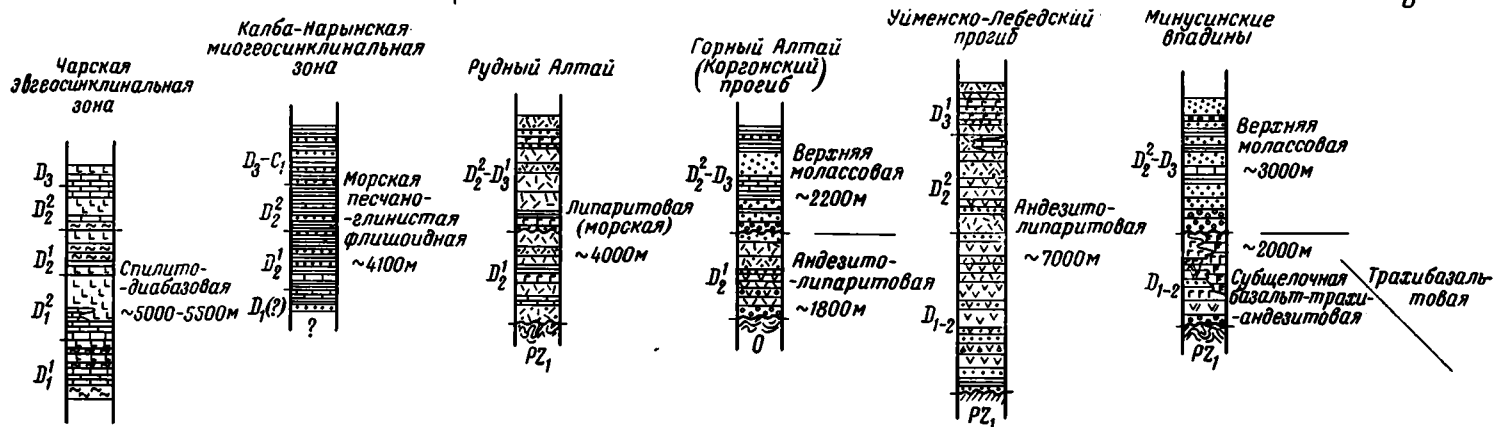


Рис. 5. Строение и формационный состав девонских орогенных вулканических серий в Центральном Казахстане, Чингизе, Алтае и Саяно-Минусинской области.

Условные обозначения см. на рис. 2.



пространственном распределении разных комплексов орогенных вулканических формаций, что и в верхнепалеозойском вулканическом поясе. Однако в отличие от него зоны с различным типом девонского орогенного вулканизма не обладают строгой линейностью и, следовательно, не образуют отчетливого вулканического пояса (см. рис. 4).

Интересно, что в Алтае-Саянской области намечается своеобразная хронологическая закономерность в проявлении девонского орогенного вулканизма, на что обратил внимание Б. Н. Лапин (1962). В Саяно-Минусинско-Тувинском ареале, отделенном от Алтайского системой узких девонских «черносланцевых» моногеосинклиналей, орогенный вулканизм начался в раннем девоне и закончился в эйфельском веке среднего девона; лишь на крайнем западе этого ареала — в Уйменско-Лебедском прогибе — он продолжался до франского века позднего девона. В Алтайском ареале время проявления орогенного вулканизма ограничивалось только эйфельским веком среднего девона, но в Алейской зоне Рудного Алтая (т. е. на крайнем западе Алтайского ареала) кислый вулканизм орогенного типа, хотя и в морских условиях, также сохранял активность до франского века позднего девона включительно.

Рассмотрим теперь особенности формационного состава девонского орогенного вулканизма в западной области его распространения — в пределах Центрального Казахстана, где он особенно хорошо изучен. Строеанию, петрографии и петрохимической характеристике девонских орогенных вулканических серий Центрального Казахстана посвящено большое количество специальных работ. Наибольшее значение среди них имеют исследования А. А. Богданова, Н. П. Четвериковой, В. Г. Тихомирова и Э. И. Тихомировой, А. Е. Михайлова, Л. Г. Никитиной, Т. О. Федорова, К. И. Дворцовой, А. Н. Нурлыбаева — по западной части Центрального Казахстана и Ю. И. Лялина, Е. Е. Миллер, Л. Г. Никитиной, Н. В. Аксаментовой, Б. Я. Журавлева и др. — по восточной части Центрального Казахстана.

На западе Центрального Казахстана — в Улутавском и Кокчетавском массивах — вулканогенные образования девона распространены ограниченно и выполняют небольшие грабены и мульды, несогласно наложенные на рифейские и нижнепалеозойские складчатые комплексы. Вулканические породы слагают здесь отдельные подчиненные горизонты и пачки в толщах красноцветных моласс ранне- и среднедевонского, а также живетско-франского возраста.

Петрографический и петрохимический состав вулканических пород ранне- и среднедевонского возраста лучше всего изучен в Кокчетавском массиве в районе Ишимской луки, где они, по данным А. Н. Нурлыбаева и А. Г. Панченко (1968), представлены лейцитовыми базальтами и авгитовыми порфиритами, лейцитовыми тефритами и феолитами, сменяющимися вверх по разрезу вулканическими брекчиями и лавами трахит-эпилейцитовых порфиров. Эти породы участвуют в строении сложного стратовулкана и сопровождаются субвулканическими телами нефелиновых и содалит-нефелиновых сненитов и эссекситов. Повышенная щелочность всех этих пород обусловлена, главным образом, высоким содержанием калия. А. Н. Нурлыбаев и А. Г. Панченко рассматривают их как продукты дифференциации щелочной трахибазальтовой магмы.

Сходная, хотя и менее щелочная ассоциация вулканических пород описана В. Г. Тихомировым, Э. И. Тихомировой и Ши Ян-шенем (1964) в породах жаксыгонской серии среднего — верхнего девона в бассейне р. Белеуты на южном склоне Улутау и А. Н. Нурлыбаевым (1969) — в Западном Улутау, в пределах Шагирлинского и Тамдинского прогибов. Она образована непрерывным рядом пород от андезито-базальтов к трахибазальтам и трахиандезитам и, наконец, к высокощелочным трахитам и трахилипаритам. Этой ассоциации пород также свойственна повышенная щелочность за счет высокого содержания калия, что по-

звolyет ее относить к трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой формации.

В последние годы выясняется большое распространение щелочных вулканических пород и в других районах Улутау и Кокчетавы, что характеризует эту область как среднепалеозойскую щелочную петрографическую провинцию (Нурлыбаев, 1969).

Восточнее, в пределах Сарысу-Тенизского водораздела, по данным В. Г. Тихомирова и Э. И. Тихомировой (1961), А. Е. Михайлова (1965) и Л. Г. Никитиной и В. М. Жужанова (1969), орогенные вулканы образуют два комплекса пород, разделенных перерывом и угловым несогласием. Нижний комплекс представлен мощной вулканической серией ранне- и среднедевонского возраста, которая отчетливо распадается на две толщи — нижнюю, состоящую из лав (главным образом) и пирокластических пород андезито-базальтового и андезитового, редко дацитового состава, и верхнюю, сложенную липаритовыми порфирами, фельзитами и альбитофирами. Все эти породы по своим петрохимическим особенностям относятся к щелочно-земельному типу, хотя, как отметил А. Е. Михайлов (1965), западнее Сарысуйского разлома среди них появляются субщелочные разновидности, что, видимо, указывает на постепенный переход к субщелочным и щелочным вулканическим сериям Улутау-Кокчетавской зоны. Нижне- и среднедевонская серия Сарысу-Тенизского водораздела представляет собой типичную орогенную андезито-липаритовую формацию, хотя некоторые исследователи подразделяют ее на две самостоятельные формации: андезитовую и липаритовую.

Верхний комплекс включает вулканические породы среднего — верхнего девона (жаксыконской серии), которые на Сарысу-Тенизском водоразделе имеют существенно базальтовый состав. Это в основном диабазы и диабазовые порфиры, реже андезитовые порфиры, которые, по данным В. Г. Тихомирова, Э. И. Тихомировой и Ши Ян-шеня (1964), отличаются несколько повышенным содержанием калия, что сближает их с трахибазальтами и трахиандезитами. Редкие кислые дифференциаты представлены трахитами. Пересчеты химических анализов по методу Ю. М. Шейнманна указывают на очень малую скорость насыщения вулканических пород жаксыконской серии кремнекислотой по мере возрастания общей кислотности пород (Моссаковский, 1969). Все это позволяет нам рассматривать вулканические породы верхнего комплекса как субщелочную базальтовую формацию.

Еще восточнее, в Северо-Западном Прибалхашье, по данным Л. Г. Никитиной и В. М. Жужанова (1969), и в Чу-Илийских горах, по данным К. И. Дворцовой (1969), в пограничной зоне между каледонидами и варисцидами строение девонской орогенной вулканической серии изменяется, благодаря резкому возрастанию количества кислых пород, главным образом туфов и игнимбритов липаритового состава. Андезитовые порфиры появляются только местами, например в Чу-Илийских горах, и приурочены к низам вулканической серии. Время формирования кислых орогенных вулканических пород в этой зоне охватывает практически весь ранний, средний и большую часть позднего (до первой половины фаменского века включительно) девона. Все эти породы образуют единую липаритовую (гранитово-липаритовую) формацию щелочно-земельного типа.

Таким образом, для девонского орогенного вулканизма Центрального Казахстана также характерна субмеридиональная зональность в распределении главных формационных комплексов. Однако пространственное положение зон с разным типом вулканизма здесь прямо противоположное по сравнению с восточной областью девонского орогенного вулканизма (см. рис. 5). Внешняя зона с комплексом щелочных и субщелочных вулканических формаций находится на крайнем западе Центрального Казахстана: в Улутау и Кокчетаве. Внутренняя зона с щелочно-земельными вулканическими формациями располагается восточнее и

охватывает большую часть меридионального отрезка «Центрально-Казахстанского девонского вулканического пояса» — от Атасуйского района на севере до Южной Джунгарии на юге. На востоке она ограничивалась Северо-Балхашским и Центрально-Джунгарским миеосинклинальными варисцидскими прогибами, а еще восточнее — в Северо-Джунгарском эвгеосинклинальном прогибе в это же время формировались кремнисто-сланцевые и вулканогенно-кремнистые толщи.

Интересно, что и здесь по мере приближения к морскому геосинклинальному бассейну девонский орогенный вулканизм становился все более кислым по составу, а время его проявления растягивалось до фаменского века позднего девона.

Необходимо заметить, что подобная закономерность не выдерживается в широтной ветви «Центрально-Казахстанского вулканического пояса», характеризующейся, по данным Н. П. Четвериковой (1970), во внутренней, прилегающей к варисцидам зоне не кислым, а основным девонским вулканизмом. Однако это легко объяснить отчетливым поперечным положением этой широтной структурной зоны по отношению к общей субмеридиональной ориентировке главных структурных элементов палеозойского Казахстана, Алтая и Средней Сибири, что часто (не только в девонских, но и в верхнепалеозойских вулканических сериях) сказывается в резком увеличении роли базальтовых лав и даже в возрастании их щелочности.

Несколько обособленные положения занимают девонские орогенные вулканические серии Чингиз-Тарбагатайской зоны, разграничивающей Джунгаро-Балхашскую и Иртыш-Зайсанскую варисцидские геосинклинальные области. Орогенный вулканизм в этой зоне, судя по материалам исследований Ю. И. Лялина, Е. Е. Миллер и Л. Г. Никитиной (1964), Н. В. Аксаментовой (1968), В. Г. Тихомирова, Б. Я. Журавлева и др. (Геология и металлогения восточной части Токрауской впадины ..., 1971), отличался невыдержанным по площади составом излияний и сформировал сложную базальт-андезит-липаритовую формацию ранне- и среднедевонского, а местами (Юго-Западный Чингиз) и позднедевонского возраста. Вместе с тем латеральные закономерности в изменениях состава вулканических продуктов, выявляемые на разных стратиграфических уровнях, очень противоречивы и, видимо, до конца еще не выяснены (Тихомиров, Тихомирова, 1969). Ясно, лишь, что в целом эти формации (за исключением живецких образований зоны Карадон-Темиршинского разлома) относятся к щелочно-земельному комплексу, характеризующему внутренние зоны поясов и ареалов орогенного вулканизма.

Итак, анализ формационного состава девонских орогенных вулканических серий в пределах крупных ареалов их распространения (Центрально-Казахстанском и Чингизском, с одной стороны, Алтайском и Саяно-Минусинско-Тувинском — с другой) в южной части меридионального Урало-Казахстано-Сибирского пояса палеозойского периода показывает, что здесь в размещении главных типов формационных комплексов орогенных вулканических серий существует субмеридиональная зональность, которая имеет симметричный характер по отношению к Иртыш-Зайсанской и Джунгаро-Балхашской варисцидским эвгеосинклинальным зонам, занимающим как бы осевое положение.

Девонские орогенные вулканические серии в каледонских складчатых зонах, примыкающих с востока к Иртыш-Зайсанской варисцидской эвгеосинклинали и с запада — к Джунгаро-Балхашской эвгеосинклинали, а также в Чингизском антиклинории, находящемся между ними, принадлежат щелочно-земельному комплексу. Одновозрастные вулканические серии в раннекаледонских, а местами байкальских складчатых зонах на востоке Алтае-Саянской области и на западе Центрального Казахстана представлены формациями щелочного комплекса и образуют две внешние зоны. Характерно, что именно во внешних зонах форми-

ровались средне- и верхнепалеозойские орогенные впадины, выполненные, помимо вулканитов, мощным комплексом верхних континентальных моласс девона, карбона и перми. Эти впадины образуют две прерывистые меридионально ориентированные цепочки, восточную из которых образуют Тувинский прогиб, Южно-Минусинская и Северо-Минусинская, Тегульдетская и Казская (две последние вскрыты глубоким бурением) впадины, а западную — Каракиргирский, Тамдинский, Жаксыконский среднепалеозойские прогибы и развившиеся на них Тенизская и Джезказганская верхнепалеозойские впадины.

Таким образом, наиболее общие закономерности латеральной изменчивости формационного состава девонских орогенных вулканических серий очень сходны с аналогичными закономерностями в верхнепалеозойских вулканических сериях. Однако здесь мы имеем дело не с одним линейным асимметрично построенным вулканическим поясом, а с двумя симметрично расположенными слаболинейными ареальными его гомологами.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании всех приведенных выше материалов представляется возможным прийти к выводу о том, что и верхнепалеозойский и девонский орогенный вулканизм известково-щелочного (щелочно-земельного) типа проявился на краях континентальных блоков в местах их сопряжения с эвгеосинклинальными зонами — частями океанических бассейнов прошлого (Пейве, Штрейс и др., 1971), в которых происходил активный процесс формирования гранитно-метаморфической оболочки земной коры.

Различный стиль пространственного размещения верхнепалеозойских и девонских орогенных вулканических серий отражает совершенно разный тип и, возможно, разные стадии развития тех палеозойских складчатых поясов, в пределах которых они формировались.

Верхнепалеозойский орогенный вулканизм проявился в виде протяженного линейного пояса на южном крае материка Северной Евразии, в месте его сопряжения с Палеотетисом — обширным морским бассейном океанического характера. На протяжении большей части палеозоя и мезозоя на месте этого праокеана сформировался широтный складчатый пояс Тетис. Появление мощного верхнепалеозойского орогенного вулканизма ознаменовало первую наиболее энергичную стадию формирования этого пояса и соответственно закрытия океана Палеотетиса, когда в результате геосинклинального процесса, завершившегося варисцийской складчатостью, в его северной части (широтная система варисцид) образовался «гранитный» слой земной коры и она причленилась к континентальным массивам Северной Евразии, образовав единый с ними материк.

Девонский орогенный вулканизм пространственно и генетически был связан с формированием другого палеозойского складчатого пояса на месте еще более древнего океанического бассейна, который простирался в меридиональном направлении и разделял в рифее, раннем и среднем палеозое континентальные массы Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Появление девонского орогенного вулканизма отражало зрелую стадию развития этого геосинклинального пояса, когда в его пределах уже сформировались крупные (поздне- и раннекаледонские, местами байкальские) складчатые массивы ранней консолидации, обладавшие континентальной корой. Между ними в центральной части пояса в девоне существовали остаточные зоны (Иртыш-Зайсанская, Джунгаро-Балхашская) с сохранившейся океанической корой, в которых локализовались варисцийские эвгеосинклинали. Этим объясняется ареальный характер девонского орогенного вулканизма и отчетливо симметричное (по отношению к варисцийским эвгеосинклинальным зонам) размещение щелочно-земельных и щелочных вулканических формаций этого возраста.

Показательно, что в раннем карбоне и в первой половине среднего карбона процесс разрастания массивов с континентальным типом земной коры продвинулся еще дальше, что привело к возникновению новых (еще более внутренних по сравнению с девонскими, но не столь значительных) зон и частных поясов орогенного вулканизма, наложившихся на края замыкающихся варисцийских геосинклинальных прогибов.

Подобное центростремительное замыкание Урало-Казахстано-Сибирского геосинклинального пояса и аркальный характер проявления девонского орогенного вулканизма в его пределах по своему стилю очень напоминают развитие островных вулканических дуг Зондского архипелага.

Интересно, что в пределах Евразии существуют еще два участка, где проявлен девонский орогенный вулканизм, один из них находится на крайнем западе — в каледонидах Шотландии, а другой — на крайнем северо-востоке, в пределах так называемого Омолонского массива. Хотя эти два сравнительно небольших ареала девонского орогенного вулканизма в данной работе специально не рассматриваются, все же важно подчеркнуть, что они, так же как и главная область девонского орогенного вулканизма в Казахстане и Южной Сибири, структурно связаны с меридиональными палеозойскими складчатыми поясами, соответственно обрамляющими с запада Восточно-Европейскую, а с востока Сибирскую платформы.

Таким образом, палеозойский орогенный вулканизм Евразии, несмотря на самые разные формы его проявления, во всех случаях структурно и генетически был связан с развитием соответствующих палеозойских складчатых геосинклинальных поясов, полностью унаследовав специфику их развития и пространственной ориентировки. Поэтому геосинклинальная природа орогенного вулканизма представляется совершенно несомненной вне зависимости от того, в каких бы структурных отношениях с подстилающими складчатыми или нескладчатыми комплексами ни находились его продукты.

Представляется, что орогенный вулканизм служит таким же индикатором геосинклинального процесса, как и офиолитовый магматизм, с той лишь разницей, что последний указывает на начало этого процесса на коре океанического типа, а первый — на его конечные стадии, завершающие формирование континентальной коры.

#### Литература

- Аксаментова Н. В. Девонский магматизм северо-восточной части Центрального Казахстана. Автореф. канд. дис., Алма-Ата, 1968.
- Белый В. Ф. Краевые вулканические пояса и геосинклинальный процесс (на примере Охотско-Чукотского пояса). В кн. «Вулканизм и тектогенез». Докл. сов. геологов. Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия. «Наука», 1968.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 1, 1959.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 5 и 6, 1965.
- Ван Бем мелен. Геология Индонезии. Изд-во иностр. лит., 1957.
- Волочкович К. Л., Леонтьев К. Л. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. «Наука», 1964.
- Геология и металлогения восточной части Токрауской впадины и Юго-Западного Чингиза. Изд-во Моск. ун-та, 1971.
- Гладких В. С. Некоторые вопросы петрологии формации щелочных оливиновых базальтов (на примере Маймеча-Котуйской провинции и Кузнецкого Алатау). Автореф. канд. дис. М., 1968.
- Гордиенко И. В. Девонская вулкано-плутоническая формация в юго-восточной части Восточного Саяна. Бурят. кн. изд-во Улан-Удэ, 1969.
- Дворцова К. И. Позднеорогенные андезитовая и липарито-гранитная формации в девонских приразломных прогибах Чу-Илийских гор. В кн. «Вулкано-плутонические формации и их рудоносность». «Наука», КазССР, Алма-Ата, 1969.
- Дергунов А. Б., Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С. Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса. В кн. «Проблемы теоретической и региональной тектоники». «Наука», 1971.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных пород. Изд-во АН СССР, 1950.

- Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Томур-Тогоо, Лхасурэн Б. О времени замыкания Хангайского прогиба в вариссидах Центральной Монголии. Геотектоника, № 5, 1969.
- Зайцев Ю. А., Кабанов Ю. Ф. О вариссийском развитии Джеккаганской и Тенизской внутренних впадин (Центральный Казахстан) Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр., № 2, 1966.
- Зоненшайн Л. П., Дуранте М. В., Маркова Н. Г., Филиппова И. Б., Чехович М. В. Основные черты геологического строения и развития сопредельных частей Монгольского и Гобийского Алтая. В кн. «Стратиграфия и тектоника Монгольской народной республики». «Наука», 1970.
- Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1954.
- Кен А. Н. Девонский вулканизм Тувы и Западного Саяна. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 53, 1962.
- Кеппежинская В. В., Моссаковский А. А., Салтыковский А. Я. О верхнепалеозойских вулканических породах Предхэнтэйского прогиба в МНР. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 6, 1970.
- Кошкин В. Я. Каменноугольный и пермский вулканизм Северного Прибалхашья. В кн. «Проблемы палеовулканологии». Тр. лабор. палеовулканологии, Вып. 1. Алма-Ата, 1963.
- Кривенко А. П., Павлов А. Н. Магматические комплексы прогиба Тувы. В кн. «Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области». Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1963.
- Кузнецов Ю. А. Главнейшие типы магматических формаций. «Недра», 1964.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма. В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». «Наука», 1969.
- Куликов П. К. Геологическое строение и история развития складчатого основания Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Автореф. докт. дисс., М., 1969.
- Куно У. Латеральные вариации базальтовой магмы вкост краин континентов и островных дуг. В кн. «Окраины континентов и островные дуги». «Мир», 1970.
- Курчавов А. М. Некоторые особенности орогенного вулканизма северной части Токрауской впадины (Центральный Казахстан) Сов. геол., № 5, 1970.
- Лапин Б. Н. Девонский вулканизм и его роль в металлогении Горного Алтая, Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, Вып. 13, 1962.
- Луцицкий И. В. О девонской вулканогенно-красноцветной формации Минусинского межгорного прогиба. Докл. АН СССР, т. 116, № 2, 1957.
- Луцицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба, Изд-во АН СССР, 1960.
- Лялин Ю. И., Миллер Е. Е., Никитина Л. Г. Вулканогенные формации Чингизского антиклинория. «Наука», КазССР, Алма-Ата, 1964.
- Мазарович О. А. Формации вариссийского комплекса каледонид Центрального Казахстана, Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., № 5, 1967.
- Маркова Н. Г. Закономерности размещения разновозрастных складчатых зон на примере Центрального Казахстана. В кн. «Складчатые области Евразии». «Наука», 1964.
- Миклухо-Маклай А. Д. Верхний палеозой Средней Азии. Изд-во Ленингр. ун-та, 1963.
- Михайлов А. Е. Вулканогенные формации и некоторые вопросы геологической истории девонского периода западной части Центрального Казахстана. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 1, 1965.
- Моссаковский А. А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей. Геотектоника, № 2, 1965.
- Моссаковский А. А. Орогенный этап развития геосинклинальных областей и некоторые проблемы субэквентного магматизма. В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». «Наука», 1969.
- Моссаковский А. А. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Евразии. Геотектоника, № 4, 1970.
- Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1963.
- Нагибина М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией. Геотектоника, № 4, 1967.
- Никитина Л. Г., Жужанов В. М. Гранитно-липаритовая формация девона Центрального Казахстана. В кн. «Вулкано-плутонические формации и их рудоносность». «Наука», КазССР, Алма-Ата, 1969.
- Нурлыбаев А. Н. Шелочной магматизм Северного Казахстана. В кн. «Вулкано-плутонические формации и их рудоносность». «Наука», КазССР, Алма-Ата, 1969.
- Нурлыбаев А. Н., Панченко А. Г. Геология, петрология и генезис щелочных пород ниймского эффузивно-интрузивного комплекса в Центральном Казахстане. В кн. «Интрузивный магматизм и метасоматические образования Казахстана». «Наука», КазССР, Алма-Ата, 1968.
- Пейве А. В., Силицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1950.

- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Океаны и геосинклиальный процесс. Докл. АН СССР, 196, № 3, 1971.
- Попов В. С. Осадочно-вулканогенные толщи западной части Горного Алтая и их металлогения. «Недра», 1967.
- Сенников В. М. К вопросу о верхнедевонском и каменноугольном вулканизме Алтае-Саянской области. Материалы по региональной геологии Сибири. Тр. СНИИГГИМС, вып. 24, 1962.
- Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. «Наука», Новосибирск, 1966.
- Стеркин В. Д. Геологические и петрохимические особенности позднепалеозойских магматитов Северо-Восточного Прибалхашья. Автореф. канд. дис., Алма-Ата, 1969.
- Суетенко О. Д. Тектоника палеозойской Юго-Восточной Монголии. Автореф. канд. дис., М., 1971.
- Таиров Э. З. Палеозойская тектоническая зональность восточной части Северного Памира. Автореф. канд. дис., Ташкент, 1971.
- Ташчина М. В., Кошкин В. Я., Розенкранц А. А. Вулканогенные формации Джунгаро-Балхашской складчатой системы Центрального Казахстана. В сб. «Герцинские магматические комплексы Восточного Казахстана». т. 2, Алма-Ата, 1971.
- Тихомиров В. Г. Главные ассоциации пород и структурные этажи палеозойских орогенных вулканических областей Центрального Казахстана, Северного Тянь-Шаня и Южной Сибири. Вестн. моск. ун-та. Сер. геол., № 6, 1967.
- Тихомиров В. Г., Тихомирова Э. И. Вулканогенный девон Сарысу-Тенизского водораздела (Центральный Казахстан). Изв. высш. учебн. завед., Геология и разведка, № 6, 1961.
- Тихомиров В. Г., Тихомирова Э. И., Шиян-шеня. О различиях в вулканизме крупных тектонических зон Центрального Казахстана на примере базальтоидных пород жаксыконской серии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1964.
- Тихомиров В. Г., Тихомирова Э. И. Орогенные палеозойские серии и ассоциации вулканических пород области сочленения структур Чингиза и Прибалхашья. В сб. «Жизнь Земли». Изд-во Моск. ун-та, 1969.
- Ткаченко К. И. Пермо-триасовый магматизм южных отрогов Джунгарского Алатау. Автореф. канд. дис., Алма-Ата, 1969.
- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. Сов. геология, № 3, 1959.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структур земной коры. Изд-во АН СССР, 1963.
- Четверикова Н. П. Строение широтной ветви девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана. Бюл. МОИП. Отд. геол. № 2, 1966.
- Четверикова Н. П. Тектоника зоны сочленения каледонид и варисцид в Центральном Казахстане. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. № 6, 1970.
- Чернов В. И. Вулканические формации и порфиоровые интрузии Рудного Алтая. Автореф. докт. дис., М., 1971.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. Объяснительная записка к Тектонической карте СССР масштаба 1 : 5 000 000. Госгеолтехиздат, 1957.
- Шейнман Ю. М. Новые данные о базальтах океана и их значении для общей геологии. Сов. геология, № 8, 1965.
- Штилле Г. Субсеквентный магматизм. Избранные труды. «Мир», 1964.
- Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. Геотектоника, № 5, 1965.
- Vambauer H. U. Der permische Vulkanismus in der Nahe mulde. Neues Jahrb. Mineral. Monats, B. 95, H. 2, 1960.
- Crawford A. R. Continental drift and the movement of India. Naturwissenschaften, B. 57, H. 7, 1970.
- Dickenson W. R. Plate tectonic models of geosynclines. Earth and Planet. Sci. Lett., v. 10, No. 2, 1971.
- Eckhardt F. I. Vorkommen und Petrogenese Spilitisierter Diabase des Rotliegenden im Wesser — Ems — Gebiet. Geol. Jahrb., 85, 1968.
- Hamilton W. The volcanic central Andes — a modern model for the Cretaceous and tectonics of western North America. Ore Dept. Geol. Min. Ind. Bull., v. 65, 1969.
- Hellmers I. H. Die Eruptivgesteine im Rotliegenden des Saar-Nahe- Gebiets. Jahrb. Preuss. Geol. L. A., B. 50, 1930.
- MacGregor A. G. The Carboniferous and Permian volcanoes of Scotland. Bull. volcanol. S. 11, t. 1, Napoli, 1937.
- Kozlowski S. Subsequent Permian Volcanism in Sudeten. Paleovolcanites of the Bohemian Inassif. Praha, 1966.
- Oftedahl Chr. Volcanic sequeunce and magma formation in the Oslo region. Geol. Rundschau, B. 48, 1959.
- Schwab M. Tektonik, Sedimentation und Vulkanismus in Permosiles Mitteleuropas. Ber. dtsh. ges. geol. wiss. Rh. A. «Geol., Paläont.», B. 15 (1), 1970.



УДК 551.263.22

О. А. МАЗАРОВИЧ

## ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МОЛАСС

Излагается зависимость строения и состава моласс от условий их накопления. Существующие в наше время классификации моласс основываются на частных признаках либо состава, либо условий накопления моласс. В статье содержится определение молассовой формации. Исходя из определения, допускается возможность классификации моласс по отношению к геотектоническим условиям их формирования. Предлагается различать в геосинклинальном этапе развития интрагеосинклинальные молассы (для полициклических геосинклиналей), эпигеосинклинальные молассы, завершающие геосинклинальное развитие, и антеплатформенные молассы в каледонидах и мезозондах, испытавших тектоническую перестройку после формирования эпигеосинклинальных моласс. В платформенном этапе развития выделяются катаплатформенные молассы на ранней стадии образования платформенного комплекса и эпиплатформенные молассы стадии неотектонической активизации платформ.

Общеизвестный термин «моласса» все шире употребляется в современной геологической литературе. Этот термин родился в народной речи Савойи и Французской Швейцарии, где им назывались рыхлые песчаники. Впервые в геологическую литературу его ввел Г. Соссюр, о чем указывается в классической работе А. Гейма, посвященной геологии Швейцарии. Сам А. Гейм употреблял этот термин применительно к миоценовым отложениям северных подножий Альп (Heim, 1919). Эти отложения накапливались как в морских, так и в континентальных условиях в ходе разрушения горного массива Альп, заполняя Предальпийский краевой прогиб. В дальнейшем слово «моласса» стало применяться к отложениям разного возраста в различных районах, когда исследователи встречались с продуктами разрушения горных сооружений. Первоначальный смысл термина стал стираться и понятие «моласса» все чаще стало использоваться для обозначения толщ обломочных пород вообще, утрачивая при этом свою определенность. Мы полагаем, что термин «моласса» следует сохранить, определив вместе с тем некоторые ограничения в пользовании им.

Д. В. Наливкин (1956) видел эти ограничения либо к возврату к первоначальному смыслу термина «моласса» как единицы местной альпийской стратиграфии, либо в добавлении к слову «моласса» указания на возраст отложений и места, где распространены литологически сходные отложения, например «ферганские молассы». Ограничения в использовании такого термина, как «моласса» могут быть намечены при определении самого понятия, вытекающего из рассмотрения ряда геологических примеров, из анализа различий конкретных моласс при общих чертах их сходства.

Молассовые формации крайне разнообразны. Внутреннее их строение будет определяться сочетанием ряда условий их образования. Подобная зависимость приводится в табл. 1.

Сочетание тех или иных причин и условий формирования моласс, выпадение и неучастие некоторых из них в этом процессе приводит к

## Зависимость строения и состава моласс от условий их образования

Условия образования	Строение и состав молассы										Второстепенные дополнительные характеристики молассы				
	Основные характеристики строения и состава молассы										карбонатность	соленость $\Delta 5$	угленосность $\Delta 6$	марганцено-ность	меденосность
	широта распро- странения мо- щности	форма молас- сового тела	петрографиче- ский состав $\Delta 1$	гранулометри- ческий состав $\Delta 2$	ритмичность	цвет по од. $\Delta 3$	состав цемента	органические остатки	Направленность погружения материала						
								по раз- резу $\Delta 4$	по площа- ди						
Степень контрастности движений областей поднятий и прогибов и их скорость	+	+	-	+	+	-	-	+	+	-	-	+	+	-	
Тектоническое строение нижележащих образований (основания молассы) и смежных поднятий	1	+	+	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	
Климат	2	-	-	+	+	+	+	-	-	+	+	+	+	+	
Состав пород питающей провинции		-	-	+	+	-	+	-	-	-	-	+	+	+	
Дальность транспортировки обломочного материала	3	+	+	+	+	-	+	-	-	-	-	-	+	+	
Географическая обстановка области накопления рН среды в путях миграции и в области захоронения	4	-	-	+	+	-	+	+	-	-	+	+	+	+	
Длительность накопления Сопутствующий вулканизм	5	+	-	-	-	-	+	+	-	-	+	+	+	+	

Примечание. Крестиками показана полная зависимость строения и состава моласс от условий их образования, полукрестиками—ограниченная зависимость, черточками—зависимость не устанавливается.

Треугольничками отмечены характерные признаки, используемые в геологической литературе, как исходные для целей классификации молассовых формаций в зависимости от их строения и состава: 1—моласса, выделяющаяся как аркозавая формация, 2—грубая и тонкая молассы, 3—красноцветная, сероцветная и пестроцветная молассы, 4—молассы «трансгрессивной» и «регрессивной» последовательности, 5—соленосная моласса, 6—угленосная моласса.

Точками отмечены характерные признаки, используемые в геологической литературе, как исходные для целей классификации молассовых формаций в зависимости от условий их образования: 1—молассы краевых прогибов, внутренних и межгорных впадин и грабен, 2—молассы аридных и гумидных областей, 3—аллохтонные и автохтонные молассы, 4—морские и континентальные молассы, 5—вулканогенная моласса.

большому разнообразию геологических образований, именуемых ныне молассами.

Если ставить перед собой цель классифицировать молассы, то все будет зависеть от определения самого понятия «моласса» и от тех признаков, которые выбраны ведущими для целей классификации. Можно сгруппировать молассы по-разному, исходя хотя бы из условий, перечисленных в табл. № 1, которые влияют на общую характеристику конкретных молассовых формаций. В связи с этим различают красноватые и сероватые молассы, грубые и тонкие, угленосные и соленосные, вулканогенные молассы и т. д. Результат подобного анализа будет иметь различный смысл и различное служебное назначение. Вероятно, именно в этом и заключаются различия в определении моласс, приводимые некоторыми исследователями.

Основное определение давалось редко, многие просто избегали его, полагая, что «моласса» — понятие ясное и простое. В качестве примеров различного подхода к определению этого понятия приведем определения А. Гейма, Ван дер Грахта и Д. В. Наливкина.

В представлении А. Гейма «молассы — это продукты разрушения, переноса и переотложения материала мощных горных массивов, сложенных разнообразными породами. Отложение происходило одновременно с опусканием области накопления. Образование моласс — это длительное заполнение большой геосинклинали (краевого прогиба, ОМ) расположенной между Альпами и Шварцвальдом, прогибавшейся медленно, но с различной скоростью» (Д. В. Наливкин, 1956, стр. 287):

Ван дер Грахт на примере верхнего палеозоя центральной и южных штатов США определяет молассы как «детрит, снесенный с возвышенных гребней во время и непосредственно после периода крупного диастрофизма, отложенный в позднейшем углублении, в значительной части впереди предшествовавшей флишу геосинклинали» (У. Твенхофел, 1936, стр. 115).

Д. В. Наливкин (1956) пишет, что «молассы» — это название отложений подножий высоких горных хребтов, несущих постоянный снеговой покров и оледенение» (стр. 286).

Из примеров определений моласс следует, что, во-первых, молассы — это результат разрушения гор и, во-вторых, что они тесно связаны с тектоническим режимом геосинклинальных областей в период их замыкания. Тем не менее хорошо известно, что ферганские молассы (бактрийская серия) накапливаются не в результате замыкания геосинклинали, а вследствие активизации эпипалеозойской платформы. Таким образом, приведенные определения не являются общими, а отражают лишь частные случаи формирования моласс.

Несмотря на бесконечные различия конкретных молассовых формаций можно наметить и общие свойства последних. К их числу будут относиться следующие. Формирование моласс управляется главным образом одним процессом — орогенезом, в узком смысле этого слова, и неизбежно сопутствующим процессом разрушения гор. Главным компонентом молассовой формации являются обломочные породы и, в основном, грубообломочные. Молассы захороняются в смежных конседиментационных прогибах (краевых, межгорных). Молассы всегда полифациальны, а обломочные породы, слагающие их, накапливались преимущественно в мелководных условиях. Весьма характерным являются значительные мощности обломочных и парагенетически связанных с ними пород, достигающие первых тысячи метров. Молассы накапливаются в условиях длительного и «одновременного» сноса с растущих поднятий.

Приведенные выше соображения дают автору возможность считать что:

**Моласса или молассовая формация определяется как полифациальная совокупность существенно обломочных горных пород значительной**

мощности, образовавшихся в результате размыва тектонически активного горного массива и захоронившихся в смежных конседиментационных прогибах. Моласса́ми фиксируются контрастные тектонические движения в истории развития участков земной коры, проявившихся на границах геотектонических этапов (стадий).

В настоящей статье автор делает попытку, рассмотреть различные тектонические условия, в которых накапливаются толщи, именующиеся в литературе моласса́ми и согласующиеся с приведенным определением, и предложить классификацию моласс.

Известные представления об общей направленности развития земной коры предполагают существование геосинклинали и переход ее в платформу с возможными последующими регенерациями (Г. Штилле). Орогенный этап выделяется либо как самостоятельный (например, А. А. Богданов, В. Е. Хаин), либо как заключающий геосинклинальное развитие (М. В. Муратов). В последнем случае в геосинклинальном развитии различаются три этапа: начальный, главный и заключительный (орогенный).

**В начальный этап** развития геосинклинали молассы не возникают. Однако в **главном геосинклинальном этапе** появления моласс нередки. Если мы обратимся к примерам полициклических геосинклинальных складчатых сооружений, то столкнемся с рядом случаев появления типичных моласс между отдельными геосинклинальными комплексами. Для **заключительного этапа** молассовые формации очень характерны, широко развиты и образуют иногда сложно построенный **молассовый комплекс**. Здесь возможны два варианта. Во-первых, молассы появляются в орогенную стадию, завершающую геосинклинальное развитие. Во-вторых, на примерах каледонских и мезозойских складчатых сооружений известно, что вслед за накоплением завершающих моласс и последующей стабилизацией, проявляется резко выраженная активизация, перестройка и накопление новых мощных моласс, часто вулканогенных<sup>1</sup>.

В ходе платформенного развития молассы могут появляться на **ранних стадиях формирования чехла** и в результате **неотектонической активизации**, как древних, так и молодых платформ.

## МОЛАССЫ ГЛАВНОГО ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЭТАПА.

### Интрагеосинклинальные молассы орогенных стадий полициклических геосинклиналией

Как известно, альпийский геосинклинальный комплекс Большого Кавказа расположен на герцинском складчатом основании, который сформировался в свою очередь в результате заверщенного геосинклинального цикла. Эпигеосинклинальными моласса́ми среднего карбона — нижнего триаса в Лабино-Малкинской зоне и перми Северной Осетии, лежащими, как правило, несогласно, венчается варисцийский комплекс. В Лабино-Малкинской зоне сероцветные континентальные, частично угленосные молассы залегают несогласно на карачаевской серии геосинклинального нижнего карбона и в свою очередь перекрываются «красноцветным комплексом» конгломератов и песчаников местами с прослоями андезитовых, дацитовых и трахитовых лав. Мощность «красноцветного

---

<sup>1</sup> Понятие «вулканогенная моласса» впервые несколько известно автору, неоднократно разъяснял А. А. Богданов на различных конференциях и рабочих заседаниях с начала пятидесятых годов. А. А. Богданов понимал под этим совокупность вулканогенных и осадочных пород, накапливавшихся в условиях вулканической деятельности в результате размыва растущих вулканогенных построек. Позднее, но независимо от А. А. Богданова, о «вулканогенно-молассовой формации» на примере Тихоокеанского подвижного пояса писал В. К. Ротман (1963), вкладывая в этот термин близкое содержание.

комплекса» перми — нижнего триаса оценивается величиной до 5000 м (Милановский, Хаин, 1963).

В северной Осетии в верховьях рек Гизельдон и Фиагдон на кристаллических сланцах и палеозойских гранитах располагается толща конгломератов перми в несколько сот метров, которые в свою очередь перекрываются кварцевыми песчаниками и филлитами. Пермские отложения венчаются мраморизованными известняками.

Если в Лабино-Малкинской зоне варисийский комплекс перекрывается субплатформенными отложениями юры, и мела, то в Северной Осетии выше пермских отложений несогласно залегает мощный песчано-сланцевый комплекс юрских отложений типично геосинклинального облика. С лейаса южный склон Большого Кавказа и Дагестан втягиваются в новые геосинклинальные погружения.

Молассы, связанные с эпохами горообразования в полициклических геосинклинальных сооружениях, названы А. Е. Михайловым (1970) «промежуточными» молассами. Автор предпочитает название «интрагеосинклинальные» молассы.

### МОЛАССОВЫЙ КОМПЛЕКС ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

#### Эпигеосинклинальные молассы орогенной стадии, завершающей геосинклинальное развитие

Среди моласс, завершающих геосинклинальное развитие, автор различает молассы, накапливающиеся в краевых прогибах, и молассы, формирующиеся в остаточных межгорных впадинах (прогибах), которые отличаются друг от друга по ряду признаков.

**Молассы краевых прогибов.** В западной части Предальпийского краевого прогиба (Heim, 1919; Жинью, 1952) на всем пространстве Швейцарской равнины, расположенной между Альпами и Юрскими горами распространены третичные молассы, которые подразделяются здесь на три части. Начиная со стампийского времени (средний олигоцен) начали накапливаться нижние пресноводные молассы, которые представлены средне- и тонкозернистыми песчаниками сероватых оттенков. Их накопление продолжалось и в аквитане, причем ближе к подножию Альп среди песчаников проявляются пласты конгломератов. В бурдигальском веке накопление молассы продолжалось в морских условиях, а начиная с виндабона (средний миоцен) накопление обломочного материала, приносимого с Альп, шло в пресноводных условиях. Серые карбонатные песчаники в юго-восточном направлении замещаются мощными конгломератами нагельфлю. Суммарная мощность молассы в Предальпийском прогибе колеблется от 3000 м на юго-востоке, ближе к отрогам Альп, уменьшаясь постепенно в мощности до 1000 м в Юрских горах.

К молассам краевых прогибов относятся верхнекаменноугольные и артинские молассы западного склона Урала (В. Д. Наливкин, 1949) и его южного периклинального замыкания, изучавшиеся А. А. Богдановым (1947), В. Д. Наливкиным (1949), Н. В. Хворовой (1961). На крыльях Зилаирского синклиория выше флишевых и сходных с ними образований среднего и верхнего карбона (Келлер, 1949) располагаются тесно связанные с ними морские молассы сакмарского и артинского ярусов, которые в латеральном направлении замещаются глинисто-карбонатными накоплениями значительной мощности (Бельский прогиб). Начиная с кунгура морская моласса постепенно сменяется континентальной, а в Бельском прогибе — соленосными толщами большой мощности. С поздней перми по ранний триас идет накопление красноцветных и пестроцветных моласс, постепенно распространяющихся и за пределы краевого прогиба в прилегающие части Русской плиты. Суммарная мощ-

ность моласс верхнего палеозоя—нижнего триаса в Предуральском краевом прогибе местами достигает 8000 м.

Такого же типа молассы распространены в Индоло-Кубанском и Терско-Каспийском прогибах. Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин (1963), различают среди них нижние тонкообломочные «молассы» олигоцено-сарамата<sup>1</sup>, образованные, главным образом, морскими отложениями с ярко выраженной нефтегазоносностью, и верхние молассы меотиса-антропогена в значительной степени грубообломочные и континентальные. К молассам того же типа относятся также молассы Предкарпатского краевого прогиба, подробно описанные А. Е. Михайловым (1951).

Характерные, наиболее общие признаки моласс краевых прогибов следующие: 1) в ряде случаев тесная связь с подстилающими геосинклинальными отложениями (в частности, с флишем) в тех частях краевых прогибов, которые примыкают к складчатому сооружению; 2) во внешних частях краевого прогиба моласса залегают, как правило, несогласно, переходя на смежные части платформ; 3) морские, сравнительно тонкообломочные отложения вверх по разрезу сменяются континентально-морскими и континентальными отложениями; 4) грубость материала увеличивается вверх по разрезу и в направлении к складчатому сооружению, подвергающемуся размыву; обломочный материал аллохтонный; 5) снос осуществляется со складчатого сооружения, общее простирание которого в целом соответствует простиранию краевого прогиба; 6) сохраняется структурный план; 7) вулканизм не характерен. Среди моласс краевых прогибов наиболее часто присутствуют красноцветные и сероцветные, соленосные и угленосные молассы.

**Молассы унаследованных остаточных межгорных впадин (прогибов).** В областях каледонской складчатости краевые прогибы не получили большого распространения и, более того, они не характерны. Но тем не менее молассы, завершающие каледонский геосинклинальный этап развития, имеются и подробно описаны. В каледонидах прогибы, выполненные молассы, располагаются в пределах самих геосинклинальных областей, являясь по существу остаточными прогибами.

В западной части Центрального Казахстана, несогласно залегая на вулканогенно-осадочных отложениях среднего-верхнего ордовика, но сохраняя при этом полное единство структурного плана, располагаются отложения нижнего силура. Эти отложения изучали Н. П. Четверикова (1960) и С. М. Бандалетов (1969), а в последнее время и автор. В Конском прогибе (Сарысу-Тенизский водораздел) силур в нижней своей части представлен мощными толщами зеленых граувакковых ритмично переслаивающихся алевролитов, аргиллитов и песчаников видимой мощности свыше 2100 м, содержащих остатки граптолитов. Выше согласно располагается пестроцветная толща мощностью около 1500 м, представленная зелеными и красноцветными песчаниками, постепенно грубеющими вверх по разрезу, где толща оказывается исключительно красноцветной. Сходное строение силура прослеживается во всей «Ерментау-Илийской орогенной зоне» (Бандалетов, 1969).

По мнению О. А. Мазаровича и О. В. Минервина (1971), рассмотревших взаимоотношение силурийских и девонских моласс, силурийскую молассу следует считать эпигеосинклинальной молассой, завершившей каледонский тектонический цикл в Казахстане.

В Тувинском прогибе ордовик и силур построен принципиально также. А. А. Моссаковский (1963, 1964, 1965) выделяет в этом прогибе «нижнюю морскую молассу» ордовика—нижнего силура, которая перекрывается «нижней пестроцветной молассой верхнего силура». В складчатом обрамлении Минусинских впадин геосинклинальный комплекс венчается грубой молассой верхнего кембрия—нижнего силура, распола-

<sup>1</sup> Вопрос отнесения майкопских глин к молассам спорен. О. М.

гающей также в остаточных прогибах. Выше резко несогласно располагаются молассы девона, отнесенные нами к другому типу.

В герцинских областях (южный Тянь-Шань) к подобному типу моласс должны быть отнесены грубообломочные отложения верхнего палеозоя, которые располагаются в унаследованных остаточных прогибах.

В остаточных межгорных впадинах молассы обладают различными чертами, в зависимости от степени унаследованности их по отношению к геосинклинальным образованиям. В унаследованных остаточных прогибах (рассмотренный пример силура западной части Центрального Казахстана) общими признаками будут следующие: 1) тесная связь с подстилающими геосинклинальными отложениями; 2) морские отложения согласно сменяются вверх континентально-морскими и континентальными; 3) грубость материала увеличивается вверх по разрезу, а также к краям прогибов; 4) снос осуществляется с горных поднятий, возникших из окружающих прогибов антиклинориев; обломочный материал — автохтонный; 5) вулканизм не характерен; 6) структурный план остаточных прогибов сохраняется прежним.

**Молассы наложенных впадин.** В Альпийской складчатой области межгорные впадины, выполненные завершающими складчатость молассами, распространены во многих местах, в том числе и в Закарпатье. В Трансильванской впадине, Солотвинской депрессии, согласно М. В. Муратову (1949), неоген представлен мощными сериями вулканогенно-осадочных пород (до 4500—5000 м). Для Закарпатских впадин характерна последовательная смена морских и лагунных соленосных отложений песчано-глинистыми толщами с конгломератами, сменяющимися лавами и туфами кислого состава, угленосными отложениями (нижний сармат впадины Алфольда) и, наконец, дацитовыми и базальтовыми порфиритами или туфами, замещающимися песчано-глинистыми и мергелистыми толщами.

Межгорные впадины Закарпатья носят черты наложенных впадин, появление среди сравнительно тонких моласс вулканогенных пород обусловлено разломами вдоль юго-западного края Карпат. Характерные особенности межгорных впадин Альпийской складчатой области следующие: 1) как правило, наложенный характер впадин на складчатое основание; 2) все межгорные впадины заполнены молассами как морского, так и континентального происхождения; 3) грубость обломочного материала увеличивается вверх по разрезу; 4) отчетливо выраженный магматизм, связанный с разломами, ограничивающими некоторые впадины. Для межгорных впадин Альпийской области характерны вулканогенные, сероцветные и красноцветные морские и континентальные молассы.

#### **Антеплатформенные молассы стадии доплатформенной активизации каледонских и мезозойских массивов**

В областях каледонской и байкальской стабилизации широко распространен варисцийский складчатый комплекс, характерный глыбовой конседиментационной складчатостью в наложенных внутренних впадинах и грабенах. В западной части Центрального Казахстана, Минусе, Туве, на Шпицбергене, Восточной Гренландии в основании варисцийского комплекса располагаются красноцветные, континентальные, вулканогенные молассы девона. Последние занимают различное положение. Они выполняют либо изолированные впадины, как например, Минусинские, располагающиеся во внутренних частях каледонской области, либо связаны с существованием новообразованных структур, краевых вулканических поясов, посредством которых они связываются с геосинклинальными формациями варисцийских зон (девон западной части Центрального Казахстана). Верхние части варисцийского комплекса образованы



либо пестроцветными меденосными или соленосными, либо сероцветными угленосными молассами верхнего палеозоя (Тенизская, Джекказганская, Минусинские впадины). Нижние и верхние молассы в каледонских областях обычно разобщены морскими карбонатными или карбонатно-терригенными толщами в основном нижнего карбона.

Варисцийский складчатый комплекс, сопровождающийся девонскими гранитоидами располагается резко несогласно на геосинклинальном комплексе и эпигеосинклинальных молассах и перекрывается отложениями мезозоя и кайнозоя — эпипалеозойским платформенным чехлом.

Неоднократно уточнялось, что «орогенный» или «орогенический» (Шульц, 1948; Богданов, 1965), «парагеосинклинальный» (Белоусов, 1954), «перикратонный» (Штилле, 1964), «полуплатформенный» (Сапожников, 1948), «переходный» (Мелешенко и др., 1960) этап по существу отражают одну и ту же своеобразную стадию развития, следующую за завершающей складчатостью в каледонских и мезозойских складчатых областях и предшествующую платформе.

**Молассы наложенных межгорных впадин.** Пример Минусинских впадин (Анатольева, 1964; Моссаковский, 1963, 1964, 1965; Бровков, 1964, 1968) является лучшим примером наложенных впадин среди каледонских и байкальских складчатых сооружений. Здесь на нижнепалеозойском складчатом фундаменте, сопровождаясь крупной структурной перестройкой, располагаются вулканогенные образования быскарской серии (нижний — средний девон) мощностью до 3000 м, представленные в первую очередь порфиритами основного и среднего состава. Последние с небольшим несогласием перекрываются красноцветными обломочными отложениями нижнего живета (100—1500 м), формирование которых прерывалось накоплением туфогенно-карбонатных отложений верхнего живета (до 1200 м). Согласно залегающие красноцветные обломочные накопления верхнего девона (1000—2000 м) свидетельствуют о возобновлении континентальных условий и усиленном размыве окружающих горных хребтов. Последние согласно сменяются кремнисто-терригенными и туфогенными отложениями нижнего карбона (1000—1200 м). Верхнепалеозойские сероцветные песчано-алевритовые толщи с прослоями конгломератов и углей, обладая мощностью 1700—1800 м, венчают орогенный комплекс Минусинских межгорных впадин. Накопление девонских и верхнепалеозойских моласс (II и III стадии орогенного этапа А. А. Моссаковского) не имеют отношения к завершённой складчатости каледонид и определяют самостоятельный этап их активизации. А. А. Моссаковский (1965) связывает отмирание геосинклинального режима с I стадией орогенного этапа, подчеркивая тесную связь завершающих эпигеосинклинальных моласс с геосинклинальными отложениями.

Молассы, какими являются отложения девона Минусы, имеющие в основании мощные вулканогенные образования, захороняющиеся в межгорных впадинах, отвечают своеобразной стадии активизации каледонских складчатых сооружений (массивов).

Девонские отложения Южной Сибири, Казахстана, Англии, Арктики имеют много общих черт в своем строении, характеризуются сходным порядком мощностей и условий залегания (Мазарович, 1961; Моссаковский, 1964), обломочный материал в конгломератах носит отчетливо автохтонный облик. Присутствие в девонских образованиях значительно количества вулканогенного материала определенным образом связывается с существенной перестройкой структурного плана. Нижние молассы варисцийского комплекса во всех упоминавшихся районах каледонид Евразии отделены от верхних толщами морских и континентально-морских отложений, отвечающих в общем верхам девона и нижнему карбону. Имеется много черт сходства девонских отложений Южной Сибири, с девоном Шпицбергена и Гренландии. В. Харланд (1964) указывает на 4 серии трубообломочных конгломератов и красноцветных песча-

ников общей мощностью, по Хольтедалю, до 9000 м, резко несогласно залегающих на геосинклинальных образованиях комплекса Гекла-Хук, во впадинах-грабенах общего меридионального простирания.

В центральной части Восточной Гренландии верхи среднего и верхний девон, согласно Х. Бютлеру (1964), чаще представлены в фациях old red, имея мощность 7000—8000 м, и содержат прослой кислых и основных эффузивов. Средне- и верхнедевонские отложения с резким несогласием залегают на докембрии и нижнем палеозое и несогласно перекрываются континентальными грубообломочными отложениями верхнего карбона и нижней перми.

**Молассы конседиментационных прогибов, тесно связанных с краевыми вулканическими поясами.** В обширной зоне каледонской стабилизации, охватывающей западную часть Центрального Казахстана, несогласно на геосинклинальных отложениях располагаются отложения нижнего, а также среднего — верхнего девона. С девона резко изменился структурный план и тип дислокаций.

Варисский комплекс западной части подробно описан в литературе (Богданов 1959, 1965; Зайцев 1961; Зайцев, Кабанов 1966; Мазарович, 1967; Михайлов, 1969; Сапожников, 1948 и др.). Девон, карбон и пермь слагают чехол Казахстанско-Тяньшанского каледонского срединного массива.

Девонские образования наиболее развиты на Сарысу-Тенизском водоразделе и в складчатом обрамлении Карагандинского бассейна (Четверикова, 1966; Мазарович, Минервин, 1971), где они слагают краевой вулканический пояс (Богданов, 1959) и области, примыкающие к нему.

Нижний—средний девон вулканического пояса образован нижней конгломерато-порфиритовой толщей и верхней, образованной кислыми вулканитами, во внешних частях пояса появляются мощные пестроцветные молассы, которые, фациально замещая последние, образуют своеобразную оторочку.

Средний—верхний девон распространен значительно шире. Будучи представлен красноцветными и пестроцветными толщами, в ряде случаев грубыми, средний—верхний девон все более и более обогащается вулканогенными породами, в том числе и туфами кислого состава и становится существенно вулканогенным в пределах краевого вулканического пояса. Мощность вулканогенных моласс достигает в прогибах 4—4,5 км, сокращаясь на поднятиях до 1000 м и меньше.

Примечателен тот факт, что источниками сноса в среднем и позднем девоне были не только поднятия, разобщившие конседиментационные прогибы, но и сам краевой вулканический пояс, и снос, таким образом, осуществлялся в сторону Улутавского антиклинория. Отложения среднего — верхнего девона также со структурным несогласием залегают на складчатом фундаменте и эпикаледонских молассах силура (Мазарович, Минервин, 1971).

Девонские вулканогенные молассы Сарысу-Тенизского водораздела и северного обрамления Карагандинского бассейна замещаются вулканогенными формациями краевого вулканического пояса, а последние в Джунгаро-Балхашской области геосинклинальными отложениями. Подобные взаимоотношения известны и на востоке СССР, где меловые отложения Колымского срединного массива, Охотско-Чукотского краевого вулканического пояса и Корякского нагорья формационно меняются сходным образом.

Последующая стадия формирования чехла каледонского срединного массива в Казахстане связывается с накоплением морских карбонатных и карбонатно-терригенных толщ фаменского яруса и нижнего карбона.

Варисский комплекс в каледонидах Казахстана венчается мощной пестроцветной, в нижней части местами меденосной, молассой. На-

копление последней осуществлялось в обширных внутренних межгорных впадинах: Тенизской и Джекказганской. Детально описанный верхний палеозой этих районов (Литвинович, 1962; Кумпан, 1966) образован толщами красноцветных и сероцветных континентальных обломочных пород с прослоями озерных мергелей, известняков, а в Джекказганской впадине и соленосных отложений общей мощностью до 2,5—3 км. Обе внутренние впадины заполнялись обломочным материалом со стороны Сарысу-Тенизской и других поднятий.

Формационно близкие верхнепалеозойские молассы подробно описаны А. А. Моссаковским (1963, 1964, 1965), В. С. Мелещенко, Э. Н. Яновым и И. И. Казаковым (1960) в пределах Минусинских и Тувинской впадин.

Характерными особенностями описываемых моласс можно назвать следующие: 1) существование нижних более грубых моласс (девон каледонид); 2) залегание моласс в конседиментационных грабенах и впадинах резко несогласное, с перестройкой структурного плана, после значительного перерыва; 3) наличие континентальных красноцветных и пестроцветных (в прогибах) пород; характер обломочного материала автохтонный; грубость пород увеличивается в целом вниз по разрезу; 4) резко выраженный магматизм нижних моласс, проявляющихся в виде прослоев лав и туфов основного, среднего и кислого (на поднятиях) состава. Тесная связь последних с интрузиями гранитов; 5) нижние молассы от верхних отделены «межмолассовым» комплексом карбонатных, карбонатно-терригенных пород морского происхождения (Центральный Казахстан — Минуса); 6) верхние молассы более тонкие, образованы пестроцветными обломочными отложениями с автохтонным и аллохтонным обломочным материалом; 7) грубость материала увеличивается вниз по разрезу; 8) тесная связь верхних моласс с соленосными формациями; 9) верхние молассы в зависимости от второстепенных факторов (климата) могут быть сероцветными угленосными или обогащенными медью; 10) условия залегания верхних моласс: широкие внутренние впадины.

Наиболее характерными молассами варисийского комплекса будут красноцветные и пестроцветные, вулканогенные, соленосные и угленосные молассы.

Автор предлагает именовать молассы чехлов консолидированных массивов, прошедших стадию доплатформенной активизации, возникших в каледонидах и мезозоидах позднее эпигеосинклинальных моласс, но до образования платформенного чехла антеплатформенными (т. е. доплатформенными). Как эпигеосинклинальные, так и антеплатформенные молассы отвечают заключительному этапу развития геосинклиналей, образуя сложный молассовый комплекс, формирование которого растягивается на весьма длительный срок.

## МОЛАССЫ ПЛАТФОРМЕННОГО ЭТАПА

### Катаплатформенные молассы ранней стадии развития платформ

К своеобразным накоплениям грубообломочных отложений типа Челябинского грабена относятся «молассы» ранней «дочехольной» стадии платформенного этапа молодых платформ<sup>1</sup>. Образование грубообломочных сероцветных, как вулканогенных, так и угленосных отложений

<sup>1</sup> По мнению М. В. Муратова и С. С. Шульца, к молассам не могут относиться толщи обломочных пород, накапливавшихся в грабенах и рифтовых зонах в ходе тафрогенеза (устные сообщения).

Автор, исходя из представлений, что молассы являются продуктом разрушения тектонически активного контрастного рельефа, все же допускает возможность отнесения мощных, часто грубообломочных толщ к молассам, следует в этом вопросе за представлениями Н. П. Хераскова и использует предложенную им терминологию.

обусловлено иными причинами. Ведущим процессом, ответственным за формирование подобных отложений являются процессы грабенообразования — тафрогенеза. Контрастность рельефа обеспечивалась резкими погружениями вдоль разломов ограниченных по площади участков с образованием крутых склонов нередко заболоченных котловин.

Молассы челябинского типа широко распространены в основании чехла эпипалеозойских Западно-Сибирской и Туранской плит и приурочены к отдельным грабенам или «односторонним грабенам».

В Челябинском грабене, по данным Н. П. Туаева (1964) и других исследователей, туринская серия (нижний триас?) в нижней своей части сложена конгломератами и брекчиями, которые либо покрываются, либо замещаются базальтами, долеритами, базальтовыми порфиритами и их туфами. В верхах разреза серии среди алевролитов, аргиллитов и глин появляются прослой бурых углей.

Лежащие выше отложения челябинской серии сложены континентальными темно-серыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и конгломератами. Роль тонкозернистых пород в общем увеличивается вверх по разрезу. Со средней частью серии связаны основные угольные пласты. Возраст челябинской серии, согласно определениям остатков растений, устанавливается как рэт — лейас, может быть, как самые низы средней юры. Общая мощность триасовых и юрских отложений в Челябинском грабене достигает нескольких километров.

Эти отложения несогласно перекрываются меловыми и палеогеновыми отложениями.

В Тургайском платформенном прогибе в настоящее время известно свыше 20 изолированных грабенов типа Челябинского, выполненных сероцветными угленосными отложениями континентального происхождения.

В пределах Туранской плиты к основанию платформенного чехла, согласно представлениям И. С. Вольвовского, Р. Г. Гарецкого, А. Е. Шлезингера и В. А. Шрайбмана (1966), относят отложения верхнего триаса — лейаса, накопившиеся в депрессиях верхнепалеозойского — триасового основания. На локальных поднятиях появлялись узкие грабены, в которых шло накопление эффузивно-аргиллитовых толщ.

К молассам типа Челябинского грабена будут относиться также грубообломочные отложения, переходящие выше в угленосные отложения, относимые к триасу и юре, распространенные в изолированных впадинах в Карагандинском бассейне, в районе Экибастуза и в ряде других мест Центрального Казахстана.

Грубые молассы, сочетающиеся с вулканогенными породами основного состава, переходящие выше в угленосные молассы, распространенные в грабенах, подобных Челябинскому, являются тафрогенными молассами дочехольной стадии развития эпипалеозойских плит.

Совокупность признаков, позволяющих отличать молассы челябинского типа, сводится к следующему: 1) сероцветные обломочные континентальные отложения трубеют вниз по разрезу вплоть до появления грубообломочных пород; 2) генезис пород повсеместно континентальный, осадкообразование обусловлено деятельностью рек, временных потоков и накопление осуществлялось также в озерных и болотных условиях; 3) верхние части разреза, как правило, угленосные; 4) тесная связь с лежащими выше отложениями платформенного чехла, несмотря на возможные несогласия в его основании; резкое угловое несогласие в основании комплекса моласс; 5) источниками сноса являются приподнятые крылья грабенов и впадин; 6) чрезвычайно активный вулканизм основного состава в нижней части разреза; 7) формы залегания: конседиментационные грабены и впадины.

Наиболее распространенными молассами в данном случае будут вулканогенные и угленосные, сероцветные молассы.

## Эпиplatformенные молассы стадии неотектонической активизации древних и молодых платформ

К молассам этапа неотектонической активизации относятся ферганские молассы и близкие к ним отложения, происхождение которых обусловлено сводово-глыбовыми движениями эпипалеозойской платформы, которые привели к образованию огромных горных цепей Средней Азии, покрытых вечными снегами. Неотектоническая активизация, связанная с рифтогенезом на древних платформах (Забайкалье, Восточная Африка), также обусловила тектонически активный контрастный рельеф и накопление обломочных и вулканогенных пород.

**Молассы межгорных впадин.** В Средней Азии после установления платформенных условий с раннего мезозоя накапливались платформенные отложения юры, красноцветные образования мела и морские отложения палеогена. С конца палеогена или с начала неогена начались сводово-глыбовые воздымания Средней Азии (Шульц, 1948, 1964), причем интенсивность и темп поднятий увеличивался на протяжении неогена и четвертичного периода.

Создание некомпенсированного поднятия сопровождалось накоплением огромных масс обломочного материала. Кайнозойские молассы Тянь-Шаня подробно изучал В. И. Попов (1954). Этот исследователь различает нижнюю часть разреза алевроито-песчаную пестроцветную (массагетская серия) и верхнюю грубообломочную — валунно-галечно-песчаную, сероцветную (бактрийская серия) общей мощностью от нескольких сотен до 5000—6000 м. В. И. Попов, видя очевидную разницу между молассами среднеазиатского типа и молассами завершающих геосинклинальные циклы развития, предложил различать внутриконтинентальные и окраинные типы моласс. Окраинные молассы, согласно В. И. Попову, следует считать типичными молассами, которые накапливаются непосредственно вслед за флишем в геосинклинальных областях. Внутриконтинентальные молассы В. И. Попов предлагает выделять в особый тип формаций и называть молассоидами.

По нашему мнению, молассоидами не следует называть грубообломочные отложения. Грубообломочные отложения, вне зависимости от того, накапливаются ли они вдоль побережий или во внутриконтинентальных условиях, завершая геосинклинальное развитие или являясь результатом активизации стабильных участков земной коры, управляются, по существу, одним процессом — ростом и разрушением горных массивов. Различия же подобных накоплений будет определяться климатическими условиями, вулканизмом и т. д., т. е. признаками вторичными. Грубообломочную часть, вероятно, следовало бы выделять как молассы в узком смысле этого слова.

**Молассы (?) рифтовых зон**<sup>1</sup>. Согласно данным Н. А. Логачева (1968), кайнозойские отложения во впадинах Байкальской рифтовой зоны генетически весьма пестрые и сложно построенные. Их мощность в Тункинской, Баргузинской, Чарской и других подобных впадинах достигает 1,5—2,5 км, а во впадине оз. Байкал 5—7 км.

В Прибайкалье и Забайкалье широко развита мощная кора выветривания, поздние стадии образования которой относятся к палеоцен — эоцену. Эта кора выветривания, распространенная как по отложениям докембрия, так и по мел-палеоценовым отложениям олицетворяет собой «нулевой цикл» после, которого собственно и начинается развитие современного Байкальского свода и его впадин.

Если рассматривать комплекс олигоцена — антропогена, то по представлениям Н. А. Логачева, в нижней его части будет обособляться «нижняя формация угленосных молассоидов» мощностью до 1—3 км.

<sup>1</sup> См. сноску на стр. 38.

В состав нижней формации входят пестрые в генетическом отношении толщи озерного, болотного и речного происхождения. Обломочные отложения характерны постоянством гранулометрического состава. «Угленосные молассоиды» накапливались в течение олигоцена и миоцена в широких плоских мульдах при вялых тектонических движениях.

Верхняя часть комплекса, отвечающая зоплейстоцену, плейстоцену и голоцену, характеризуется появлением конгломератов, грубых песков и брекчий. Н. А. Логачев верхнюю часть комплекса называет поздней молассой или молассой (*sensu strictu*). Мощность грубообломочных отложений в ряде впадин меняется в пределах от 500 до 1200 м.

Неоген-четвертичные вулканогенные породы, главным образом в виде покров лав, распространены западнее и юго-западнее Байкала, как правило, вне впадин осадочной аккумуляции, располагаясь на поднятиях, вдоль отдельных разрывов. В Тункинской впадине (около 100 км западнее крайней западной точки Байкала) эффузивные породы парагенетически связаны с молассами. В основном лавы и пирокластические породы отвечают составу базальтов с пониженной щелочностью.

Между орогенными молассами межгорных впадин и тафрогенными молассами рифтовых зон существует ряд признаков, свидетельствующих об их сходстве, но вместе с тем и существенном различии. 1) как те, так и другие располагаются на платформенном основании, в первом случае на платформенном чехле эпипалеозойской платформы, во втором — на докембрийском и байкальском складчатом основании, местами перекрытом эпибайкальским платформенным чехлом; 2) в обоих типах присутствует нижняя тонкая моласса (молассоиды?), являющаяся результатом сноса с весьма удаленных источников; 3) верхняя грубая моласса слагает верхнюю часть разреза, свойственна также обоим типам; 4) для моласс обоих типов характерна ритмичность и сходные порядки мощностей. Существенным различием рассматриваемых типов моласс является происхождение резко расчлененного рельефа и морфологический характер разрушающегося рельефа. Молассы байкальского типа накапливаются в рифтовых зонах, щелевидных грабенах, контрастность рельефа обуславливается величиной амплитуды сбросов вдоль краев рифтов и грабенов, где и происходит захоронение обломочного материала; молассы ферганского типа накапливаются в условиях горного. «альпийского» рельефа в межгорных впадинах и предгорьях. Вторым существенным отличием является вулканизм, который активно проявляется в ходе накопления моласс байкальского типа, носит основной характер и локализуется вдоль разломов. В молассах ферганского типа вулканогенные породы сравнительно редки.

Из приведенных примеров следует, что самые разнообразные толщи, сложенные главным образом грубообломочными породами, именуются в литературе молассами. Их положение в общем историко-геологическом развитии оказывается различным.

Молассы приобретают полную характеристику, если проанализированы наиболее важные их особенности. К ним, по нашему мнению, относятся: структурные соотношения молассового комплекса с подстилающими и перекрывающими его формациями, продолжительность перерыва перед или (и) после накопления моласс; направление и устойчивость сноса во времени; положение источника сноса и характер питающей провинции; генезис моласс; направление общего погребения пород в разрезе, т. е. выявление «трансгрессивного» или «регрессивного» их характера, латеральные связи моласс, вулканизм. Н. С. Шатский (1965, стр. 181) предложил разделять формации по тектоническим признакам, выделяя геосинклинальные и платформенные формации. Н. П. Херасков (1967) предложил более дробную классификацию, выделяя класс орогенных формаций.

## Классификация моласс по их отношению к стадиям горообразования геосинклинального и платформенного этапов развития

		Этапы и стадии развития	Разделение моласс	Примеры
Платформа	платформенный этап	Стадия неотектонической активизации древних и молодых платформ	Эпиплатформенные молассы: а) межгорных впадин (орогенные) б) рифтовых зон (тафрогенные)	KZ Средней Азии MZ и KZ Байкальской рифтовой зоны
		Ранняя стадия платформенного этапа	Катаплатформенные молассы (тафрогенные)	T—I <sub>1</sub> , Челябинского грабена
Геосинклиналь	заклнчительный этап	Стадия доплатформенной активизации складчатых сооружений каледонских и мезозойских массивов	Антеплатформенные молассы (орогенные): а) наложенных межгорных впадин б) наложенных прогибов, тесно связанных с краевыми вулканическими поясами	D, PZ <sub>3</sub> Минусинских впадин PZ <sub>3</sub> Ц. Казахстана D Сарысу-Тенизского водораздела (Ц. Казахстан) K Колымского срединного массива
		Орогенная стадия завершающая геосинклинальное развитие	Эпигеосинклинальные молассы (орогенные) а) краевых прогибов и унаследованных остаточных прогибов б) наложенных межгорных впадин	Pg <sub>3</sub> <sup>2</sup> —N Предальпийского прогиба P—T <sub>1</sub> Предуральского прогиба S <sub>1</sub> /верхи/ S <sub>2</sub> Ц. Казахстана (в каледонидах)
	главный геосинклинальный этап	Межгеосинклинальные орогенные стадии геосинклиналей сквозного развития	Интрагеосинклинальные молассы (орогенные) унаследованных прогибов	N Закарпатских впадин Pg Северной Осетии и C <sub>2</sub> —T <sub>1</sub> Передового хребта (Большой Кавказ)

С этих же позиций могут быть классифицированы и молассы. Геологический анализ ведущих, по нашему мнению, особенностей моласс приводит к признанию, что молассы разных типов могут быть не только орогенными, но и тафрогенными, тесным образом связанными с тектоническим строением и геологической историей, фиксирующими переломные ее этапы. Предлагаемая классификация моласс (табл. 2) основана на тектоническом строении областей и геотектонических условиях формирования моласс. Под последним автор понимает место моласс в тектоническом развитии земной коры среди других формаций.

## Литература

- Анатольева А. И. Сравнительная характеристика девонских отложений Саяно-Алтайской складчатой области. «Наука», 1964.  
 Бандалетов С. М. Силур Казахстана. «Наука», КазССР, Алма-Ата, 1969.  
 Белоусов В. В. Очередные проблемы общей геотектоники. Сов. геология, сб. 41, 1954.  
 Богданов А. А. О герцинской структуре западного склона Урала и юго-восточной окраины Русской платформы. В кн. «Вопросы теории прикладн. геологии», Сб. 4, 1947.

- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, № 1, 1959.
- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозид Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, № 5, 1965.
- Богданов А. А., Зайцев Ю. А., Мазарович О. А., Максимов А. А., Тихомиров В. Г., Четверикова Н. П. Тектоническое районирование палеозойского массива Центрального Казахстана. Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., № 5, 1963.
- Бровков Т. Н. Формации среднего палеозоя Минусинского и Тувинского прогибов. Геология и геофизика, 1964, № 5.
- Бровков Т. Н., Бучарская Г. С., Забияка И. Д., Могилев А. Е. Литология среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса впадин востока Саяно-Алтайской области. «Наука», 1968.
- Бютлер Х. Девонские отложения Центральной части восточной Гренландии. В сб. «Геология Арктики». «Мир», 1964.
- Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И. Тектоника Туранской плиты. «Наука», 1966.
- Гансер А. Геология Гималаев. «Мир», 1967.
- Жинью М. Стратиграфическая геология. Изд-во иностр. лит., 1952.
- Зайцев Ю. А. Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улуту. Изд-во Моск. ун-та. Материалы по геологии Центр. Казахстана, т. III, 1961.
- Зайцев Ю. А., Кабанов Ю. Ф. О вариссийском развитии Джекказганской и Тенизской внутренних впадин (Ц. Казахстан). Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., № 2, 1966.
- Каллер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на южном Урале и сходные с ней образования. Тр. ин-та геол. наук, вып. 104, 1949.
- Кумпан А. С. Верхний палеозой Центрального Казахстана. «Недра», 1966.
- Литвинович Н. В. Каменноугольные и пермские отложения западной части Центрального Казахстана. Изд-во Моск. ун-та, 1962.
- Логачев Н. А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны. В сб. «Байкальский рифт», «Наука», 1968.
- Мазарович О. А. Формационные ряды некоторых межгорных впадин каледонид СССР. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, № 2, 1961.
- Мазарович О. А. Формации вариссийского комплекса каледонид Центрального Казахстана (Тенизская и Джекказганская впадины) и Сарысу-Тенизский водораздел. Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., № 5, 1967.
- Мазарович О. А., Минервин О. В. Взаимоотношение силурийских и девонских моласс в каледонидах Центрального Казахстана. Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., № 2, 1971.
- Мелешенко В. С., Янов З. Н., Казаков И. Н. Основные черты тектоники Алтае-Саянской складчатой области. Материалы ВСЕГЕИ, вып. 32, 1960.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Очерки региональной геологии СССР. Изд-во Моск. ун-та, 1963.
- Михайлов А. Е. Основные этапы развития Прекарпатского краевого прогиба. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 3, 1951.
- Михайлов А. Е. Тектоника среднего и верхнего палеозоя западной части Центрального Казахстана. «Наука», 1969.
- Михайлов А. Е. Развитие геосинклиналией и складчатость. Сов. геология, № 3, 1970.
- Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. Госгеолтехиздат, 1963.
- Моссаковский А. А. Сравнительная тектоника, формационные ряды и магматизм складчатых зон Южной Сибири и Северной Европы. «Наука», 1964.
- Моссаковский А. А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей. Геотектоника, № 2, 1965.
- Муратов М. В. Тектоника СССР. Т. 2. Изд-во АН СССР, 1949.
- Муратов М. В. Этапы и стадии развития геосинклинальных складчатых областей. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема № 4. М., «Наука», 1964.
- Наливкин В. Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато Юрезано-Сливенской депрессии. Тр. ВНИГРИ. Нов. сер., вып. 46, Госгеолтехиздат, 1949.
- Наливкин В. Д. Учение о фациях. Т. 1. Изд-во АН СССР, 1956.
- Попов В. И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Изд-во УзбССР, Ташкент, 1954.
- Ротман В. К. Вулканогенно-молассовая формация на примере Тихоокеанского подвижного пояса. Сб. «Проблемы вулканологии». Тр. лабор. палеовулканологии, вып. LVI (1), Алма-Ата, 1963.
- Сапожников Д. Г. Тектоника западной части Казахской складчатой страны. Тектоника СССР. Т. 1. Изд-во АН СССР, 1948.
- Твенгофел У. Х. Учение об образовании осадков. ОНТИ, М.—Л., 1936.
- Тектоника Европы. Объяснительная записка к международной тектонической карте Европы. «Наука», «Недра», 1964.



- Туаев Н. П. Геологическое строение и нефтегазоносность Челябинской впадины. Тр. ВНИГРИ, вып. 235, 1964. Л., «Недра».
- Харланд В. Б. Схема структурной истории Шпицбергена. В сб. «Геология Арктики». «Мир», 1964.
- Хворова И. В. Флишевые и нижнемолассовые формации Южного Урала. Тр. Геол. ин-та, вып. 37, Изд-во АН СССР, 1961.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации. «Наука», 1967.
- Четверикова Н. П. Ордовикские и силурийские отложения западной части Центрального Казахстана. Изд-во Моск. ун-та, 1960.
- Четверикова Н. П. Стрoение широтной ветви девонского краевого вулканического пояса. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, № 2, 1966.
- Шатский Н. С. Избранные труды. Т. 3. «Наука», 1965.
- Штилле Г. Избранные труды. «Мир», 1964.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Зап. Всес. геогр. о-ва Нов. сер., т. 3, 1948.
- Шульц С. С. Геоструктурные области и положение в структуре Земли областей горообразования. В сб. «Активизированные зоны земной коры, новейшая тектоника и сейсмичность». «Наука», 1964.
- Heim A. Geologie der Schweiz, 1919.

Московский государственный университет  
им. М. В. Ломоносова

Статья поступила  
21 апреля 1971 г.

---

УДК 551.263.23

В. А. ГРОССГЕЙМ

**СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ФЛИШЕВОЙ  
ФОРМАЦИИ**

Флишевая формация — наиболее типичное геосинклинальное образование. Самой характерной чертой ее является ритмичность строения. Флишевая ритмичность отражает периодическое изменение условий седиментации. В начале формирования ритмов динамика среды осадконакопления была наибольшей, а глубины бассейнов — наименьшими. Постепенно дно бассейнов опускалось и активность водных масс затухала. Такая направленность развития флишевых бассейнов свидетельствует о примате тектонических колебательных движений в образовании флиша.

Флишевая геогенерация является одним из наиболее типичных геосинклинальных образований. Она давно привлекала внимание многочисленных исследователей, и уже около 150 лет проблема флиша, его характерных особенностей и генезиса широко обсуждается в печати. Было высказано громадное число мнений о происхождении флиша, чаще всего взаимно исключающих друг друга. После публикаций Б. Штудера (Studer, 1827 и др.) наибольшее значение для познания флиша имели две монографии Н. Б. Вассоевича (1948, 1951), где впервые была подробно описана самая примечательная особенность флиша — его ритмичность, а также определены условия образования флиша. С тех пор прошло более двадцати лет, за которые был произведен ряд исследований, могущих представить значительный интерес, главным образом в области палеогеографии флишевых бассейнов. Это обстоятельство оправдывает появление настоящей статьи, в которой мы постарались отразить современные представления о флише.

Напомним определение флиша, данное Н. Б. Вассоевичем (1948): «Флиш представляет собой относительно мощную серию морских осадочных образований, характеризующихся регулярным чередованием по меньшей мере двух, обычно же трех (и реже — четырех-пяти) основных литологических разновидностей слоев, всегда содержащих хотя бы по одному представителю двух главных гранулометрических классов зернистых (фанеромерных) и незернистых (криптомерных) пород независимо от их вещественного состава, образующих закономерные парагенетические сочетания — простые ритмы, обычно прогрессивные гемициклы, как правило, измеряющиеся сантиметрами и дециметрами».

Это определение не устарело и в наше время, хотя оно носит чисто морфологический характер. Из него следует, что ведущим признаком, характеризующим флиш, является его своеобразная ритмичность.

На строении флишевых ритмов мы и остановимся в первую очередь.

Вне зависимости от того, какими породами сложен флиш, в каждом ритме (многослое) можно различить три части, за которыми укоренилось название элементов ритма (наслоев). Первый элемент ритма (в дальнейшем I ЭР) всегда сложен гравелитами, песчаниками и алевролитами. Второй элемент ритма (II ЭР) наиболее разнообразен и представлен известняками, мергелями, слегка алевролитистыми глинами и другими пелитами, а третий (III ЭР) — всегда репрезентируется густоокрашенными, тонкоотмученными неизвестковистыми глинами очень небольшой мощности.

Лабораторные исследования показывают (Гроссгейм, Короткова, 1961), что в пределах I ЭР грубозернистость пород уменьшается снизу вверх. При этом самая нижняя его часть представлена обычно гравелитами, но вместе с самыми крупными зёрнами здесь присутствуют в заметном количестве и глинистые частицы. Эта часть I ЭР называется Ia подэлементом ритма (Ia ПЭР). Выше I ЭР сложен сравнительно хорошо отсортированными песчаниками, которые кверху переходят в алевриты. Самые верхи I ЭР представлены тонким чередованием глин и алевритов (алевропелитов). Песчано-алевролитовая часть ритма носит название Ib подэлемента ритма (Ib ПЭР).

На нижней поверхности I ЭР, как правило, наблюдаются гнероглифы, чаще всего язычковые (механоглифы), заполненные наиболее грубым материалом. Текстуры I ЭР обычны для фанеромерных пород — равно-, косо- и волнистослойчатые (первичные) и плейчатые (раннедиагенетические, подводнооползневые). Текстуры сочетаются в одном пласте сложным образом: в низах может наблюдаться одна из них, а выше другая и третья. Плейчатые текстуры чаще всего приурочены к верхней половине Ib ПЭР, что естественно, так как наиболее подвергнуты оползанию алевриты (почти все современные пльвуны — алевриты).

Второй элемент ритма представлен в терригенном флише глинами, в мергельном — мергелями, в известняковом — известняками и т. д.

При замещении флиша нормальными осадками в смежных с флишевыми бассейнами они бывают представлены именно породами, слагающими II ЭР. Так известняковый верхнемеловой флиш на Кавказе замещается однородными известняковыми сериями или же палеоценовый терригенный флиш свиты Горячего ключа Северо-Западного Кавказа, в котором II ЭР выражен темно-серыми глинами, переходит по простиранию в одноименную свиту, сложенную такими же глинами.

Породы II ЭР, хотя и являются пелитами, однако содержат примесь алевритового материала, особенно в нижней его части. Часто нижняя часть II ЭР представлена известняком, а верхняя — мергелем или известковистой глиной. В таких случаях различают IIa и IIb подэлементы ритма (ПЭР).

Третий элемент ритма представлен, как правило, известковистыми (или слабоизвестковистыми) темноокрашенными тонкоотмученными глинами, часто с фукоидами.

Таким образом, при всем разнообразии пород, составляющих флишевые ритмы, самым характерным признаком его строения является падение гранулометрического уровня (от гравелитов до тонкоотмученной глины) от его подошвы к кровле.

Мощность отдельных слоев во флише измеряется сантиметрами и первыми дециметрами, а мощность ритмов — от нескольких до 50 см (редко меньше или больше).

Изменение карбонатности по ритму зависит от многих причин и в разных типах флиша проявляется по-разному. Обычно в I ЭР карбонатность определяется наличием обломков известняков и цемента. Для II ЭР наиболее характерно химическое осаждение. Реже встречаются фораминиферовые известняки. Максимум карбонатности приходится чаще всего на низы II ЭР.

Минералогический состав по ритму также изменяется. От подошвы к кровле закономерно уменьшается количество кварца, полевых шпатов и глауконита, а содержание обломков пород соответственно увеличивается. В тяжелых фракциях отчетливо устанавливается увеличение содержания лейкоксена, устойчивых минералов и уменьшение (вплоть до полного исчезновения) роли черных рудных и метаморфических минералов. Хотя зерен циркона и турмалина в верхних частях ритмов становится относительно больше, но разнообразие их типов резко уменьшается, общее обеднение ассоциации логичнее всего связать с тем, что к концу формирования ритма питающих провинций становится меньше.

Снизу вверх уменьшается количество  $\text{SiO}_2$  и увеличивается содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , что согласуется с изменением петрографического состава пород (Гроссгейм, Короткова, 1961).

Исследования малых элементов, проведенные Э. Н. Яновым (1971), показали строгую выдержанность их распределения по ритмам и по площади распространения флиша, что, по мнению автора, позволяет считать деятельность мутьевых потоков маловероятной. Интересно распределение по ритму органических остатков. В породах I ЭР встречаются остатки крупных бентосных организмов, а также фрагменты их раковин величиной, соизмеримой с размерами зерен минералов, составляющих породу. Встречаются и следы ползания животных (биоглифы).

II ЭР вмещает раковины планктонных организмов (для альпийского флиша это фораминиферы и радиолярии), количество которых уменьшается во много раз от подошвы к кровле ритмов. В верхах II ЭР начинают появляться раковины бентосных фораминифер, которые приобретают исключительное развитие в глинах III ЭР; для последних характерно и обилие червей-иллоедов. Интересно, что пыльца и споры встречаются во II ЭР и отсутствуют в III ЭР.

Внутри ритмов перерывы в осадконакоплении отсутствуют, а на границах ритмов наблюдаются почти во всех случаях. Часто, особенно в прикордильерных зонах, размытыми оказываются верхние части предыдущих ритмов и даже несколько ритмов (грубый флиш).

Ритмы одной свиты отличаются друг от друга мощностями, соотношением мощностей компонентов и полнотой. В разных свитах ритмы отличаются, кроме того, своеобразием набора пород (главным образом II ЭР).

Ритмы прослеживаются на громадные расстояния по простиранию флишевых трогов (сотни километров), что подтверждено методом графической комплекции (Вассоевич, 1948; Гроссгейм, 1961). Это свойство флиша используется при разработке залежей нефти и при эксплуатации карьеров цементных заводов.

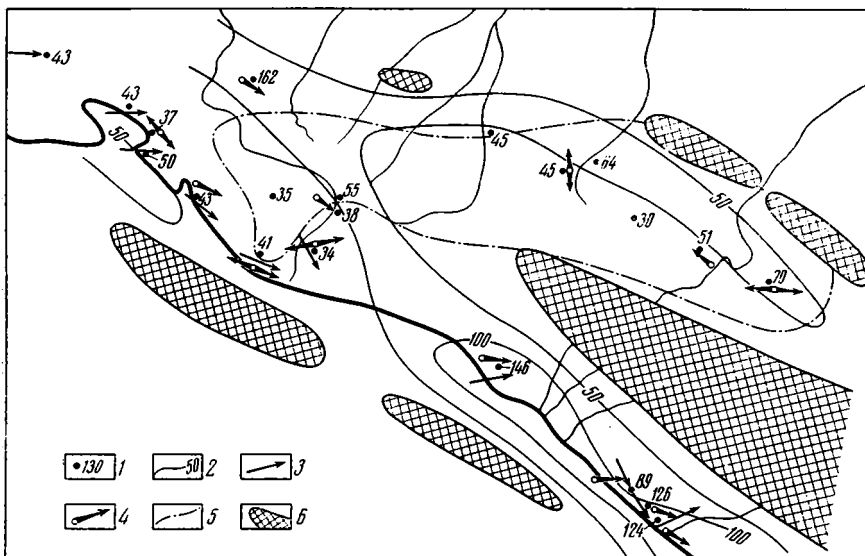
Уже из рассмотрения строения ритмов можно сделать вывод о том, что условия седиментации каждого из элементов ритмов отличались своеобразием. Еще яснее это становится после ознакомления с палеогеографическими реконструкциями в пределах флишевых бассейнов. Наиболее детально изучены в этом отношении позднетуронские бассейны Большого Кавказа (Гроссгейм, Вассоевич, 1960; Гроссгейм, 1962, 1966), а также ордовикский кембрийский бассейн Аппалачей (McBride, 1962; Epos, 1969). Палеогеографические исследования флиша основаны на съемке послойных разрезов изучаемого объекта, гранулометрическом, текстурном и минералогическом анализе и оценке палеонтологических находок.

Картируются различные характеристики — соотношение пород в разрезах, средние мощности ритмов и элементов ритма, роль каждого ЭР в сложении объекта исследования, гранулометрический и минералогический состав, карбонатность пород, ориентировка наклонов серий косых слоев и т. д.

Обычными методами фациального анализа было установлено, что флишевые бассейны представляют собой узкие акватории, вытянутые на сотни километров при ширине в первые десятки километров. От смежных с ними нормальных бассейнов они отделяются цепью скалистых островов-кордильер или подводным поднятием, а с другой стороны они омывают крупные участки суши — внутренние поднятия геосинклинальных систем. Внутри бассейнов существовали и более мелкие поднятия, проявлявшие себя иногда в виде островов.

Было выяснено, что Ia ПЭР (гравелиты) распространен в бортовых зонах прогибов и вокруг островов. Наиболее распространен Ib ПЭР, который обычно слагается среднеотсортированным материалом песчаной

и алевроитовой размерности. Роль песчаных фракций увеличивается к бортам прогибов, а алевроитовых — к центральным частям бассейнов. Минералогический состав обычно характеризуется полимиктовостью. Средняя мощность 1в ПЭР, а также его роль (суммарная мощность по отношению к общей мощности изучаемого объекта) увеличивается к середине прогиба.



Строение одного флишевого ритма («В») пенайской свиты кампана Северо-Западного Кавказа

1 — точки наблюдений и мощность первого элемента ритма, см; 2 — изогипсы первого элемента ритма через 50 см; 3 — ориентировка наклонов серий косых слоев; 4 — направление течений по ориентировке гиероглифов; 5 — граница распространения известняков во втором элементе ритма; 6 — предполагаемая суша

Очень характерными для 1в ПЭР являются текстуры. Для ряда бассейнов были составлены схемы донных течений по ориентировке наклонов косых слоев. Оказалось, что главнейшими направлениями течений являются продольные (Гроссгейм, 1963; Epos, 1969, и др.). При этом течения, как правило, переносят материал к центру овала прогиба. В непосредственной близости от берегов наблюдаются и поперечные к простираению бассейна ориентировки вглубь бассейна. Наиболее четкая схема донных течений всегда существовала в первый момент формирования ритма, что определяется по ориентировке гиероглифов. В последующий отрезок времени течения несколько теряли свою определенность, хотя диаграммы-розы частот ориентировок всегда позволяют оценить главное направление перемещения терригенного материала.

Совсем другие условия существовали во время формирования II ЭР. Если взять карбонатный флиш как наиболее типичный (вернее, наиболее контрастный), то легко убедиться, что условия осадконакопления к этим отрезкам времени резко менялись. В нижней части пластов известняков еще ощущается примесь алевроитового материала, который выше отсутствует. К середине флишевого трога увеличивается средняя мощность II ЭР. Сложнее обстоит дело с карбонатностью II ЭР. С одной стороны, наблюдается увеличение карбонатности в субфлишевых зонах, тяготеющих к суше. В типичном же флише отмечается как увеличение карбонатности к середине прогибов (рисунок), так в других случаях и уменьшение (Гроссгейм, 1950). Первый случай более распространен. Население бассейнов в эти отрезки времени состояло из планктона (фораминиферы, радиолярии). Из этих данных видно, что динамика среды

осадконакопления была резко уменьшена по сравнению со временем формирования I ЭР, и глубины бассейнов несколько возросли. Большое значение приобрела хомогенная седиментация компонентов осадка. Связи со смежными бассейнами были значительными. По-видимому, и планктонные организмы проникали во флишевый бассейн из смежных, как только в них устанавливались подходящие условия обитания.

Наиболее труден для изучения III ЭР, так как он, венчая ритм, первым подвергается размыву и сохраняется в разрезе далеко не всегда. Все же можно утверждать, что динамика среды седиментации в это время была минимальной — это скорее всего был бассейн, в котором донные течения отсутствовали, а осадки выпадали на дно из взвеси. Он был населен бентосными фораминиферами и червями-илоедами. Исчезновение планктона можно объяснить мутностью вод — они вернулись в смежные нормальные бассейны.

Так за время образования одного ритма палеогеографическая обстановка закономерно эволюционировала и три раза изменялась весьма существенно. Надо подчеркнуть, что смена обстановок происходила одновременно во всем бассейне и условия осадконакопления удивительно выдерживались на громадных расстояниях. Эта смена многократно повторялась, и каждый раз воспроизводилась одна и та же гамма палеогеографических ландшафтов.

Какие же причины вызывали явление ритмичности флиша? В настоящее время существуют две самые распространенные гипотезы происхождения флиша: осцилляционная и мутьевых потоков. Первая наиболее последовательно была развита Н. Б. Вассоевичем (1951), а вторая после работ Ф. Кюнена получила очень широкое распространение за рубежом. В СССР она была сформулирована И. В. Хворовой (1958) и имеет мало сторонников. Дело, однако, не в этом. По нашему мнению, противопоставлять одну гипотезу другой мы просто не имеем права. В гипотезе мутьевых потоков речь идет не более как об агенте осадконакопления, а вопрос о том, почему в одних бассейнах они регулярно возникают, а в других их следы отсутствуют, авторами ставится очень редко. Чаще всего причинами возникновения мутьевых потоков называют землетрясения (Хворова, 1958), т. е. тектонический фактор. И противопоставлять можно именно осцилляции и землетрясения или же донные течения и мутьевые потоки. В конце концов сторонники обеих гипотез сходятся на том, что первопричиной ритмичности являются тектонические движения — колебательные или спазматические. Исходить надо из этого. Что же касается агентов осадконакопления — это вопрос второстепенный, вернее вторичный.

Следует обратить внимание на то, что формирование флиша жестко локализовано как в пространстве, так и во времени. Он образуется в первом или втором (чаще) от края платформы геосинклинальном прогибе (интрагеосинклинали) во вторую стадию геотектонического цикла, когда общее прогибание геосинклинальной системы сменяется общим ее поднятием. Флиш — это порождение промежуточного переходного режима — времени борьбы тенденций прогибания и воздымания, и именно эта его сущность и зафиксирована в ритмичности его строения. Флишевые зоны наиболее мобильны и пластичны — отсутствие жесткого основания (или большая глубина его залегания) делает возможным проявление в них тектонической активности считать весьма характерными для геосинклинальных систем. Несмотря на громадную мощность накопленных осадков, в результате полной инверсии флишевые зоны превращаются в зоны, отличающиеся исключительной сложностью строения, выражающейся в развитии не только пликативных (также весьма сложных), но и дизъюнктивных дислокаций большой амплитуды и в появлении многочисленных шарьяжей, смещенных на десятки километров от корней. Особенно наглядно это проявилось во флише альпийского геотектонического цикла.

Мы согласны с И. В. Хворовой (1958), что флиш и флишевая формация (геогенерация) — это не одно и то же: во флишевых прогибах после возникновения усложненного тектонического плана геосинклиналей в начале второй стадии геотектонического цикла накапливались вначале мощные терригенные серии (чаще глинистые, с горизонтами песчаников), отличающиеся своеобразием строения, и лишь потом они сменялись сначала карбонатным, а в конце второй стадии в основном терригенным флишем.

Подводя итог, можно сказать, что тектоническое развитие флишевых прогибов предопределило особенности осадконакопления и ритмичность строения флишевых серий.

Если исходить из того, что формирование каждого элемента (и даже подэлемента) ритма происходило при определенной глубине бассейна (а доказательства этого положения приведены выше), то надо признать, что ритмичность флиша определялась колебаниями этих глубин в известных пределах, причем поскольку обстановки — индикаторы глубин многократно повторялись, то можно говорить о тенденции к сохранению динамического равновесия между общим суммарным прогибанием и осадконакоплением. Процесс этот был достаточно сложным и сопровождался микроразмывами, так что уместнее говорить не об арифметической, а об алгебраической сумме прогибания. Каковы же были пределы колебания глубин бассейна? Нам кажется, что наиболее близко к решению этого вопроса подошел Н. Б. Вассоевич (1951), отметив, что глубины флишевых бассейнов за время формирования одного ритма колебались в пределах около 200 м (при средней глубине 600 м). По-видимому, следует принять лишь порядок цифр — они могут меняться в различных флишевых бассейнах. При больших глубинах бассейнов, измеряющихся несколькими километрами, колебания глубин в 200 м не отразились бы на режиме осадконакопления. При меньших глубинах смена обстановок могла бы приобрести параличический характер. Литологические же и палеонтологические данные, о которых говорилось выше, как раз и указывают на глубины в несколько сот метров.

Возможно, что менялись не глубины дна бассейнов, а менялся темп прогибания. Это положение труднее доказать, так как наличие микроразмывов на границе ритмов легче объяснить поднятием дна, чем замедлением темпа прогибания. Во всяком случае тектоническая природа ритмичности флиша не должна вызывать сомнения. Что касается землетрясений, то они также свидетельствуют о тектонической активности, но доказательство их деятельности лежит через установление агентов осадконакопления. Поэтому несколько слов следует сказать и об этом. За последние годы появилось много публикаций, главным образом зарубежных авторов, в которых утверждается, что каждый ритм образуется в результате действия одного мутьевого потока. Взмученный материал распространяется по бассейну очень быстро, а затем постепенно осаждаётся, образуя *graded bedding*.

С этим трудно согласиться по многим причинам.

Во-первых, длительность формирования одного ритма (по подсчетам Н. Б. Вассоевича 500—5000 лет) в 1000—10 000 раз больше, чем время действия одного мутьевого потока вместе с осадчением тонких осадков из взвеси. О длительности формирования и отсутствия перерывов в осадконакоплении говорит трехкратная смена фауны в одном ритме. Это возможно только при значительных изменениях условий осадконакопления, а не при кратковременном их нарушении.

Очень трудно представить себе и первую стадию процесса, описанного Ф. Кюненом, — накопление рыхлых масс в прибрежной зоне, принимая во внимание характер флишевых бассейнов. Ведь даже для образования одного ритма (его I ЭР) мощностью всего в 10 см, принимая во внимание средние размеры трогов, нужно накопить около 1 км<sup>3</sup> рыхлого

осадка. Почему на протяжении 1000 км сохраняется характер флишевой ритмичности (мощности ритмов, их литология и т. д.)? Можно ли представить себе мутьевой поток, который по узкому желобу в 40 км переместит осадок, не изменяя его состава и мощности по пути? И даже при минимальном уклоне желоба в 0°30' разность глубин дна на концах трога должна достигнуть 8 км. Вряд ли такие глубины существовали во флишевых бассейнах. Осадки и население говорят о первых сотнях метров. Если формирование одного песчаного пласта — акт почти мгновенный, то текстуры его должны подчиняться какой-то закономерности. Наши исследования показывают, что в одном пласте текстуры резко изменяются, как по вертикали, так и по горизонтали, что свидетельствует о значительных колебаниях динамики среды осадконакопления. Это также говорит о длительности и вариабельности агентов седиментации. Даже такие детали, как переход от первого ко второму элементу ритма через тонкое и ровное чередование глин и алевролитов, говорят об отсутствии graded bedding в строгом смысле этого термина.

Объем журнальной статьи не позволяет развить эту тему и привести другие доказательства того, что основным фактором осадконакопления во флишевых бассейнах были не мутьевые потоки, а донные течения. Более подробно об этом говорится в другой нашей статье (Гроссгейм, 1963), а также в статье И. В. Архипова (1965). Справедливости ради надо отметить, что Ф. Кюнен и Д. Менард (Kuenen, Menard, 1953) различают два типа мутьевых потоков: спазматические (spasmatic) и устойчивые (steady). Судя по их описаниям, последние в какой-то мере можно сопоставить с донными течениями. Мы говорим (в какой-то мере), так как для устойчивых потоков мути названные авторы считают характерным отсутствие видимой текстуры, в то время как донные течения формируют косослойчатые текстуры. Но в целом, поскольку мутьевые потоки не играют той роли в образовании флиша, какую им приписывают многие исследователи, можно считать, что и землетрясения как тектонический фактор, контролирующий флишевую ритмичность, вряд ли имели какое-либо значение.

Общие геологические и детальные литологические исследования флишевой геогенерации согласно утверждают примат тектонических колебательных движений в образовании флиша.

#### Литература

- Архипов И. В. По поводу одной гипотезы происхождения флиша. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 3, 1965.
- Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. Гостоптехиздат, 1948.
- Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Гостоптехиздат, 1951.
- Гроссгейм В. А. К вопросу о петрографии отложений флишевых бассейнов. Литологический сб. НИТО ВНИГРИ, № 3, Л., 1950.
- Гроссгейм В. А., Вассоевич Н. Б. Опыт изучения литологической изменчивости флишевых отложений. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 6, 1960.
- Гроссгейм В. А. О возможности послыоного сопоставления разрезов флиша на больших расстояниях (телеконнекси). Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12, 1961.
- Гроссгейм В. А., Короткова К. Ф. К вопросу о строении флишевых ритмов (многослоев). Изв. высших учебн. завед. Сер. геол. и разв., № 2, 1961.
- Гроссгейм В. А. Опыт изучения литологической изменчивости туронского флиша (на примере Северо-Западного Кавказа). Изв. Высш. учебн. завед. Сер. геол. и разв., № 9, 1962.
- Гроссгейм В. А. О характере течений во флишевых бассейнах. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 1, 1963.
- Гроссгейм В. А. Литологическая изменчивость туронского флиша Горной Кахетии. Изв. высш. учебн. завед. Сер. геол. и разв., № 7, 1966.
- Хворова И. В. О происхождении флиша. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 5, 1958.
- Янов Э. И. Геохимия кавказского и крымского флиша. Литол. и полезн. ископ., № 1, 1971.
- Enos P. Anatomy of a Flysch. J. Sediment. Petrol., No. 2, 1969.
- Kuenen P., Menard H. Turbidity currents, graded and nongraded deposits. J. Sediment. Petrol., No. 22, 1952.
- McBride Flysch and associated beds of the Martinsburg Formation (Ordovician), central Appalachians. J. Sediment. Petrol., No. 1, 1962.
- Studer B. Geognostische Bemerkungen über eine Theile der nordischen Alpenkette. Leonhard Zeitschrift für Mineralogie., Bd. 1, 1827.



УДК 551.263.1 : 551.269.2 (924.6)

**В. М. ЦЕЙСЛЕР****СООТНОШЕНИЕ МЕЗОЗОЙСКИХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ ФОРМАЦИЙ  
В ПЛАТФОРМЕННЫХ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПРОГИБАХ  
СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА ЮГА СССР**

Сопоставление формационного состава одновозрастных частей альпийского комплекса в различных структурах геосинклинальной области и на прилежащих платформах позволяет установить единство вещественного состава разных по названию формаций, обусловленное особенностями седиментогенеза (седиментационным фоном) Средиземноморского бассейна. Парагенезы, отражающие седиментационный фон, наиболее полно выражены в краевых частях платформ, примыкающих к Альпийской геосинклинальной области.

**ВВЕДЕНИЕ**

Формационный анализ, возникший на стыке наук, изучающих вещественный состав земной коры и ее структуры, имеет важное значение для тектонического районирования. Развиваясь главным образом в целях тектонического районирования и сравнительного анализа разновозрастных и одновозрастных складчатых геосинклинальных систем, формационный анализ предусматривает прежде всего выявление черт различия в составе и в строении парагенезов горных пород, приуроченных к разнообразным структурам земной коры.

На основе противопоставления парагенезов горных пород, наиболее типичных для платформенных, геосинклинальных и орогенных структур, неоднократно предпринимались попытки обоснования классификаций и группировок формаций по их тектонической принадлежности (В. В. Белоусов, А. В. Пейве, В. И. Попов, Л. Б. Рухин, В. Е. Хаин, Н. П. Херасков, Н. С. Шатский и др.). Создание тектонических классификаций формаций сыграло важную положительную роль в развитии представлений об истории формирования геосинклинальных систем.

Большая популярность формационного анализа привела к тому, что формационный метод стал рассматриваться как метод, с помощью которого наиболее легко и просто осуществлять тектоническое районирование. Однако практическое использование формационного метода при тектоническом районировании нередко наталкивается на большие трудности, так как границам крупных структурных элементов земной коры далеко не всегда соответствует резкая смена формационного состава отложений. Только этим можно объяснить появление в литературе понятия о «краевых системах» (Зоненшайн и др., 1966), выделение на тектонических картах ограниченного набора формаций (флиш, моласса, спилито-кератофировая, трапповая и др.), наиболее показательных с точки зрения структурной приуроченности.

Обращая внимание на необходимость детального изучения вещественного состава и строения парагенезов горных пород в связи с необходимостью противопоставления парагенезов по типам структурных элементов, мы в настоящем сообщении попытаемся обратить внимание прежде всего на черты сходства парагенезов в разных структурных зонах, на черты сходства, которые выявляются при сравнении вещественного состава одновозрастных отложений, развитых в геосинклинальной области и на смежных платформах.

Сходство отдельных типов формаций в миогеосинклиналиях и на платформе отмечали многие исследователи. Но в этом сходстве видят скорее досадное недоразумение, которое мешает использовать формационный анализ при установлении границ между структурами, чем важную закономерность, позволяющую подойти к пониманию разномасштабности процессов, обуславливающих обособление формаций, и к оценке ведущего процесса, определяющего накопление конкретного типа формаций.

Черты сходства парагенезов, образовавшихся в различных структурах, отчетливо выявляются при сравнении мезозойских и палеогеновых отложений юга СССР, которые накапливались в едином Средиземноморском бассейне, занимавшем территорию собственно Альпийской геосинклинальной области, прилежащие к ней части эпигерцинской платформы, а также южные прогибы древней Восточно-Европейской платформы.

#### **СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ АЛЬПИЙСКОГО КОМПЛЕКСА**

Мезозойские и палеогеновые отложения в Альпийской области юга СССР образуют, по М. В. Муратову (1963), так называемый альпийский геосинклинальный комплекс, включающий отложения от верхнего триаса по олигоцен (нижний миоцен). В составе этого комплекса по смене формационного состава отложений выделяются части, которые удается проследить по всей территории, относимой к Альпийской геосинклинальной области, а также на прилежащих платформах. Выделяемые части комплекса отвечают естественным этапам в развитии Средиземноморского пояса, нашедшим свое отражение в смене формационного состава пород по разрезу. Указанные части альпийского комплекса объединяют следующие стратиграфические подразделения: верхний триас — аален, байос — нижний келловей, средний келловей — титон, неоком, апт — сеноман, турон — кампан, маастрихт — нижний палеоцен, верхний палеоцен — нижний эоцен, средний эоцен, верхний эоцен, олигоцен — нижний миоцен. В целом возрастная датировка выделенных частей комплекса выдерживается на больших площадях, но в ряде случаев стратиграфический объем указанных частей претерпевает некоторые изменения на площади в связи со скольжением возрастных границ формаций при движении от прогибов к поднятиям, в результате выпадения отдельных подразделений из разреза и фациальных замещений.

Указанные части альпийского геосинклинального комплекса мы выделяем под наименованием структурных секций. Границами структурных секций являются границы сменяющихся по вертикали формаций. В частных случаях, когда границы секций совпадают с поверхностями угловых несогласий, они выступают в роли структурных этажей. В других случаях они составляют части единого этажа.

Структурное положение одноименных секций в разрезе Альпийской геосинклинальной области различно. В одном случае они входят в состав чехла срединных массивов, в другом — это формации геосинклинальных прогибов, в третьем — геоантиклинальные или даже платформенные формации (рис. 1).

Перечисленные выше структурные секции составляют два более крупных структурно-формационных подразделения, отвечающих двум крупным ритмам осадконакопления: поздне триасовому — раннемеловому и раннемеловому — палеогеновому. Условно эти два подразделения нами выделяются как комплексы двух этапов осадконакопления: раннеальпийского и позднеальпийского.

#### **ЛАТЕРАЛЬНЫЕ РЯДЫ ФОРМАЦИЙ РАННЕАЛЬПИЙСКОГО КОМПЛЕКСА**

Рассматриваемый комплекс отложений включает четыре секции, соответствующие стадиям развития раннеальпийского этапа осадконакопления и формирования тектонических структур: верхний триас — аален,

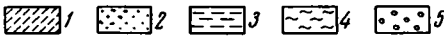
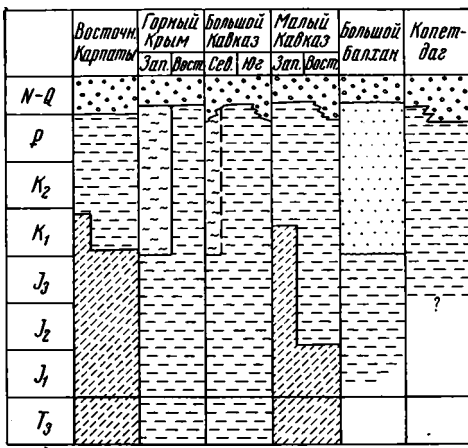


Рис. 1.

Рис. 1. Структурное положение формаций в Альпийской области юга СССР.

1 — чехол срединных массивов; 2 — платформенный чехол; 3 — геосинклинальный комплекс; 4 — геосинклинальный комплекс; 5 — молассовый комплекс

Рис. 2. Схема рядов формаций в структурах Средиземноморского пояса СССР

Формации: 1 — известняковые; 2 — мелоподобных известняков и мергелей; 3 — рифовых известняков; 4 — органогенно-обломочных известняков; 5 — обломочных известняков и песчаников; 6 — глинисто-мергельная; 7 — карбонатный флиш; 8 — известковистых глин; 9 — битуминозных глин и темных глинистых сланцев; 10 — песчано-глинистая; 11 — песчанковая; 12 — терригенный флиш; 13 — красноцветная терригенная; 14 — угленосная; 15 — брекчиевидных известняков и доломитов; 16 — сульфатно-галогеенная; 17 — пестроцветная сульфатно-терригенная; 18 — вулканогенные; 19 — вулканогенно-осадочные; 20 — вулканогенный флиш

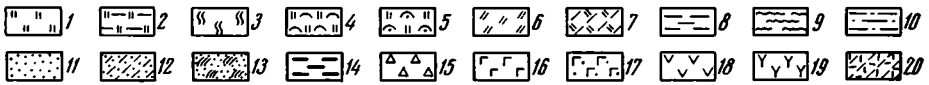
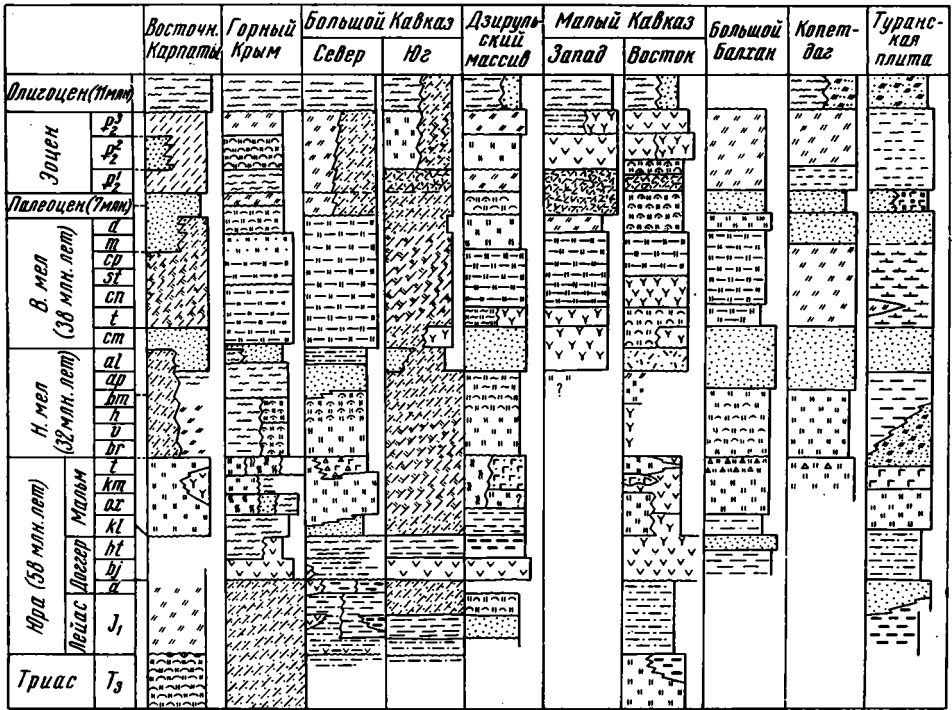


Рис. 2.

байос — бат — низы келловея, верхняя часть келловея — титон и неокон. Проследим изменение формационного состава отложений каждой секции в зависимости от ее структурного положения в геосинклинальной области и на платформе (рис. 2).

Верхнетриасово-нижнеюрская секция типично представлена в Горном Крыму и на Большом Кавказе, где она слагает ниж-

ную часть альпийского геосинклинального комплекса, заполняющую наиболее ранние геосинклинальные прогибы. В Горном Крыму это таврическая серия — мощная (более 2 км) толща терригенного флиша с преобладанием в разрезе глинистых пачек.

На Большом Кавказе поздне триасово-раннеюрскому прогибу в его осевой части также соответствует очень мощная (до 7 км) глинисто-сланцевая серия с элементами флишевой ритмичности, выделяемая обычно под названием аспидной формации (Милановский, Хаин, 1963). Участками в ней развиты пачки типичного терригенного флиша. Вдоль северного борта прогиба происходит фациальное замещение морских глинисто-сланцевых отложений параллической угленосной формацией (плинсбах, аален). В составе глинисто-сланцевой серии присутствуют пачки эффузивов — диабазовых, андезитовых и дацитовых порфиритов, а также грубо-обломочных пород.

Вскрытая в обнажениях глинисто-сланцевая формация в пределах Большого Балхана (более 2200 м с учетом буровых работ) включает отложения лейаса — байоса.

Таким образом, в рассмотренных нами структурах для нижней секции характерны глинисто-сланцевые отложения, фациально связанные с терригенным флишем и угленосными накоплениями. Только в пределах срединных массивов (Мармарошский, Дзирульский, Закавказский) наблюдается некоторое своеобразие состава нижней секции. Здесь наряду с обломочными породами (аркозы, песчано-глинистые пачки) широко распространены карбонатные породы. На Малом Кавказе нижняя секция завершает ряд формаций чехла Закавказского массива. Триасовой части разреза соответствует карбонатная формация (более 800 м), фациально связанная с параллической угленосной формацией (верхний триас — более 700 м). Участками триас из разреза выпадает, и в этом случае нижняя секция представлена относительно маломощной (до 160 м) терригенной юрой (тоар — аллен). На Дзирульском массиве рассматриваемая секция представлена формацией аркозовых песчаников среднего лейаса (60 м) и органогенными известняками верхнего лейаса (около 50 м). Карбонатные породы развиты в составе триасового чехла в Восточных Карпатах. В Мармарошской зоне с ними ассоциируют эффузивы основного состава (до 200 м). Нижнеюрская часть секции образована маломощной глинисто-карбонатной и карбонатной толщей. Следовательно, в строении нижней секции в геосинклинальной области наряду с песчано-глинистыми породами развиты также карбонатные, однако их развитие ограничено небольшими участками, связанными с приподнятыми массивами, представлявшими собой в процессе осадконакопления изолированные мелководные банки.

На юге Туранской плиты рассматриваемая часть разреза представлена континентальными песчано-глинистыми угленосными образованиями, заполняющими ложбины древнего эрозионно-тектонического рельефа. На Скифской плите нижняя секция пользуется ограниченным распространением. Установленные буровыми работами морские дислоцированные верхнетриасово-нижнеюрские сланцевые толщи ритмичного строения заполняют узкие грабенобразные структуры в фундаменте Скифской плиты. Структурное положение указанных серий оценивается по-разному (Кизевальтер, 1967; Шлезингер, 1969).

Таким образом, в составе нижней секции в геосинклинальной области и на прилежащих плитах основными типами пород являются глины, алевролиты, песчаники.

Среднеюрская секция отличается тем, что в ее составе возрастает роль песчаников, органогенно-обломочных известняков, на значительных пространствах появляются вулканогенные породы.

На Малом Кавказе (Самхето-Кафанская зона) среднеюрская секция начинается альпийский геосинклинальный комплекс. Она образована мощ-

ной (более 2,5 км) серией эффузивов основного состава, которые вверх по разрезу сменяются преимущественно кислыми (верхний байос) и вулканогенно-осадочными накоплениями (бат—келловей). Близкая по составу толща байосских лав основного состава характерна для Дзирульского массива. Верхней части секции на массиве соответствует глинисто-песчаниковая толща с пластами бурых углей.

На Большом Кавказе среднеюрская секция обычно залегает несогласно, заполняя геосинклинальные прогибы второй генерации. В прогибах северного склона широким распространением пользуются толщи темных песчано-глинистых сланцев с сидеритами и горизонтами полимиктовых песчаников, содержащие продукты размыва добайосских отложений (Кабанова и др., 1969). Мощность среднеюрской секции составляет 600—1700 м.

В прогибе южного склона развита мощная (3000 м) толща диабазовых порфиринов, включающая пачки терригенных и осадочно-вулканогенных пород (байос). Батской части разреза соответствует терригенная толща — обычные серые глины с сидеритами.

В Горном Крыму формационный состав среднеюрской секции разнообразен. Она заполняет прогибы второй генерации. В составе средней юры развиты угленосная, грубообломочная, вулканогенно-осадочная, глинисто-песчаниксовая формации, а также типичная для средней юры формация серых глин с сидеритами, единая с нижним келловеем. Мощности формаций измеряются сотнями метров, фациальные переходы очень резкие.

На Большом Балхане выше глинисто-сланцевой толщи лейаса — байоса обособливается песчаниковая формация батского яруса (около 1200 м). Глинисто-карбонатными отложениями сложена средняя юра в Карпатах.

На прилегающей к геосинклинальной области территории молодой эпипалеозойской платформы рассматриваемая часть разреза наиболее широким распространением пользуется на юге Туранской плиты. Здесь развиты морские и континентальные песчано-глинистые отложения, содержащие прослой углей (нижний бат), линзы глинистых сидеритов, органогенных известняков. В верхней части разреза нередко обособливается пачка карбонатных глин (верхний бат — нижний келловей) с обильной морской фауной. Общая мощность отложений 250—350 м. Любопытно, что с байосскими отложениями на Туранской плите связаны пирокласты основного состава (Л. М. Левина).

Вулканические и грубообломочные породы байоса вскрыты скважинами и в Равнинном Крыму. Таким образом, вещественный состав среднеюрской секции сходен на всей рассмотренной площади, и это сходство усиливается благодаря наличию эффузивов в байосе на плитах и в геосинклинальной области.

Верхнеюрская секция обычно начинается с верхней половины келловей, так как нижний келловей в области своего распространения тесно связан с батским ярусом. Наиболее характерной чертой верхней юры является широкое распространение карбонатных пород. Верхнеюрская секция в прогибах северного склона Большого Кавказа залегает несогласно на всех более древних образованиях. По-видимому, перерыв в основании верхней юры имеется и в прогибах южного склона (Кабанова и др., 1969). Однако здесь он выражен неотчетливо. В основании разреза обособливаются терригенные песчаные отложения, соответствующие среднему — верхнему келловее. Средняя часть разреза (оксфорд — киммеридж) образована различного типа известняками и доломитами (до 1000—1200 м). Вверху появляется сульфатно-доломитовая толща (до 650 м) с горизонтами красноцветных обломочных пород и линзами каменной соли.

В прогибах южного склона верхнеюрская секция представлена флишем: внизу (келловей) — терригенным, вверху — карбонатным. Близок

вещественный состав верхнеюрской секции в Горном Крыму, где она завершает ряд геосинклинальных формаций, залегая с перерывом на подстилающих породах. В ее строении наиболее широко распространены различного типа карбонатные формации и карбонатно-терригенный флиш (Муратов, Архипов, Успенская, 1960). Мощность верхней юры превышает 2 км.

На Большом Балхане верхнеюрская секция связана постепенным переходом со среднеюрской. В разрезе выделяются глинисто-карбонатная (240 м), карбонатная (500 м) и сульфатно-доломитовая (до 200 м) формации, венчающие разрез альпийского геосинклинального комплекса. По-видимому, аналогичным образом построена рассматриваемая секция в прогибе Копет-Дага.

В Восточных Карпатах верхняя юра местами венчает разрез чехла срединного массива. Она образована исключительно карбонатными породами с горизонтами кремней, радиоляритов, яшм (30—300 м). На Раховском массиве развита диабазовая (около 400 м) формация (Славин, 1966). На Дзирульском массиве верхняя юра также слагает чехол. По краям массива развиты карбонатные (рифовые) формации, на самом массиве разрез юры сокращен, широким распространением пользуется пестроцветная сульфатно-терригенная толща.

В геосинклинальных прогибах Малого Кавказа на первое место выступают вулканогенные породы. Известняки образуют линзы среди эффузивов, а также обособляются в верхней части разреза (до 400 м). Интересно, что сульфатные породы присутствуют и здесь, образуя мощные линзы среди вулканитов киммериджа.

Таким образом, повсеместно в геосинклинальной области верхнеюрская секция трехчленна: с глинисто-карбонатными и терригенными породами в основании, мощными карбонатными накоплениями в средней части и доломитами, гипсами, солями — в верхней части разреза.

Вышеперечисленные особенности строения верхнеюрской секции наиболее полно выражены на юге Туранской плиты (Мургабская, Амударьинская впадины, юго-западные отроги Гиссарского хребта). Здесь в основании разреза выделяется глинисто-карбонатная формация, сложенная известковистыми глинами с прослоями известняков-ракушечников (около 100 м). Вверх по разрезу она постепенно сменяется карбонатной формацией (до 700 м), а последняя — соленосной (около 600 м), в составе которой обособлены гипсово-доломитовая и галогенная части (Цейслер, 1966). Самым верхним элементом разреза, условно относимым к титону, является красноцветная терригенная формация (около 200 м). В пределах Северного Предкавказья верхнеюрская секция пользуется ограниченным распространением, тем не менее разрез ее подобен разрезу Туранской плиты (Пустильников, Корнев, 1971). В Равнинном Крыму развит только верхний член верхнеюрской секции — красноцветные терригенные образования.

Неокомская секция. Структурное положение неокомской секции в границах Альпийской геосинклинальной области многообразно. Она выступает как образование геосинклинальных прогибов, чехол массивов и геоантиклинальных поднятий, а местами по существу это платформенный чехол. Также многообразен вещественный состав секции. Тем не менее повышенная карбонатность характерна для нижней части разреза, в то время как в верхней части наряду с органогенно-обломочными известняками широко распространены терригенные породы.

Неокомская секция в прогибах северного склона Большого Кавказа, по мнению многих авторов, представлена платформенными образованиями. Это преимущественно известняки (валанжин) мощностью от 40 до 200 м, терригенные породы готерива (песчано-глинистые) мощностью до 300 м. Во флишевых прогибах им соответствует карбонатный флиш валанжина и терригенный — готерива (до 1500 м).

В Юго-Западном Крыму неокончательно складывается чехол возникшего к этому времени геосинклинального поднятия. Это известняково-песчаниковая и глинистая формации, залегающие несогласно на подстилающих породах. В Восточном Крыму глинистый неокончательно, по-видимому, можно рассматривать как геосинклинальные накопления. На срединных массивах (Восточные Карпаты, Закавказье) неокончательно представлен карбонатными формациями небольшой (50—100 м) мощности. В разрезе флишевых зон Восточных Карпат неокончательно складывается основание альпийского геосинклинального комплекса и представлен терригенно-карбонатным и терригенным флишем (более 500 м).

Исключительно карбонатной формацией, соответствующей валанжинской — нижнему баррему (около 600 м), представлена неокончательная секция в Копет-Даге. Здесь она тесно связана с верхней юрой.

Краткий обзор вещественного состава неокончательной секции в геосинклинальной области показывает, что ее формационный состав подвержен значительным изменениям: от чисто карбонатного и песчано-карбонатного до глинистого.

На смежной территории молодых платформ наблюдается аналогичная картина. Мы имеем примеры, когда рассматриваемая секция целиком представлена глинистыми отложениями (Равнинный Крым), карбонатными отложениями (Туаркюр, Мангышлак). Наглядно проявляется смена вещественного состава отложений с замещением карбонатных пород обломочными при движении от западных районов Туранской плиты к востоку — к Тянь-Шаню и Памиру. Последние в рассматриваемый промежуток времени являлись источниками сноса обломочного материала в связи с активизацией тектонических движений в Центральной Азии.

Рассмотрим общие закономерности строения раннеальпийского комплекса. Обращает на себя внимание тот факт, что даже в пределах единой геосинклинальной области его разные части занимают неодинаковое структурное положение. Причем независимо от разнообразного структурного выражения отдельных частей комплекса наблюдается вполне определенная общность вещественного состава его приблизительно разновозрастных частей.

Верхнетриасово-лейасовой секции свойственна ассоциация глинисто-сланцевых формаций, которые в зависимости от конкретных палеогеографических условий выражены глинисто-сланцевой формацией (аспидной), терригенным флишем, параллической угленосной формацией, глинисто-песчаниковой. В отдельных случаях с перечисленными формациями ассоциируют эффузивы основного состава. На срединных массивах развиты формации аркозовых песчаников и мелководных органогенных известняков. Мощности рассматриваемой секции зависят от ее структурной приуроченности. В геосинклинальных прогибах они измеряются первыми километрами, на массивах — десятками и сотнями метров.

Среднеюрской секции также свойственна ассоциация терригенных формаций. Средняя юра повсеместно характеризуется более широким распространением песчаников, угленосных формаций, появлением в верхней части разреза формации сидеритсодержащих глин, прослоев органогенных известняков, широким распространением эффузивов основного и среднего состава, которые участками почти полностью вытесняют осадочные породы.

Верхнеюрская секция выделяется развитием ассоциаций карбонатных формаций. Только в основании разреза выделяются глинисто-карбонатные и карбонатно-терригенные накопления. Верхней части разреза секции свойственно появление гипсово-доломитовой, пестроцветной соленосной формации, местами — формации красноцветных брекчиевидных известняков. Во флишевых прогибах верхней юры соответствует карбонатный и карбонатно-терригенный флиш. В прогибах Малого Кавказа карбонатные толщи переслаиваются с эффузивами, которые их местами полностью замещают.

Неокомской секции свойствен наиболее разнообразный состав. В целом это известняково-песчаные и песчано-глинистые отложения. В конкретных структурах они представлены глинистыми, известняковыми, песчанико-известняковыми формациями, терригенным и терригенно-карбонатным флишем. Как правило, в нижней части разреза преобладают карбонатные породы, в верхней — терригенные.

Таковы общие закономерности состава раннеальпийского комплекса в геосинклинальной области и на платформах Средиземноморского пояса СССР. Причем эти закономерности, завуалированные в геосинклинальной области вклиниванием в разрез вулканогенных, грубообломочных, флишевых накоплений, выпадением из разреза отдельных горизонтов, наиболее четко выражены в зонах погружения смежных платформ. То общее, что «проглядывает» сквозь разнообразие фациального состава отложений в геосинклинальной области, в пределах платформ приобретает конкретную форму и выражено вещественным составом парагенезов.

### **ЛАТЕРАЛЬНЫЕ РЯДЫ ФОРМАЦИИ ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКОГО КОМПЛЕКСА**

В составе позднеальпийского комплекса литологически обособливаются секции, соответствующие апту — сеноману, турону — нижнему сенону, верхнему сенону — нижнему палеоцену, верхнему палеоцену — нижнему эоцену, среднему эоцену, верхнему эоцену, олигоцену — нижнему миоцену. Ограниченный объем статьи вынуждает нас охарактеризовать только общие закономерности вещественного состава позднеальпийского комплекса, поскольку для позднеальпийского комплекса особенно ярко выражена приуроченность толщ определенного литологического состава к конкретным стратиграфическим подразделениям вне зависимости от того, находится данный разрез в геосинклинальной области или на платформе.

В Восточных Карпатах позднеальпийский комплекс целиком представлен мощной серией геосинклинальных образований — флишем. В нижней части комплекса (апт — сеноман) преобладают обломочные породы — терригенный флиш, толщи с широким развитием глауконитовых песчаников; в средней части (турон — кампан) преимущественным распространением пользуются глинисто-карбонатные накопления: мергели, известняки, карбонатный флиш; иногда в основании они пестроцветны; в верхней части меловых отложений (маастрихт — даний) вновь широкое развитие получают песчаниковые толщи (Славин, 1966). В составе палеогеновых отложений обособливаются пять литологических горизонтов: для палеоцена и среднего эоцена характерно широкое развитие песчаников, нижнему, верхнему эоцену, а также олигоцену соответствует появление в разрезе глинистых толщ. В ряде структурно-фациальных зон глинистым толщам соответствуют пачки глинистого и «нормального» флиша, песчаниковым — пачки «грубого» флиша.

В разрезах Юго-Западного Крыма позднеальпийский комплекс представлен геоантиклинальными образованиями, по вещественному составу однотипными с разновозрастными отложениями Скифской плиты, но выделяющимися несколько меньшими мощностями, большей мелководностью накопления, поскольку область Горного Крыма в рассматриваемый промежуток времени представляла собой геоантиклиналь, возвышающуюся над уровнем дна бассейна и примыкающую по разлому к структурам Скифской плиты.

Основанию разреза повсеместно соответствует однообразная по внешнему выражению формация зеленовато-серых глин с сидеритами (верхний баррем — нижний альб), которая сменяется вверх по разрезу формацией глауконитовых песчаников (альб — низы сеномана) и далее формацией мелоподобных известняков и мергелей (верхний сеноман — маастрихт). В нижней части единой формации мелоподобных известняков (сеноман) и в ее верхней части (маастрихт) наблюдается повышенное



содержание обломочного материала вплоть до обособления пачки глауконитовых песчаников в маастрихте. Датскому ярусу и нижнему палеоцену соответствует формация мелководных органогенно-обломочных известняков.

Палеогеновые отложения в Крыму, так же как и в Восточных Карпатах, имеют пятичленное строение, но место песчаниковых пачек в нижнем палеоцене и в среднем эоцене занимают пачки органогенных и органогенно-обломочных известняков.

Литологический состав разновозрастных секций позднеальпийского комплекса на северном склоне Большого Кавказа и на Большом Балхане в общих чертах весьма сходен с разрезами Крыма. Это сходство для нас особенно важно тем, что позднеальпийский комплекс в разрезах восточной и западной частей северного склона Большого Кавказа принято относить к геосинклинальным образованиям (Милансвский, Хаин, 1963), в то время как на Большом Балхане меловые и палеогеновые формации слагают платформенный чехол.

Во флишевых прогибах южного склона Большого Кавказа позднеальпийский комплекс представлен флишевыми образованиями. Так же как и в Восточных Карпатах, формация карбонатного флиша соответствует секциям, для которых в нефлишевых прогибах характерны карбонатные формации; на уровнях терригенных формаций и формаций органогенных и органогенно-обломочных известняков появляются пачки терригенного и терригенно-карбонатного флиша.

В эвгессинклинальных прогибах Малого Кавказа позднеальпийский комплекс характеризуется насыщенностью вулканическими породами. Мощные вулканогенные серии искажают картину последовательной смены литологического состава отложений, наблюдаемую на Большом Кавказе. Однако и здесь в составе альб-сеноманских вулканогенных толщ в виде прослоев присутствуют глауконитовые песчаники, а к турон-кампанской части разреза вулканогенных отложений приурочены прослои известняков. Г. С. Дзюенидзе (1970) отмечено, что изменение мощности осадочно-вулканогенных отложений Западной Грузии происходит за счет вулканогенных пород (от 400 до 800 м); мощность карбонатных пачек везде одинаковая. Этот пример показывает, что процесс вулканизма накладывается на процессы седиментогенеза, имевшие место в морском бассейне. Характерные для маастрихта — дания песчаниковые толщи на Малом Кавказе замещаются мелководными органогенными известняками. Терригенный и терригенно-вулканогенный флиш характерен для палеоцена. Очень широкое распространение получили вулканогенные образования в эоцене (основные, средние, кислые лавы, пирокласты). Мощности отложений в прогибах Малого Кавказа много больше, чем мощности разновозрастных секций на Большом Кавказе. На Дзирульском массиве и на погруженных участках «Грузинской глыбы» разрез позднеальпийского комплекса весьма сходен с разрезом на северном склоне Большого Кавказа. Однако в составе обычной последовательности верхнемеловых пород местами участвует вулканогенная толща основных лав (турон) и пирокластические накопления (сеноман).

К востоку от Каспийского моря, в области Копет-Дага, происходит последовательное замещение карбонатных формаций на глинисто-карбонатные и глинисто-ракушечниковые. Серые и зеленые глины с прослоями устричных известняков постепенно вытесняют из разреза белые мелоподобные известняки и мергели, столь характерные для верхнемеловых и палеогеновых отложений Крыма — Кавказа. Тем не менее наблюдается та же приуроченность горизонтов с широким распространением глауконитовых песчаников к нижней и верхней частям разреза верхнего мела, широкое распространение глауконитовых песчаников и глин в апте и альбе, обломочных и органогенно-обломочных пород в среднем эоцене, вулканогенных и кремнистых пород в среднем — верхнем эоцене.

Таким образом, для позднеальпийского комплекса в Альпийской геосинклинальной области характерно широкое развитие песчаниково-глауконитовых и песчано-глинистых глауконитовых формаций в апте — сеномане. Турон-кампанская секция характеризуется повсеместным распространением формации мелоподобных известняков и мергелей, верхним горизонтом верхнего мела — палеоцену свойственны также формации белых мелоподобных и органогенно-обломочных известняков, которые местами замещаются глауконитовыми песчаниками и песчанистыми известняками. Верхнему палеоцену — нижнему эоцену, а также верхнему эоцену свойственны формации зеленых известковистых глин и мергельно-глинистые толщи, в то время как средний эоцен почти всегда выделяется по появлению в разрезе карбонатных и терригенно-карбонатных формаций. Олигоцен-нижнемиоценовая секция удивительно сходна по внешнему виду в разных районах (майкопская серия). Вещественный состав секций на Кавказе, в Крыму, в Копет-Даге почти точно соответствует составу одноименных секций на Скифско-Туранской плите (Дикенштейн, 1964, и др.).

Некоторые литологические пачки прослеживаются без существенных изменений состава на многие сотни километров и легко распознаются в пределах разных структур. Например, темно-серые глины с карбонатными желваками, включающими аммониты клансейского горизонта, характерны для Туранской плиты и Копет-Дага. Мощность их изменяется в небольших пределах. Весьма характерны глины нижнего эоцена, которые выглядят однотипно в Горном Крыму и в Афгано-Таджикской впадине. На всей площади Альпийской области и на прилегающих плитах отмечается появление красноцветности в туроне, глауконита — в альбе — сеномане, в маастрихте. Широким распространением пользуются в Закавказье, Иране, Афганистане и на прилежащих участках плит рудистовые известняки в кампане — маастрихте. Пирокластические породы верхнего альба, среднего и верхнего эоцена отмечаются в геосинклинальной области и на плитах. Так же как и для раннеальпийского комплекса, особенности формационного состава всех рассмотренных секций получают наиболее полное выражение в составе парагенезов крупных платформенных прогибов, где фациальные изменения, связанные с ростом локальных структур, выражены слабо.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог сопоставлению формаций в геосинклинальной области и на прилежащих платформах, необходимо сформулировать основные выводы, к которым мы пришли, проанализировав вещественный состав разновозрастных секций в пределах Средиземноморского пояса юга СССР.

Одновозрастные части альпийского комплекса в геосинклинальной области и на платформах обнаруживают единство вещественного состава, выраженное в господстве определенных типов пород (глинистых, песчаных, карбонатных, сульфатных) вне зависимости от крупных структур. Приуроченность определенных типов пород к соответствующим стратиграфическим интервалам объясняется общими закономерностями осадконакопления в Средиземноморском бассейне — общим седиментационным фоном.

Общий седиментационный фон приобретает конкретное выражение в вещественном составе отложений, заполняющих крупные платформенные прогибы, в составе чехла срединных массивов (Муратов, Цейслер, 1968), формации которых по существу являются фоновыми формациями, так как их генетическая сущность определялась общими особенностями седиментогенеза в Средиземноморском бассейне. В результате вертикальный ряд платформенных формаций отражает последовательность смены фоновых парагенезов, т. е. эволюцию седиментационного фона бассейна.

Последовательность фоновых парагенезов в Средиземноморском поясе СССР

Возраст		Объем	Типы формаций	
Pg <sub>3</sub>			глинистые	
	Pg <sub>2</sub> <sup>3</sup>		известково-глинистые	
Pg <sub>2</sub>	Pg <sub>2</sub> <sup>2</sup>		карбонатные	
	Pg <sub>2</sub> <sup>1</sup>		известково-глинистые	
Pg <sub>1</sub>			песчаниково-известковые глауконитовые	
K <sub>2</sub>	d		мергельно-меловые	
	m			
	cp			
	st			
	cn			
	t			
	cm			
K <sub>1</sub>	al		глинисто-песчаниковые глауконитовые	
	ap			
	bm			
	h		карбонатные—терригенные	
	v			
	br			
I	I <sub>3</sub>	t	карбонатно-сульфатные	
		km		
		ox		
		kl		
	I <sub>2</sub>	bt	известняково-глинисто-песчаниковые	
		bj		
		a		
	I <sub>1</sub>			песчаниково-глинистые
	T <sub>3</sub>			

Последовательность фоновых парагенезов (таблица), устанавливаемая для Средиземноморского бассейна, присуща только данному бассейну, отражает эволюцию климата, ритмику общих тектонических движений, эволюцию органической жизни и особенности магматизма. В пределах других поясов (Арктический, Тихоокеанский) в мезозое — палеогене намечается иная последовательность фоновых парагенезов, характеризующаяся прежде всего отсутствием карбонатных формаций. Этот факт представляет особый интерес, так как типовые формационные ряды для геосинклинальных областей (Белоусов, 1954; Хаин, 1964) основаны на последовательности ассоциаций формаций, присущих Средиземноморскому поясу.

Фоновые парагенезы в результате преобразования в конкретной тектонической и палеогеографической обстановке видоизменяются от структу-

ры к структуре, образуя последовательные латеральные ряды формаций: глинисто-сланцевых, глинисто-песчанниковых, сульфатно-галогенных, карбонатных, вулканогенно-осадочных, связанных взаимопереходами.

Высокая степень тектонической активности структуры приводит к тому, что местные палеогеографические условия осадконакопления на площади данной структуры превалируют над общим характером осадконакопления в бассейне. В результате создаются объективные условия для обособления парагенеза горных пород, отличного от фонового парагенеза. При слабой тектонической дифференциации та или иная структура фиксируется незначительными изменениями мощностей и состава фонового парагенеза.

Парагенетические ассоциации горных пород, обособление которых на общем фоне седиментации обусловлено проявлением магматизма, некомпенсированными условиями осадконакопления в глубоких трогах, накоплением грубообломочных пород вблизи поднятий, активным рифообразованием на поднятиях, флишеобразованием и т. д., представляют собой парагенезы, которые мы все относим к типичным геосинклинальным формациям. Они являются аномалиями на общем фоне седиментации. Поскольку общий фон седиментации имеет конкретное выражение в составе платформенных формаций, постольку геосинклинальные формации, по видимому, следует рассматривать как необычное выражение платформенных (фоновых) парагенезов в условиях специфических структур.

#### Литература

- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 3. Триасовый, юрский и меловой периоды, 1968; т. 4. Палеогеновый, неогеновый и четвертичный периоды, 1967.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
- Дзюценидзе Г. С. Проблема влияния вулканизма на осадочный процесс. В сб. «Состояние и задачи советской литологии». Т. 1. «Наука», 1970.
- Дикенштейн Г. Х. (гл. редактор). Условия осадконакопления и геохимическая характеристика мезо-кайнозойских отложений западных районов Средней Азии. «Недра», 1964.
- Зоненштайн Л. П., Поникаров В. П., Уфлянд А. К. О структурах, пограничных между платформами и геосинклинальными системами. Геотектоника, № 5, 1966.
- Кабанова З. В., Леонов Ю. Г., Панов Д. И. Тектоническое развитие Центрального и Западного Кавказа в юрское время. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 3, 1969.
- Кизельватер Д. С. К вопросу о возрасте складчатого основания Предкавказья. Докл. АН СССР, т. 175, № 4, 1967.
- Милановский Е. Е. и Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во Моск. ун-та, 1963.
- Муратов М. В., Архипов И. В., Успенская Е. А. Стратиграфия, фации и формации юрских отложений Крыма. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 1, 1960.
- Муратов М. В. Типы геосинклинальных прогибов в Альпийской складчатой области, их взаимоотношение, историческое развитие. В кн. «Проблемы региональной тектоники Евразии». «Наука», 1963.
- Муратов М. В., Цейслер В. М. Осадочные и вулканогенные формации складчатых геосинклинальных поясов. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 5, 1968.
- Пустильников М. Р., Коренев В. И. История развития Западного и Центрального Предкавказья в альпийском цикле тектогенеза. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 1, 1971.
- Славин В. И. Мезозойская группа. Стратиграфия. Геология СССР, Т. XI, XIII. Карпаты, ч. 1. «Недра», 1966.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. «Недра», 1964.
- Цейслер В. М. Формации мезозойских и кайнозойских отложений Южного Узбекистана. В сб. «Геология и нефтегазоносность Каракалпакской АССР, Восточной Туркмении и Западного Узбекистана». Тр. ВНИГНИ, вып. XLIX, «Недра», 1966.
- Шлезингер А. Е. Возрожденные верхнепалеозойские, триасовые и юрские геосинклинальные прогибы области герцинской складчатости Западного Предкавказья и центральной части Большого Кавказа. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 5, 1969.

УДК 551.14 : 551.242.22

М. С. МАРКОВ, И. А. СОЛОВЬЕВА

**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОСТРОВНЫХ ДУГ  
И АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ**

Рассмотрено глубинное строение вулканических поднятий, островных дуг и Альпийской складчатой области. Показаны черты сходства этих зон и сделано предположение, что они представляют собой генетически-единый ряд структур, находящихся на разных стадиях развития.

Проблема выявления современных аналогов геосинклинальных систем прошлого возникла в геотектонике почти одновременно с зарождением геосинклинальной теории. Широко известно, что еще в начале нынешнего столетия известный французский геолог Э. Ор (1932) рассматривал в качестве современных геосинклиналей Атлантический и Индийский океаны. Спустя полвека аналогичной точки зрения придерживался А. Н. Мазарович (1952). Близкие взгляды были недавно высказаны группой сотрудников ГИНа АН СССР (Пейве и др., 1971). В настоящий момент, когда в орбиту тектонических построений и гипотез стали вовлекаться структуры не только континентов, но и океанов, этот вопрос приобрел еще большее значение.

В самом деле, исследуя структуры континентов, мы убеждаемся в том, что на протяжении почти всей геологической истории нашей планеты они наращивались за счет развития геосинклинальных систем и превращения последних в складчатые зоны. Идет ли этот процесс на Земле и сейчас и как соотносятся современные геосинклинали с континентальными и океаническими структурами? Вполне естественно, что взгляды исследователей сразу же обращаются к зонам перехода от континента к океану, в пределах которых часто бывают развиты весьма специфические структуры — островные дуги.

Уже давно, начиная с работ Э. Зюсса (Suess, 1885), а особенно Г. Моленграафа (Molengraaf, 1913) и Э. Аргана (1935) высказывается точка зрения об удивительном геологическом сходстве островных дуг и геосинклинальных систем прошлого на определенных этапах развития последних. Эта точка зрения и в настоящее время имеет многочисленных сторонников (Муратов, 1957; Павловский, 1953; Шатский, 1957; Васильковский, 1963; Хайн, 1964; Пущаровский, 1964, 1971; Шейнманн, 1968; Пейве и др., 1971; Hess, 1946; Matsumoto, 1967 и многие др.), но не является общепризнанной. Ряд исследователей склонны рассматривать островные дуги в качестве негеосинклинальных структур, свойственных наиболее поздним этапам развития нашей планеты (Белоусов, 1968; Белоусов, Рудич, 1960; Петрушевский, 1964; Belousov, Kosminskaja, 1968 и др.).

На протяжении ряда лет авторы настоящей статьи рассматривали черты сходства и различия островных дуг и геосинклинальных систем прошлого, пытаясь показать большую их общность (Марков, Аверьянова и др., 1967; Марков, Соловьева, Чехович, 1967; Марков, 1968, 1970). При этом сравнительный анализ касался в основном геологических аспектов проблемы. В данной работе мы попытались сравнить особенности

глубинного строения островных дуг и Альпийской складчатой области. Последняя выбрана для сравнения не случайно — можно думать, что ее земная кора претерпела наименьшие изменения после «эпохи главной складчатости».

\* \* \*

Прежде чем перейти к сравнительному анализу, необходимо хотя бы кратко остановиться на тех трудностях, с которыми приходится сталкиваться при сопоставлении глубинного строения земной коры разных районов.

Из многочисленных методов геофизических исследований наиболее достоверные результаты получаются при сейсмических зондированиях с искусственными взрывами. Детальность получаемых при этом профилей во многом зависит от методики полевых работ, хотя существуют и определенные пределы возможностей самого сейсмического метода, что будет рассмотрено далее.

Поскольку для целей настоящей работы были необходимы как можно более детальные сведения о глубинном разрезе земной коры, мы ограничились анализом данных, полученных в основном сейсмическими методами, привлекая в ряде случаев материалы сейсмологии и гравиметрии. Однако даже такое ограничение исходных материалов требует специального методического подхода.

Всякая попытка сравнительного анализа имеющихся глубинных сейсмических разрезов земной коры сопряжена с целым рядом трудностей. Главная заключается в том, что до настоящего времени не существует единой общепринятой методики полевых работ и интерпретации первичных материалов. Известны случаи, когда на одном и том же первичном материале разные интерпретаторы получали неодинаковые глубинные разрезы коры.

Сейсмические разрезы чаще всего различаются числом выделяемых слоев и их количественными характеристиками. Расхождения в определении мощности слоев достигают в ряде случаев нескольких километров, в скоростях продольных волн — нескольких десятых км/сек. Известны случаи, когда предлагаемые авторами скоростные разрезы коры принципиально отличаются друг от друга.

Тем не менее в большинстве случаев качественная картина при разных интерпретациях остается достаточно близкой. Общий характер изменения полной мощности земной коры и мощностей и упругих свойств ее основных слоев вдоль сейсмического профиля в значительной мере зависят от применявшейся методики полевых работ и интерпретации.

Результаты исследований, проведенных методом крупных (промышленных) взрывов, с одной стороны, и специальных работ по методу ГСЗ и близким к нему, с другой, существенно отличаются по детальности, но и в этом случае главные качественные характеристики разрезов чаще всего оказываются сходными.

В данной работе нас интересуют в первую очередь качественный характер изменений основных параметров коры вдоль и вкrest простирающихся изучаемых структур, поэтому в дальнейшем мы позволим себе не останавливаться сколько-нибудь подробно на оценках точности каждого рассматриваемого разреза. Наша задача облегчается тем, что в пределах отдельных регионов все работы выполнялись чаще всего одними и теми же исследователями (в районе Курил — ИФЗ АН СССР и СахКНИИ СОАН СССР, в Новой Зеландии — Веллингтонским Университетом, в Карибском регионе — Ламонтской геофизической обсерваторией и т. п.). По ряду регионов (Курильскому, Берингову, Японскому, Карибскому, по Кавказу и Альпам) имеются сводные работы.

Отсутствие единой методики сейсмических исследований существенно сказывается и на детальности скоростных разрезов коры. Поэтому,

оценивая достоверность того или иного разреза, приходится считаться и с тем, что возможности самого метода глубинных сейсмических зондирований в значительной мере ограничивают детальность результатов. Как указывают И. П. Косминская и С. М. Зверев (1969), сравнительно слабая разрешающая способность, особенно при морских исследованиях, представляет собой одну из основных трудностей ГСЗ. Согласно выводам указанных авторов, оценка скорости упругих волн в слоях небольшой мощности (около 5 км) возможна с точностью не более 0,2—0,3 км/сек на суше (при работе на частоте 8—10 гц) и не более 0,5—1,0 км/сек на море (частота 5 гц). Принимая во внимание последнее обстоятельство, мы старались не выходить за рамки качественного анализа. Цифровые показатели сравниваются только в пределах одного разреза. При сопоставлении различных разрезов мы оперируем уже не абсолютными величинами скоростей или мощностей, а их относительным увеличением или уменьшением на каких-то определенных участках по сравнению с соседними территориями. В некоторых случаях цифровые данные приводятся в качестве иллюстраций описываемых явлений и представляют собой тогда либо осредненные показатели, либо результаты интерпретации одного и того же исследователя (данные сводных монографий).

Серьезные затруднения при сравнительном анализе глубинного строения островных дуг и Альпийской складчатой области вызывает также крайне неравномерная и в большинстве случаев слабая изученность как тех, так и других. В таких районах, как островные дуги Индонезии и Меланезии, Филиппин и Рюкю, Марианской и других выполнены лишь единичные сейсмические профили. Наибольшее количество данных получено в районах Японской, Курильской и Антильской островных дуг. Сравнительно детально исследован Кавказ и далеко недостаточно Альпы, Карпаты, Динариды и др. Глубинное строение Памира и Гималаев известно главным образом по материалам сейсмологических наблюдений. Вполне естественно поэтому, что любая попытка обобщения данных приводит к выделению своего рода «эталонных» — наиболее хорошо изученных участков. На примере этих «эталонных» участков или зон и выявляются общие особенности глубинного строения островных дуг и Альпийской складчатой области. Материалы по другим малоизученным районам используются главным образом в качестве критериев для проверки правильности полученных выводов. Недостатки такого метода очевидны: многие частные детали глубинного строения коры, характерные для отдельных слабоизученных территорий, ускользают из поля зрения или не получают достаточного подтверждения.

Наконец, материалы, полученные даже в наиболее хорошо изученных районах, часто оказывается трудно сопоставлять ввиду крайней их разнородности. Так, в районах Курильской и Антильской дуг проведены исключительно морские исследования; имеющиеся материалы позволяют судить об изменении глубинного строения коры с приближением к островам, но не дают сведений об ее структуре непосредственно под ними. Такие данные могут быть получены только путем интерполяции данных прибрежных участков морских профилей с учетом аномального гравитационного поля. В районе Японской островной дуги, напротив, большая часть данных получена при регистрации крупных наземных взрывов, а прилегающие участки Японского моря и Тихого океана изучены всего на нескольких профилях.

Таким образом, при современном состоянии изученности внутреннего строения земной коры и методики сейсмических исследований возможности использования имеющихся материалов в значительной мере ограничены. Тем не менее даже в рамках указанных ограничений удастся наметить ряд весьма важных особенностей глубинного строения островных дуг и Альпийской складчатой области. Рассматриваемые

структуры обладают целым рядом общих черт глубинного строения земной коры, отличающих их от других как континентальных, так и океанических структур. Различия между Альпийской складчатой областью и районами островных дуг не столь принципиальны и, более того вполне закономерны, если рассматривать последние как современные геосинклинальные системы.

Основные черты сходства земной коры островных дуг и зон Альпийской складчатой области проявляются в следующем<sup>1</sup>.

Для тех и других характерны обратные формы рельефа двух основных сейсмических границ раздела — кровли и подошвы кристаллической части коры. Иными словами, поднятия первого порядка кровли коры соответствуют прогибы ее подошвы («корни» гор) и наоборот. Необходимо подчеркнуть, что каждая горная система Альпийской складчатой области, как и каждая островная дуга, в целом обладает единым (для данной системы или дуги) «корнем». Последний, согласно данным детальных исследований, осложняется структурами более высоких порядков — утолщениями под отдельными горными вершинами и островами. Как правило, мощность «корня» первого порядка в несколько раз превышает амплитуду соответствующего поднятия кровли кристаллической коры. Располагающиеся в тыловых частях горных систем обширные изометрические впадины типа Паннонской; впадины окраинных морей, отгороженные от океана островными дугами; крупные межгорные впадины и, в случае двойной дуги, «междуговые» впадины имеют кристаллическую кору, утоненную за счет прогиба ее кровли и поднятия подошвы.

Раздел Конрада (поверхность «базальтового» слоя) не подчиняется какой-либо определенной закономерности в соотношении своих форм рельефа с формами рельефа кровли и подошвы кристаллической коры. Во многих случаях (чаще в Альпийской складчатой области, реже — на островных дугах) наблюдаются прямые соотношения рельефа раздела Конрада и кровли кристаллической коры; на ряде сейсмических профилей в пределах обоих типов рассматриваемых структур обнаружено субгоризонтальное залегание поверхности «базальтового» слоя; наконец, известны участки, где эта поверхность залегает согласно с разделом Мохоровичича (рис. 1). Во всех случаях, однако, соотношение амплитуд прогибов и поднятий трех указанных сейсмических поверхностей таково, что «базальтовый» слой по мощности преобладает над «гранитным». Наиболее отчетливо эта особенность глубинного строения коры проявляется в районах островных дуг и во впадинах Альпийской складчатой области. В коре положительных структур Альпийской складчатой области «гранитный» слой играет уже большую роль и на ряде участков приближается по мощности к «базальтовому». Максимальные мощности «гранитного» слоя (в процентном отношении к общей мощности кристаллической коры) характерны для некоторых районов Альп (например, район горы Роза), Большого Кавказского хребта, Памира (Carozzo, Morelli, 1964; Ризниченко, 1958; Косминская и др., 1958).

Утолщение «базальтового» слоя островных дуг, имеющих в качестве сопряженных структур глубоководные желоба, в большинстве случаев оказывается более или менее смещенным из-под дуги в сторону желоба. Под осевой частью последнего начинается резкое погружение поверхности Мохоровичича под островную дугу. Эта особенность наиболее четко видна на поперечных разрезах через Курильскую, Антильскую, Алеутскую и некоторые другие дуги (см., например, Вейцман, 1965, 1968; Murdock, 1969; Hersev, 1966; Bunce, 1966 и др.). Таким образом, в районах островных дуг глубоководные желоба — это единственные отрица-

<sup>1</sup> Многие из перечисленных ниже особенностей отмечались ранее в работах различных исследователей (см. соответствующие ссылки), но попытка все их обобщить в применении к островным дугам и к альпидам предпринимается нами впервые.



тельные структуры первого порядка, в пределах которых не наблюдается обратное соотношение форм рельефа кровли и подошвы кристаллической коры. Подобные же «аномальные» структуры мы находим и в пределах Альпийской складчатой области (рис. 2). Это передовые прогибы типа Предкарпатского, Предкавказского, Предараканского (Соллогуб и др., 1967; Борисов, 1969 и др.). Последний, как известно, в структурном отношении представляет собой непосредственное продолжение Яванского глубоководного желоба.

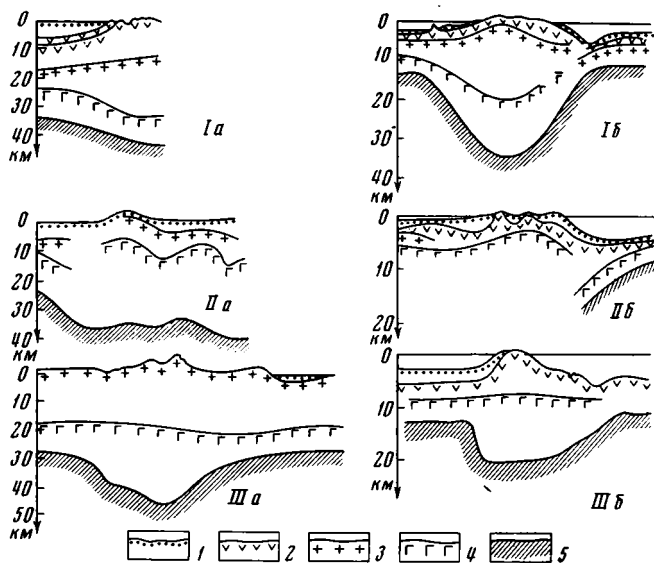


Рис. 1. Поведение основных сейсмических границ раздела в земной коре альпийских складчатых систем (а) и островных дуг (б)

*Ia* — Южные Альпы (по Р. М. Деменичкой, 1967); *IIa* — Кавказ (по В. В. Белоусову и И. П. Косминской — Belousov, Kosminskaja, 1968); *IIIa* — Юго-западные Альпы (по М. Т. Кароццо и К. Морелли — Carozzo, Morelli, 1964); *Ib* — о. Хонсю (по Т. Рикитаке, 1970); *IIb* — Малые Антиллы (по К. Б. Оффисеру и др. — Officet et al., 1959); *IIIb* — Алеутский хребет (по Дж. Шору, 1970). Все разрезы схематизированы.

1 — поверхность осадочного чехла; 2 — поверхность вулканогенно-осадочных образований; 3 — кровля «гранитного» слоя; 4 — кровля «базальтового» слоя; 5 — поверхность Мохоровичича

В районах островных дуг и в Альпийской складчатой области широко развиты слабо насыщенные гранитами осадочные и вулканогенно-осадочные толщи. Эта особенность была отмечена Н. А. Беляевским (1969) для складчатых зон Альпийской области и также практически всеми исследователями островных дуг при анализе глубинных сейсмических разрезов. Мощность осадочных и вулканогенно-осадочных толщ измеряется несколькими километрами, достигая иногда 10—15 км. Они характеризуются широкими пределами скоростей продольных сейсмических волн — от 3,0—3,5 до 5,0—5,5 км/сек. Как правило, более низкие скорости наблюдаются на поднятиях, более высокие — в прогибах. Прекрасной иллюстрацией этого служит сводный сейсмический разрез юга Европы, построенный Х. Клоссом и К. Бенке (Closs, Behnke, 1963), серия профилей через район Курильской островной дуги («Строение земной коры...», 1964 и др.) (рис. 3). От пород «гранитного» слоя (кристаллического фундамента) рассматриваемые вулканогенно-осадочные толщи отличаются сравнительно слабой степенью метаморфизма даже при высоких значениях скоростей упругих волн. Это доказывается непосредственными геолого-геофизическими наблюдениями в тех местах, где граница между слоями со скоростями до 5/5 км/сек и выше выходит на

дневную поверхность («Геологическое развитие Японских островов», 1968).

Как Альпийской складчатой области, так и островным дугам свойственна четкая линейность поверхностных и глубинных структур. Та же линейность проявляется и в характере гравитационного и магнитного полей. Это позволяет представить земную кору рассматриваемых систем в виде слоисто-блоковой модели с линейно вытянутыми блоками, вдоль границ которых наблюдаются высокие градиенты аномалий силы тяжести в редукции Буге (Гайнанов, 1968 и др.).

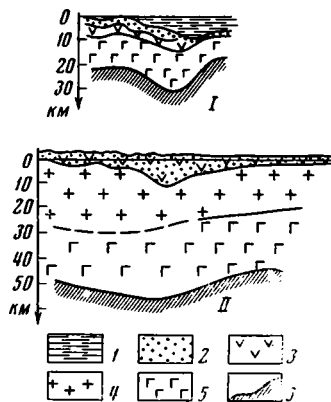


Рис. 2

Рис. 2. Прогиб поверхности Мохоровичича под глубоководными желобами (I) и передовыми прогибами (II)

I — Курильский желоб (из кн. «Строение земной коры...», 1964); II — Предкарпатский прогиб (по В. Б. Соллогубу и др., 1967).

1 — вода; 2 — рыхлые осадки (скорости продольных сейсмических волн до 4,0 км/сек); 3 — вулканогенно-осадочные образования (скорости 4,1—5,6 км/сек); 4 — «гранитный» слой (скорости более 5,7 и до 6,2 км/сек); 5 — «базальтовый» слой (скорости 6,3—7,6 км/сек); 6 — мантия (скорости от 7,7 км/сек и выше)

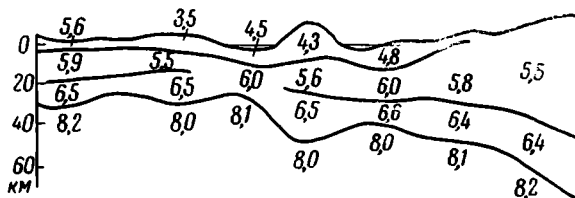


Рис. 3

Рис. 3. Сводный сейсмический разрез юга Европы (Closs, Behnke, 1963)

Цифрами указаны скорости продольных сейсмических волн в соответствующих слоях (км/сек)

Высокие горизонтальные градиенты аномалий силы тяжести на границах блоков отражают еще одну особенность строения коры островных дуг и альпид — резкие вариации общей мощности земной коры и мощностей отдельных ее слоев вкрест простирания линейных структур. В Альпийской складчатой области мощность коры изменяется от 20 до 60 км, в районах островных дуг — от 10 до 35 км, редко 40 км. Значительную роль в этих изменениях повсеместно играют вариации мощности «базальтового» слоя. Вулканогенно-осадочные образования в одних случаях увеличивают различия в общей мощности коры отдельных блоков, в других — несколько сглаживают их, заполняя прогибы кровли «базальтового» слоя. Изменения мощности «гранитного» слоя при переходе от блока к блоку имеют в огромном большинстве случаев ту же направленность, что и изменения мощности «базальтового» слоя, т. е. еще больше увеличивают различия в общей мощности коры.

Следующая немаловажная особенность, общая для складчатых систем Альпийской области и островных дуг, — пониженные упругие свойства вещества «базальтового» слоя и верхней мантии. Наиболее низкие скорости продольных сейсмических волн под границей Мохоровичича (7,7—7,8 км/сек) наблюдаются в районах островных дуг; для складчатых зон Альпийской области характерны значения 7,7—8,0 км/сек. Максимальные величины скорости продольных волн в верхней мантии (8,2—8,3 км/сек на континентах и до 8,5—8,6 км/сек в океанах) в пределах рассматриваемых структур практически не встречаются. Переходя к анализу сейсмических данных по структурным элементам следующего

порядка — внутренним прогибам и поднятиям, следует отметить, что относительное понижение упругих свойств вещества под границей Мохоровичича имеется под самими островными дугами и горными системами Альпийской складчатой области. Под глубоководными желобами, передовыми прогибами, межгорными и «междуговыми» впадинами скорости продольных волн в верхней мантии сравнительно выше. Эта разница составляет всего одну — две десятые км/сек. Однако при статистической обработке имеющихся данных она выявляется достаточно четко.

К совершенно аналогичным выводам мы приходим и в отношении особенностей упругих свойств «базальтового» слоя. Самые низкие упругие характеристики сейсмического «базальта» свойственны районам островных дуг в целом и геоантиклинальным поднятиям в их пределах, в частности. Складчатые зоны Альпийской области имеют «базальтовый» слой со скоростями несколько ниже средних (6,4—6,7 км/сек, редко выше). И, наконец, для обоих типов рассматриваемых систем характерно крайне редкое спорадическое развитие высокоскоростного «базальтового» слоя (скорость выше чем 7,1—7,2 км/сек). Граница раздела, соответствующая кровле этого слоя, чаще выделяется в кайнозойских складчатых зонах Альпийской области, чем в районах островных дуг, но она всегда нечеткая и прослеживается только на коротких расстояниях.

Основываясь на экспериментально установленных (хотя и не всегда однозначных) зависимостях между упругими и плотностными свойствами горных пород, можно полагать, что понижения скоростей упругих волн в «базальтовом» слое и верхней мантии островных дуг и складчатых систем в какой-то мере обусловлены относительным разуплотнением вещества соответствующих слоев. Такое предположение хорошо согласуется с результатами гравиметрических расчетов и детальных сейсмологических исследований, проведенных главным образом по районам островных дуг. Наиболее детально изучена в этом плане Курило-Камчатская дуга (Федотов, Кузин, 1963; Федотов, 1966; Аверьянова и др., 1966; Туезов и др., 1967; Николаевский, 1967<sub>1,2</sub>; Вашилов, Гайнанов, Строев, 1968; Туезов, 1970; Гайнанов, 1968<sub>1,2</sub> и т. д.), имеются материалы по Японии (Rikitake a. oth., 1968; «Crustal structure in Japan» 1963 и др.) и по ряду других интересующих нас участков (Гайнанов, 1968<sub>2</sub>; Беляевский, Рябой, 1969 и т. д.).

Как мы видим, рассмотренные черты сходства островных дуг с кайнозойскими складчатыми зонами Альпийской области касаются почти всех главных показателей глубинного строения земной коры.

Исключение составляет лишь одна важная особенность — наличие или отсутствие «гранитного» слоя. В пределах Альпийской складчатой области «гранитный» слой отсутствует в глубоких некомпенсированных прогибах — глубоководных впадинах Средиземного, Черного, возможно, Каспийского морей. Что же касается областей поднятий и компенсированных прогибов, то тут можно говорить о повсеместном развитии «гранитного» слоя. Участки, на которых этот слой отсутствует (типа зоны Ивреа в Западных Альпах), немногочисленны и занимают ничтожный процент общей площади Альпийской области. Максимальная мощность «гранитного» слоя достигает 20 и более километров, величины скоростей продольных волн обычно составляют 5,6—5,9 км/сек, и крайне редко наблюдаются значения выше, чем 6,0 км/сек, т. е. выше средних значений для континентов. Это последнее обстоятельство резко отличает Альпийскую складчатую область от более древних складчатых областей, для которых, как правило, характерны более высокие значения скорости продольных волн в «гранитном» слое (6,0—6,2 км/сек). Эта особенность сближает зоны кайнозойской складчатости с островными дугами. Однако в районах островных дуг «гранитный» слой не имеет повсеместного распространения, а развит спорадически и далеко не на всех дугах. Полностью лишены его островные дуги Макронезии, Полинезии, Меланезии

(за исключением Новой Гвинеи). В пределах дуг Курильской, Алеутской, Малой Антильской и других можно предполагать существование «гранитного» слоя лишь на отдельных небольших участках, в Новой Зеландии Южный остров имеет трехслойную кору континентального типа, к северу общая мощность коры резко уменьшается, что сопровождается значительным утонением, возможно, вплоть до полного выклинивания «гранитного» слоя. Наиболее широко этот слой развит в пределах Японской островной дуги, Больших Зондских и Больших Антильских островов, хотя и здесь, видимо, имеются участки, где он либо крайне тонок, либо вообще отсутствует.

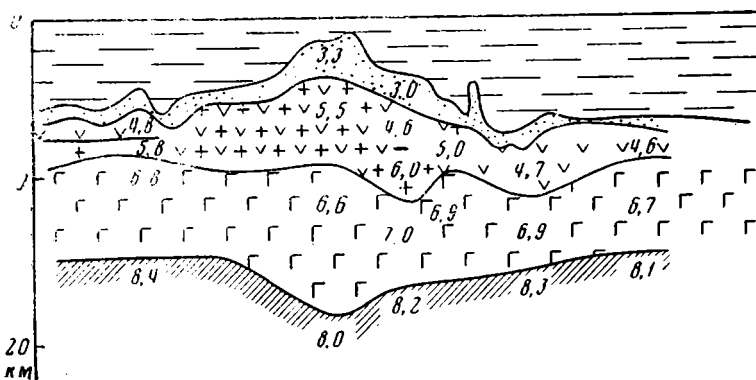


Рис. 4. Сейсмический профиль через Марианские острова (Murauchi et al. 1968)

Условные обозначения как на рис. 2

На некоторых участках островных дуг «гранитный» слой не обнаружен, но по ряду признаков можно предполагать присутствие его в составе земной коры. Наиболее важным признаком являются высокие скорости продольных сейсмических волн в вулканогенно-осадочных толщах. Большой группой японских и американских исследователей (Murauchi a. oth., 1968) получен чрезвычайно интересный с этой точки зрения разрез земной коры района Марианской островной дуги к северу от островов (рис. 4). Представленная на рис. 4 часть этого субширотного разреза построена по данным шести профилей, пройденных методом преломленных голн. Два профиля (№ 4 и 9) ориентированы в субширотном направлении, остальные — в субмеридиональном. На профиле № 8 под слоем уплотненных осадков обнаружена примерно пятикилометровая толща пород, характеризующихся скоростью 5,5 км/сек. На соседнем, профиле № 7 ту же толщу удалось расчленить на две части: верхнюю со скоростью 4,6 км/сек и нижнюю со скоростью 6,0 км/сек. Аналогичные данные получены и западнее, на профиле № 9. Нет сомнений, что на рассматриваемом участке «гранитный» слой существует, но, видимо, граница между ним и вулканогенно-осадочными образованиями недостаточно четкая, вследствие чего ее и не удалось выделить на профиле № 8.

Приведенный пример дает основание предполагать, что и в пределах других островных дуг есть участки с «гранитным» слоем, выделить который не позволяет сравнительно слабая разрешающая способность применявшихся методов исследования. Критериев для поисков таких участков должно быть по крайней мере два: значительная общая мощность земной коры и высокие скорости упругих волн в вулканогенно-осадочных образованиях. Используя эти критерии, мы приходим к выводу, что наличие в составе коры «гранитного» слоя весьма вероятно в пределах северного и южного звеньев Курило-Камчатской островной дуги и на отдельных участках Алеутской дуги, где общая мощность земной коры превышает 20—25 км, а скорости в вулканогенно-осадочных толщах составляют

5,5 км/сек при мощности этих толщ около нескольких километров. Этот вывод подтверждается, в частности, последними сейсмическими исследованиями в районе Алеутской островной дуги. Как и в районе Марианской дуги, на некоторых профилях вулканогенно-осадочную толщу удалось расчленить на верхнюю и нижнюю часть, причем последняя характеризуется значениями скоростей, характерными для «гранитного» слоя (Шор, 1970).

Следует подчеркнуть, что большая мощность вулканогенно-осадочных образований сама по себе отнюдь не является решающим фактором в вопросе о наличии или отсутствии «гранитного» слоя. Как мы видим на рис. 4, общая мощность нерасчлененных «гранитного» и вулканогенно-осадочного слоев составляет на данном участке всего 5—6 км, а на Гавайях, например, где нет никаких оснований предполагать существование «гранитного» слоя (общая мощность коры около 15 км, скорости в вулканогенно-осадочных образованиях не выше 5,0 км/сек) вулканогенно-осадочные породы слагают десятикилометровую толщу, т. е. 2/3 разреза земной коры.

Для некоторых островных дуг характерна еще одна любопытная особенность глубинного строения, а именно, резкая изменчивость строения коры вдоль простирания дуги. Наиболее ярким и хорошо изученным примером в этом отношении является Курильская островная дуга. В центральной части она имеет типично океаническую кору мощностью около 15 км, состоящую из осадочного и «базальтового» слоев. К краевым частям дуги мощность коры возрастает до 30 км и более, в составе ее появляются вулканогенно-осадочный и, возможно, даже «гранитный» слои. Аналогичную, хотя и не так четко выраженную картину, мы видим на Малых Антилах и, вероятно, на Алеутской дуге, но последняя изучена еще недостаточно. Иная закономерность наблюдается в пределах Индонезийской островной дуги. Увеличение мощности и усложнение внутренней структуры коры происходит здесь в одном направлении — с юго-востока от Малых Зондских островов на северо-запад к Суматре. С Индонезийской дугой в этом плане сходна дуга Больших Антилл. Однако большинству островных дуг эта особенность строения коры не свойственна. На всем протяжении таких островных дуг, как Японская, Марианская, Тонга-Кермадек и другие, земная кора остается очень сходной как по мощности, так и по составу слоев, насколько можно судить об этом по имеющимся немногочисленным данным. Совершенно очевидно, что определенную роль здесь играет положение каждой дуги в общем структурном плане земной поверхности. Резкая изменчивость глубинного строения характерна только для тех дуг, которые располагаются в непосредственной близости от континента и либо представляют собой прямое продолжение складчатых структур континентов (Индонезийская дуга), либо накладываются своими краевыми частями на ранее консолидированные участки земной коры (Большие и Малые Антиллы) и на области завершенной складчатости, образуя с последними торцовые сочленения (южные Курилы). В то же время не исключено, что сам процесс развития каждой островной дуги протекает неравномерно на разных участках и, в свою очередь, также обуславливает наблюдаемые вдоль дуг различия в структуре и мощности коры.

В ходе дальнейшего развития островных дуг эти различия, видимо, в значительной мере сглаживаются, о чем свидетельствует, например, строение коры Японской дуги.

В пределах Альпийской складчатой области вариации мощности коры вдоль осей отдельных поднятий примерно того же порядка, что и в Японии.

Особый интерес представляют вулканогенные образования, отражающие особенности внутреннего развития каждой дуги и являющиеся показателем скорости и интенсивности протекающих в ее пределах глубин-

ных процессов. С этой точки зрения интересно сопоставить данные о мощности вулканогенных толщ различных островных дуг и структур Альпийской складчатой области. К сожалению, мы не имеем возможности на основании одних только сейсмических материалов оценить роль вулканогенных и нормально осадочных образований в составе вулканогенно-осадочных толщ, и приходится рассматривать эти толщи в целом. Для большинства островных дуг мощность вулканогенно-осадочных образований со скоростями продольных сейсмических волн от 4,0 до 5,5 км/сек варьирует от первых километров до 5—7 км. На ряде участков максимальные мощности достигают 10—12 км. Появление в составе коры «гранитного» слоя везде сопровождается резким сокращением мощности вулканогенно-осадочных толщ. Так, в северной части Малых Антилл на участках с «гранитным» слоем мощность вулканогенно-осадочных образований измеряется первыми километрами, хотя на соседних участках она достигает 8—10 км. В Японии рассматриваемые вулканогенно-осадочные образования распространены спорадически («гранитный» слой — повсеместно) и не превышает по мощности 4—5 км, что совершенно аналогично распределению их в Альпийской складчатой области.

Отсутствие четкой границы раздела между вулканогенно-осадочным и «гранитным» слоями на одних участках и характер сейсмического разреза, т. е. поведение сейсмических границ, связанных с этими слоями, на других позволяют высказать предположение, что вулканогенно-осадочный и «гранитный» слои в генетическом отношении представляют собой единую толщу, а граница между ними обязана своим происхождением вторичным процессам (скорее всего, метаморфизму).

Как легко видеть, среди рассмотренных выше особенностей глубинного строения островных дуг и Альпийской складчатой области можно выделить такие, которые в равной мере им свойственны: определенные соотношения форм рельефа основных сейсмических границ раздела, линейность структур, резкие вариации общей мощности коры и мощностей отдельных ее слоев, относительное понижение скоростей упругих волн и, соответственно, плотности по сравнению с соседними территориями, существенная роль «базальтового» слоя в общей мощности коры. Эти признаки присущи всем зонам Альпийской складчатой области и всем островным дугам вне зависимости от того, на какой стадии развития находятся последние. Напротив, такие особенности глубинного строения, как мощность коры, ее послыйный состав и соотношение мощностей отдельных слоев различны для разных дуг и нередко для разных частей одной и той же дуги. Можно думать, что эти признаки отражают динамику развития рассматриваемых структур.

Если наши рассуждения верны, то с помощью первой группы признаков среди многочисленных структур, развитых в океанах, можно выделять те, которые по своему глубинному строению подходят под понятие островных дуг.

Среди крупных положительных линейных структур океанического дна помимо поднятий островных дуг известны: срединно-океанические хребты, вулканические гряды и разного рода подводные поднятия. Одни из этих структур заведомо не имеют ничего общего с островными дугами, другие могут, видимо, представлять собой начальные стадии развития последних.

Разница в генезисе островных дуг и срединно-океанических хребтов не вызывает сомнений, а самое беглое сравнение их глубинного строения позволяет убедиться в существенных различиях между ними. Эти данные широко известны, поэтому мы позволим себе не останавливаться на их рассмотрении (см., например, «Система рифтов Земли», 1970; Francis, 1969; Lončarević, 1969; Хесс, 1969 и др.).

Вулканические гряды типа Гавайского хребта по своему глубинному строению также, по-видимому, имеют мало общего с островными дугами,

хотя полученные здесь геофизические данные интерпретируются крайне различно. По материалам А. Г. Гайнанова (1968), под Гавайскими островами «базальтовый» слой практически совсем не увеличен по мощности и лишь образует глубокий прогиб, выполненный вулканогенными образованиями. Мощность последних достигает 15 км, что в 1,5—2 раза превышает мощность аналогичных пород в большинстве районов типичных островных дуг. По плотности ни «базальтовый» слой, ни мантия не отличаются от соответствующих слоев окружающих океанических впадин.

Полученные в последние годы сейсмические данные по Гавайям дают совершенно иную картину. Согласно представлениям Д. Хилла (Hill, 1969), основанным на интерпретации нескольких профилей, выполненных у побережья о. Оаху, в сейсмическом разрезе земной коры здесь четко выделяется срединная рифтовая зона, в пределах которой «базальтовый» слой образует резкое высокое поднятие, а в нижней части этого слоя появляются образования со скоростями около 7,5 км/сек, т. е. что-то вроде коро-мантийной смеси срединно-океанических хребтов. Основная часть «базальтового» слоя характеризуется скоростями 7,0 км/сек, что также не типично для островных дуг. Иной сейсмический разрез Гавайского хребта опубликован в 1965 г. А. Фурумото и др. (Furumoto et al., 1965), но и здесь мы видим аномальную рифтовую зону, играющую, пожалуй, еще большую роль, чем в разрезе, составленном Д. Хиллом.

Таким образом, по глубинному строению земной коры (в любой из указанных выше интерпретаций) Гавайский хребет не может быть отнесен к структурам типа островных дуг, а вопрос о том, можно ли проводить аналогию между ним и срединно-океаническими хребтами, требует специального рассмотрения. Профили, пересекающие южную часть Императорских гор и хребет Шатского, показывают, что эти подводные поднятия по глубинному строению ближе к Гавайскому хребту, чем к островным дугам (Den et al., 1969).

Напротив, насколько можно судить по немногочисленным имеющимся данным, поднятия островов Каролинских, Маршалловых, Гилберта, Эллис, подводное поднятие, на котором располагается атолл Палмерстон, южная группа островов Кука и о. Тубуаи, а также, возможно, поднятие под островами Лайн должны быть отнесены к структурам типа островных дуг<sup>1</sup>. В их пределах наблюдается относительное увеличение мощности «базальтового» слоя, обратные соотношения кровли и подошвы кристаллической коры; в составе коры отсутствуют слои «коро-мантийной смеси», а в «базальтовом» слое и в мантии скорости упругих волн относительно низки. Можно предполагать наличие вкрест простирания этих структур высоких градиентов мощности коры и, в частности, мощности «базальтового» слоя (определения проводились на отдельных коротких профилях, что не дает полной уверенности в справедливости последнего утверждения).

От типичных островных дуг перечисленные поднятия отличаются морфологически: они не имеют в качестве сопряженных структур глубоководных желобов. Однако на ряде участков вдоль рассматриваемых поднятий (например, у островов Кука) протягиваются узкие линейные впадины, очевидно представляющие собой зачатки будущих глубоководных желобов. Если это так, то и в морфологическом отношении мы находим здесь подобные структурам островных дуг.

Попытаемся теперь расположить все структуры типа островных дуг в определенной последовательности в зависимости от мощности и внутренней структуры земной коры (рис. 5).

<sup>1</sup> Отсутствие данных глубинных исследований по другим участкам не позволяет продолжить этот список. Можно только предполагать, что к этому же типу структур следовало бы отнести дугообразное поднятие с островами Такелау и Феникс и некоторые др.

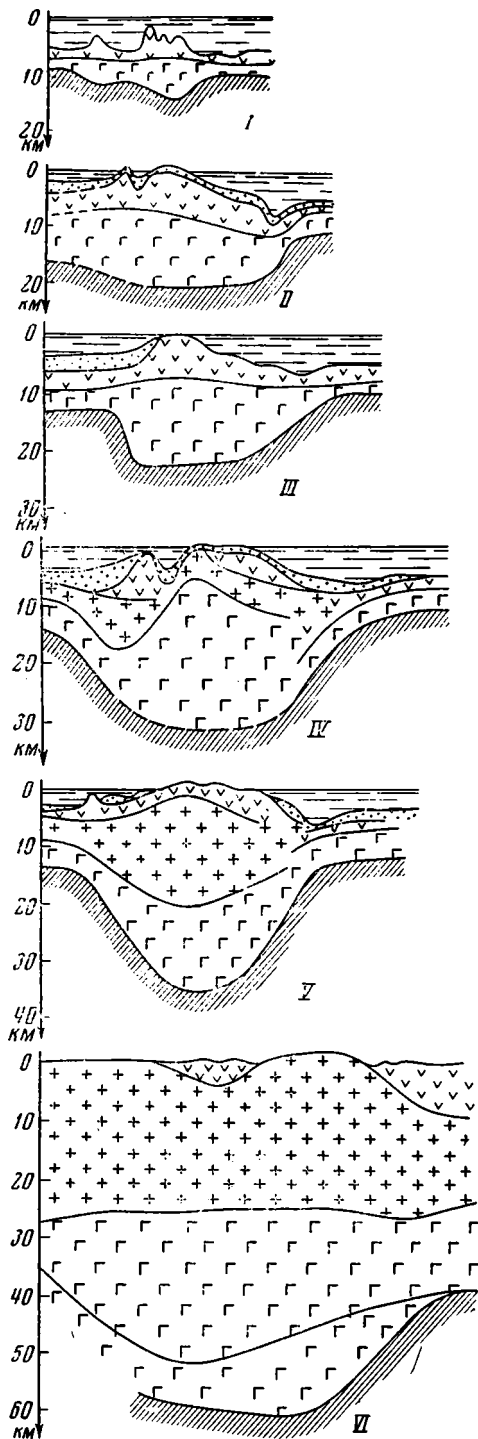
Рис. 5. Эволюционный ряд островных дуг на примере современных структур

I — подводный хребет Лайн (по А. Г. Гайнанову, 1968); II — островная дуга Тонга (по Р. В. Райту и др., 1957); III — Алеутская островная дуга (по Д. Шору, 1970); IV — островная дуга Больших Антилл (по К. Б. Оффисеру и др. Officer et al., 1959); V — Японская островная дуга (по Т. Рикитакэ, 1970); VI — Восточные Альпы (по Х. Беркхемеру и Дж. Херси, 1970). Разрезы частично схематизированы. Условные обозначения, как на рис. 2.

Первые члены этого ряда — островные дуги с наиболее тонкой (до 15 км) корой<sup>1</sup> и простым внутренним строением. Кора таких дуг состоит из «базальтового» и вулканогенно-осадочного слоев<sup>2</sup>, причем последний может быть развит спорадически. Дальнейшая классификация таких дуг определяется абсолютной и относительной мощностью «базальтового» слоя. Для вулканических поднятий типа островных дуг Кука-Тубуаи, Каролинской, Маршалловой, Гилберта, Эллис, Лайн характерно небольшое увеличение мощности «базальтового» слоя по сравнению с окружающими океаническими впадинами (7—8 против 4—5 км) и весьма существенная роль в разрезе вулканогенно-осадочных образований (до половины общей мощности коры). Последние развиты, в основном, в осевых частях поднятий, на склонах их мощность резко сокращается.

В земной коре островных дуг Кермадек, Тонга, Центральных Курил примерно по той же мощности коры соотношение слагающих ее слоев уже иное: «базальтовый» слой достигает 10—15 км при мощности вулканогенно-осадочного около 3—5 км. При этом, однако, изменяется распределение последнего по площади: вулканогенно-осадочные толщи широко распространяются на склоны поднятий, заполняя частично прилежащие прогибы (глубоководные желоба).

Более мощную (до 20 км и более) кору имеют дуги Алеутская, Марианская, Малые Антиллы и др. Главная роль здесь принадлежит «ба-



<sup>1</sup> Здесь и далее имеется в виду максимальная мощность земной коры в пределах поднятий.

<sup>2</sup> Мы не рассматриваем изменения мощности рыхлых осадочных отложений, поскольку для всех структур типа островных дуг она практически одинакова: 1—2 км на поднятиях и до 3—4 км в междугубых прогибах и на нижних частях склонов поднятий.



зальтовому» слою, мощность вулканогенно-осадочных образований на поднятиях не более 5 км, в прогибах до 7--8 км. В районах этих дуг появляются первые признаки существования «гранитного» слоя — на отдельных небольших участках внутри вулканогенно-осадочной толщи обнаруживаются границы раздела со скоростями около 6,0 км/сек. Средние скорости в этих толщах достигают 5,5 км/сек. В северной части Малых Антилл «гранитный» слой прослеживается на значительной площади.

Следующая группа дуг — Северные и Южные Курилы, Филиппины, Большие Антиллы, Большие Зондские о-ва. Мощность коры здесь 20--30 км при полном преобладании «базальтового» слоя, на долю которого приходится около 70% общей мощности коры. Широко развиты вулканогенно-осадочные образования с высокими (около 5,5 км/сек) скоростями, а также «гранитный» слой.

Наконец, дуги с корой мощностью 30 км и более. Единственный пример — Японская островная дуга, в пределах которой повсеместно развит «гранитный» слой, а роль «базальтового» слоя несколько понижена: он составляет уже не более 60% общей мощности коры.

Как уже отмечалось, по всем особенностям глубинного строения кора Японии вполне аналогична складчатым зонам Альпийской области, поэтому последние можно рассматривать в качестве крайних членов намеченного ряда развития. Их глубинные характеристики — мощность земной коры более 40 км, повсеместное развитие «гранитного» слоя в пределах поднятий, примерно равное соотношение «гранитного» и «базальтового» слоев.

Описанная последовательность представляет собой, с нашей точки зрения, генетический ряд структур типа островных дуг и показывает последовательные стадии их формирования от вулканических океанических гряд до складчатых сооружений.

Особенности глубинного строения ряда островных дуг позволяют представить картину их развития в следующем виде.

На начальной стадии происходит утолщение «базальтового» слоя, сопровождающееся вулканизмом, первые продукты которого близки по составу к толеитам. В осевой части поднятия накапливаются мощные толщи вулканогенно-осадочных отложений. Где-то в конце этой стадии, видимо, закладывается глубоководный желоб. (Bogdanov, 1971). Дальнейший рост поднятия, обусловленный наращиванием «базальтового» слоя, приводит к усилению размыва приосевых частей и перераспределению вулканогенно-осадочных отложений, «сползающих» на склоны. Этому процессу в значительной мере способствует интенсивное развитие глубоководного желоба, приостровный склон которого покрывается мощными вулканогенно-осадочными толщами, в результате чего в рельефе океанического дна наблюдается миграция оси желоба от островной дуги в океан.

По мере наращивания земной коры в недрах ее создаются условия давления — температуры, способствующие метаморфическим изменениям вулканогенно-осадочных толщ, — зарождается «гранитный» слой. Процесс метаморфизма распространяется все более и более широко, и, таким образом, одновременно с продолжающимся ростом «базальтового» слоя и вулканогенно-осадочных образований происходит становление «гранитного» слоя.

#### Литература

- Аверьянова В. Н., Волков А. Н., Лившиц М. Х., Сергеев К. Ф., Соловьев С. Л., Сирьк И. М., Тараканов Р. З., Таболяков А. Я., Туезов И. К. Вопросы глубинного строения и развития Курильской зоны современного вулканизма. В сб. «Вулканизм и глубинное строение Земли». «Наука», 1966.
- Арган Э. Тектоника Азии. ОНТИ, 1935.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. «Наука», 1968.
- Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли. Сов. геология, № 10, 1960.

- Беляевский Н. А. Связь геологических структур с глубинным строением земной коры (по сейсмическим данным). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 2, 1969.
- Беляевский Н. А., Рябой В. З. Скорости распространения сейсмических волн вдоль поверхности Мохоровичича для территории СССР. Докл. АН СССР, т. 186, № 2, 1969.
- Беркхеммер Х., Херси Дж. Некоторые черты Альпийско-Средиземноморского орогенеза. В кн. «Окраины континентов и островные дуги». «Мир», 1970.
- Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. «Недра», 1969.
- Васильковский Н. И. К проблеме островных дуг. В кн. «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд-во АН СССР, 1963.
- Вашилов Ю. Я., Гайнанов А. Г., Строев П. А. Слоисто-глыбовая структура земной коры и верхней мантии по гравиметрическим данным в Японском, Охотском и Беринговом морях. В сб. «Моск. гравиметр. исследования». Вып. 4. Изд-во Моск. ун-та, 1969.
- Вейцман П. С. Особенности строения Курило-Камчатской зоны. Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, № 9, 1965.
- Вейцман П. С. Строение коры и верхней части мантии Земли по геофизическим данным. В сб. «Геофизика. 6 (Итоги науки)». ВИНТИ АН СССР, 1968.
- Гайнанов А. Г. Строение земной коры и верхней мантии океанов. В сб. «Кора и верхняя мантия Земли». «Наука», 1968.
- Гайнанов А. Г. Строение земной коры и верхней мантии переходных зон от материков к океанам. Вестн. Моск. ун-та. Геология, № 3, 1968.
- Гайнанов А. Г., Корякин Е. Д., Строев П. А. Некоторые новые данные о глубинном строении земной коры переходных областей и океанов к материкам. В сб. «Морские гравиметрические исследования», вып. 5. Изд-во Моск. ун-та 1970.
- Геологическое развитие Японских островов. «Мир», 1968.
- Деменцкая Р. М. Кора и мантия Земли. «Недра», 1967.
- Косминская И. П., Михота Г. Г., Тулина Ю. В. Строение земной коры в Памиро-Алтайской зоне по данным глубинного сейсмического зондирования. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 10, 1958.
- Косминская И. П., Зверев С. М. Проблема сейсмических исследований в зонах перехода от континентов к океанам. В кн. «Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке». «Наука», 1969.
- Мазарович А. Н. Основы региональной геологии материков. Т. 1, 1951, т. 2, Изд-во МГУ, 1952.
- Марков М. С. К проблеме становления «гранитного» слоя островных дуг. Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геолгов. Проблема «Вулканизм и тектоника». «Наука», 1968.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг. Геотектоника, № 2, 1970.
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шуваев А. С. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. «Наука», 1967.
- Марков М. С., Соловьева И. А., Чехович В. Д. Островные дуги и становление «гранитного» слоя земной коры. Геотектоника, № 1, 1967.
- Муратов М. В. Проблема происхождения океанических впадин. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., № 5, 1957.
- Николаевский А. А. Глубинное строение Северо-Востока по геофизическим данным. Тр. Сев.-Вост. комплексн. Н.-и. ин-та Сиб. отд. АН СССР, вып. 30. «Наука», 1967.
- Николаевский А. А. Основные черты строения земной коры и верхней мантии Северо-Востока СССР по данным геофизических работ. В сб. «Тектоника Вост. Сибири и Дальн. Вост. СССР», «Наука», 1967.
- Ог Э. Геология. Т. 1. ГОНТИ, 1932.
- Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1953.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Океаны и геосинклинальный процесс. Докл. АН СССР, т. 196, № 3, 1971.
- Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. Изд-во «Наука», 1964.
- Пушаровский Ю. М. Опыт общего структурного районирования Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. В кн. «Докл. советских геологов на XXII сессии МГК». Проблема 2. «Недра», 1964.
- Пушаровский Ю. М. Тектонические карты, обобщение опыта составления. В кн. «Проблемы теоретич. и регион. тектоники». «Наука», 1971.
- Рейт Р. В., Фишер Р. Л., Мейсон Р. Г., Желоб Тонга. В кн. «Земная кора», Изд-во иностр. лит., 1957.
- Ризниченко Ю. В. Изучение строения земной коры в СССР методом глубинного сейсмического зондирования. *Studia geophys. et geol.*, v. 2, № 2, 1958.

- Рикитаке Т. Геофизические и геологические данные о Японской островной дуге и ее обрамления. В кн. «Окраины континентов и островные дуги». «Мир», 1970. Система рифтов Земли. «Мир», 1970.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Ливанова Л. П., Чирвинская М. В., Турчаненко Н. Т. Глубинное строение земной коры Восточных Карпат и прилегающих районов Украины по данным ГСЗ. В кн. «Геофизические исследования строения земной коры Юго-Восточной Европы», «Наука», 1967.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. «Наука», 1964.
- Тузев И. К. Сейсмические разрезы земной коры северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. «Геология и геофизика», № 3, 1970.
- Тузев И. К., Сычев П. М., Павлов Ю. А., Гимпельсон М. С. Плотностные неоднородности вещества верхней мантии Земли в южной части Советского сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. В сб. «Региональные геофизические исследования в Сибири». «Наука», 1967.
- Федотов С. А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмологическим данным на 1964 год. В сб. «Вулканизм и глубин. строение Земли». Т. 3. «Наука», 1966.
- Федотов С. А., Кузин И. П. Скоростной разрез верхней мантии в области Южных Курильских островов. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 5, 1963.
- Ханин В. Е. Общая тектоника. «Недра», 1964.
- Хесс Х. Срединно-океанические хребты и тектоника дна океана. В кн. «Геология и геофизика морского дна». «Мир», 1969.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран, масштаб 1:5 000 000. Объяснительная записка. Гостехиздат, 1957.
- Шейман Ю. М. Очерки глубинной геологии. «Недра», 1968.
- Шор Дж. Островные дуги и континентальные окраины западной части Северной Америки. В кн. «Окраины континентов и островные дуги». «Мир», 1970.
- Beloussov V. V., Kosminskaja I. P. Structure and development of transition the continents and oceans. *Canad. J. Earth. Sci.*, v. 8, № 4, 1968.
- Bogdanov N. A. Tectonic development of the oceanic trenches of the Western Pacific. *Pacific Sci. long.*, v. 1, 1971.
- Bunce E. T. The Puerto Rico Trench. *Paper. Geol. Surv. Canada*, No. 15, 1966.
- Carozzo M. T., Morelli C. Depth determination through linear combination of gravity anomalies. *Boll. Di Geof. teor. ed appl.*, v. VI, No. 24, 1964.
- Closs H., Behnke Cl. Fortschritte der Anwendung seismischer Methoden in der Erforschung der Erdkruste. *Geol. Rundschau*, B. 51, H. 2, 1963.
- Crustal structure in Japan. *Trans. Amer. Geophys. Union.* v. 44, No. 3, 1963.
- Den N., Ludwig W. J., Murauchi S., Ewing J. I., Hotta H., Edgar N. T., Joshii T., Asanuma T., Hagiwara K., Sato T., Ando S. Seismic-refraction measurements in the Northwest Pacific Basin. *J. Geophys. Res.*, v. 74, No. 6, 1969.
- Francis T. J. G. Upper mantle structure along the axis of the Mid — Atlantic Ridge near Iceland. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, v. 17, No. 5, 1969.
- Furumoto A. S., Tomson N. J., Woollard G. P. The structure of Koolau Volcano from seismic refraction studies. *Pacif. Sci.*, v. 19, No. 3, 1965.
- Hersey J. B. Marine geophysical investigations in the West Indies. *Paper. Geol. Surv. Canada*, No. 15, 1966.
- Hess H. H. Drowned ancient islands of the Pacific basin. *Amer. J. Sci.*, v. 244, 1946.
- Hill D. P. Crustal structure of the Island of Hawaii from seismicrefraction measurements. *Bull. Seismol. Soc. America* v. 59, No. 1, 1969.
- Loncarevič B. D. Mid — Atlantic Ridge near 45° North. *Compt. rend. Union geodes. et geophys. internat.*, No. 15, part. 1, 1969.
- Matsumoto T. Fundamental problems in the Circum — Pacific orogenesis. *Tectonophysics*, v. 4, No. 4—6, 1967.
- Molengraaf G. A. F. Folded Mountain Chains. Overthrust Sheets and Blockfaulted Mountains in the East Indian Archipelago. *Comp. rend. XII Congr. Geol. Internation.*, Ottawa, 1913.
- Murauchi S., Den N., Asano S., Hotta H., Yoshii T., Asanuma T., Hagiwara K., Ichikawa K., Sato T., Ludwig W. J., Ewing J. I., Edgar N. T., Houtz R. E. Crustal structure of the Philippine Sea. *J. Geophys. Res.*, v. 73, No. 10, 1968.
- Murdock J. N. Crust — mantle system in the central Aleutian Region — a hypothesis. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, v. 59, No. 4, 1969.
- Officer C. B., Ewing J. J., Hennion J. F., Harkrider D. G., Miller D. E. Geophysical investigations in the Eastern Caribbean: summary of 1955 and 1956 cruises. *Physics and Chemistry of the Earth*, v. 3, 1959, Pergamon press.
- Ricitaке T., Miyamura S., Tsubokawa I., Murauchi S., Uyeda S., Kuno H., Gorai M. Geophysical and geological data in and around the Japan Arc. *Canad. J. Earth Sci.*, v. 5, No. 4, Part 2, 1968.

УДК 551.242.51.057 (470.4)

**А. М. ВЕЛЬКОВ****ГЕНЕЗИС ЛОКАЛЬНЫХ ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР  
НА ПРИМЕРЕ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ**

Формирование платформенных структур связывается с подвижками блоков кристаллического фундамента, образование которых обусловлено возникновением региональных расколов. Локальные структуры возникли под влиянием мелких глыб кристаллического фундамента, образующихся по краям крупных его блоков. Различное время образования и особенности дальнейшего развития региональных расколов в фундаменте по-разному влияли на тектоническое строение этих блоков и на распространение в их пределах локальных структур.

Проблему генезиса локальных тектонических структур, сформировавшихся в платформенных условиях, в настоящее время нельзя рассматривать как решенную. Несмотря на то, что теоретическое и практическое значение этой проблемы достаточно очевидно, у исследователей, занимающихся ее изучением, по данному вопросу пока еще нет единого мнения. Различными исследователями эта проблема решается неодинаково. Отсутствие однозначного ее решения, по-видимому, объясняется недостатком необходимых сведений о деталях геологического строения кристаллического фундамента и о его связях с покрывающим осадочным чехлом. Если покров осадочных образований во многих случаях изучен достаточно полно, то кристаллический фундамент с подобной детальностью исследован весьма редко. Особенно это касается локальных структур.

Недостаток необходимых геологических сведений приводит к тому, что исследователи, занимающиеся изучением этой проблемы, по-разному истолковывают имеющиеся данные, что приводит к возникновению различных представлений о генезисе локальных структур.

Знакомство с работами в этой области позволяет сделать вывод о том, что в последнее время большинство исследователей связывает генезис локальных платформенных структур с подвижками глыб кристаллического фундамента. Придавая решающее значение роли кристаллического фундамента в этом процессе, различные авторы, однако, неодинаково трактуют его воздействие на осадочную толщу при формировании локальных структур. Можно выделить две точки зрения по этому вопросу. Одни считают, что формирование локальных структур на платформе обязано движению только крупных блоков кристаллического фундамента, и отрицают существование под каждым локальным поднятием самостоятельной небольшой глыбы фундамента (Дорохов, 1960; Грязнов, 1962; Розанов, 1962, 1965, и др.); другие связывают формирование локальных структур с воздействием на пласты осадочных пород мелких его глыб, каждая из которых отвечает локальной структуре в осадочном чехле (Оффман, 1945; Успенская, 1946; Бронгулеев, 1956; Белоусов, 1962; Кудрявцев, 1963; Ханн, 1964, и др.).

Несмотря на существование указанных двух точек зрения, почти все исследователи сходятся на том, что в пределах Русской плиты локаль-

ные структуры в осадочном чехле связаны с линейными дислокациями, объединенными общими флексурными уступами. Глубоким бурением и геофизическими исследованиями установлено, что флексурные уступы осадочного чехла являются отражением расколов кристаллического фундамента, по которым происходило перемещение его отдельных блоков (Успенская, 1946; Наливкин и др., 1962; Наливкин и др., 1965; Кудрявцев, 1963; Розанов, 1962, 1965; Хаин, 1964, и др.). Значительная протяженность флексурных уступов, измеряемая десятками и более километров, свидетельствует о том, что им соответствуют расколы фундамента такой же протяженности, т. е. региональные расколы.

Многолетние исследования в платформенных областях показали, что характерной чертой их строения является деление фундамента региональными расколами на отдельные крупные глыбы — блоки (Шатский, 1955; Можаровский, 1945; Белоусов, 1962; Хаин, 1964, и др.), движение которых в основном и определяет структуру осадочного покрова на платформах. Совершенно очевидно, что относительное перемещение отдельных блоков фундамента будет возможно лишь при условии ограничения их со всех сторон расколами. В противном случае вертикальные перемещения отдельных блоков происходить не должны.

Поскольку региональные расколы фундамента отражаются в осадочном чехле флексурными уступами, то высокоприподнятые блоки фундамента должны ограничиться в нем замкнутыми контурами флексур. Иными словами, в осадочном чехле такому блоку фундамента должен отвечать ограниченный флексурными уступами структурный блок осадочных пород.

На территории Нижнего Поволжья известно несколько структурных блоков, которые выступают над окружающими их участками и в осадочном чехле ограничены со всех сторон флексурными уступами. К таким блокам относятся Карабулакский, Радищевско-Елшанский, Баландинско-Шалинский, Урицко-Родионовский, Жирновско-Линевский и др.

Ограничение этих блоков флексурными уступами имеет место в отложениях как мезозоя, так и палеозоя. Геофизическими исследованиями установлено, что Баландинско-Шалинскому и Урицко-Родионовскому блокам отвечают на глубине выступы кристаллического фундамента. Количество аналогичных блоков в пределах рассматриваемой территории, безусловно, весьма велико. Многие из таких блоков в настоящее время уже намечены одним-двумя флексурными ограничениями, но еще не оконтурены бурением и геофизическими методами, так как специальных работ по изучению таких блоков на территории Нижнего Поволжья не проводилось.

Системы разнонаправленных региональных расколов в кристаллическом фундаменте создают самые различные по форме и размерам блоки. Размеры таких блоков колеблются в пределах первых десятков километров, не превышая, однако, 30—50 км по ширине и длине. Вертикальное перемещение блоков фундамента друг относительно друга происходит в разнообразных сочетаниях. Поэтому отдельный блок фундамента может оказаться приподнятым относительно одного из соседних блоков и опущенным относительно другого. Амплитуды перемещения одного блока относительно другого по расколу в различных его участках могут быть неодинаковыми и меняться от сотен метров до первых десятков метров. Более того, один и тот же блок фундамента может оказаться по расколу с одного конца приподнятым относительно соседнего блока, а с другого — опущенным. Сочетания положений блоков друг относительно друга должны быть весьма многообразны.

В соответствии с указанными вариантами перемещения блоков фундамента в осадочном чехле должны наблюдаться самые различные сочетания флексурных уступов по границам этих блоков. Очень важным при этом является то, что флексурные уступы в осадочном чехле обяза-

тельно образуют замкнутые контуры или какие-то сочетания с другими флексурами, которые позволяют ограничивать структурный блок в осадочном чехле. Поэтому, если в осадочном комплексе закартирован флексурный уступ, то нет основания считать, что он ограничен каким-то локальным участком. Необходимо трассировать его до полного замыкания контура или до сочленения его с другим флексурным уступом. Такая

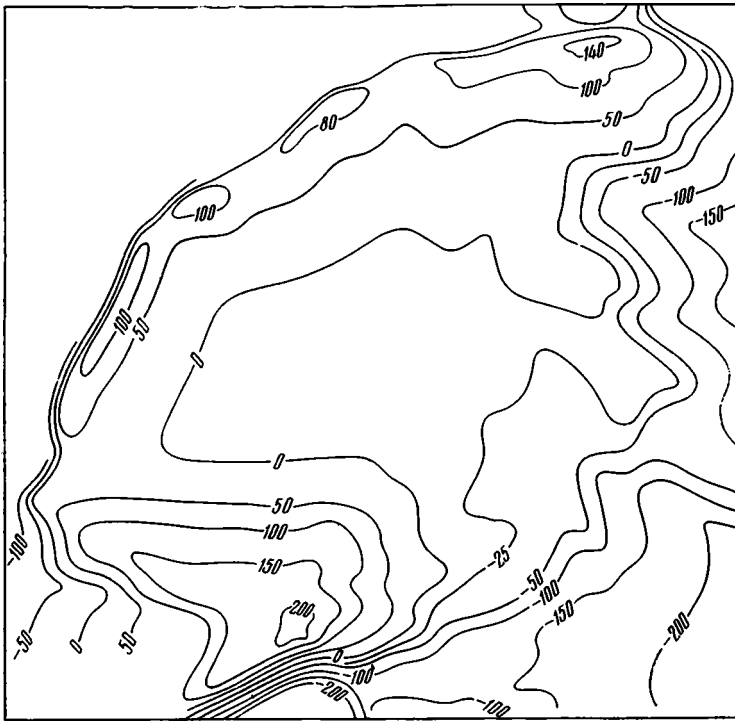


Рис. 1. Структурная карта Радищевско-Елшанского блока по кровле батского яруса  
1 — изогипсы кровли батского яруса

трассировка флексурных уступов позволит путем перехода от одного флексурного уступа к другому обеспечить выявление всех структурных блоков в исследуемом районе и тем самым изучить основные черты его тектонического строения.

В связи с тем, что относительное перемещение блоков фундамента имеет очень сложный характер, выраженность расколов фундамента в осадочном чехле должна быть чрезвычайно разнообразной. Не всегда границы блоков фундамента отражаются в осадочном чехле четкими флексурными уступами. Нередко наблюдается их постепенное затухание. Отмечены случаи, когда границы блоков фундамента с одной-двух сторон выражены четко флексурными уступами, а с других сторон границы их с трудом устанавливаются. Все разнообразие в морфологическом выражении границ блоков фундамента в осадочном чехле определяется характером их взаимного расположения и перемещения в процессе геологической истории.

Все известные структурные блоки характеризуются своими особенностями морфологии, но наряду с этим им присуща одна общая черта тектонического строения. Каждый структурный блок осложнен локальными структурами, которые всегда расположены по их периферии. В разновозрастных отложениях в центральной части блоков локальные струк-

туры отсутствуют. Крутые крылья локальных структур сливаются с флексурными уступами, ограничивающими блоки. На общем фоне блоков локальные структуры выделяются весьма четко. Последнее объясняется тем, что локальные структуры расположены гипсометрически значительно выше, чем блок в целом.

Это отчетливо видно на примере Радищевско-Елшанского блока (рис. 1). Локальные структуры характеризуются в различной степени уплощенными сводами и флексурными ограничениями со стороны пологих крыльев. На этих крыльях углы падения слоев значительно превы-

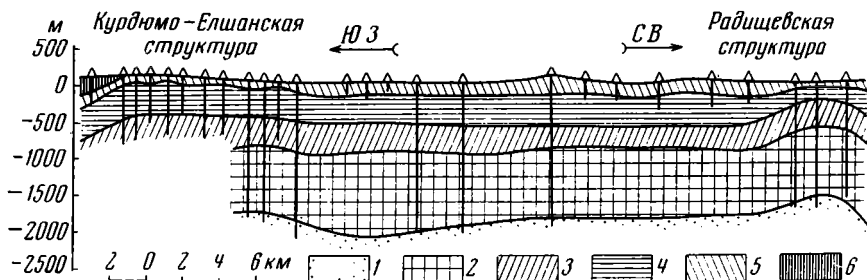


Рис. 2. Геологический профиль Радищевско-Елшанского блока

Отложения: 1 — среднедевонские; 2 — верхнедевонские; 3 — нижнекаменноугольные; 4 — юрские; 5 — меловые; 6 — палеогеновые

шают углы падения тех же слоев за пределами локальных структур, в центральных частях блоков (рис. 1 и 2). Так, на пологих крыльях локальных структур Радищевско-Елшанского блока (Радищевская, Смирновская, Малиноовражная, Курдюмо-Елшанская, Чардымская) углы падения слоев мезозоя колеблются от  $4^\circ$  до  $0^\circ 40'$ , а углы падения тех же слоев в центральной части блока равны  $0^\circ 14' - 0^\circ 15'$ .

Другим примером может служить Баландинско-Шалинский блок, на пологих крыльях локальных структур которого (Шалинская, Вольновская, Николаевская, Баландинская) углы падения слоев мезозойских отложений составляют  $0^\circ 30' - 0^\circ 50'$ , а в центральной части блока не превышают  $0^\circ 10'$ . Амплитуды воздымания локальных поднятий над вышеуказанными блоками различны и колеблются от первых десятков до сотен метров. В принципе аналогичная картина наблюдается на всех известных блоках. Таким образом, локальные поднятия, возвышаясь над блоками, ограничены от последних так же, как сами блоки отделены от окружающих их участков осадочного чехла.

Описанное строение локальных структур и характер их соотношений с блоками позволяют предполагать, что каждой локальной структуре в фундаменте отвечает небольших размеров отдельная глыба фундамента. Только существование такой глыбы фундамента может позволить сформироваться в осадочной толще локальному поднятию, ограниченному с крыльев зонами с относительно большими углами падения слоев.

Поскольку все локальные поднятия приурочены к линейным дислокациям, объединенным флексурными уступами, то их генезис, несомненно, тесно связан с формированием таких уступов. Поэтому для познания генезиса локальных структур большое значение приобретают особенности строения и развития региональных расколов кристаллического фундамента, определяющих структуру осадочного чехла в месте их возникновения.

С этой точки зрения представляет интерес характеристика региональных расколов, данная Н. А. Кудрявцевым (1963). По его мнению, зоны региональных расколов осложнены многочисленными ответвлениями трещин в фундаменте, соединенных на той или иной глубине с основным расколом. Вполне очевидно, что существование ответвлений от основных

расколов, соединение их с последними и между собой создает вдоль региональных расколов полосы, состоящие из ряда сочленяющихся между собой мелких глыб фундамента. По-видимому, такие глыбы должны располагаться как по одну, так и по другую стороны от региональных расколов. Большая часть ответвляющихся трещин, очевидно, будет скрыта в толще кристаллического фундамента, и лишь относительно небольшое их число, ответвляющееся от основных расколов вблизи кровли фундамента, будет выходить на его поверхность. Именно эти трещины будут формировать мелкие блоки на поверхности фундамента вдоль региональ-

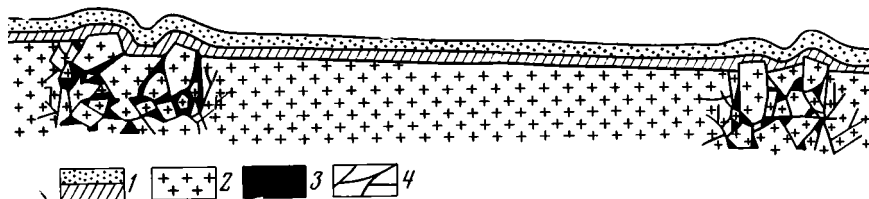


Рис. 3. Принципиальная схема формирования локальных платформенных структур

1 — покров осадочных пород; 2 — кристаллический фундамент; 3 — магматические породы; 4 — тектонические трещины

ных расколов (рис. 3). Сильная раздробленность докембрийского кристаллического фундамента на Русской плите подтверждается результатами его изучения на Кольском полуострове и в Карелии (Полканов, 1935, 1950; Бискэ, 1961; Кратц, Лазарев, 1961), а также в пределах Воронежской антеклизы (Кожемякина, 1965, и др.).

Относительное перемещение крупных блоков фундамента по региональным расколам, несомненно, приведет к тому, что и мелкие глыбы, обрамляющие их, будут перемещаться друг относительно друга. В результате указанных движений блоков фундамента в осадочном чехле над региональными расколами возникнут протяженные флексурные уступы, а мелкие его глыбы сформируют локальные структуры. В комплексе они создадут протяженные линейные дислокации. При этом формирование локальных структур в осадочном чехле будет происходить по обе стороны от региональных флексурных уступов, ограничивающих отдельные блоки (см. рис. 3).

Анализ тектонического строения большого числа локальных структур на территории Нижнего Поволжья дает основание считать, что подавляющее большинство этих структур имеет строение, аналогичное описанному выше. Это позволяет предполагать, что указанный способ формирования локальных структур наиболее широко распространен. Однако, на наш взгляд, не исключено, что в редких случаях формирование локальных структур происходит, как это описал В. Я. Дорохов (1960), только на приподнятом крае блока фундамента в том месте, где трещина раскола образует его выступ (в плане). По-видимому, такие выступы на краях блоков фундамента, не затронутые оперяющими расколами, могут сохраняться и формировать в осадочном чехле локальную структуру. Такая структура должна иметь относительно небольшую амплитуду и поэтому не будет рельефно выделяться на фоне всего блока. Пологое крыло сформированной таким образом структуры будет совпадать с общим наклоном блока.

Поскольку локальные структуры образуются в полосе региональных расколов, серьезное значение приобретает характер сочленения соседних глыб фундамента. В зависимости от этого условия для формирования структур могут быть различными. Наиболее благоприятными, по-видимому, они становятся тогда, когда в зоне сочленения крупных глыб фундамента возникают узкие и протяженные грабены. В этом случае в



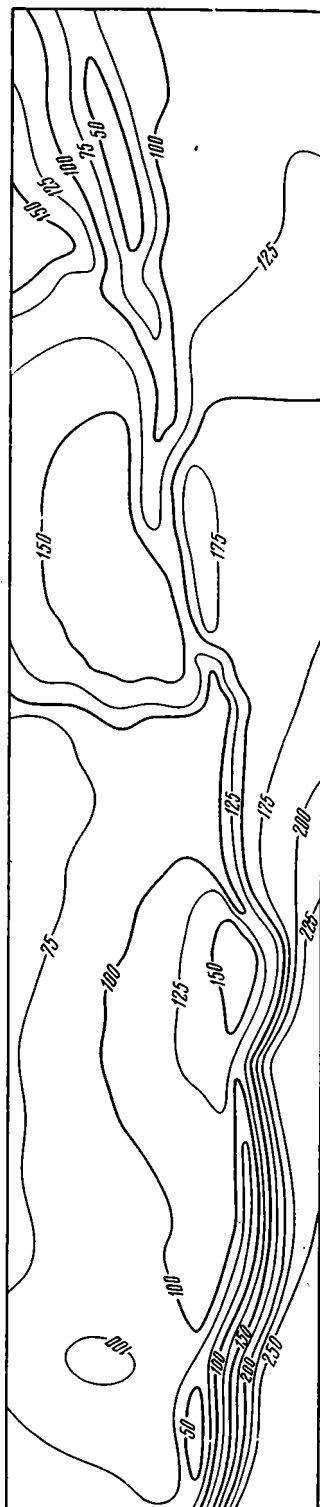
Рис. 4. Структурная карта грабенообразного прогиба  
1 — изогипсы кровли туронского и частично барремского ярусов

осадочном чехле формируются узкие грабенообразные прогибы и две параллельные зоны линейных дислокаций, осложненных серией локальных структур. Такие прогибы широко известны на территории Русской плиты (Кратц, Лазарев, 1961; Кожемякина, 1965; Наливкин, 1963; Наливкин и др., 1965; Мкртчян, Драгунский, 1965; Кудрявцев, 1963; Шпильман, 1959, и др.).

В Нижнем Поволжье также установлено несколько аналогичных прогибов. На рис. 4 изображена часть такого прогиба, расположенного на юге Саратовского Правобережья. Он имеет протяженность свыше 50 км и ширину от 1 до 3 км. Вдоль северного борта прогиба расположены Копенская, Владимировская, Некрасовская, Восточно-Рыбушанская и Горюччинская локальные структуры. На южном его борту пока выявлены две локальные структуры: Песковатская и Южно-Некрасовская. Амплитуда погружения прогиба относительно окружающих его участков изменяется от 30 до 240 м. Не исключено, что такой характер сочленения блоков является вообще наиболее распространенным.

При наличии генетической связи локальных структур с региональными расколами фундамента важным становится знание времени заложения и характера развития этих расколов. Большинство исследователей, занимавшихся изучением этого вопроса на Русской плите, считают, что заложение региональных расколов здесь происходило как в допалеозойскую эпоху, так и на протяжении всей ее последующей геологической истории. Однако развитие древних расколов впоследствии происходило неодинаково. Это отчетливо видно на примере Нижнего Поволжья, где часть древних региональных расколов в дальнейшем унаследованно развивалась, другая, раз возникнув, впоследствии не обновлялась.

Примерами унаследованно развивавшихся расколов могут служить разломы, сформировавшиеся в осадочном чехле Степновско-Фурмановскую и Советско-Луговскую флексуры. Эти флексуры существовали уже во франком веке позднего девона и продолжали развиваться до конца герцинского, а также в альпийском циклах тектогенеза. Среди тех расколов, которые существовали только в начале герцинского тектонического цикла и впоследствии больше не развивались, можно назвать расколы, сформировавшие Кудиновскую, Терсинскую, Приволжскую и другие флексуры, выявленные в отложениях не моложе франского яруса. Наряду с ними в теле фундамента образовывались новые молодые рас-



колы, место возникновения которых лишь частично совпадало с местоположением древних расколов. Молодые региональные расколы в процессе заложения частично формировались на месте древних расколов и в то же время трассировались в новых направлениях, пересекая ранее заложённые региональные расколы. При этом в мезозойских отложениях должны были возникнуть блоки, отличные по форме и размерам от ранее сформированных блоков в палеозойских породах.

Поскольку многие из расколов, возникших в фундаменте в девонское время, впоследствии не возрождались, то есть основания полагать, что в девонских отложениях существует большое число линейных дислокаций, скрытых под отложениями верхнего палеозоя. Расколы, которые оживлялись в предмезозойское время, но не проявлялись в мезозойско-кайнозойское, создавали флексурные уступы в отложениях палеозоя, скрытые под отложениями мезозоя. В соответствии с особенностями заложения и последующего развития региональных расколов в фундаменте и связанных с ними флексурных уступов формировались и локальные платформенные структуры.

Существующие в настоящее время данные по результатам бурения глубоких скважин позволяют проследить геологическую историю локальных структур начиная с живецкого века. Анализы мощностей пород палеозоя и мезозоя дают основание выделить по времени заложения две группы локальных структур. Одна группа — это локальные структуры, заложившиеся в начале герцинского тектонического цикла, другая — локальные структуры, сформированные в конце альпийского тектонического цикла.

В соответствии с характером развития региональных расколов среди древних структур, возникновение которых относится к девонскому времени, выделяются: а) структуры многофазного формирования, унаследованно развивавшиеся на протяжении герцинского и альпийского тектонических циклов, б) структуры, заложившиеся и развивавшиеся только во время проявления герцинского тектогенеза и в) такие структуры, которые, раз возникнув, впоследствии больше не развивались. К числу первых следует отнести Соколовогорскую, Степновскую, Первомайскую, Восточно-Сусловскую и др. Среди вторых можно назвать Грязнушинскую, Трофимовскую, Александровскую и др., к третьим относятся Кулиновская, Терсинская, Приволжская.

Среди известных в настоящее время локальных структур большинство относится к тем, которые сформировались в конце альпийского тектонического цикла. Однако это не означает, что в природе такие структуры преобладают. Учитывая высокую активность тектонических движений в процессе герцинского тектогенеза и особенно в его начальной фазе, есть все основания предполагать, что структуры девонского времени заложения весьма широко распространены.

Изучение тектонического строения рассматриваемой территории позволяет считать из отмеченных геологических явлений закономерными следующие.

1. Кристаллический фундамент Нижнего Поволжья разбит региональными расколами на крупные блоки, которые под влиянием внутренних сил Земли испытывали относительные вертикальные перемещения.

2. Границы блоков кристаллического фундамента отражаются в осадочном чехле флексурными уступами, которые ограничивают и формируют здесь структурные блоки.

3. Структурные блоки характеризуются развитием по периферии локальных структур и отсутствием их в одновозрастных отложениях в центральных частях блоков.

4. Все локальные структуры характеризуются слиянием крутых крыльев с флексурными уступами, ограничивающими структурные блоки, и в подавляющем большинстве случаев имеют в различной степени

уплощенный свод и более крутые углы падения слоев на их пологих крыльях по сравнению с углами падения тех же слоев в центральных частях блоков. Такое строение локальных структур обуславливает существование по периферии блоков зон линейных дислокаций.

5. Часть региональных расколов и связанных с ними линейных дислокаций, которые возникли в начале герцинского цикла тектогенеза, унаследованно развивалась на протяжении как всего герцинского, так и альпийского тектонических циклов. Другая часть их, возникнув в начальные этапы герцинского тектонического цикла, развивалась на всем его протяжении и никак не проявлялась в процессе альпийского тектогенеза. Третья группа региональных расколов и линейных дислокаций, раз возникнув в начальные фазы герцинского тектогенеза, в дальнейшем больше не развивалась.

6. Более молодые региональные расколы в кристаллическом фундаменте и связанные с ними линейные дислокации возникли в альпийском тектоническом цикле. При этом местоположение их часто не совпадало с более древними расколами, что приводило к созданию новых структурных блоков. Поэтому в центральных частях структурных блоков, четко фиксируемых по молодым осадочным породам, могут существовать в более древних отложениях дополнительные линейные дислокации древнего заложения, осложненные локальными структурами и скрытые под молодыми отложениями.

7. История формирования и геологического развития локальных структур тесно связана с историей возникновения и последующего развития региональных тектонических расколов кристаллического фундамента.

Установленные закономерности свидетельствуют о том, что нельзя при изучении генезиса локальных структур разрывать такие явления, как формирование крупных блоков фундамента и образование по их периферии мелких его глыб, влияющих непосредственно на возникновение локальных платформенных структур. Указанные два явления генетически тесно связаны друг с другом. Эта взаимосвязь наиболее отчетливо проявляется там, где имели место наиболее интенсивные тектонические движения.

#### Литература

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, М., 1962.
- Бискэ Г. С. Роль тектоники в геоморфологии Карелии. В кн. «Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова». Мурманск, 1961.
- Бронгулеев В. В. Основные генетические типы складчатых структур земной коры. Сов. геология, сб. № 54, 1956.
- Грязнов Н. К. Типы локальных структур в Среднем Поволжье, условия их формирования и размещения. В кн. «Материалы по тектонике Нижнего Поволжья». Госгеотехиздат, 1962.
- Дорохов В. Я. К вопросу о генезисе платформенных структур II и III порядков. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1960.
- Кожемякина И. А. Геологическое строение северо-западного склона Воронежской антеклизы. Тр. Треста «Союзбургаз», вып. 5, 1965.
- Кратц К. О., Лазарев Ю. И. Основные черты тектонических структур ятулия Карелии. В кн. «Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова». Мурманск, 1961.
- Кудрявцев Н. А. Глубинные разломы и нефтяные месторождения. Тр. ВНИГРИ, вып. 215, 1963.
- Мкртчян О. М., Драгунский А. К. Новые данные по тектонике и нефтеносности терригенных девонских отложений центральной части Башкирии. Тематический научно-технический обзор «Новое в геологическом строении и нефтегазосности Волго-Уральской провинции». Авторы обзора: И. Г. Александров, К. К. Бабенко, Р. Н. Валеев и др. Серия «Нефтегазовая геология и геофизика». ЦНИИТЭНефтегаз, 1965, стр. 5—10.
- Можаровский Б. А. О формировании главнейших элементов геоструктур юго-востока. Уч. записки СГУ. Сер. геол.-почв., т. XVI, вып. 2, 1945.
- Наливкин В. Д., Клущин И. Г., Толстухин Н. Н. Системы разломов востока Русской платформы. В кн. «Материалы по тектонике Нижнего Поволжья». Госгеотехиздат, 1962.

- Наливкин В. Д. Грабенообразные прогибы востока Русской платформы. Сов. геология, № 1, 1963.
- Наливкин В. Д., Дедеев В. А. и др. Сравнительный анализ нефтегазоносности и тектоники Западно-Сибирской и Турано-Скифской плит. Тр. ВНИГРИ, вып. 236, 1965.
- Оффман П. Е. К вопросу о структуре и генезисе Саратовских и Доно-Медведицких дислокаций. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XX, № 1—2, 1945.
- Полканов А. А. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова, ч. I. Изд-во АН СССР, 1935.
- Полканов А. А. Перистые трещины и вопросы минерального парагенезиса в петрологии. Уч. зап. ЛГУ. Сер. геол. науки, вып. 1, 1950.
- Розанов Л. Н. Основные закономерности морфологии и причины образования тектонических структур Волго-Уральской области. В кн. «Материалы по тектонике Нижнего Поволжья». Гостоптехиздат, 1962.
- Розанов Л. Н. Физико-механические условия образования тектонических структур платформенного типа. Изд-во «Недра», 1965.
- Успенская Н. Ю. Локальные структуры платформ. Тр. Моск. нефт. ин-та, вып. 4, 1946.
- Хайн В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXX, № 5, 1955.
- Шпильман И. А. Условия формирования Большекинельского вала и перспективы поисков нефти и газа в прилегающих районах. Геология нефти и газа, № 12, 1959.

Нижневолжский научно-исследовательский  
институт геологии и геофизики  
Саратов

Статья поступила  
12 июня 1969 г.

УДК 551.24(928.1)

Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ, И. В. АРХИПОВ

## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ЧИЛИЙСКИХ АНД

На основе изучения новейших материалов и личных наблюдений авторы рассматривают основные вопросы тектонического строения и развития Чилийских Анд. Мезозойский геосинклинальный комплекс образовался здесь поверх верхнепалеозойских складчатых структур. Палеозойская геосинклиналь, в свою очередь, образовалась, по-видимому, поверх позднедокембрийского тектонического комплекса. Мезозойский геосинклинальный комплекс, сформировавшийся в крупных линейных прогибах, включает огромную массу вулканитов андезитового состава, которые образовались в основном в континентальных условиях. Формации показывают, что с середины мела начался заключительный этап развития геосинклинали.

Поскольку в Андийской мезозойской геосинклинали нет офиолитов, ее нельзя называть эвгеосинклиалью в обычном смысле слова. Поэтому эвгеосинклинали следует делить на две группы: с офиолитами и без них. В статье обсуждается вопрос о былом развитии в пределах приокеанической полосы Чили палеозойской эвгеосинклинали и ее последующем разрушении. Авторы приходят к выводу, что тектоника и магматизм Чилийских Анд не несут признаков дрейфа Южной Америки.

Советские геологи, и в частности геологи тектонического направления, очень мало посещали Анды. Развернутые же статьи по тектонике Анд были опубликованы лишь В. В. Белоусовым и А. А. Богдановым (Белоусов, 1963; Богданов, 1970).

В 1971 г. авторы в течение двухмесячного пребывания в Чили знакомы с геологическим строением Чилийских Анд. При этом удалось собрать материал (литературный и полевой), позволяющий осветить ряд аспектов непростой тектоники Чили. Нужно сказать, что существующие представления о тектонике Чилийских Анд, как и Анд вообще, нельзя считать устоявшимися: дискуссии вызывают многие стороны их строения и развития. В связи с этим мы стремились насытить статью конкретными геологическими сведениями, тем более, что они у нас мало известны. Большинство таких сведений добыто в ходе проведения сравнительно недавних геологических съемок. Нужно отметить, что они существенно уточняют и даже изменяют ряд представлений, которые изложены в блестящей синтетической статье Муньоса Кристи, опубликованной в 1959 г. в книге «Очерки по геологии Южной Америки»:

Однако средне- и крупномасштабные съемки производились лишь в отдельных районах страны. Поэтому изданная в 1968 г. геологическая карта Чили масштаба 1 : 1 000 000 (второе издание) основана в большой мере на дешифрировании аэрофотоматериалов. Тем не менее эта карта должна рассматриваться как большое достижение чилийских геологов. Лучше изучена северная половина Чили, где как раз нам и пришлось непосредственно знакомиться с геологией Анд.

Как известно, Андийский горный пояс протягивается на огромное расстояние — свыше 8000 км. Отрезок Анд в пределах Чили составляет 4200 км. Ошибочно было бы полагать, что Анды на всем своем протяжении имеют однотипное строение. Наоборот, правильно видеть различие в строении их крупных частей, что вполне закономерно при их колоссальной длине. Колумбийские Анды (Büggli, 1967) геологически существ-

венно отличаются от Перунских (Эйм, Эрреро, 1967; Богданов, 1970), а эти последние от Чилийских. Да и Чилийские Анды неоднородны — их южная часть (район Магеллановой геосинклинали) весьма специфична.

Кроме различий по простиранию имеются различия и в поперечном сечении Андийского горного пояса. Так, совершенно особую и притом крупную тектоническую зону представляют Боливийские Анды, где геосинклинальные процессы закончились в позднем палеозое. Особой зоной является и так называемая Боливарская геосинклиналь, протягивающаяся вдоль побережья Тихого океана на севере Южной Америки. В ней процесс завершающей геосинклинальной складчатости еще не закончился. Поэтому, характеризуя в той или иной мере Чилийские Анды, мы ни в какой степени не распространяем свои выводы на другие районы горного пояса.

Строение Чилийских Анд интересно во многих отношениях. Окаймляя юго-восточную часть Тихого океана, этот континентальный горный пояс лишь узенькой полоской шельфа отделен от океанского ложа, притом поразительным образом как раз вдоль западного края пояса, подвергаясь абразии, вытягивается гигантская цепь гранитоидных интрузий. Соседство с океанскими глубинами должно было бы увязываться и с характером геосинклинального процесса на территории пояса. Однако в палеозойских формациях здесь почти не имеется признаков эвгеосинклинального развития, а среди мезозойских — огромное распространение имеют континентальные вулканы андезитового состава. Кремнистые толщи в Чилийских Андах отсутствуют; в то же время на западе Северной Америки они исключительно широко распространены. Названные и многие другие особенности Чилийских Анд привлекают к ним исключительное внимание.

Во время нашего пребывания в Чили большое внимание нам уделит директор Чилийского института геологических исследований Э. Фалькон. Много полезного сделал для нашей работы как в г. Сантьяго, так и в поле геолог того же института Ф. Циблис. Большую помощь в освоении геологии северных районов страны нам оказал руководитель геологического центра г. Антофагасты А. Морага. Всем этим лицам мы приносим свою глубокую благодарность. Мы очень признательны также за внимание сопровождавшему нас геологу А. Сепеда и многим другим чилийским геологам, с которыми нам приходилось общаться во время командировки. В наших полевых маршрутах принял участие также работавший в то время в Чилийском университете геолог МГУ М. Г. Ломизе. Считаю своим приятным долгом отметить, что наши общие дискуссии и обмен впечатлениями были очень полезны для работы.

#### СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ

Чилийские Анды в структурно-морфологическом отношении не представляют собой единого целого, подразделяясь в поперечном направлении на Береговую Кордильеру (высоты около 1000 м), Центральную Зону и Главную Кордильеру (с высотами до 6—7 км). Все три зоны отчетливо выражены только в северной и на юге центральной части Чили; на севере центральной части выделяются лишь нечетко отличающиеся Береговая и Главная Кордильеры, а на юге страны — одна Главная Кордильера.

Вопрос о присутствии в Чилийских Андах докембрия является в настоящее время открытым. В изданной в 1965 г. сводке по геологии и металлогении Чили (Ruiz, 1965) к докембрию отнесены гнейсы, слюдяные сланцы, кварциты, филлиты, амфиболиты, образующие ряд крупных и мелких выходов в пределах Береговой Кордильеры между Антофагастой на севере и п-овом Таитао на юге. Однако в последнее время результаты определения абсолютного возраста склоняют ряд чилийских геологов к

заклучению об отсутствии в Чилийских Андах докембрийских образований (Gonzalez-Vonogino, Aguirre, 1970).

Прямых данных для однозначного решения этого важного вопроса пока нет. Выяснение его в значительной степени осложняется разобщенностью выходов на поверхность комплексов метаморфических пород, а также отсутствием стратиграфических взаимоотношений между этими породами и фаунистически охарактеризованными палеозойскими отложениями. С категорическим отрицанием возможности присутствия в Чилийских Андах докембрийских образований трудно согласиться, так как, хотя все известные в настоящее время определения абсолютного возраста не дали цифру более 405 млн. лет<sup>1</sup>, эти определения относятся почти исключительно к гранитоидам, прорывающим метаморфические породы, либо характеризуют время метаморфизма. Отрицать наличие докембрия в Чили было бы преждевременным и потому, что геология метаморфических толщ Чилийских Анд изучена еще очень слабо.

Интересно и характерно, что выходы метаморфических комплексов, среди которых, по нашему мнению, с большой долей вероятности существуют и докембрийские, приурочены к краевой западной части материка и почти отсутствуют во внутренних районах Чилийских Анд. В частности, указывалось на возможное присутствие докембрия в районе Вальпараисо — Винья дель-Мар (Grimme, Alvarez; 1964), где развиты кварцево-полевошпатовые и амфибол-плагиоклазовые сланцы, в некотором количестве гнейсы, а также амфиболиты (в низах комплекса), образовавшиеся, по-видимому, из андезитовых или базальтовых пород, переслаивавшихся с осадочными отложениями.

В районе пос. Картахена (южнее Вальпараисо) на берегу океана мы наблюдали простирающийся широтно метаморфический комплекс сложного строения, состоящий из гнейсов, амфиболитов, кварцитов и различных сланцев, включающий граниты с множеством крупных гнейсовых ксенолитов. Именно в этом районе получены наиболее древние цифры абсолютного возраста. Весьма возможно, что возраст метаморфических пород здесь позднедокембрийский.

Породы позднего докембрия могут присутствовать и в Береговой Кордильере вблизи г. Антофагасты. Здесь выходят крупнокристаллические серые диориты и темные амфиболиты; в диоритах встречаются ксенолиты метаморфических пород. А. Морага (устное сообщение) допускает проявление здесь процессов гранитизации.

Следует учитывать и то обстоятельство, что в пределах соседних Перуанских Анд присутствие позднедокембрийских пород уверенно доказывается радиологическими данными (Stewart, Snelling, 1970). Они есть и в Боливии (Ahlfeld, Braniša; 1960). Распространение комплекса позднедокембрийских структур в Андах тем более вероятно, что среди палеозойских образований почти всюду существуют только миогеосинклинальные формации, заключающие к тому же гранитоиды. Такой факт позволяет уверенно считать, что палеозойская геосинклиналь на значительной площади Чилийских Анд образовалась на развитой континентальной коре в результате регенерации здесь геосинклинальных условий.

Стратиграфия палеозойских отложений Чилийских Анд, вследствие изолированности и ограниченности их выходов на поверхность, бедности органическими остатками и трудности корреляции, разработана также слабо.

Наиболее древними фаунистически охарактеризованными отложениями в пределах Чилийских Анд являются песчаники, часто кварцитовидные, и алевролитоглинистые сланцы с граптолитами нижнего ордовика, обнажающиеся в северной части Главной Кордильеры на восточной и

<sup>1</sup> Устное сообщение Х. Корвалана; определение относится к метаморфическим породам, развитым к югу от г. Вальпараисо.

южной окраинах Салар де-Атакама (Garcia, Perez, Ceballos, 1962; Ruiz, 1965). Видимая мощность ордовикских отложений около 2000 м. Присутствие силура в Чилийских Андах не доказано; однако в Центральной Боливии он известен и представлен алевропелитами и песчаниками. Девонские (ближе не определенные) отложения, сложенные аспидными сланцами с трилобитами, обнаружены в провинции Чилоэ, на восточном берегу зал. Анкуд (юг Чили). Второй выход девонских, также терригенных, отложений располагается в Береговой Кордильере в 155 км севернее г. Вальпараисо.

Несколько более широко распространены в Чилийских Андах отложения верхнего палеозоя, разобщенные выходы которых располагаются в основном в Береговой Кордильере и частично в Главной Кордильере. Наиболее крупными из них являются четыре участка: между городами Икике и Токопилья, в районе г. Чаньяраль, восточнее г. Вальдивия, а также на островах южной части Чили (между 48 и 53° ю. ш.). Из-за недостаточной изученности стратиграфии верхнепалеозойских отложений выделить каменноугольную и пермскую части их разреза в большинстве случаев не представляется возможным.

Верхнепалеозойские отложения Чилийских Анд представлены как морскими, так и континентальными породами, причем последние тяготеют к верхним частям разреза. На севере Главной Кордильеры это в основном кислые эффузивы (риолиты и дациты) и различные красноцветные терригенные породы с отдельными горизонтами известняков (молассовый комплекс). Породы содержат продуктив верхнекаменноугольного возраста. Верхняя часть этого разреза, возможно, относится уже к перми (Galli, 1968). В северной части Береговой Кордильеры верхнепалеозойские отложения представлены слабо метаморфизованными морскими песчано-алевролитоглинистыми породами большой мощности (не менее 3000 м), характеризующимися местами флишеподобной ритмичностью. Однако в этой же части Береговой Кордильеры, в районе Ла Пунтилья, развиты континентальные отложения: кварцитовидные песчаники с прослоями мергелей, содержащие флору верхнего палеозоя и прослой угля; их общая мощность около 1000 м. Южнее, между пос. Тальталь и г. Чаньяраль, а также восточнее г. Ла Серена часть верхнепалеозойского разреза сложена кислыми эффузивами (туфы и лавы риолитового состава), а южнее Пуэрто Мансо — конгломератами и терригенным флишем. Еще южнее (район Лос Вилос) это уже в основном континентальные отложения с горизонтами углей и флорой нижнего карбона (Scioni, 1970).

Приведенные данные позволяют считать, как это обычно и принято, что верхний палеозой (особенно его вторая половина) был временем окончания развития палеозойской геосинклинали в Чилийских Андах.

Выше уже отмечалось, что сейчас наметилась тенденция относить к палеозою метаморфические породы, развитые по краю континента. В частности, узкую полосу их выходов к югу от г. Пичилему (34° ю. ш.) относят к нижнему карбону. Но время метаморфизма этих пород определяется пермским (Gonzalez-Vonogino, Aguirre, 1970), это вполне увязывается с представлением о завершении палеозойского геосинклинального развития в верхнем палеозое.

До последнего времени считалось, что в Чилийских Андах нет признаков, указывающих на эвгеосинклинальный характер развития в палеозое каких-либо их участков. Но в последнее время как будто такие признаки появились, причем все они относятся к южным районам страны и связаны, что очень характерно, с прибрежными участками. Имеются в виду обнаруженные М. Г. Ломизе (устное сообщение) в районе Вальдивии подушечные спилитовые лавы в непосредственной близости от ранее известной цепочки гипербазитовых тел. Серпентиниты, кроме того, известны в архипелаге Хорхе-Монт, а на о. Мадре-де-Диос имеются яшмы. Наконец,



в архипелаге Королевы Аделаиды отмечается присутствие глубоководных известняков (Cecioni, 1970). Все эти факты очень интересны и мы еще к ним вернемся.

В Главной Кордильере на севере Чили и особенно в Береговой Кордильере в центральной части страны широко развиты палеозойские граниты. Наиболее крупный выход располагается между городами Вальпараисо и Темуко. Палеозойские граниты Чилийских Анд отличаются от более молодых рядом петрографических особенностей — это, как правило, крупнокристаллические, лейкократовые биотитовые разности. Их становление было длительным, о чем свидетельствуют определения абсолютного возраста, дающие возрастной интервал от  $340 \pm 40$  до  $219 \pm 20$  млн. лет (Levi et al., 1963; Corvalan et al., 1964; Ruiz, 1965). В основном граниты все же тяготеют к верхнему палеозою, т. е. к эпохе окончания развития палеозойской геосинклинали.

Триасовые отложения в виде мелких разобщенных выходов известны главным образом в центральной части Чили и в отдельных районах северной части. Триас Чилийских Анд — это в основном теригенные континентальные отложения малой мощности (первые сотни метров) с кераатофировыми и риолитовыми лавами и туфами, залегающие на палеозойских породах с резким несогласием и относящиеся к среднему и верхнему отделам триасовой системы. Лишь в пределах сравнительно неширокой, прилегающей к побережью полосы (между г. Копьяпо на севере и п-овом Арауко на юге), в разрезе триаса появляются морские отложения, имеющие в ряде мест флишевый характер. Мощность этих отложений 1500—3500 м, а низы их разреза, по-видимому, включают в себя не только средний, но также и нижний триас (Cecioni, Westermann, 1968).

Юрские отложения широко распространены по всей территории Чилийских Анд. Их разрез начинается породами лейаса, трансгрессивно залегающими как на триасовых, так и на палеозойских породах<sup>1</sup>. В то же время там, где имеются более мощные и полные разрезы континентально-морских триасовых отложений, последние, как будто бы, образуют с лейасом единые непрерывные серии осадков песчано-глинистого состава (Cecioni, 1970). Состав, мощность и полнота стратиграфического разреза юрских отложений Береговой и Главной Кордильер различны.

В юрском разрезе Береговой Кордильеры выделяются нижняя и средняя юры, а также келловейский и оксфордский ярусы верхней юры, сложенные осадочными и вулканогенно-осадочными толщами большой мощности (несколько километров). Среди осадочных морских толщ преимущество имеют песчано-глинистые, но встречаются также и карбонатные отложения. Состав вулканогенных пород, начинающих преобладать в разрезе, по-видимому, уже с позднего лейаса, почти исключительно андезитовый, лишь иногда меняющийся до базальтово-андезитового и базальтового. Это лавы, лавобрекчии, туфы, агломераты, содержащие горизонты вулканомиктовых «грязных» песчаников, морских пород с фауной и красноцветов. Слоистые вулканогенные отложения прорваны дайками и интрузивными телами среднего состава. Вполне возможно, что часть этого разреза накопилась в континентальных условиях. Между отдельными юрскими толщами местами отмечаются несогласия. Наиболее крупное из них приходится на середину верхней юры.

В Главной Кордильере юрский разрез более полный (есть кимериджский и титонский ярусы) и, что характерно, почти полностью лишенный вулканического материала. Лейас, средняя юра, келловей и оксфорд (их разрезы также имеют большую мощность) представлены здесь морскими карбонатно-глинистыми отложениями с гипсами.

<sup>1</sup> Местами в основании юры видны мощные глыбовые конгломераты; в глыбах — палеозойские граниты, андезиты и др. породы; изучены они еще недостаточно.

Верхнеюрской по возрасту является часть гранитов, развитых в Береговой Кордильере севера Чили. Чилийские геологи относят эти граниты к первой интрузивной фазе мезозойско-кайнозойского магматического цикла.

В целом с большой ясностью видно, что юрский период был временем нового расцвета геосинклинального режима на территории Чилийских Анд, регенерировавшегося после образования здесь верхнепалеозойской складчатой страны. Формационный состав юрских отложений, их мощности, структурно-формационная линейная зональность, прослеживающаяся на тысячи километров, — все это не оставляет сомнения в геосинклинальном характере развития Чилийских Анд в юре.

Меловые отложения широко развиты в северной, центральной и особенно в южной частях Чилийских Анд. Отложения неокома представлены как морскими, так и континентальными вулканогенно-осадочными образованиями большой мощности. Апт, альб и верхний мел по всей территории Чилийских Анд, кроме отдельных мелких выходов по западному побережью Чили и Магеллановой геосинклинали, сложены исключительно континентальными вулканическими осадочными породами. Слабая фаунистическая охарактеризованность, резкая изменчивость фаций и мощностей, широкое развитие континентальных образований и вулканических пород сильно осложняют изучение стратиграфии меловых отложений Чилийских Анд. От юрских меловые отложения в большинстве случаев отделены перерывом и несогласием.

В центральной части Чили к нижнему мелу (неокому) относятся морские песчано-глинистые и карбонатные отложения до 4000—5000 м мощностью, замещающиеся фациально андезитами, иногда с подушечной отдельностью. Андезиты в ряде мест количественно резко преобладают над всеми другими породами.

На севере Чили в пределах Береговой и Главной Кордильер нижний мел представлен толщей красноцветных терригенных отложений мощностью до 1500—2000 м, залегающих с резким размывом на вулканогенных юрских породах. Низы этой толщи, по-видимому, имеют еще титонберриасовый возраст, а ее верхи в ряде мест, возможно, относятся уже к верхнему мелу.

На юге Чили толща нижнего мела сложена морскими, преимущественно глинистыми отложениями мощностью не менее 1000 м, согласно сменяющимися вверх по разрезу (в западном направлении) зеленокаменно измененными вулканогенными породами основного состава с отдельными горизонтами глинистых сланцев (Stewart, Suarez, 1970).

Перед концом раннего мела в Чилийских Андах были значительные тектонические движения, так что апт-альбские толщи, в ряде мест представленные мощными грубыми неморскими молассами, иногда ложатся непосредственно на юрские толщи (район пос. Видуэла, центральная часть Чили). Кроме моласс, в строении апт-альбских отложений принимают участие почти исключительно континентальные вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования (андезитовые лавы, брекчии, туфы, песчаники и др. породы), мощность которых достигает 3000—6000 м (Thomas, 1958, 1967).

Если о неомомских отложениях можно сказать, что в целом они наследуют и продолжают геосинклинальное развитие юрского времени, то апт-альбские отложения, с их молассами, интерпретировать сложнее. Однако апт-альбские молассы развиты не повсеместно, а другого рода толщи этого возраста имеют много сходных черт с лежащими ниже. Соответствующие прогибы в результате интенсивнейшего проявления вулканизма оказались «перекомпенсированными», в результате чего и прекратилась морская седиментация. Палеотектонические реконструкции пока не дают оснований для того, чтобы для апт-альбского времени повсюду в Чилийских Андах рисовать план особых наложенных тектониче-

ских прогибов. Поэтому это время можно понимать как начальный период прекращения геосинклинального процесса.

Предверхнемеловой (ранневерхнемеловой?) возраст имеет часть ингрудзий гранитондов, развитых в ряде районов Главной и Береговой Кордильер (вторая фаза Андийского магматического цикла).

Верхнемеловые отложения в северной и центральной частях Чилийских Анд, залегающие на нижнемеловых с несогласием, повсеместно представлены континентальными, преимущественно вулканогенными, но

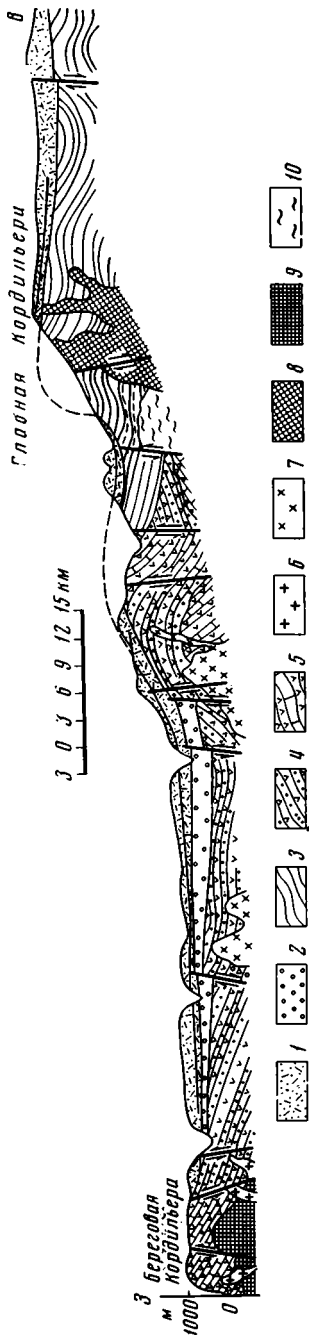


Рис. 1

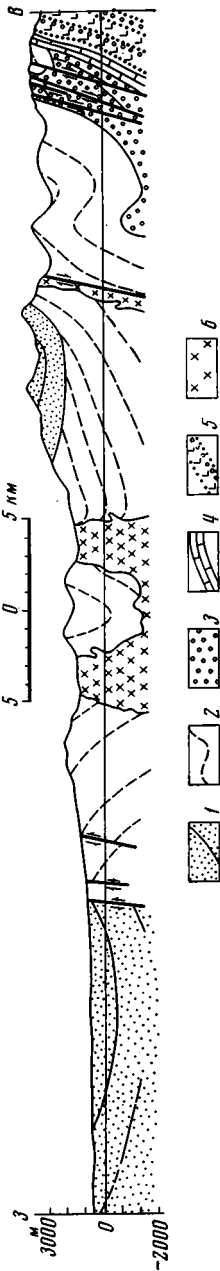


Рис. 2

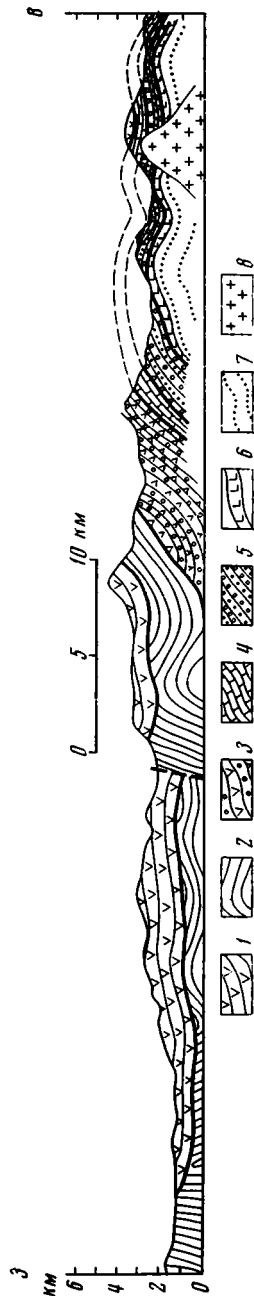


Рис. 3

также и обломочными образованиями, достигающими мощности 3000—4000 м и более (Thomas, 1958; Klohn, 1960). По составу это лавы, лавобрекчии, туфы, различные туфогенные породы, главным образом андезитового состава. Количественно вулканогенный материал обычно резко преобладает над осадочным. Между отдельными толщами картируются несогласия. Однако нужно сказать, что верхнемеловые отложения изучены еще недостаточно и распространение их, а также стратиграфия неясны. Тем не менее их можно рассматривать как образования заключительного этапа геосинклинального развития.

В прибрежной зоне центральной части Чили, в районе городов Сан-Антонио, Консепсьона и Арауко, известны морские верхнемеловые породы, широко разбитые, по-видимому, в пределах современной шельфовой зоны. Это единственные выходы морских отложений верхнемелового возраста в северной и центральной частях Чилийских Анд. Мощность их, судя по скважинам на площади Арауко-Лебу, превышает 1000 м. Эта зона, однако, структурно не принадлежит Чилийским Андам, являясь более молодой. Значительной областью развития морского верхнего мела в Чили является Магелланова геосинклиналь, где отложения этого возраста южнее широты 47° образуют мощную флишевую серию.

Стратиграфия третичных отложений Чилийских Анд также еще во многом неясна. Большинство изучавших ее геологов в настоящее время относит к палеогену слабо покоробленные континентальные вулканогенные (андезиты, риолиты, базальты) и вулканогенно-осадочные отложения мощностью до 2500 м, залегающие на весьма близких к ним по составу верхнемеловых отложениях. Морские палеогеновые отложения, так же как и верхнемеловые, известны лишь в отдельных участках узкой прибрежной полосы в пределах Береговой Кордильеры и в Магеллановой геосинклинали и представлены молассоидами. Верхнемеловые и палеогеновые отложения прорваны интрузиями гранодиоритов и диорит-порфиров палеогенового возраста (третья фаза внедрения интрузий), развитых преимущественно в Главной Кордильере.

Неогеновых и четвертичных отложений Чили мы касаться не будем, так как с их анализом связан большой и особый круг вопросов, который нет возможности затронуть в данной статье.

### СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ

Пожалуй, можно считать, что среди исследователей существует единое мнение в отношении оценки позднепалеозойских тектонических движений как завершающих палеозойское геосинклинальное развитие в Чилий-

Рис. 1. Поперечный геологический профиль через Береговую и Главную Кордильеру Северного Чили на широте 18°30'. По Р. Саласу, Р. Касту, Ф. Монтесиносу и И. Саласу (Salas R., Kast, Montecinos, Salas J., 1966).

1 — иллиты, конгломераты, песчаники, диатомиты (неоген); 2 — песчаники, конгломераты (олигоцен — миоцен?); 3 — континентальные вулканогенно-осадочные образования (верхний мел — олигоцен?); 4 — конгломераты, андезиты (неоком); 5 — андезитовые породы с включением горизонтов морских отложений (верхний байос-оксфорд); 6 — граниты мелового возраста; 7 — гранодиориты мелового возраста; 8 — диориты третичного возраста; 9 — габбро палеозойского возраста; 10 — гнейсы и слюдяные сланцы (докембри?)

Рис. 2. Поперечный геологический профиль через Главную Кордильеру Центрального Чили на широте 32°50' ю. ш. по Л. Агирре (Aguirre, 1960).

1 — андезиты, базальты, риолиты, их туфы и брекчии, конгломераты и песчаники (коньяк — сантон и, возможно, нижний палеоген); 2 — андезиты, базальты, трахиты, их туфы и брекчии, конгломераты и песчаники (сеноман — турон); 3 — конгломераты, песчаники, алевроито-глинистые сланцы (баррем — альб); 4 — известняки (валажин); 5 — песчаники, глинистые сланцы, андезиты, гипсы, конгломераты, известняки (оксфорд? — киммеридж); 6 — гранодиориты третичного возраста

Рис. 3. Поперечный геологический профиль через Главную Кордильеру Центрального Чили на широте 34°10' ю. ш. По К. Клоу (Klohn, 1960).

1 — андезиты, риолиты, базальты (палеоген?); 2 — андезиты, риолиты, базальты (маастрихт?); 3 — конгломераты, андезиты (баррем — коньяк); 4 — известняки, песчаники, глинистые сланцы (верхний титон — готерив); 5 — континентальные песчаники, андезитовые туфы и брекчии, конгломераты (киммеридж — нижний титон); 6 — гипсы; 7 — морские карбонатные и обломочные породы с горизонтами гипсов, андезитовые и риолитовые пирокласты (средняя юра-оксфорд); 8 — граниты третичного возраста

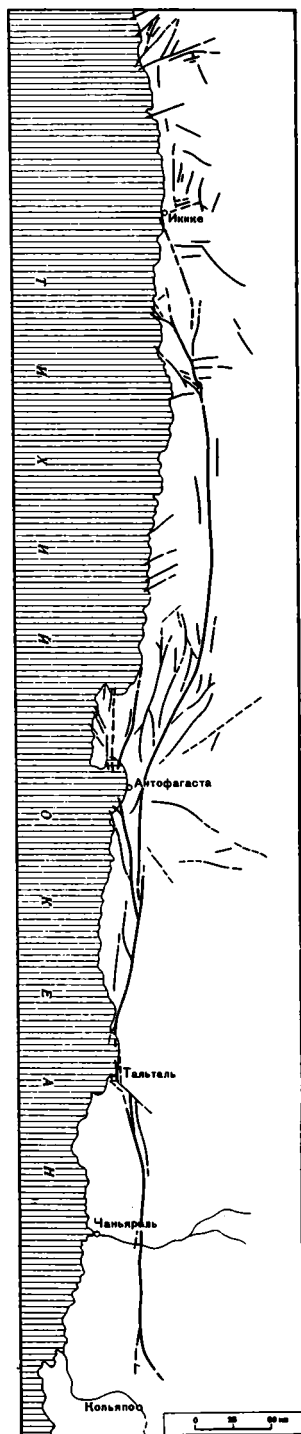


Рис. 4. Атакамская система разломов. По В. Арабашу (Arabasz, 1971).

ских Андах. Однако, каковы структурные формы этой эпохи тектогенеза, далеко не выяснено. Не существует хорошо стратифицированных палеозойских разрезов, нет сколько-нибудь значительных площадей распространения палеозойских пород, соответственно отсутствуют и их надежные геологические профили. Отдельные фрагменты палеозойских структур (как, впрочем, и позднедокембрийских?) показывают, что план деформаций соответствующего времени местами отличался от современного. В ряде обнажений мы наблюдали простирание домезозойских структур прямо в океан под большим углом к простиранию Береговой Кордильеры. Дж. Чечони (Cecioni, 1970) показал подобное явление на палеогеографической схеме. Складывается впечатление, что палеозойский структурный план в пределах Чилийских Анд гораздо строже следовал контурам Южно-Американской древней платформы, чем это наблюдается ныне. В то же время неизбежен вывод, что Перуанско-Чилийский глубоководный желоб срезает простирания палеозойских структур.

На геологических профилях, строящихся при геологических съемках, геологи чаще всего рисуют в палеозойских образованиях не сильно сжатые, обычно прямые складки или более или менее крутые моноклинали, по степени нарушенности залегания слоев в общем мало чем отличающиеся от мезозойских отложений. Однако мы имели возможность наблюдать также и мелкие структурные формы на севере Главной Кордильеры в ордовикских кварцитовидных песчаниках. Это были сложные, сжатые и опрокинутые складки со срываами.

Структурные формы в мезозойских отложениях известны значительно лучше. Они иллюстрируются здесь несколькими профилями (рис. 1, 2, 3), которые наглядно выявляют в общем простую складчатую структуру, разбитую разломами. В плане складки имеют линейную форму и протягиваются на многие километры. В поперечном разрезе это также крупные формы, у которых крылья часто асимметричны. Нередки моноклинальные как крутые, так и пологие структуры. Характерно, что, несмотря на ряд несогласий, разделяющих мезозойские толщи, стиль деформаций по разрезу меняется слабо. Лишь, начиная с апт-альбских отложений, складчатость становится более простой, а послеларамийские вулканиты лежат почти горизонтально или незначительно покороблены. Профили определенно

показывают, что отрицать геосинклинальную природу складчатости в Чилийских Андах, как это иногда делается (а некоторые геологи отсюда идут еще дальше и отрицают мезозойскую геосинклиналь), нет никаких оснований.

Мезозойские отложения Главной Кордильеры в общем дислоцированы сложнее и интенсивнее, чем Береговой Кордильеры. Иногда здесь выявляются веерообразные системы, измеряющиеся десятками километров в поперечном профиле, со срывами и пологими надвигами.

Однако надвиги в Чили встречаются редко. Главная роль среди разломов принадлежит сбросам и взбросам, имеющим в основном субмеридиональное направление. Среди разломов закартированы очень крупные. Одни из них — взброс (местами надвиг) Видуния — Покуро простирается к северу от г. Сантьяго на 400 км. Вертикальная амплитуда этого взброса, по которому на поверхности контактируют разные части разреза юрских и меловых отложений и который на юге служит границей между Главной Кордильерой и Центральной Чилийской долиной, выполненной отложениями кайнозоя, достигает местами 3000 м (Aguirre, 1960; Dediós, 1967).

Разломы могут образовывать большие и сложные системы. Их примером является Атакамская система (рис. 4), осложняющая структуру Береговой Кордильеры между городами Икике на севере и Копьяпо на юге и протягивающаяся на 1000 км. Входящие в нее разломы простираются вдоль края континента и главные из них отлично видны на местности, на аэрофотоснимках и на снимках, сделанных с искусственного спутника «Апполон-7». Система захватывает также шельфовую зону и материковый склон — 20 км от берега. Рассматривая снимки, сделанные со спутника, невозможно отказаться от мысли, что по этим разломам происходит откалывание материкового края. Но так как недалеко от берега проходит глубоководный желоб, то приходится допускать вовлечение отколотых континентальных пластин в какое-то движение глубинных масс.

Г. Аллен (Allen, 1965) предполагал, что наиболее крупный разлом системы представляет собой большой сдвиг, типа сдвига Сан-Андреас. Но последующие детальные работы его последователя В. Арабаша (Arabas, 1971) фактически не подтвердили большого сдвига, хотя он и пишет, что сдвиговое смещение возможно на несколько десятков километров. Однако в середине системы, к югу от пос. Тальталь, существует третичный по возрасту поперечный сдвиг с левосторонним смещением около 10 км. С системой связаны и другие косые разломы, но они пока недостаточно изучены.

Плоскости разрывов системы (сбросов, сбросо-сдвигов) имеют вертикальный наклон, причем восточные крылья главных сбросов по отношению к западным подняты на значительную высоту. Это, в свою очередь, свидетельствует об опускании отколотых пластин в сторону океана.

Возникновение Атакамской системы разломов относится к допоздне-меловому времени, но движения по разломам, выраженным часто в рельефе уступами, продолжают и ныне.

Хотя роль разломов в тектонике Чилийских Анд велика, они изучены еще далеко недостаточно и их конкретные характеристики очень редки.

Как для палеозойских структур, так и для мезозойских, местами намечается косое простираение по отношению к простираению Кордильер. Это видно на палеогеографических схемах Дж. Чечони, часть которых приводится ниже (рис. 5, 6). А. Томас (Thomas, 1970), картировавший один из северных районов страны (район г. Икике), пришел к заключению, что юрские породы, выходящие в восточной части меридионально вытянутой Береговой Кордильеры, имеют широтные простираения. И он дает

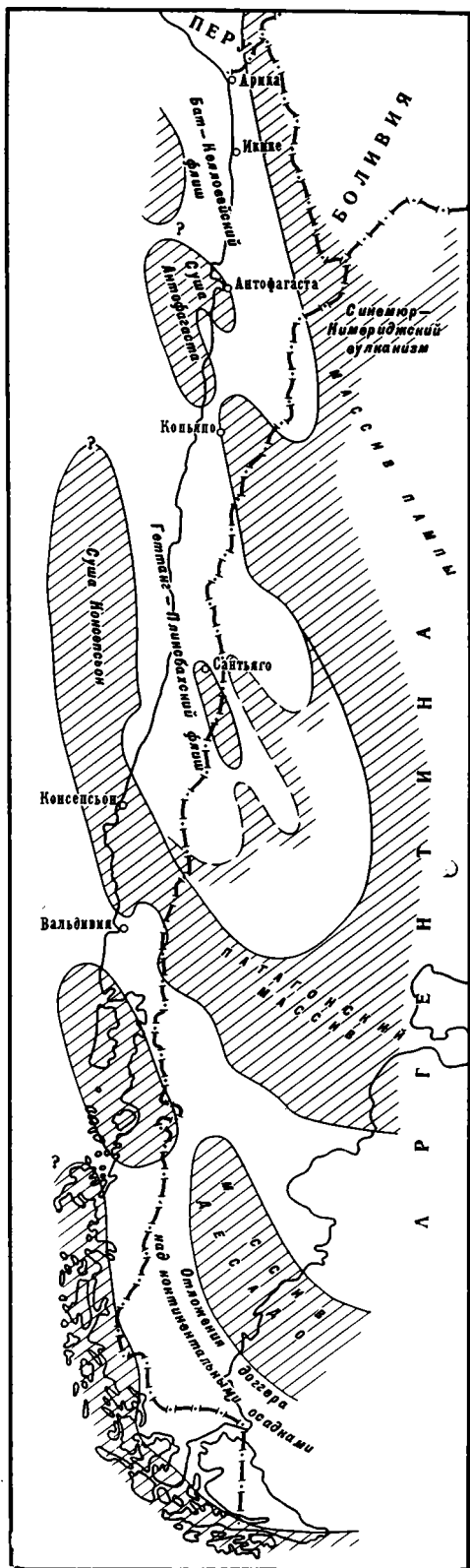


Рис. 5. Палеогеографическая схема юрского периода. По Дж. Чечони (Сесіопі, 1970).

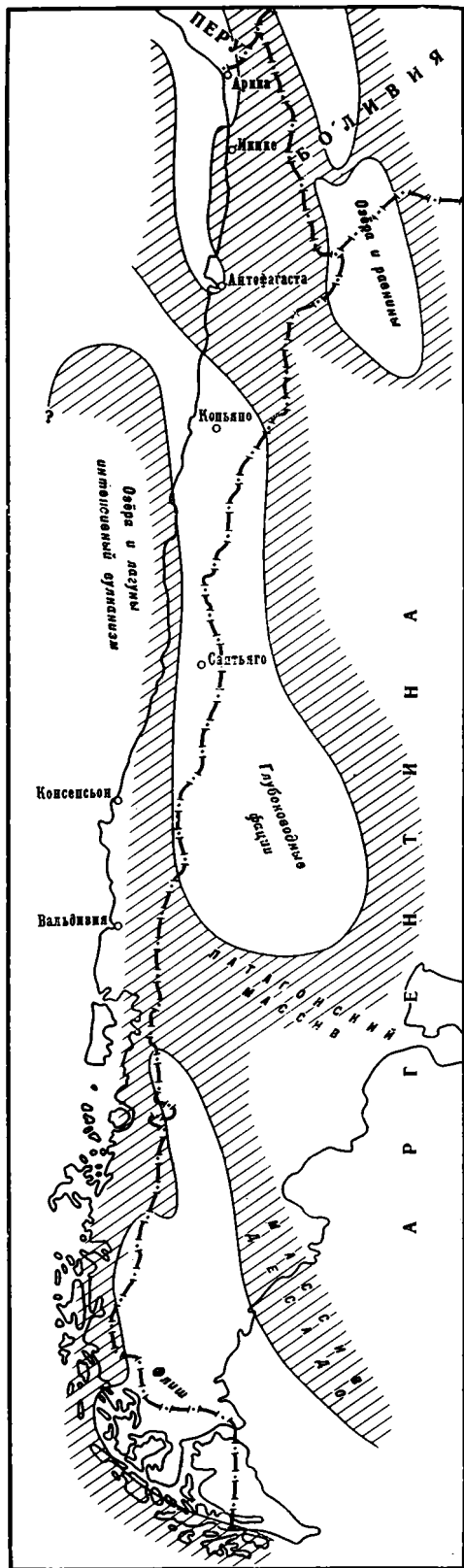


Рис. 6. Палеогеографическая схема нижне-меловой эпохи. По Дж. Чечони (Сесіопі, 1970).

для этих структур поперечный профиль, вытянутый в направлении с юга на север! Но такое явление несомненно принадлежит к частностям, отражающим специфику мезозойской тектоники небольшого района. Что же касается отмеченных выше косых простираний, то на них следует обратить особое внимание и изучить детально. Однако они должны согласовываться с субмеридиональным простиранием пояса мезозойских гранитоидов, вытянутого вдоль Береговой Кордильеры.

### НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ

Итак, Чилийские Анды в мезозойское время представляли собой линейную геосинклинальную зону, в которой образовывались мощнейшие морские, но также и континентальные геосинклинальные комплексы, сложенные обломочными, вулканогенно-обломочными, вулканическими и, в меньшей степени, карбонатными породами. Офиолитовых формаций в них нет. Последнее обстоятельство создает большую трудность в отношении классификации такой геосинклинальной зоны, хотя многие геологи традиционно (Zeil, 1964 и др.) называют ее эвгеосинклинальной. Одним из авторов данной статьи предложено деление геосинклиналей на эв-, микто- и миогеосинклинали не в зависимости от того, есть в них офиолиты или нет, а в зависимости от индекса вулканизма, отражающего длительность проявления вулканических процессов в ходе разви-

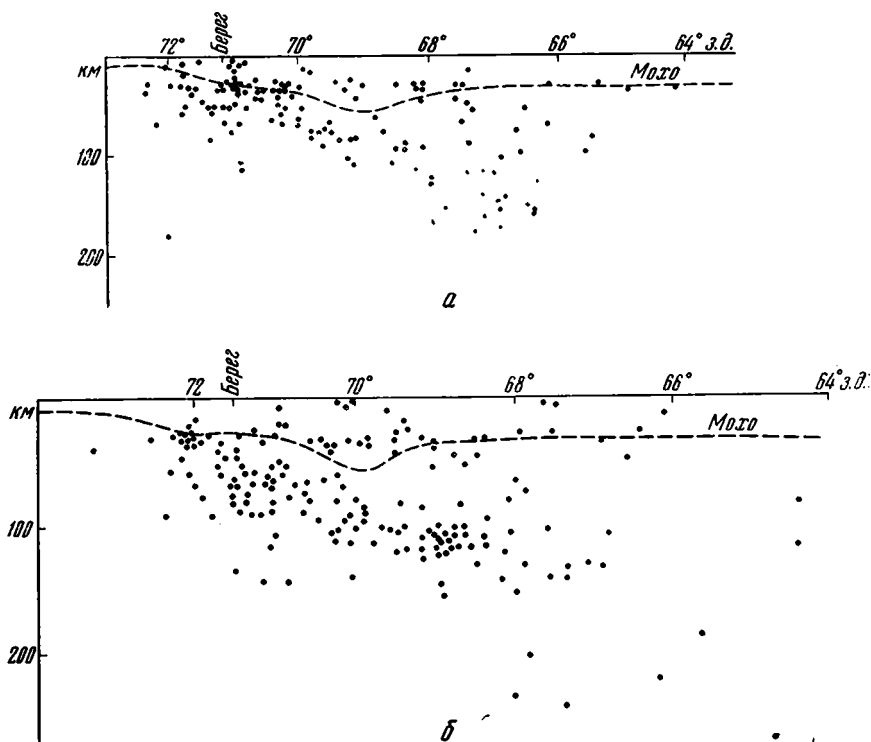


Рис. 7. Распределение очагов землетрясений разной глубины: а — между 26 и 30° ю. ш., б — между 30 и 35° ю. ш. Из работы Е. Каузеля и К. Ломница (Kausel, Lomnitz, 1969)

тия геосинклинали (Пушаровский, 1972). Поскольку этот индекс в районе Береговой Кордильеры высок (более 50%), а в пределах Главной Кордильеры низок (менее 10%), постольку можно говорить, что в первом случае мы имеем дело с эвгеосинклиналью, а во втором — с миогео-



синклиналь. Соответственно геосинклинали с вулканизмом (эв- и микто-) можно делить на два типа: с офиолитами и без них.

Характерно, что как сейчас, когда Анды протягиваются по краю океана, так и в юре и в мелу главное значение имел андезитовый вулканизм. Если современный вулканизм Анд рассматривать как результат взаимодействия материковых и океанических глубинных масс, то, следовательно, соседство с океаном было и в мезозое. В то же время устанавливается, что известные ныне мезозойские вулканы образовались в геосинклинальных прогибах с корой континентального типа в основании, поверх зон верхнепалеозойской складчатости. Но эти последние лишены признаков соседства с океаном — нет соответствующих формаций. Может быть частично эвгеосинклинальная зона сохранилась на шельфе, но в основном она, вероятно, исчезла в результате деструктивных тектонических процессов. Какие же это процессы?

Иногда предполагается, что эвгеосинклинальные палеозойские формации лежат под так называемым надвигом Южно-Американского континента на океан. Но правомерно ли представление о подобных надвигах вообще? Авторы считают, что оно в своей схематизации зашло слишком далеко. В основе его лежит идея о фокальных зонах, а они выглядят ныне весьма неопределенно. Мы приводим рис. 7, где видно расположение эпицентров землетрясений, опровергающее представление о единой, сколько-нибудь оформленной андийской фокальной зоне. Эпицентры обычно группируются в виде гнездовых скоплений, отражая, вероятно, сложный характер взаимодействия разнородных глубинных масс. Поэтому идею о надвиге следует отклонить.

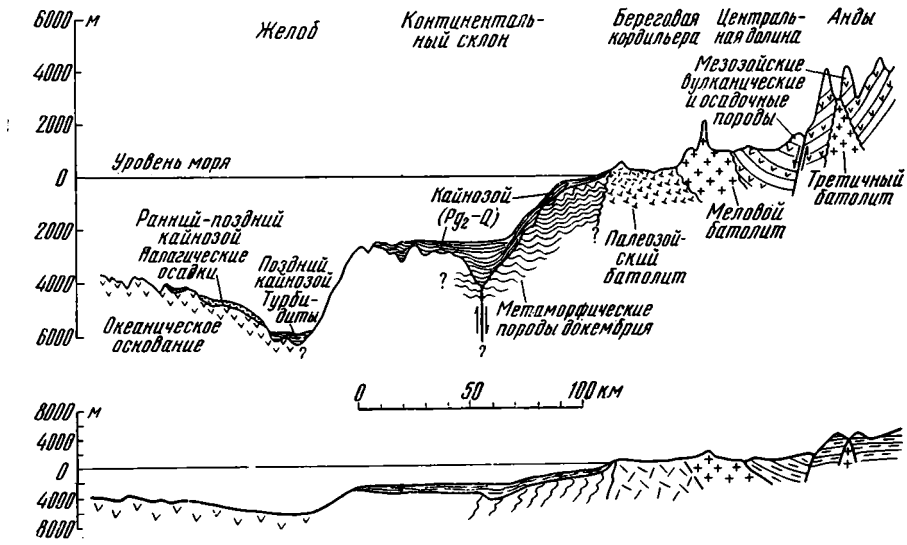


Рис. 8. Схематический профиль по 33° южной широты через Чилийский желоб, материковый склон и Анды (Scholl, 1970). Внизу — с меньшим вертикальным масштабом

Может быть, если следовать мобилизму, палеозойская приокеаническая эвгеосинклинальная зона Анд исчезла в ходе дрейфа Южной Америки? Но геология Чилийских Анд не несет признаков этого дрейфа. Что касается тектонических структур, то тщетно искать какую-либо закономерную ориентировку фронта складчатости или какую-либо систему разломов, по которой происходило бы выдвигание отдельных блоков в процессе дрейфа. С той же точки зрения очень важно, что в конце юры в Чилийских Андах отмечаются крупные тектонические движения, характерные для окраин Тихого океана и не имеющие столь существенного значения в других частях Земли. Они сопоставляются с невадскими дви-

жениями в Северной Америке, с верхожанскими — на Северо-Востоке СССР, с позднемезозойскими в Японии, с яньшаньскими в Китае, с орогенцией Рангитата в Новой Зеландии. Следовательно, Тихоокеанское кольцо существовало в это время, но это, как представляется, вообще противоречит идее о материковом дрейфе в позднем мезозое и кайнозое.

Если касаться магматических процессов, то устойчивое проявление андезитового магматизма, начиная с нижней юры, также затрудняет использование мобилистской концепции. Но особенно резко не согласуется с ней проявление на краю материка гранитоидного магматизма, поскольку становление отдельных интрузивов происходило здесь уже в среднем палеозое, а затем продолжалось в верхнем палеозое, мезозое и кайнозое ( $30 \pm 20$  млн. лет; Levi et al., 1963). Трудно объяснить, почему материковый дрейф никак не отразился на ходе этого процесса.

Авторам представляется, что объяснить исчезновение палеозойской приокеанической геосинклинали проще всего местным структурным процессом — перестройкой тектонического плана, вызванной расколом материковой окраины с вовлечением отколотых частей в глубинный преобразующий процесс. На то, что зона, где происходил подобный процесс, существовала, указывают глубоководные кремнистые породы, подушечные лавы и серпентиниты, встречающиеся в прибрежных районах южной части Чили. И здесь можно вспомнить Атакамскую систему разломов, позволяющую думать о возможности откалывания краев материка и перестройке структуры его приокеанской зоны.

Генеральной структурой нового тектонического плана на дне океана является Перуанско-Чилийский глубоководный желоб. На юге Чили он заполнен осадками и устанавливается лишь по геофизическим данным, а на севере страны он почти лишен осадков и имеет глубины до 8000 м. Желоб основательно изучал в последнее время ряд исследователей (Hayes, 1965; Scholl et al., 1970 и др.) которые сходятся на том, что

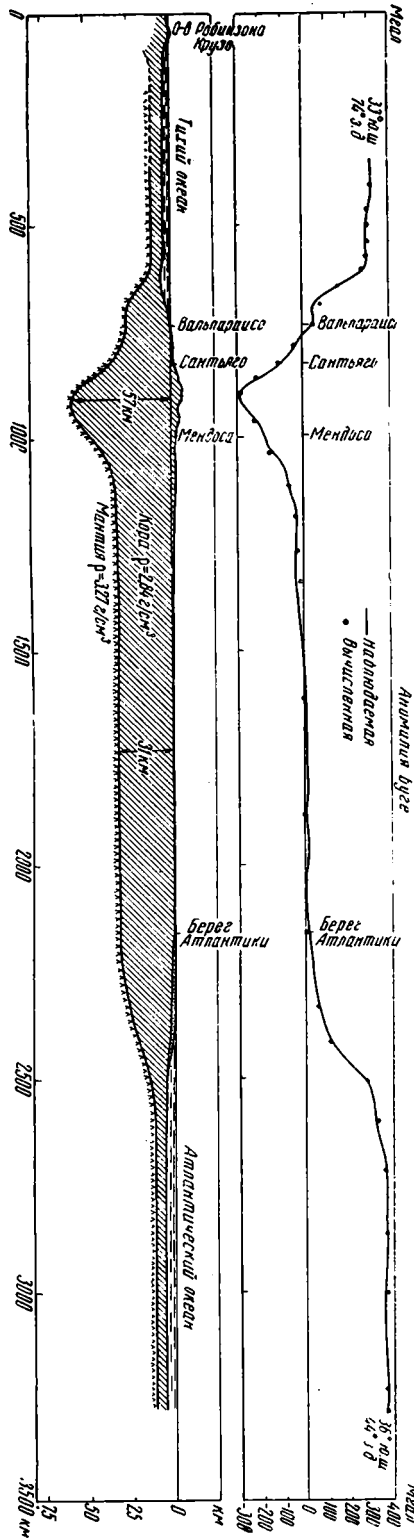


Рис. 9а

это очень молодая позднекайнозойская структура. Восточный склон желоба (по-существу, это материковый склон) срезает структуры шельфовой зоны. Таким образом, желоб нужно рассматривать в единой тектонической системе с Андами, образовавшимися в виде современной горной страны в конце неогена и в четвертичном периоде. Это последнее обосновывается цифрами абсолютного возраста пород игнимбритовой формации, связанной с эпохами поднятий Анд. Образцы из кровли игнимбритовой формации дали возраст в среднем  $4,24 \pm 0,05$  млн. лет, а из подошвы  $10,0 \pm 0,4$  млн. лет (Rutland et al., 1965). Новые данные по абсолютному возрасту, которые нам сообщили в Чили, указывают на не-

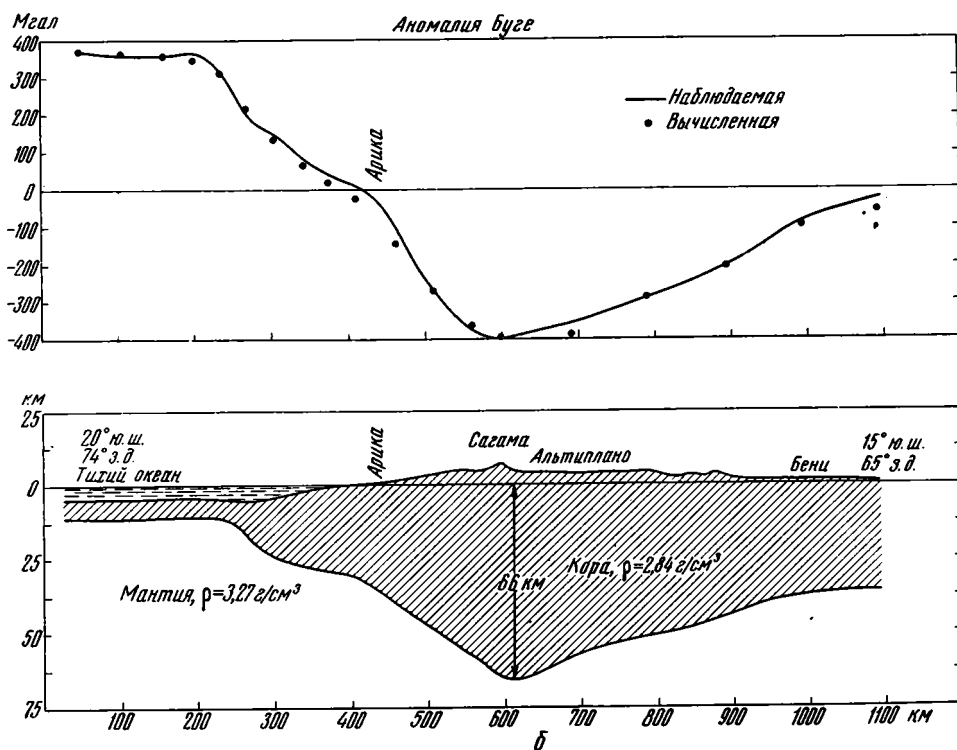


Рис. 96

Рис. 9. Гравиметрические профили и толщина коры: а — по широте г. Вальпарансо; б — по широте г. Арики. Из работ М. Драгичевича (Dragičević, 1970).

сколько более раннее начало поднятия Анд, однако цифры не древнее середины миоцена.

На самых новых поперечных профилях через желоб и материковый склон (Scholl et al., 1970) иногда виден прогиб на материковом склоне (рис. 8), заполненный новейшими осадками. Можно предполагать, что структуры такого типа отвечают опустившимся материковым блокам, испытавшим движение в связи с формированием молодого тектонического плана. Может быть, их следует понимать как зачаточные (неразвившиеся) структуры типа желоба.

Желоб, если его сопоставлять с аналогичными формами западных районов Тихоокеанского пояса, представляет собой современный геосинклинальный ров. Андийская горная система является по отношению к нему сопряженным материковым поднятием. В разных частях Чили это поднятие обладает корой разной мощности. Хотя глубинного сейсмического зондирования в Чилийских Андах не производили, для них составлена гравиметрическая карта (Dragičević, 1970) и на основании грави-

тационных аномалий (Буге) определена мощность коры. В центральной части Чили по широте г. Вальпараисо мощность коры составляет 57 км, а в северной — по широте г. Арики — 66 км (рис. 9, а и б). По направлению к центральной части глубоководного желоба мощность коры уменьшается. Неодинаковая мощность коры в Андах отражает сложный характер кайнозойских тектонических процессов в зоне сочленения Южно-Американского материка и Тихого океана.

#### Литература

- Белоусов В. В. О тектонике Анд. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 38, № 2, 1963.
- Богданов А. А. О геологии Перуанских Анд. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 45, № 2. 1970.
- Кристи М. Х. Чили. В кн. «Очерки по геологии Южной Америки», Изд-во иностр. лит., 1959.
- Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. «Наука», 1972.
- Эйм К. К., Эрреро Л. Дж. Субандийская система разломов в восточном Перу и Эквадоре. В кн. «Кордильеры Америки», «Мир», 1967.
- Aguirre L., Le Bert. Geología de los Andes de Chile Central. Provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile. Bol. No. 9, 1960.
- Ahlfeld F., Braniša L. Geología de Bolivia. Instituto Boliviano del Petroleo, La Paz, Bolivia, 1960.
- Allen C. R. Transcurrent faults in continental areas. Symposium on continental drift. London, 1965.
- Arabasz W. J. Geological and geophysical studies of the Atacama fault zone in Northern Chile, California. Institute of Technology, Pasadena, 1971.
- Bürgl H. The orogenesis in the Andean system of Columbia. Tectonophysics, No. 4—6, 1967.
- Cecioni G. Esquema de paleogeografía chilena. Editorial Universitaria. Santiago de Chile, 1970.
- Cecioni G., Westermann G. E. G. The triassic — jurassic marine transition of Coastal Central Chile. Pacific Geology: Tsukiji Shokan Publish. Co Ltd., Tokio, No. 1, 1968.
- Corvalan J., Mehech S., Munizaga F. Edad de las rocas graníticas de la Cordillera de la Costa entre los paralelos 32°30' y 38°20'. Inst. Invest. Geol., Bol. en preparation, Santiago, 1964.
- Dediós A. P. Carta geológica de Cuadrángulo Vicuña. Provincia de Coquimbo. Chile. Carta No. 16, 1967.
- Dragičević M. S. Carta gravimétrica de los Andes meridionales e interpretación de los anomalías de gravedad de Chile Central.—Universidad de Chile. Departamento de geofísica y geodesia. Santiago de Chile. Publ. No. 93, 1970.
- Galli C. Cuadrángulo Juan de Morales, Provincia de Tarapaca. Carta Geológica de Chile (Cartas No. 18). Publ. del Inst. de Invest. Geológicas Santiago, 1968.
- García F., Perez E., Ceballos E. El Ordovícico de Aguada de la Perdiz, Puna de Atacama, Provincia de Antofagasta. Santiago, Rev. Minerale, No. 77, 1962.
- Gonzalez-Bonorino F., Aguirre L. Metamorphic facies series of the crystalline basement of Chile.—Geol. Rundschau, B. 59, No. 3, 1970.
- Grimme K., Alvarez L. Geología del Area Valparaiso-Viña del Mar. Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile, Bol. No. 16, 1964.
- Heyes D. E. The Peru — Chile trench. Continental margins and island arcs. Symposium. Geological Survey of Canada, 1965.
- Kausel E., Lomnitz C. Tectonics of Chile. Pan-American Symposium on the Upper Mantle. Mexico, 1968.
- Klohn C. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curico. Inst. Invest. Santiago, Geol., Bol. No. 8, 1960.
- Levi B., Mehech S., Munizaga F. Edades radiométricas y petrografía de granitos chilenos. Inst. Invest. Geol., Chile, Bol., No. 12, 1963.
- Mapa Geológico de Chile. Escala 1:1 000 000. Inst. Invest. Geol., Santiago, 1968.
- Ruiz C. F. Geología y yacimientos metalíferos de Chile. Inst. Invest. Geol., Chile, 1965.
- Rutland B. W. R., Guest J. E., Grasty R. L. Isotopic ages and Andean Uplift. Nature, v. 208, No. 5011, 1965.
- Salas R. O., Kast R. F., Montecinos F. P., Salas Y. I. Geología y recursos minerales del departamento de Arica. Provincia de Tarapacá. Inst. Invest. Geol. Chile. Bol., No. 21, 1966.
- Scholl D., Christensen M., Huene R., Marlow M. Peru — Chile Trench. Sediments and sea — floor spreading. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 81, 1970.
- Segerstrom K. Geología de los Hojas Copiapó y Ojos del Salado. Provincia de Atacama. Inst. Invest. Geol., Chile. Bol. No. 24, 1968.

- Stewart J. W. Snelling N. J. The significance of radiometric age date from peruvian igneous and metamorphic rocks. Primer Congreso Latinoamericano de Geología, Lima, 1970.
- Stewart J., Suarez M. Preliminary studies of stratigraphy and structure in the Patagonian Cordillera between 51°S and 53°S. Primer Congreso Latinoamericano de Geología, Lima, 1970.
- Thomas H. Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga, Inst. Invest. Geol. Santiago, Bol. No. 2, 1958.
- Thomas G. Geología de la Hoja Ovalle, Provincia de Coquimbo. Inst. Invest. Geol., Santiago, Bol. No. 23, 1967.
- Thomas A. N. Cuadrángulos Iquique y Caleta Molle. Provincia de Tarapacá. Carta geológica de Chile es. 1 : 50 000. Inst. Invest. Geol., Chile. Cartas No. 21, 22, 1970.
- Zeil W. Geologie von Chile. Berlin, 1964.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
28 июня 1971 г.

---

УДК 551.24(234.83)

А. М. ПЛЯКИН, И. Г. ПЛЯКИНА

**ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РИФЕЙСКОГО  
ФУНДАМЕНТА ТИМАНА**

На основании анализа результатов детальных гравиметрических работ и глубинного изучения территории путем трансформации магнитного и гравитационного полей в верхнее полупространство на уровни 3, 6, 10, 20 и 30 км удалось выявить характерные черты строения территории до соответствующих глубин и оценить глубину заложения крупных структурных элементов. По геолого-геофизическим материалам характеризуется структурно-фациальная зональность рифейского складчатого фундамента и структурный шов, сочленяющий структурно-фациальные зоны.

Тиман сложен породами двух структурных этажей: нижнего — консолидированного складчатого фундамента рифейского возраста и верхнего — осадочного чехла послерифейского возраста. Нижний структурный этаж характеризует геосинклинальный этап развития Тимана, завершившийся в байкальскую фазу складчатости, верхний — платформенный этап его развития.

Вопросам тектонического строения Тимана посвящены многочисленные работы, однако до сих пор единого взгляда на его строение не имеется. Одним из наиболее важных вопросов тектонического строения рифейского фундамента Тимана является его зональность и характер сочленения выделяемых зон. Большинство геологов (Волочаев, Кукушкин, Львов, 1967; Гецен, 1970; Келлер, 1968; Кочетков, 1967; Плякин, 1967, 1970; Разницын, 1970; Цзю, 1964, и др.) выделяют в рифейском фундаменте Тимана две структурно-фациальные зоны, сложенные разновозрастными отложениями и сочленяющиеся структурным швом, представляющим собой полосу тектонических нарушений северо-западного простирания. Кроме того, имеется мнение о более молодом возрасте пород восточной зоны (Журавлев, Осадчук, 1963).

Геолого-геофизические материалы свидетельствуют о сложном глыбовом строении Тимана (рис. 1), обусловленном широким развитием разрывных тектонических нарушений разных направлений. Последние контролируют зональность рифейского фундамента, в пределах которого четко выделяются две структурно-фациальные зоны: западная и восточная.

Породы западной структурно-фациальной зоны наиболее полно обнажены на Четласском камне, а также на Оч-Парме и Джежим-Парме. В пределах Четласского камня западная зона характеризуется, по материалам геофизических исследований (Гафаров, 1963), спокойным отрицательным магнитным полем и спокойным гравитационным полем. В структурном отношении эта зона представляет собой крупную асимметричную антиклиналь северо-западного простирания с пологим залеганием пород на крыльях. Северо-восточное крыло антиклинали несколько круче юго-западного. Здесь, вблизи структурного шва, углы падения достигают 30—35° при углах падения слоев на юго-западном крыле 8—12°. Четласская антиклиналь осложнена многочисленными мелкими брахискладками, хорошо картируемыми и четко выражающимися на гравиметрических кар-

тах. Юго-западное крыло антиклинали сложено преимущественно терригенными породами, северо-восточное крыло в значительной мере сложено карбонатными породами (известняки и доломиты). Породы западной зоны слабо метаморфизованы (хлорит-мусковитовая и биотит-хлоритовая субфации фации зеленых сланцев). Для них характерно наличие мелких подводно-оползневых складок и кратковременных внутрiformационных перерывов, фиксирующихся непосредственно в обнажениях трещинами усыхания и прослоями гравелитов среди сланцев. Широко

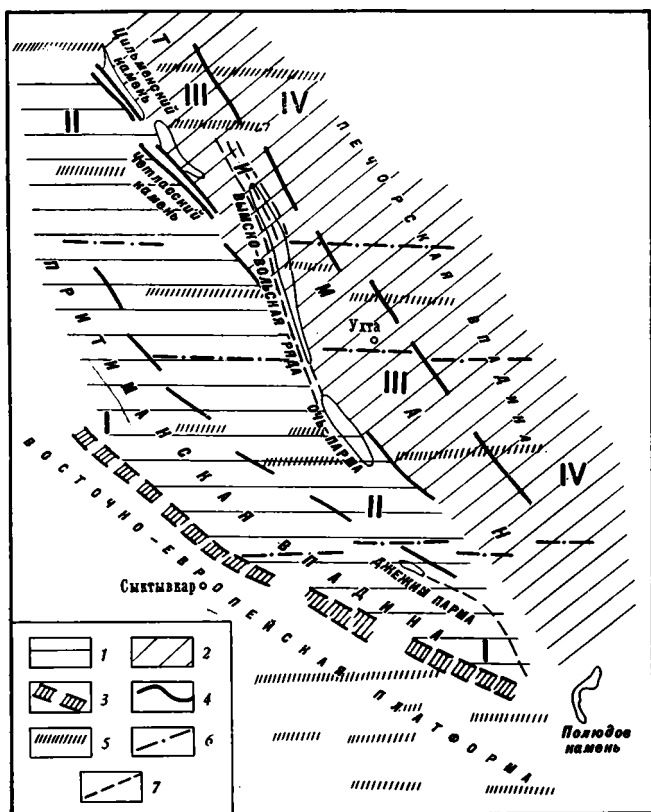


Рис. 1. Тектоническая схема Среднего и Южного Тимана  
 1 — западная структурно-фациальная зона; 2 — восточная структурно-фациальная зона; 3 — зона глубинных разломов краевого шва; 4 — структурные швы; 5 — субширотные внутрикоровые разломы; 6 — субширотные глубинные разломы; 7 — локальные разломы

развиты здесь сколовые нарушения северо-восточного простирания ( $10-30^\circ$ ), круто падающие к юго-востоку ( $70-88^\circ$ ). Они выделяются геофизическими методами, хорошо дешифрируются по аэрофотоснимкам и в большинстве своем подтверждены геологическими наблюдениями. Северо-восточные нарушения являются рудовмещающими для редкометальной минерализации. Магматические породы представлены пикритами, пироксенитами, габбро-пироксенитами и различными дайковыми образованиями. К этой зоне приурочены проявления метасоматических карбонатитов и жильных пород метасоматического и гидротермального происхождения: плагиоклазитов (альбититов), альбит-эгириновых, кварцевых и кварцево-карбонатных. Определения абсолютного возраста пород западной зоны весьма немногочисленны и приведены в работах В. С. Журавлева, М. И. Осадчука (1963) и Ю. П. Ивенсена (1964). Абсолютный возраст осадочно-метаморфических образований, по их данным, не моложе 640 млн. лет и отражает время проявления метаморфизма пород.

Абсолютный возраст интрузивных пород колеблется в пределах 525—540 млн. лет.

Восточная структурно-фациальная зона характеризуется сложнопеременным магнитным и гравитационным полями, сложной линейной складчатостью изоклинального типа, описанной О. С. Кочетковым (1967), В. А. Разницыным (1970) и А. М. Плякиным (1970), широким развитием тектонических нарушений северо-западного простирания. Углы падения слоев пород в крыльях складок составляют 50—80°, часто слои стоят вертикально. В магнитном поле эти нарушения выделяются цепочкой линейных аномалий, а в гравитационном поле — полосой высоких градиентов. При пересчете поля  $\Delta g$  на 10 км в верхнее полупространство, что соответствует погружению возмущающих масс на такую же глубину, зона высоких градиентов исчезает. Этот факт свидетельствует о неглубоком заложении разломов этой системы, не достигающих до «базальтового» слоя земной коры. В структурном отношении восточная зона представляет собой систему линейно вытянутых складок, разорванных нарушениями северо-западного простирания, среди которых выделяются два типа: первые выражены в гравитационном поле положительными аномалиями и сопровождаются дайками основных пород и линзами магнетитосодержащих сланцев, вторые — отрицательными аномалиями и представляют собой зоны интенсивной трещиноватости, дробления и брекчирования. Магнетитосодержащие сланцы хорошо фиксируются аэромагнитными методами, которыми наличие их установлено также и в зоне структурного шва. По составу сланцы кварцево-серицито-карбонатные, иногда с тонкими прослоями известняков, причем в таких прослоях зерна карбоната ориентированы перпендикулярно слоистости пород, что свидетельствует о последующей перекристаллизации карбонатного материала с концентрацией и выделением его в мономинеральные прослои. Магнетит образует правильные октаэдры и является, как и карбонат, новообразованным минералом. В породах обилен также новообразованный биотит. Они характеризуются высокой плотностью (2,77—2,8 г/см<sup>3</sup>) и высокой объемной магнитной восприимчивостью (2400—4000·10<sup>-6</sup> ед. СГС). Весьма интересно, что содержание окислов железа в магнетитосодержащих сланцах по р. Покью составляет 6,2—7,2%, в биотитовых сланцах того же участка (материалы В. М. Пачуковского) — около 8%, а в сланцах, не содержащих магнетита и биотита, — 7,4% (Калужный, 1959). Имеющиеся анализы показывают, что содержание железа в различных разновидностях сланцев рифейского возраста практически остается постоянным. Следовательно, образование магнетита связано не с привнесом дополнительного железа или повышенного его содержания только в определенных разновидностях первично-осадочных пород, а с мобилизацией его при определенных термодинамических условиях из осадочной породы в зонах интенсивных дислокаций и кристаллизацией в виде магнетита. Породы восточной структурно-фациальной зоны отличаются более высокой степенью регионального метаморфизма, новообразованием биотита, магнетита, появлением граната (Кочетков, 1969). При этом намечается зональность регионального метаморфизма, степень которого возрастает с юго-востока на северо-запад. Наиболее метаморфизованы рифейские отложения Северного Тимана и полуострова Канина, где широко развиты гранатовые и гранат-ставролитовые сланцы. Абсолютный возраст осадочно-метаморфических пород восточной структурно-фациальной зоны, по материалам Ю. П. Ивенсена (1964), составляет 510—640 млн. лет. Магматические образования и жильные породы имеют абсолютный возраст 480—625 млн. лет.

Наиболее четко в геофизических полях выражается полоса северо-западных разломов, представляющая собой структурный шов, сочленяющий восточную структурно-фациальную зону с западной (рис. 2). Деталь-



ные гравиметрические и геологические работы на Цильменском камне (Плякин, Никифоров, 1970) показали, что полоса сочленения структурно-фациальных зон представляет собой своеобразный и сложный тектонический элемент рифейского фундамента Тимана, имеющий ширину 3—4 км и прослеженный на протяжении всего Среднего Тимана. Сложена эта полоса тонко переслаивающимися серицито-кварцевыми и серицито-хлорито-кварцевыми сланцами, содержащими редкие прослои доломитов

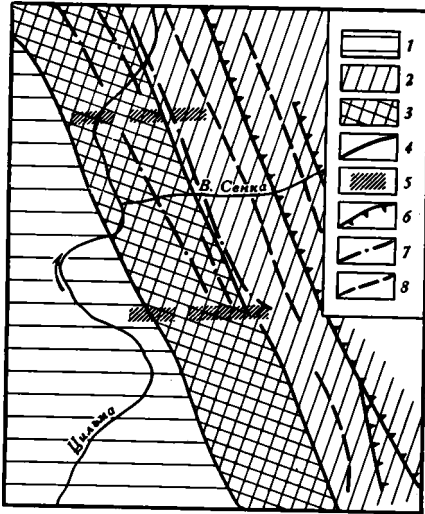


Рис. 2. Тектоническая схема рифейского фундамента Цильменского камня. Составили И. В. Никифоров и А. М. Плякин, 1970 г.

1 — западная структурно-фациальная зона; 2 — восточная структурно-фациальная зона; 3 — полоса сочленения структурно-фациальных зон (структурный шов); 4 — основные разломы, ограничивающие структурный шов; 5 — субширотные разломы; 6 — оси положительных гравиметрических аномалий, связанные с дайками основных пород; 7 — оси положительных магнитных аномалий, связанные с магнетитсодержащими сланцами; 8 — оси отрицательных гравиметрических аномалий, связанные с тектонически ослабленными зонами (зоны дробления и брекчирования)

обычно очень тонкозернистых. В отличие от пород восточной и западной структурно-фациальных зон здесь породы интенсивно кливажированы и характеризуются пониженной плотностью по сравнению с ними (дефицит плотности составляет 0,1—0,2 г/см<sup>3</sup>). Полоса сочленения (структурный шов) четко выражается на картах  $\Delta g$  гравитационной ступенью и с вероятными смещениями по субширотным разломам последивается по всей изученной площади. Кливаж в породах зоны структурного шва, по нашим наблюдениям и материалам В. А. Разницына (1970), веерообразный, секущий, во всех случаях круче слоистости (рис. 3). Угол плоскостей кливажа с плоскостями слоистости составляет 20—30°. В центральной части полосы сочленения по трещинам кливажа широко развиты будинированные кварцевые жилы мощностью 20—30 см, несущие сульфидную минерализацию (мышьяк, свинец, цинк). По ориентировке трещин кливажа в полосе сочленения выделены два блока: западный, с падением плоскостей кливажа к северо-востоку, и восточный, с падением плоскостей кливажа к юго-западу. Блоки пород с различно ориентированными плоскостями кливажа разделены тектоническими нарушениями северо-западного простирания, т. е. согласными с простиранием самого структурного шва. В этой зоне установлены надвиги. В обнажении по р. Коренной (левый приток р. Цильмы) плоскость одного из них пологая, наклоненная к северо-востоку, волнистая, сопровождающаяся зоной смятия и брекчирования. Таким образом, полоса сочленения структурно-фациальных зон в рифейском складчатом фундаменте Тимана представляет собой область наиболее интенсивного проявления пликативной и дизъюнктивной тектоники, выразившейся в изоклинальной складчатости, кливажированности пород, в развитии надвигов, будинированности жильных образований. Тектоническая активность отразилась понижением плотности пород и выделением полосы сочленения в самостоятельный структурный элемент фундамента.

Системы северо-западных разломов четко выражаются на трансформированных картах магнитного и гравитационного полей также к запа-

ду и востоку от Тимана и отделяют его от Притиманской и Печорской впадин (см. рис. 1). Системы таких разломов веерообразно расходятся от Урала, образуя в рифейском фундаменте Тимана секторы в следующей последовательности: приплатформенный (рис. 1, I), западный (рис. 1, II), восточный (рис. 1, III) и внутренний (рис. 1, IV). Первые два сектора образуют западную структурно-фациальную зону, последние --

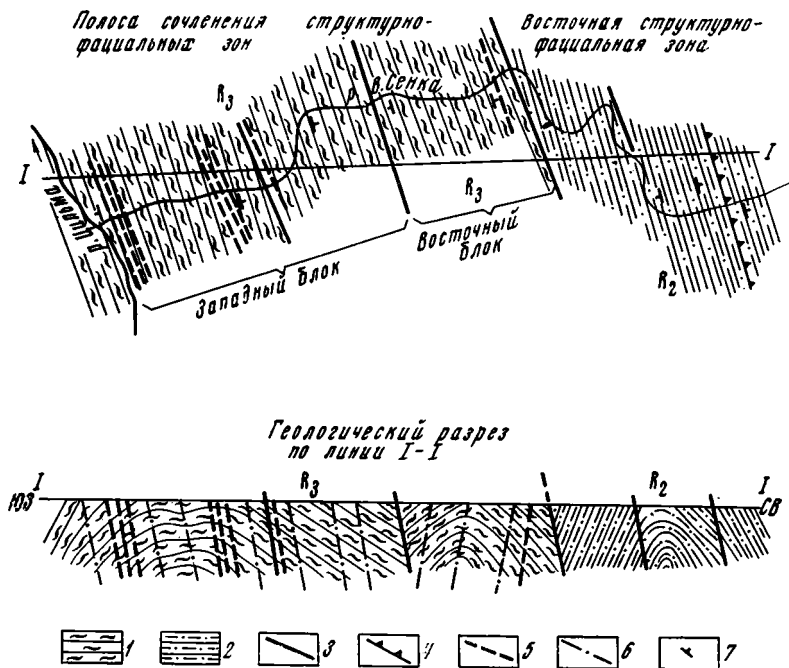


Рис. 3. Геологический разрез рифейских отложений по р. Верхняя Сенка (Цильменский камень)

1 — сланцы верхнего рифея; 2 — кварциты, алевролиты и сланцы среднего рифея; 3 — тектонические нарушения в рифейском фундаменте; 4 — тектонические нарушения, к которым приурочены магнетитсодержащие породы; 5 — будинированные кварцевые жилы; 6 — плоскости падения трещин кливажа; 7 — элементы залегания пород

восточную структурно-фациальную зону, отличающуюся от западной большей интенсивностью складчатости, более сильным метаморфизмом пород, относительно широким проявлением магматизма. Породы западной и восточной зон сформировались в условиях миогеосинклинали, они характеризуются преобладанием осадочных формаций, слабым метаморфизмом, простыми формами складчатости, слабым проявлением магматизма, краевым положением в геосинклинали системе. Возможно, выделенные секторы фундамента соответствуют секторам поэтапной консолидации рифейской геосинклинали Тимана с запада на восток. Поэтапная консолидация выразилась в фундаменте обособлением блоков, характеризующихся специфическими чертами геологического строения и разделенных системами разломов северо-западного простирания, отделявших геосинклинали от жестких, консолидированных участков. Такая возможность поэтапного замыкания рифейских геосинклинал отмечалась Н. П. Херасковым (1967).

Рассмотренные выше особенности геологического строения структурно-фациальных зон, уточнение положения краевого шва, по которому байкалиды Тимана сочленяются с карелидами Восточно-Европейской платформы, а также региональные геофизические работы (Гафаров, 1970; Осада, 1968) позволяют расширить ранее предполагавшуюся площадь развития рифейских отложений в Тимано-Печорской провинции.

Следует отметить, что в региональном плане вдоль разломов северо-западного простирания, разграничивающих зоны консолидации рифейской геосинклинали, происходит ступенчатое возрастание напряженности гравитационного поля от  $-15$  мгл на Южном Тимане до  $+60$  мгл на Северном Тимане и полуострове Канин, что соответствует увеличению степени метаморфизма пород, интенсивности складчатости и магматизма. Увеличение напряженности гравитационного поля наблюдается и вкрест простирания структурно-фациальных зон, с юго-запада на северо-восток, по мере удаления от Восточно-Европейской платформы к внутренним зонам рифейской геосинклинали с большей мощностью осадков, более интенсивными проявлениями магматизма и метаморфизма. Скачкообразное изменение напряженности поля свидетельствует о резком разграничении в структурном плане выделяемых структурно-фациальных зон рифейского фундамента по системам разломов северо-западного простирания.

Таким образом, рифейский фундамент Тимана характеризуется зональностью своего строения, обусловленной, с одной стороны, формированием разновозрастных пород в различных условиях (что выразилось в фациальных различиях пород западной и восточной зон при сходстве их абсолютного возраста и абсолютного возраста прорывающих их интрузивных пород) и, с другой,— уменьшением интенсивности проявления складчатости и магматизма от внутренней части геосинклинали к платформе, что могло способствовать поэтапной консолидации рифейской геосинклинали, начиная с наименее подвижных приплатформенных зон. Структурно-фациальные зоны сочленяются по структурному шву, представляющему собой широкую (3—4 км) протяженную зону сложного микроблокового строения.

#### Литература

- Волочаев Ф. Я., Кукушкин А. И., Львов К. А. К стратиграфии древних толщ Тимана. Докл. АН СССР, т. 173, № 6, 1967.
- Гафаров Р. А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. Тр. ГИН АН СССР, вып. 85. Изд-во АН СССР, 1963.—О глубинном строении фундамента в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1970.
- Гецен В. Г., Юшкова Г. Е. О возможности корреляции рифейских отложений Тимана по элементам-примесям в обломочном кварце. В сб. «Матер. IV Коми республик. молодежной научной конференции». Сыктывкар, 1970.
- Журавлев В. С., Осадчук М. И. Тиманский кряж и п-ов Канин. Региональные стратиграфические очерки докембрия. В кн. «Стратиграфия СССР», ч. II. Верхний докембрий. Госгеолтехиздат, 1963.
- Ивенсен Ю. П. Магматизм Тимана и полуострова Канин. «Наука», 1964.
- Калужный В. А. Метаморфические древние толщи и металлогенические черты Тимана. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1959.
- Келлер Б. М. Очерки по региональной геологии СССР. Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). Изд-во МГУ, 1968.
- Кочетков О. С. Акцессорные минералы в древних толщах Тимана и Канина. «Наука», 1967.
- Кочетков О. С., Поповцева А. А. Альмандин в древних толщах Тимана и Канина. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12, 1969.
- Осада М. А. Структура поверхности фундамента Большеземельской тундры по геофизическим данным. Геотектоника, № 1, 1968.
- Плякин А. М. Стратиграфия рифейских отложений Среднего Тимана. В сб. «Матер. к I Уральской конф. молодых геологов и геофизиков». Свердловск, 1967.
- Плякин А. М., Никифоров И. В. Структурно-фациальная зональность рифейского фундамента Среднего Тимана (Цильменский Камень). В сб. «Матер. IV Коми республик. молодежной научной конференции». Сыктывкар, 1970.
- Разницын В. А. Новые данные о геологическом строении переходной области между Средним и Северным Тиманом. Докл. АН СССР, т. 192, № 2, 1970.
- Херасков Н. П. О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста. В кн. «Тектоника и формации». «Наука», 1967.
- Цзю З. И. Основные черты тектонического развития Тимано-Печорской провинции. В сб. «Геология нефти и газа Северо-Востока Европейской части СССР», вып. 1. «Недра», 1964.

УДК 551.24 (235.216.1)

А. А. АРИПОВ, М. А. АХМЕДЖАНОВ, О. М. БОРИСОВ,  
Л. Н. КОТЛЯРЕВСКИЙ

## СУЛТАНУИЗДАГСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ УЗЕЛ

Разбирается вопрос о сочленении в районе гор Султануиздаг герцинских складчатых структур Южного Тянь-Шаня и Урала.

Анализ геолого-геофизического материала подтверждает, что прямых связей структур Урала и Тянь-Шаня не существует: положительные структуры герцинид Южного Тянь-Шаня после смены простираения с субширотного на субмеридиональное уральское вскоре периклинально замыкаются, а синклинорий с уральским типом разреза «проникают» в область тяньшанид на несколько десятков километров, при этом значительно суживаясь. Все эти изменения происходят на участке поворота складчатых структур с субмеридионального на субширотное, в зоне намеченного авторами Попечено-Султануиздагского разлома северо-восточного простираения.

Султануиздаг является единственным участком, где в пределах обнаженного палеозойского горного массива можно наблюдать плавную смену структур тяньшаньского простираения на субмеридиональное уральское. Именно этот район и прилегающие к нему участки, где палеозойский фундамент вскрыт 52 скважинами и в достаточной мере исследован геофизически, может служить своеобразным полигоном для выяснения взаимосвязей Урала и Южного Тянь-Шаня и здесь мы можем получить ответ на вопрос: является ли Урал и Южный Тянь-Шань единой структурой или же это две самостоятельные тектонические единицы со своими структурно-фациальными особенностями.

Для ответа на поставленный вопрос нами привлечены данные о тектонике, составу осадочных и магматических образований, петрофизических свойствах плутонических тел и некоторые сведения о металлогении Султануиздага и прилегающих к нему территорий.

По данным бурения и геофизики построена схема строения палеозойского фундамента Южного Приаралья со снятым мезо-кайнозойским чехлом (рис. 1). Основной особенностью строения района является наличие двух относительно «жестких» структурных элементов: весьма крупной Каракумо-Таджикской активизированной платформы на юго-западе и Таджиказганского выступа Курамино-Ферганского срединного массива на северо-востоке (Ахмеджанов и др., 1967, 1968). Между ними находится Южно-Тяньшаньская геосинклиналь, большая часть которой располагается к юго-востоку (за рамками данной схемы), где она расширяется примерно в три раза. Необходимо отметить, что в рассматриваемом «коридоре» между указанными выше «жесткими» блоками располагается только южная — Зирабулак-Зиатдинско-Кульджуктауская ветвь Южно-Тяньшаньской геосинклинали, в то время как северная ее ветвь «затухает» в районе к западу от Тамдытау. Однако к району Султануиздага на «сочленение» с уральскими структурами подходит лишь часть южной ветви структур, а другая ее часть следует через Центральный Мангышлак в направлении Донецкого бассейна (из-за отсутствия соответствующих данных эта часть в работе не рассматривается).

Следовательно, к району сочленения структур Урала и Южного Тянь-Шаня подходит только незначительная часть Южно-Тяньшанской геосинклинали, в то время как Зауральско-Тургайская часть Уральской геосинклинали без особого изменения прослеживается через акваторию Аральского моря и в Южном Приаралье заканчивается в виде овального выступа, весьма напоминающего по форме области периклиналильных замыканий мегантиклинориев.

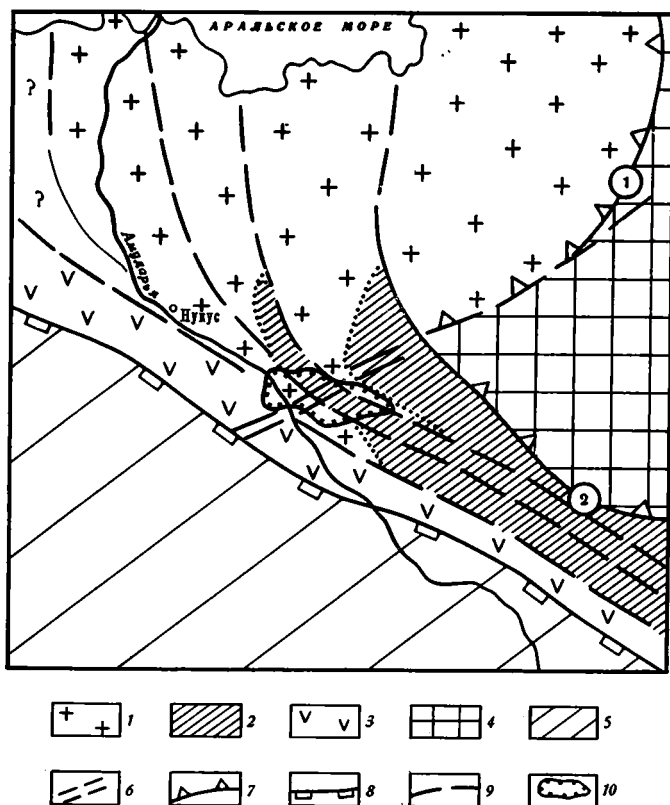


Рис. 1. Схема тектонического строения Южного Приаралья (со снятым мезо-кайнозойским чехлом)

Главные структуры: 1 — уралиды; 2 — тяньшаниды; 3 — донбассо-южно-тяньшанская ветвь тяньшанид; 4 — Таджиказганский выступ Курамино-Ферганского срединного массива; 5 — Каракумо-Таджикская активизированная платформа. Разломы: 6 — Поперечно-Султануиздагский пограничный разлом; 7 — краевые разломы (цифры в кружках: 1 — Восточно-Уральский и 2 — Бессапано-Южноферганский); 8 — Мангышлако-Южно-Тяньшанский краевой разлом; 9 — внутригеосинклиналильные разломы. Прочие обозначения: 10 — контур выхода домезозойских пород Султануиздага.

Султануиздаг располагается в северо-западной части Южно-Тяньшанского геосинклинали «коридора» на участке его расширения и перехода в обширный район Уральской геосинклинали. По данным геофизики, через Султануиздаг и прилегающие участки «коридора» проходит крупная зона разлома северо-восточного простирания. В геологических образованиях он не имеет четкого выражения и поэтому отнесен нами к типу «просвечивающихся» консидементационно развивающихся разломов и назван Поперечно-Султануиздагским. Наличие его подтверждается двумя группами фактов. Во-первых, именно в этой части совершается постепенная смена простираний структур, изменение мощностей и фациальности осадков, появление различных по петро-

физическим свойствам двух типов интрузивных пород и т. п. Во-вторых, на северо-восточном продолжении разлома располагается разлом, выявленный еще Р. Г. Гарецким и В. И. Шрайбманом (1960) по полосе чрезвычайно аномального (до 700—800 *гамм*) магнитного поля с градиентами, достигающими 200 *гамм/км*. Это нарушение отграничивает Таджиказганский выступ срединного массива от Бельтауской части уралид. Названные авторы этот разлом рассматривали как юго-западное окончание Восточно-Уральского разлома и придавали ему значение пограничного шва, разделяющего меридиональные структуры Урала от северо-западных Тяньшаньских (по преобладающим простираниям геофизических аномалий).

Хотя есть основание рассматривать два названных выше разлома как единую зону одного крупного разлома, но в качестве пограничного шва необходимо считать лишь Поперечно-Султануиздагский разлом. К северу от него располагаются герциниды Урала, а к юго-востоку — герциниды Южного Тянь-Шаня.

Как это будет более подробно показано ниже, Поперечно-Султануиздагский разлом в определенной степени является условной пограничной линией уралид и тяньшанид. Зона сочленения охватывает несколько большую область в связи с тем, что положительные структуры тяньшанид с составляющими их формациями «проникают» за линию разлома, где они вскоре и замыкаются. В то же время отрицательные структуры уралид со свойственным ему типом разреза, постепенно суживаясь, продолжают на несколько десятков километров юго-западнее Поперечно-Султануиздагского разлома.

Следовательно, уралиды и тяньшаниды не составляют здесь единой непрерывной структурно-фациальной зоны, а представляют собой самостоятельные структуры, зубчато сочленяющиеся друг с другом.

Султануиздаг представляет собой субширотную, несколько выгнутую к юго-западу, невысокую гряду протяженностью до 100 *км*. В его строении принимают участие докембрийские (?) и кембро-нижнекарбонные образования. Основная структурная особенность — изменение простирания складок с субширотного на востоке на субмеридиональное на западе. Это позволило Г. Гельдерману, И. В. Мушкетову, А. Д. Архангельскому и многим другим высказать мысль о структурной связи Урала с Тянь-Шанем через Султануиздаг.

В центре сооружения — Султануиздагский антиклинорий, который имеет несколько округленную Г-образную форму и расширяется в субширотном простирании до 5—10 *км*, имея в ядре Актауский гранодиоритовый массив. По данным бурения и геофизики, складка прослеживается на восток до 50 *км* (восточная оконечность ее не зафиксирована). В меридиональном же направлении складка быстро погружается и уже в 10—15 *км* к северу не прослеживается (периклинально замыкается?).

К северо-востоку от антиклинория располагается сложнопостроенный (глыбово-складчатый) Восточно-Султануиздагский синклинорий, а к юго-западу — Шейхджейлинский. В субширотном направлении они суживаются, в субмеридиональном — расширяются и, по данным бурения и геофизики, сливаются в единую синклинорную структуру уралид.

Северо-восточнее Восточно-Султануиздагского синклинория предполагается еще один антиклинорий тяньшанид.

Литолого-петрографическое сходство разрезов Южного Урала и Султануиздага было отмечено еще Барбот де-Марни в 1875 г. Впоследствии оно дополнилось стратиграфическим сходством, особенно для среднедевонских отложений (Лихачев, Владимирский и др., 1963; Пятков и др., 1967). Но особенно важным было установление Г. Ю. Алферовым, А. А. Кулеш и Д. А. Рубановым в 1961 г. двух типов разрезов: терригенно-вулканогенного для западной части Султануиздага и терригенно-

карбонатного для восточной. Смена фаций совпадает с поворотом субширотных (тяньшаньских) структур на сумберидиональные (уральские), где в настоящее время условно проводится Поперечно-Султануиздагский разлом.

Эту закономерность подтвердили М. А. Ахмеджанов и Э. Р. Базарбаев (1967), которые на основе ритмостратиграфического метода внесли ряд коррективов в стратиграфическую схему.

Литолого-петрографическое различие фиксируется и по данным бурения, причем смена фаций совпадает с линией пограничного разлома. Так, к северо-западу от зоны разлома (по данным бурения) развиты сланцы и альбитофиры (Бельтау) условно ордовик-силурийского возраста, но особенно широко — нижнекарбоновые осадочно-вулканогенные породы к северо-западу от Султануиздага до Нукуса и Ходжейли (скв. 7 к, 11 к, 14 к, 15 к); аналогичные валериановской и шейхджейлинской свитам, а также черные тонкослоистые слюдястые аргиллиты с прослоями известковых алевролитов и глинистых сланцев (скв. 201 с, 202 с, 205 с). В Южном Приаралье (Тахта-Купыр и др.) скважинами 3п и 9п пройдены кремнисто-слюдястые и серицито-кварцевые аргиллиты, переслаивающиеся с кварцевыми песчаниками условно среднекарбонового возраста.

К юго-востоку от зоны разлома скважинами вскрыты преимущественно известняки, реже сланцы. Аналогичные породы вскрыты бурением к востоку и юго-востоку от Султануиздага и отнесены к среднедевонским.

Интрузивные образования Султануиздага изучались А. В. Пэком, А. Н. Чураковым, Я. С. Висьневским, А. А. Кулешом, Д. А. Рубановым, А. М. Виленским, А. Ф. Свириденко и др. и довольно четко подразделяются на три возрастных комплекса: перидотито-габбровый, габбро-гранитоидный, гранодиорито-гранитный.

В перидотито-габбровом (гипербазитовом) комплексе, согласно Л. Б. Қогану и А. Ф. Свириденко (Петрография Узбекистана, кн. 1, 1964), более ранними являются серпентиниты (за счет дунитов и перидотитов), более поздними — габбро-амфиболиты. Согласно А. М. Виленскому, первичными породами ортоамфиболитов были меланократовые габбро типа иситов, анортитовое габбро типа эвкритов и оливинное габбро. Серпентиниты и амфиболиты слагают в пределах Восточно-Султануиздагского синклиория полосу до 1 км шириной субширотного простирания, которая на западе отклоняется к северо-западу, а в Ащыннтау уже меридиональное направление. При этом ширина полосы расширяется до 2—3 км. В этой полосе серпентиниты и амфиболиты составляют крутые плитообразные тела, смятые в складки совместно с вмещающими породами, что свидетельствует о их внедрении до проявления среднекарбоновой (?) складчатости. Возраст их считается силурийским (Я. С. Висьневский) или ниже-среднекарбоновым (?) (И. Х. Хамрабаев, А. Ф. Свириденко). Аналогичные гипербазиты Южного Урала формировались в предвизейское время (Пронин, 1965), т. е. также до основной фазы складчатости. Тот факт, что комплекс Султануиздага сходен с уральским, прорывает отложения среднего девона, возраст комплекса условно принят нами за турнейский.

Габбро-гранитоидный комплекс развит преимущественно только в западной части Султануиздага, в то время как в восточной он представлен небольшими телами габбро (по данным геофизики) и плагиогранитов. В западной части располагаются Тебинбулакский зональный массив (от перидотитов до габбро и сиенито-диоритов в центре,  $311 \pm 8$  млн. лет) и небольшой Джамансайский (от габбросиенитов до сиенитов). В Бельтау (Юго-Восточное Приаралье скв. 14 п вскрыто лейкократовое габбро, а скв. 34 п, 22 п, 15 п, 21 п — гранодиориты, которые нами условно отнесены к габбро-гранитоидному комплексу.

На Урале аналогичный комплекс пород прорывает отложения визе-намюра и сопровождается месторождениями железа, золота и меди. По аналогии с Уралом возраст комплекса считается нами среднекарбонным (предверхнебашкирским).

Гранодиорито-гранитный комплекс, наоборот, характерен преимущественно для центральной и восточной части Султануиздага, где он представлен Актауским (255 млн. лет) и Дарбазинским массивами лейкократовых гранодиоритов и небольшими телами красных гранитов.

В западной части имеются лишь небольшие штоки гранодиоритов и плагиогранитов (Шейхджейли). Возраст комплекса считается послесреднекарбонным (А. Ф. Свириденко), а состав его — аналогичным гранитоидному комплексу Западного Узбекистана.

Следовательно, смена простираций структур с субширотного до меридионального сопровождалась не только сменой фаций осадочных пород и интенсивности вулканической деятельности, но и некоторой сменой состава интрузивных пород. Массивы, расположенные в зонах с тяньшаньским простираем, характеризуются щелочно-земельным составом, с уральским — субщелочным.

Необходимо отметить, что изменение состава внутри ультрабазитовых и базитовых поясов Южного Тянь-Шаня в зависимости от простираций структурных зон отметили И. Х. Хамрабаев и др. (1965), которые подчеркивали, что «чем больше отходят ультрабазитовые пояса от основных Тяньшаньских сооружений, тем они ближе к Уралу (по составу. — авторы), чем более приобретают меридиональное простираение и тем большим становится удельное значение продуктов основной магмы в общем балансе магматизма» (стр. 34).

Для изучения района сочленения помимо сравнения геологических данных нами произведено сопоставление магнитных свойств интрузивных горных пород Тянь-Шаня и Южного Урала с намагниченностью интрузивных образований Султануиздага. Целесообразность такого анализа предопределена тем, что петрофизическая характеристика пород в пределах единой складчатой системы не должна существенно меняться, так как образование таких пород связано с едиными тектономагматическими циклами. При этом различные петрографические разновидности магматических образований каждого магматического комплекса имеют своеобразную геохимическую специализацию и определенную зависимость с петрофизической характеристикой.

По характеру намагниченности интрузивных пород в Тянь-Шане выделяются две зоны: Средне-Тяньшаньская и Южно-Тяньшаньская (рис. 2).

В Южном Тянь-Шане исследованы все интрузии, обнажающиеся в пределах Узбекистана. Все граниты являются практически немагнитными (всего 49 массивов), а интрузии диоритового состава характеризуются намагниченностью от 160 до  $200 \cdot 10^{-6}$  СГС. Наиболее намагниченными являются основные и ультраосновные образования: кошрабадские габбро (отдельные тела в центре массива — 480); тамдынские габбро — 320; размеры таких тел и их распространенность не существенны.

В Среднем Тянь-Шане характер намагниченности интрузивных пород совсем иной. Здесь все исследованные гранитные массивы являются немагнитными (всего 19 массивов).

Но гранодиориты не только магнитны, но их средняя намагниченность (около  $500 \cdot 10^{-6}$  СГС) даже выше, чем намагниченность диоритов и ультраосновных пород в Южном Тянь-Шане: их намагниченность колеблется от 320 до  $1030 \cdot 10^{-6}$  СГС.

Диориты в Среднем Тянь-Шане обладают намагниченностью от 640 до  $1450 \cdot 10^{-6}$  СГС, составляя в среднем около  $1000 \cdot 10^{-6}$  СГС.

Уральские интрузивные образования, по данным Н. Б. Дортмана (1964) и Б. И. Комиссарова (1963), характеризуются следующей петро-



физической зависимостью: 1 — граниты  $200 \cdot 10^{-6}$  СГС; 2 — гранодиориты  $1000 \cdot 10^{-6}$  СГС; 3 — основные и ультраосновные породы  $3000 \cdot 10^{-6}$  СГС.

Характер петрофизических зависимостей Южного и Среднего Тянь-Шаня, а также Урала, показанный на рис. 2, как будто выразительно указывает на постепенное увеличение с юга на север интенсивности намагниченности интрузивных пород.

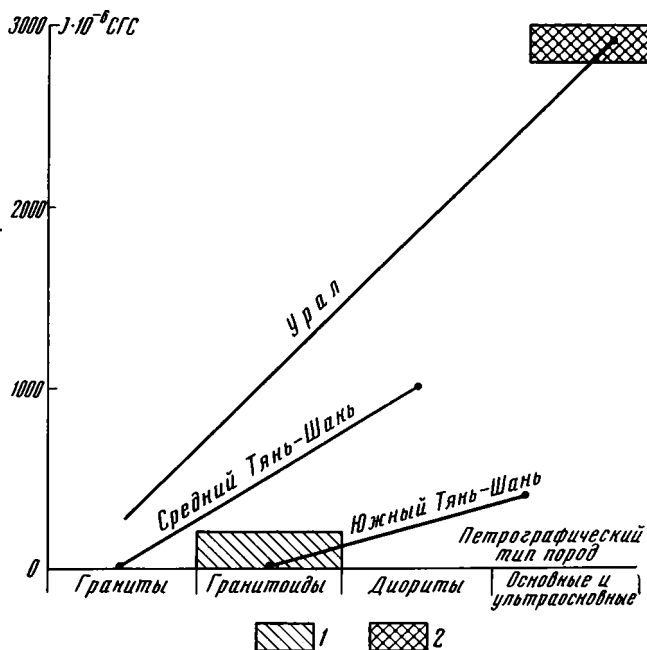


Рис. 2. Петромагнитная характеристика интрузивных пород Тянь-Шаня, Урала и Султануиздага.  
1 — намагниченность гранодиоритов Султануиздага, 2 — намагниченность габбродиоритов Султануиздага

Таким образом, как видно из этого рисунка, каждый из рассмотренных регионов имеет определенную прямолинейную зависимость между петрографическим типом интрузивных пород и их намагниченностью.

Промежуточным элементом в системе Урало-Тяньшаньской складчатой зоны является Султануиздаг. В связи с этим особенно интересно рассмотреть намагниченность интрузивных образований Султануиздага и сравнить эти данные с характером намагниченности аналогичных образований Урала и Тянь-Шаня. В Султануиздаге обнажаются два интрузивных массива. Один из них — Тебинбулакский пироксенит-габбровый массив с намагниченностью около  $3000 \cdot 10^{-6}$  СГС, а другой — Актауский гранодиоритовый массив, практически немагнитный. Таким образом, по характеру намагниченности габбродиоритовый массив близок к массивам Урала, а гранодиоритовый массив — к массивам Южного Тянь-Шаня.

Такое распространение характера намагниченности горных пород в пределах сравнительно небольшого участка заставило детально рассмотреть структурно-геологическое положение изученных массивов. По геологосъемочным данным и результатам детальных магнитометрических и аэромагнитных работ было установлено, что продукты кристаллизации основной магмы Султануиздага не только имеют намагниченность, характерную для аналогичных пород Урала, но, кроме то-

го, располагаются среди осадочно-метаморфических толщ с меридиональным простираем, свойственным исключительно Уралу.

В то же время Актауский массив обладает намагниченностью характерной для Южного Тянь-Шаня, и располагается среди осадочно-метаморфических толщ субширотного простираения, свойственного Южному Тянь-Шаню, о чем уже было сказано при характеристике магматических комплексов.

Резкое изменение простираций складчатых структур, по данным геологосъемочных работ, происходит по Поперечно-Султануиздагскому разлому. Однако, по данным магнитометрических работ, западнее разлома продолжают аномалии магнитного поля с простираем Южно-Тяньшаньской складчатости.

Таким образом, в районе Султануиздага интерференционно пересекаются Уральские и Южно-Тяньшаньские направления.

Как известно, основные и ультраосновные тела тесно сопряжены с глубинными разломами, а последние характеризуются степенью «магмонасыщенности». По этому признаку разломы уральского простираения являются весьма «магмонасыщенными» (Восточно-Мугоджарский, Джетыгаринский, Центрально-Тургайский и их южные продолжения вплоть до Южного Приаралья), прослеженные по геофизическим данным.

Разломы Тяньшаньского простираения являются слабо «магмонасыщенными» и слабо выявляются геофизическими методами, особенно в участках преобладания разломов уральского простираения.

Таким образом, намечается перекрещивающаяся сетка разломов, которая «прошивает» разнообразные по строению и возрасту тектонические структуры, отличающиеся степенью «магмонасыщенности» и составом интрузивных тел. В пределах геосинклиналей разломы сопряжены со складчатыми структурами.

К подобной сетке разломов, по-видимому, типа «интрателлурических», приурочены и тела гранитоидов. Причем для тел уральского простираения отмечается повышенная основность и щелочность.

Следовательно, смена простираций структур сопряжена со сменой фациальных особенностей осадочных и магматических образований, что не может не сопровождаться изменением рудногеохимических особенностей. И если последние будут обусловлены развитием разломов, то следует ожидать довольно резкую смену спектра металлов, а в зонах их пересечения (как это имеется в Султануиздаге) «гибридную» минерализацию. По данным В. Г. Гарьковца, И. Х. Хамрабаева (1967), В. Г. Гарьковца (1964) здесь, но особенно западнее выделенного нами Поперечно-Султануиздагского разлома, развиты процессы оталькования и лиственизации, имеется никеленосная кора выветривания, рудопроявления марганца и титаномагнетита, золотоносные зоны и т. п. Л. З. Палей и др. (1967) отмечают, что суть геохимической специализации составляют золото, барий, марганец, мышьяк и бериллий (в золотоносных зонах), при этом отмечают, что к западу от Султануиздага резко возрастает количество золота, никеля, меди, хрома, ванадия и бария, т. е. элементов, характерных для Урала.

И. Х. Хамрабаев (1966), рассматривая связь Урала и Тянь-Шаня отметил, что «меридиональная часть Султануиздага в отношении магматизма, тектонических особенностей и постмагматической минерализации имеет больше общих черт с Уралом, чем с Тянь-Шанем, и именно этот пункт следует считать местом смыкания герцинид этих двух регионов» (стр. 175, 176).

Это смыкание, по нашим данным, происходит по линии Поперечно-Султануиздагского разлома, располагающегося диагонально к меридионально-широтной сетке разломов: к северо-западу от него начинают превалировать особенности уральского типа, а к юго-востоку от него — тяньшаньские.

## Литература

- Ахмеджанов М. А., Базарбаев Э. Р. К ритмостратиграфии палеозойских отложений Султануиздага. Узб. геол. ж., № 6, 1967.
- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Фузайлов И. А. Строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана, Изд-во «ФАН», УзССР, 1967.
- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. Строение палеозойского фундамента Узбекистана и сопредельных территорий. Сб. Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов, проблема 3, «Орогенические пояса». «Наука», 1968.
- Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты, Изд-во АН СССР, 1960.
- Гарьковец В. Г. О структурной и металлогенической связи Тянь-Шаня с Уралом. «Сборник научных трудов МГ УзССР (к XXII сессии МГК», вып. 4, Ташкент, 1964.
- Гарьковец В. Г., Хамрабаев И. Х. О геологической и металлогенической связи палеозойских сооружений Южного Тянь-Шаня и Южного Урала, «Проблемы геологии Средней Азии и Казахстана». «Наука», Ташкент, 1967.
- Дортман Н. Б., Васильева В. И., Вейнберг А. К. и др. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР, «Недра», 1964.
- Комиссаров Б. И. Аэромагнитные исследования в Мугоджарах и перспективы поисков полезных ископаемых. «Аэромагнитная съемка в геологии», Госгеолтехиздат, 1963.
- Котляревский Л. Н. К вопросу о причине и условиях намагнитченности интрузивных пород Узбекистана. Узб. геол. ж., № 2, 1968.
- Лихачев Ю. А., Владимирский В. С. и др. Тектоника палеозойского фундамента Кызылкумов, Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 105, вып. 15, Гостоптехиздат, 1963.
- Палей Л. З., Муромцев А. В., Борозенец Н. И. К геохимии золота в Султануиздате. Узб. геол. ж., № 6, 1967.
- Петрография Узбекистана, кн. 1, «Наука», Ташкент, 1964.
- Пронин А. А. Основные черты истории тектонического развития Урала. «Наука», 1965.
- Пятков К. К., Пяновская И. А. и др. Геологическое строение Центральных Кызылкумов. Изд-во «ФАН», 1967.
- Хамрабаев И. Х., Мусаев А., Лихоидов Г. Г., Баранов В. В. Пояса основных и ультраосновных пород в Узбекистане. В сб. «Проблемы геологии и полезных ископаемых Узбекистана», «Наука», УзССР, 1965.
- Хамрабаев И. Х. К проблеме связи палеозойских сооружений Южного Тянь-Шаня с Южным Уралом и их рудных перспектив. Докл. АН СССР. т. 168, № 1, 1966.

Институт геологии и геофизики  
АН УзССР

Статья поступила  
10 февраля 1969 г.

УДК 551.24 : 550.83 (575.1)

Б. Б. ТАЛЬ-ВИРСКИЙ, Ф. Х. ЗУННУНОВ

**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ФЕРГАНСКОЙ  
МЕЖГОРНОЙ ВПАДИНЫ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

В пределах впадины выделяются собственно Ферганская кайнозойская мегасинклинали и окраинные структуры. Основными элементами мегасинклинали являются борты: Северный и Южный, и ядро — Центральный грабен.

По характеру геомагнитного поля высказаны некоторые соображения о составе докембрийского фундамента впадины и его влиянии на дислокации покрова.

Ферганская межгорная впадина — крупнейшая отрицательная структура Тянь-Шаня. Ее тектонике посвящено большое количество исследований. Однако в ранних работах (Вялов и др., 1947; Васильковский, 1948; Суворов, 1954; Симаков, Клейнберг и др., 1957; и др.) не использованы геофизические материалы, совершенно необходимые для познания строения центральных и северных, наиболее погруженных районов, в более поздних (Рыбин, 1959; Рыжков, 1959; Ходжаев, Азимов, 1965; Сайдалиева и др., 1966; и др.) эти данные привлекались фрагментарно без комплексной интерпретации их для всей территории межгорной впадины.

Комплексная геологическая интерпретация и анализ геофизических данных с учетом результатов бурения позволили составить структурную карту по опорному отражающему горизонту, приуроченному к известнякам туркестанских слоев палеогена ( $Pg_2$ ), а там, где эти отложения размыты, — по рельефу поверхности докембрийского фундамента (рис. 1), послужившая основой для тектонического районирования. При этом мы стремились сохранить предложенные ранее термины и названия, если они не противоречили имеющемуся фактическому материалу и нашим представлениям.

В пределах впадины выделяется собственно Ферганская кайнозойская мегасинклинали и окраинные структуры. К последним относятся барьерные гряды (Карачатыр-Сурентюбинская, Намаздекская, Каратау-Гузанская, Боястанская) с входящими в их пределы выступами фундамента и окраинные прогибы (Узгенский, Тулейкенский, Джусалинский, Ляглянский, Наукатский, Караван-Кокджарский, Исфара-Ляканский, Нанайский).

Под барьерными грядами понимаются крупные положительные структуры с обнажающимися в ядре выступами палеозойского фундамента, отделенные от основных горных хребтов Тянь-Шаня или других барьерных гряд окраинными прогибами, выполненными мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Содержание термина «окраинные прогибы» ясно из предыдущего. Внутренние границы барьерных гряд являются границей Ферганской мегасинклинали. Термин «мегасинклинали» применительно к структурам Ферганского типа был применен В. Е. Хаиным (1954) и Б. А. Петрушевским (1955). На наш взгляд, он хорошо отражает, с одной стороны, сравнительную простоту строения, а с другой — большие размеры рассматриваемой структуры и этим вы-

годно отличается от часто употребляемого термина «синклиорий», который надо сохранить для складчатых геосинклинальных (или эпигеосинклинальных) структур, и неопределенного термина «депрессия».

Основными элементами мегасинклинали являются борты: Северный и Южный, и ядро — Центральный грабен. Если полагать Ферганскую мегасинклиналь структурой первого порядка, ее борты и Центральный грабен — структурами второго порядка, то в пределах последних можно выделить разнообразные структуры третьего порядка и надпорядковые. К последним относятся региональные разломы, флексурно-разрывные зоны, прогибы, тектонические ступени. Не поясняя первые три термина, достаточно распространенные, отметим, что под тектонической ступенью понимается крупная структура (надпорядковая), характеризующаяся сравнительно небольшими колебаниями мощностей покровных образований около определенного среднего значения, ограниченная, как правило, разломами, флексурами и осложненная поднятиями и прогибами.

Учитывая разнообразие морфологии и генезиса локальных антиклинальных складок, а также объединяющих их более крупных структурных элементов, целесообразно выделить три типа положительных структур третьего порядка.

1. Антиклинальные зоны — линейно вытянутые положительные структуры, состоящие из одной крупной или нескольких мелких, как правило, линейных, сложно построенных антиклинальных складок, сочленяющихся кулисно или четкообразно; в генезисе складок большое значение имели внутрiformационное выжимание и криптодиапиризм.

2. Антиклинальные поднятия — крупные положительные структуры брахиформных очертаний, часто осложненные сравнительно пологими локальными антиклиналями, являющимися складками облекания в том смысле, что поверхность цоколя изогнута согласно с лежащими выше образованиями чехла.

3. Группы антиклинальных структур — выделяются в том случае, когда несколько антиклинальных складок, близких по географическому положению и геологической позиции, не приурочены к единой более крупной положительной структуре.

Расположение тектонических структур различных порядков в пределах Ферганской межгорной впадины показано на рис. 2, а описание их приводится ниже.

Центральный грабен представляет собой слабо дислоцированную, наиболее глубоко погруженную область впадины. Мощность кайнозойских осадков здесь достигает 7500 м. От бортов Ферганской мегасинклинали он отделен разрывными нарушениями и флексурами. В пределах грабена расположены Мингбулакское, Караджидинское, Кокандское поднятия, Акбельская антиклинальная зона, осложненная соляными структурами, Карадарьинский, Учкурганский, Дамкульский, Шайданский, Бешарыкский прогибы. Южную периферическую часть грабена занимает южный прибортовый склон, в пределах которого выделено значительное число антиклиналей и гемантиклиналей (Махрамская, Сарыкурганская, Алтыарыкская, Актепинская, Гумханская, Найновинская, Таштепинская), тяготеющих к разрывным нарушениям и флексурам.

Борты Ферганской мегасинклинали имеют сложное строение. Здесь наблюдаются резкие изменения мощностей четвертичных, третичных, а возможно, и более древних отложений, широкое развитие антиклинальных структур и разрывных дислокаций.

Южный борт — наиболее сложно построенная область впадины — ограничен на севере Южно-Ферганской флексурно-разрывной зоной, представленной чередованием серии разломов с амплитудой до

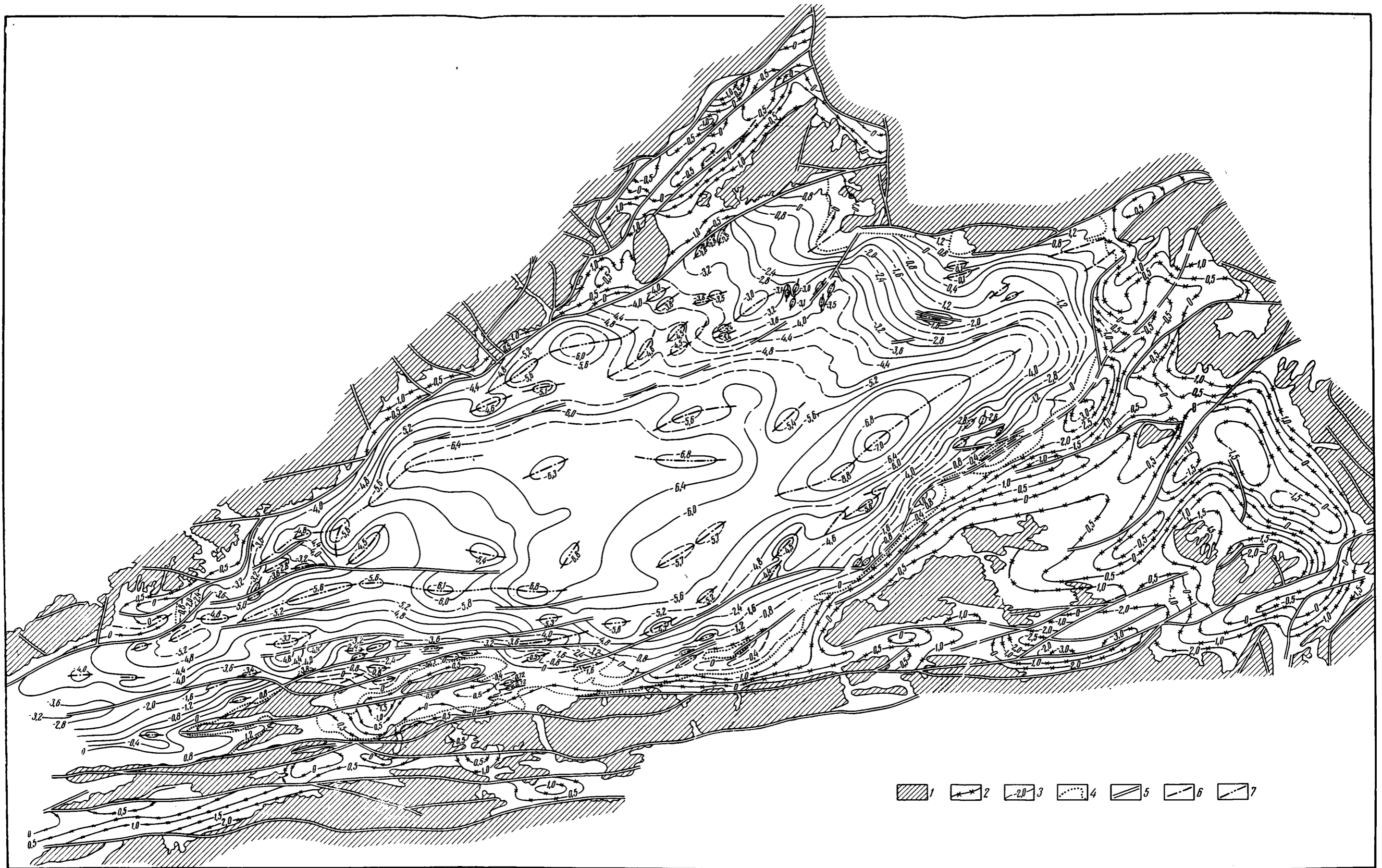


Рис. 1. Структурная карта Ферганской межгорной впадины по кровле известняков туркестанских слоев палеогена и поверхности фундамента (составили Ф. Х. Зуннунов, В. А. Пак, И. И. Перельман, Н. В. Петрова, А. Я. Попов, З. Д. Пшеничная, Б. Б. Таль-Вирский с учетом материалов А. С. Орловского и В. Я. Синельникова)  
 1 — выходы на поверхность докембрийских образований; 2 — изогипсы поверхности докембрийского фундамента; 3 — изогипсы кровли известняков туркестанских слоев палеогена; 4 — линия размыва туркестанских слоев палеогена; 5 — разрывные нарушения; 6 — оси антиклинальных структур; 7 — оси синклиналиных структур

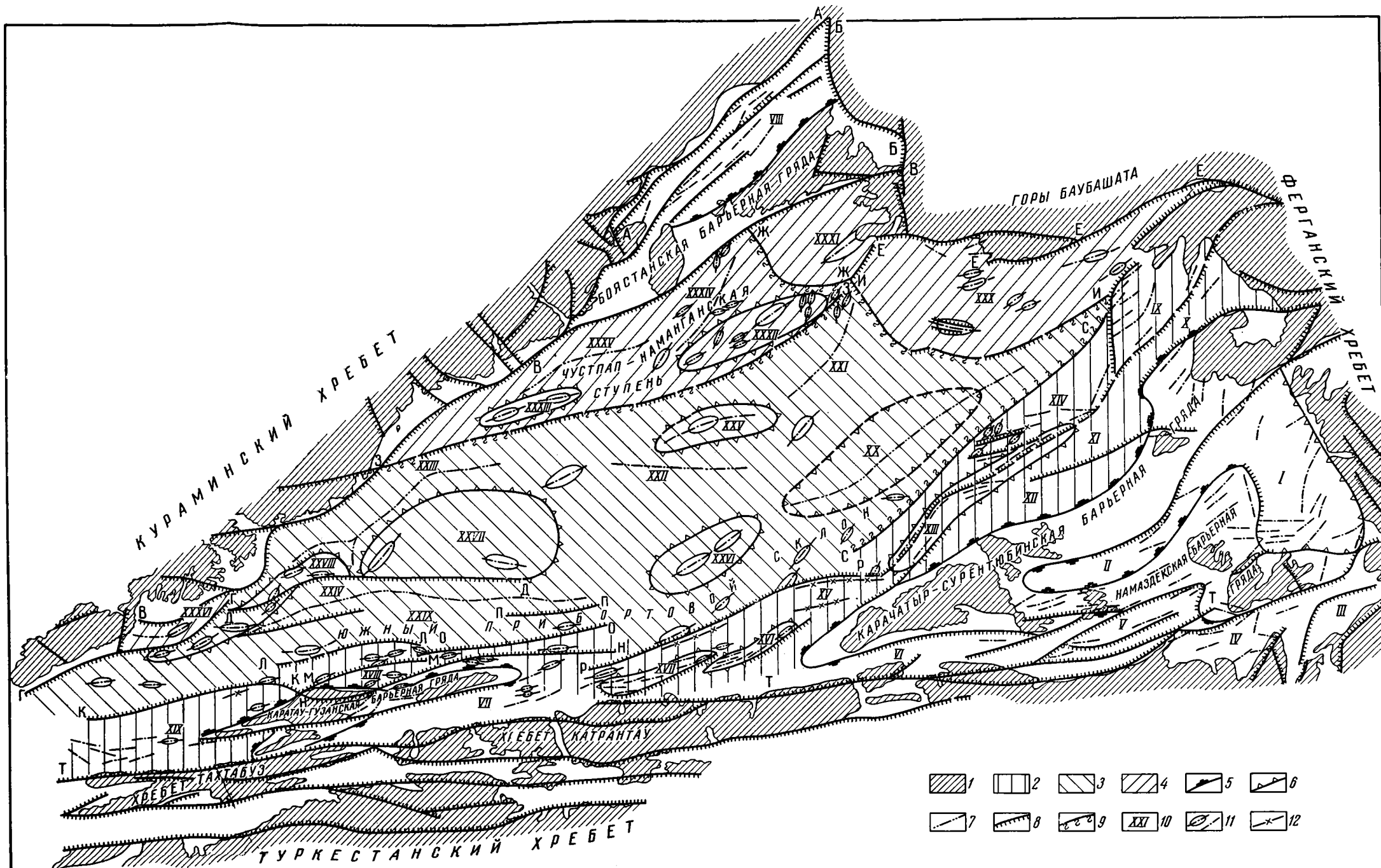


Рис. 2. Схема тектоники Ферганской межгорной впадины

1 — выходы на поверхность докембрийских образований; 2 — Южный бор; 3 — Центральный грабен; 4 — Северный бор; 5 — границы барьерных гряд; 6 — границы антиклинальных зон, поднятий; 7 — оси прогибов; 8 — разрывы, выраженные по поверхности докембрийского фундамента и в покрове; 9 — флексуры; 10 — структуры третьего порядка; 11 — антиклинальные складки, выраженные в палеогеновых и мезозойских отложениях; 12 — оси бескарьерных антиклинальных складок, выраженные только в кайнозойских молассах.

Окраинные структуры. Барьерные гряды: Каратау-Сурентюбинская, Намаздекая, Каратау-Гузанская, Боястанская. Окраинные прогибы: I — Узгенский, II — Тулейкенский, III — Джусалинский, IV — Лягянский, V — Наукатский, VI — Караван-Кокджарский, VII — Исфара-Ляканский, VIII — Нанайский. Структуры Ферганской мегасинклинали. Южный бор: IX — Ачсайский выступ, X — Кугартский прогиб, XI — Анимский прогиб, XII — Карасуйский прогиб, XIII — Андижанская антиклинальная зона; XIV — Андижанская моноклинал, XV — Якатутская ступенчатая зона, XVI — Кизыларчинская антиклинальная зона, XVII — Чимонская антиклинальная зона, XVIII — Канибадам-Риштанская ступенчатая зона, XIX — Тузлукская моноклинал, Центральный грабен: XX — Карадарьинский прогиб, XXI — Учкурганский прогиб, XXII — Дамкульский прогиб, XXIII — Шайданский прогиб, XXIV — Бешарьинский прогиб, XXV — Мингбулакское поднятие, XXVI — Караджидинское поднятие, XXVII — Кокандское поднятие, XXVIII — Акбельская антиклинальная зона, XXIX — Южный прибортовой склон. Северный бор: XXX — Майлисуйский выступ, XXXI — Карагундайский выступ, Чустпап-Наманганская ступень в составе XXXII — Наманганского поднятия, XXXIII — Чустпапского поднятия, XXXIV — Алмасского прогиба, XXXV — Кассан-Пишкаранского прогиба, XXXVI — Полаский выступ.

Важнейшие разломы и флексурно-разрывные зоны: А — А — Чаткало-Атойнакский; Б — Б — Карасуйский; В — В — Северо-Ферганский; Г — Г — Самгарский; Д — Д — Акбель-Супетауский; Е — Е — Баубашатинский разломы; Ж — Ж — Карагундайская флексура; З — З — Присырдарьинская; И — И — Карабулакская флексурно-разрывные зоны; Южно-Ферганская флексурно-разрывная зона в составе К — К — Тузлукского, Л — Л — Махрамского, М — М — Канибадамского, Н — Н — Шорсуйского, О — О — Варыцкого, П — П — Сарыкурганского, Р — Р — Капчигайского разломов; С — С — Андижанской флексуры; Т — Т — Южно-Ферганский разлом

2000 м, с крутыми моноклиналями и флексурами. На западе борта выделяется Тузлукская моноклинали, осложненная антиклинальными складками (Тогаянская, Аксарайская и др.) и погружающаяся в северном направлении под углом 10—12°. Восточнее располагается Канибадам-Риштанская ступенчатая зона, разбитая системой эшелонированных разломов Южно-Ферганской флексурно-разрывной зоны, благодаря которым образованы блоки, кулисно заходящие друг за друга и постепенно погружающиеся в северном направлении. С каждым таким блоком связаны одна или несколько антиклиналей, крутые крылья которых осложнены разломами. Размеры антиклиналей увеличиваются при движении от горного обрамления к центру впадины. Здесь выделяются следующие локальные структуры: Ниязбекская, Маданиятская, Северная Канибадамская, Канибадамская, Раватская, Сельрохинская, Айританская, Нефтеабадская, Варыкская, VI Шорсуйская, IV Шорсуйская, I Шорсуйская, Западная Бурдалыкская, Северная Сохская, Чонгарская, Гальчинская, Северная Риштанская и др.

Еще восточнее выделяются кулисно расположенные Чимионская и Кизыларчинская антиклинальные зоны, находящиеся в полосе встречного погружения Карачатыр-Сурентюбинской и Каратау-Гузанской барьерных гряд. Северо-восточнее указанных зон располагается Яккатутская ступенчатая зона с погружением морских отложений палеогена в северном направлении на глубину от 800—1000 до 3500—4000 м. Здесь широко распространены бескорневые складки (Капчигайская, Кувинская, Талмазарская, Найманская).

Восточнее Яккатутской ступенчатой зоны расположена Андижанская антиклинальная зона, в пределах которой отмечены Палванташская, Андижанская, Южная Аламышикская и другие антиклинальные складки, разбитые продольными и поперечными нарушениями, и Андижанская моноклинали, в пределах которой выделяются Чангырташская группа антиклинальных структур, объединяющая Чангырташскую, Сузакскую, Чигирчикскую антиклинали, а также Хартумская, Катартальская, Тешикташская, Куруткинская антиклинали. Восточную окраинную часть Южного борта занимает Ачисайский выступ. Здесь развито большое число асимметричных антиклиналей с более пологими северо-западными крыльями.

Кугартский, Аимский, Карасуйский прогибы отделяют восточную часть Южного борта от Карачатыр-Сурентюбинской барьерной гряды. Они представляют собой единую крупную синклиналиную структуру, шарнир которой погружается в юго-западном направлении.

Северный борт ограничен на севере Северо-Ферганским и Баубашатинским разломами, на юге — Самгарским разломом, Присырдарьинской и Карабулакской флексурно-разрывными зонами. Он включает в себя Майлисуйский, Карагундайский, Полаский выступы и Чустпап-Наманганскую ступень.

Майлисуйский выступ расположен на востоке Северного борта; ограничен Баубашатинским разломом и Карабулакской флексурно-разрывной зоной. Баубашатинский разлом имеет надвиговый характер и состоит из двух ветвей, кулисно сочленяющихся в районе встречных погружений гор Ангректау и Алаштау. Амплитуда восточной ветви варьирует от 1000 м на северо-востоке до 2500 м на западе, а западной — от 800 м до 1800 м. В пределах выступа, осложненного локальными антиклиналями и гемиянтиклиналями, мощности мезо-кайнозойских образований увеличиваются в южном направлении, достигая у Карабулакской флексурно-разрывной зоны 4000 м. В северной части выступа выделяется Майлисуйская группа антиклинальных структур.

Карагундайский выступ расположен западнее Майлисуйского. В его пределах мощности мезо-кайнозойских образований увеличиваются в юго-западном направлении от 0 до 4000 м.



Чустпап-Наманганская ступень на севере и северо-западе ограничена Северо-Ферганским разломом, на юге Присырдарьинской флексурно-разрывной зоной, а на северо-востоке Карагундайской флексурой и характеризуется сравнительно пологими дислокациями и большими мощностями (4000—7300 м) мезо-кайнозойских образований. В пределах ступени выделяются Наманганское, Чустпапское антиклинальные поднятия, осложненные соответственно Наманганской, Шорбулакской, Восточной Шорбулакской, Кукумбайской, Тюрякурганской и Чустпапской, Восточной Чустпапской антиклиналями, и Исковатская группа антиклинальных структур, объединяющая Исковатскую, Испаранскую и Тергачинскую антиклинали, а также отрицательные структуры: Кассан-Пишкаранский и Алмасский прогибы. Причем в Алмасском прогибе, несмотря на то, что он расположен вблизи палеозойского обрамления, абсолютные отметки опорного отражающего горизонта соизмеримы с отметками в Центральном грабене впадины (до — 6200 м).

Северо-Ферганский разлом, протягивающийся вдоль южных склонов Кураминского хребта и Боястанской барьерной гряды, имеет взбросово-надвиговый характер. Амплитуда его достигает 5000—7000 м в центральной части, постепенно уменьшаясь на юго-запад и северо-восток.

Присырдарьинская флексурно-разрывная зона представлена чередованием разрывов амплитудой до 400 м, отмеченных южнее Чустпапского и Наманганского антиклинальных поднятий, с флексурами, выраженными неширокой полосой сравнительно крутого (14—22°) моноклинального погружения опорного отражающего горизонта к Центральному грабену впадины, а Карагундайская флексура — полосой крутого (15—20°) воздымания опорного отражающего горизонта в направлении одноименного выступа. Присырдарьинская флексурно-разрывная зона на западе расположена на продолжении Баштавакского разлома Кураминских гор, образуя с ним единую линию.

Поласский выступ расположен на северо-западе впадины, ограничен Северо-Ферганским разломом на севере, Самгарским на юге и является восточным погружением Моголтау. Самгарский разлом на северо-востоке переходит во флексуру; амплитуда разлома составляет 3000—5000 м.

При рассмотрении региональных мезо-кайнозойских дислокаций Ферганской межгорной впадины обращает на себя внимание преобладание в западной ее части разрывов, а в восточной — флексур и моноклиналей. Различаются также локальные дислокации.

Ферганская мегасинклиналь, созданная новейшими тектоническими движениями, является наложенной структурой, покоящейся на гетерогенном по составу и времени консолидации фундаменте. Многообразие ее разрывных и пликтивных дислокаций может быть объяснено различными факторами, среди которых основными, по-видимому, являются:

1. Степень жесткости и монолитности фундамента; в частности, в областях развития гранитизированного фундамента Кураминского типа новейшие движения реализовались преимущественно по разломам (западная часть впадины); фундамент восточной части впадины, сложенный осадочно-вулканогенными комплексами, видимо, в большей степени способен изгибаться в складки большого и среднего радиуса, поэтому бортовые уступы здесь чаще выражаются флексурами и моноклиналями.

О различии фундамента запада и востока впадины наиболее отчетливо свидетельствуют данные магниторазведки. На западе впадины развиты крупные положительные магнитные аномалии субширотного простирания. На западе они пересекают Северо-Ферганский разлом и прослеживаются в обнаженных районах Кураминского хребта и Моголтау, где отчетливо сопоставляются с гранодиоритами и диоритами. Расчеты объема и эффективной намагниченности магнитовозмущающих объектов также свидетельствуют о их связи с крупными интрузивными телами. Из этих данных вытекает, что в фундаменте запада впадины широко

развитые интрузивные комплексы, отсутствующие в сопредельных с юга районах Туркестанского хребта. При пересчете магнитного поля вверх на высоту 5, 10, 15 км западная часть Ферганской межгорной впадины, Кураминские горы, западное погружение Чаткальского хребта и Ташкентско-Голодноостепский прогиб охватываются единым крупным максимумом, поперечник которого превышает 200 км. Максимум с юга, севера и востока окружен отрицательным полем. Восточная часть впадины характеризуется отрицательным геомагнитным полем, на фоне которого отмечаются отдельные положительные аномалии, хорошо увязывающиеся с основными эффузивами, развитыми в Карачатыре и Баубашате. Данные магниторазведки убедительно свидетельствуют о принадлежности фундамента запада впадины к Кураминской, а ее востока — к Чаткало-Нарынской (Восточно-Ферганской) структурно-формационным провинциям.

2. Общая мощность покровных накоплений и особенно наличие в них пластичных — глинистых или соленосных — образований. Большая мощность покровных накоплений в целом форсирует проявления гравитационного тектогенеза и внутрiformационных перемещений масс. При наличии последних и пластичного вещества в разрезе возникают благоприятные условия для инъекционных дислокаций, в той или иной мере проявленных в антиклинальных зонах северо-западной и юго-восточной частей Ферганской межгорной впадины.

#### Литература

- Васильковский Н. П. Тектоническое развитие Ферганской депрессии в кайнозое. Тр. ИГ АН УзССР, вып. 1. Изд-во АН УзССР, 1948.
- Вялов О. С., Габрильян А. М., Зубов И. П., Клейберг В. Г., Мейер Г. Я., Хуторов А. М. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносных районов Средней Азии. Т. 1. Ферганская депрессия, Тр. ВНИГРИ. Нов. сер., вып. 24, Ленгостоптехиздат, 1947.
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. Изд-во АН СССР, 1955.
- Рыбин А. И. Тектоническое районирование Ферганской впадины по геофизическим работам. Уз. геол. ж., № 5, 1959.
- Рыжков О. А. Тектоника меловых и кайнозойских отложений Ферганской депрессии. Изд-во АН УзССР, 1959.
- Сайдалиева М. С., Ибрагимов Р. Н., Таджиев Т. К вопросу тектонического районирования Ферганской впадины. Уз. геол. ж., № 1, 1966.
- Симаков С. Н., Клейнберг В. Г., Воробьев А. А., Запрудская М. А., Наричная В. Е., Пояркова З. Н., Хуторов А. М. Геологическое строение и нефтеносность Ферганы. Тр. ВНИГРИ, вып. 110. Гостоптехиздат, 1957.
- Суворов А. И. Тектоническое районирование Ферганской впадины по генетическим признакам. Тр. ИГН АН СССР, вып. 158. Изд-во АН СССР, 1954.
- Ханин В. Е. К проблеме классификации структурных изгибов земной коры. Докл. АН АзербССР, т. 10, № 11, 1954.
- Ходжаев А. Р., Азимов П. К. О тектоническом районировании Ферганской межгорной впадины. Уз. геол. ж., № 4, 1965.

Институт геологии и геофизики  
АН УзССР

Статья поступила  
2 апреля 1970 г.

УДК 551.242.4(236.1)

О. М. ФИЛАТОВ

## О НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКЕ АТЛАСА

На основе интерпретации и сравнительного анализа геологических, тектонических и топографических карт с применением историко-геологических и геоморфологических методов приводится описание неотектонической структуры Атласа. Рассматриваются размещение и амплитуда движений крупных складок. Отмечаются различная продолжительность и неодинаковый режим тектонических движений в альпийской области и на платформе, влияющие на формирование структурных элементов. Подчеркивается неравномерное развитие складок в течение неотектонического этапа.

Вопросы новейшей тектоники Атласа освещаются в ряде работ зарубежных и советских исследователей (Гертнер, 1957; Гланжо, 1957; Кастанни, 1957; Кинг, 1967; Костенко, 1965; Милановский, 1969; Николаев, 1969; Coque, Jauzein, 1965 и др.), в которых приводятся общие сведения об особенностях новейшего этапа развития отдельных частей этого региона.

В последние годы новейшая структура Атласа сравнительно детально изучалась нами в связи с разработкой методики неотектонических исследований в комплексе геолого-геофизических работ на нефть и газ на территории Северной Африки. Результаты работ основываются на интерпретации и сравнительном анализе разномасштабных топографических, геологических и тектонических карт. Была применена комплексная методика исследований, включавшая историко-геологические методы и методы геоморфологического анализа современного рельефа.

При анализе рельефа большое значение придавалось пространственному размещению и деформации денудационных поверхностей выравнивания. Как показывают результаты наших исследований, а также данные З. А. Сваричевской и Ю. П. Селиверстова (1967), а для Северного Атласа и Л. Гланжо (1957) в Атласе распространены в основном три разновозрастные поверхности выравнивания. Наиболее древними и сравнительно широко развитыми на эпигерцинской платформе являются доблигоценовая (верхнеэоценовая), а в альпийской области доплиоценовая (средне- и верхнемиоценовая или постшарьяжная) поверхности.

В качестве опорных поверхностей при составлении схемы распространения интенсивности новейших тектонических движений на территории Атласа (рис. 1) были приняты перечисленные выше поверхности выравнивания на участках поднятий, а в межгорных депрессиях — подошва олигоценовых и плиоценовых отложений соответственно на платформе и в альпийской области.

В альпийской покровно-складчатой области Атласа орогенный этап начался с позднего олигоцена, когда на месте геосинклинального прогиба стала формироваться горно-складчатая система. Активные тектонические движения с преобладанием поднятий проявляются в конце среднего миоцена и продолжают в течение позднего миоцена, плиоцена и плейстоцена (позднеорогенная стадия, по Е. Е. Милановскому, 1964), охватывая неотектонический этап развития. Горизонтальные покровные движения в условиях опусканий сменяются в неотектоническом

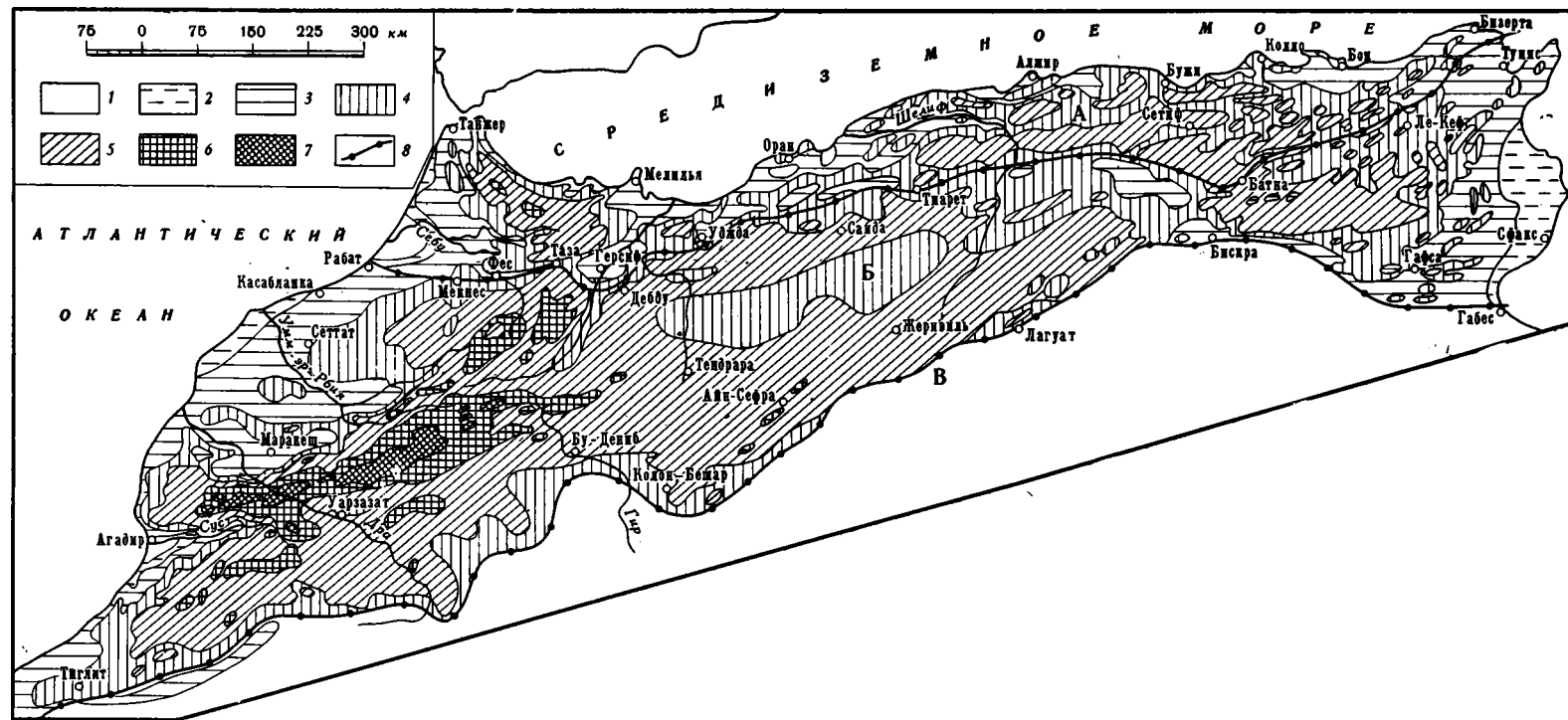


Рис. 1. Схема распределения интенсивности новейших тектонических движений в Атласе

Амплитуды суммарных деформаций доолигоценной поверхности (на платформе) и доплиоценовой поверхности (в альпийской области) в м: 1 — менее — 500; 2 — от 500 до 0; 3 — от 0 до 500; 4 — от 500 до 1000; 5 — от 1000 до 2000; 6 — от 2000 до 3000; 7 — более 3000; 8 — границы геоструктурных областей. Геоструктурные области: А — Альпийская Рифо-Тельская покровно-складчатая, Б — энгерцинская платформенная, В — докембрийская платформенная.

этапе формированием складчатых структур на фоне общих активных поднятий.

На эпигерцинской платформе Атласа неотектонический этап начинается с конца эоцена — начала олигоцена, когда почти вся ее территория (за исключением самого восточного участка) становится областью устойчивого поднятия и развития платформенных структур.

За исходный уровень при выявлении суммарных деформаций, отражающихся на мелкомасштабной схеме (см. рис. 1), условно принят современный уровень моря. Гипсометрическое положение опорных поверхностей на схеме рассматривается как суммарная амплитуда движений за определенный интервал времени.

Мы придерживаемся представлений Ю. А. Шубера и А. Фор-Мюре (1967) и многих других исследователей и выделяем в пределах Атласа две структурные области: северную — альпийскую Рифо-Телльскую покровно-складчатую и южную — эпигерцинскую платформенную с деформированным осадочным чехлом. Однако не исключена возможность, что на некоторых участках платформы (например, на Высоких плато) возраст фундамента более древний. Эти области различаются неотектоническим развитием, лишь частично унаследовавшим тектонические движения самого раннего кайнозоя.

Распределение фаций и мощностей палеогеновых отложений показывает, что в течение палеогена в южной части альпийской области формируется Телль-Атласская интрагеосинклиналь, в пределах которой амплитуда опусканий достигает 5000 м. Кратковременные опускания (в эоцене и олигоцене) происходят частично и в пределах располагающейся к северу Кабийской интрагеоантиклинали. Западная часть платформы (Средний и Высокий Атлас, частично Марокканская Мезета) с поздней юры вовлекаются в поднятия, которые с палеоцена постепенно распространяются и на восточную ее часть. В олигоцене небольшие опускания происходят лишь на крайнем востоке, где амплитуда их не превышает 400—500 м.

С конца олигоцена тенденция к поднятиям в Атласе заметно возрастает. Платформа в неогене и антропогене представляет собой область устойчивых поднятий, на общем фоне которых формируются отдельные впадины.

Поднятия в северной части Атласа в течение неогена происходят в более сложных тектонических условиях. Резкая изменчивость состава и значительные колебания мощностей неогеновых отложений, а также преобладание в разрезах неогена грубого терригенного материала и залегание в них вулканических пород указывают на проявление здесь дифференцированных тектонических движений (особенно со второй половины миоцена), сопровождающихся вулканизмом.

Существенным элементом в развитии альпийской области в раннем миоцене являются горизонтальные движения, приведшие на общем фоне вертикальных движений к перемещению к югу тектонических покровов. Отложения покровов несогласно перекрываются верхними горизонтами нижнемиоценовых отложений. Это свидетельствует о том, что в конце раннего миоцена движения покровов в основном прекратились.

В среднем и позднем миоцене поднятия резко усиливаются и в межгорных впадинах вместо морских карбонатно-терригенных осадков начинает формироваться грубый лагунно-континентальный терригенный материал.

В миоцене Телль-Атласская интрагеосинклиналь является зоной сравнительно активного межгорного опускания. Однако в связи с поднятиями на севере зона максимального прогибания несколько смещается к югу и частично захватывает северный край эпигерцинской платформы, занимая участки на месте современных межгорных равнин южнее Центрального хребта Телль-Атласа (например, равнин Тлемсен, Бель-Аббес,

Меджерда и др.). Максимальная амплитуда опускания, как показывает распределение мощности миоценовых отложений, располагается на востоке (свыше 1000—1200 м).

Повсеместный разрыв в основании плиоценовых отложений свидетельствует о том, что в конце позднего миоцена поднятия в Атласе охватывают всю территорию и являются весьма активными. В плиоцене и антропогене на общем фоне поднятий размеры отдельных межгорных впадин постепенно уменьшаются. В антропогене морские условия существуют лишь во впадинах, прилегающих к Атлантическому океану и Средиземному морю. В них прослеживаются разновысотные морские четвертичные террасы.

На территории Атласа суммарная амплитуда вертикальных неотектонических движений распределяется неравномерно (см. рис. 1). Альпийская область в плиоцен-четвертичное время формируется в условиях проявления дифференцированных тектонических движений. Амплитуда движений характеризуется высоким градиентом. Здесь достаточно отчетливо выражена линейность аномалий движений. Максимальная амплитуда составляет 1000—2000 м, а в Эр-Рифе и более 2000 м.

На большей части платформы резкие дифференцированные движения в олигоцене — антропогене отсутствуют. В этом отношении характерны два участка земной коры: Марокканская Мезета и Высокие плато. К ним, по-видимому, следует отнести и участок, расположенный на востоке (плато Эль-Джем и Керкенах). На значительной части платформы преобладают движения, амплитуда которых составляет 500—2000 м. Резко возрастает амплитуда движений лишь в пределах Высокого и Среднего Атласа и в Анти-Атласе. Здесь она достигает 2000—3000 м и даже более 3000 м (Высокий Атлас).

В течение неотектонического этапа на общем фоне развития колебательных движений формируются структурные элементы. Как показывают результаты геолого-геоморфологических исследований, в новейшем структурном плане альпийской области выделяются следующие крупнейшие тектонические элементы: Рифский, Северо-Телльский, Центрально-Телльский и Восточно-Телльский мегантиклинории, Зелуан-Бессемский и Предрифско-Арбинский прогибы (рис. 1, 2). Крупнейшие тектонические элементы осложняются структурами более высокого порядка. Локальные складки на мелкомасштабной схеме не показаны.

Максимальная амплитуда новейшего поднятия на территории Рифо-Телльской покровно-складчатой области Атласа распределяется следующим образом: в пределах антиклинорий Большой и Малый Кабил 2000 м; антиклинорий Луарсенис и Махаджар 1500 м; антиклинория Дира более 1250 м; на поднятии Тессала-Шугран 500—750 м.

Максимальная величина амплитуды новейшего поднятия Восточно-Телльского мегантиклинория располагается на западе, где она превышает 2000 м (на юго-востоке антиклинория Азель). В северо-восточном направлении амплитуда постепенно уменьшается до 500 м.

Мегантиклинории, отдельные антиклинории и антиклинальные зоны выражены в рельефе горными хребтами и массивами.

Мегантиклинории альпийской области сложены преимущественно мезозойскими и кайнозойскими отложениями, реже в ядрах вскрываются породы докембрия и палеозоя.

Северо-Телльский и Центрально-Телльский мегантиклинории разделяются Зелуан-Бессемским прогибом, который состоит из следующих межгорных впадин: Зелуан, Оран, Релизана, Шелиф и Бессем. Впадины, выраженные в рельефе равнинами, выполнены морскими верхнемиоценовыми, морскими и континентальными плиоценовыми и преимущественно континентальными четвертичными отложениями. Максимальная относительная амплитуда новейшего опускания приурочена к впадинам

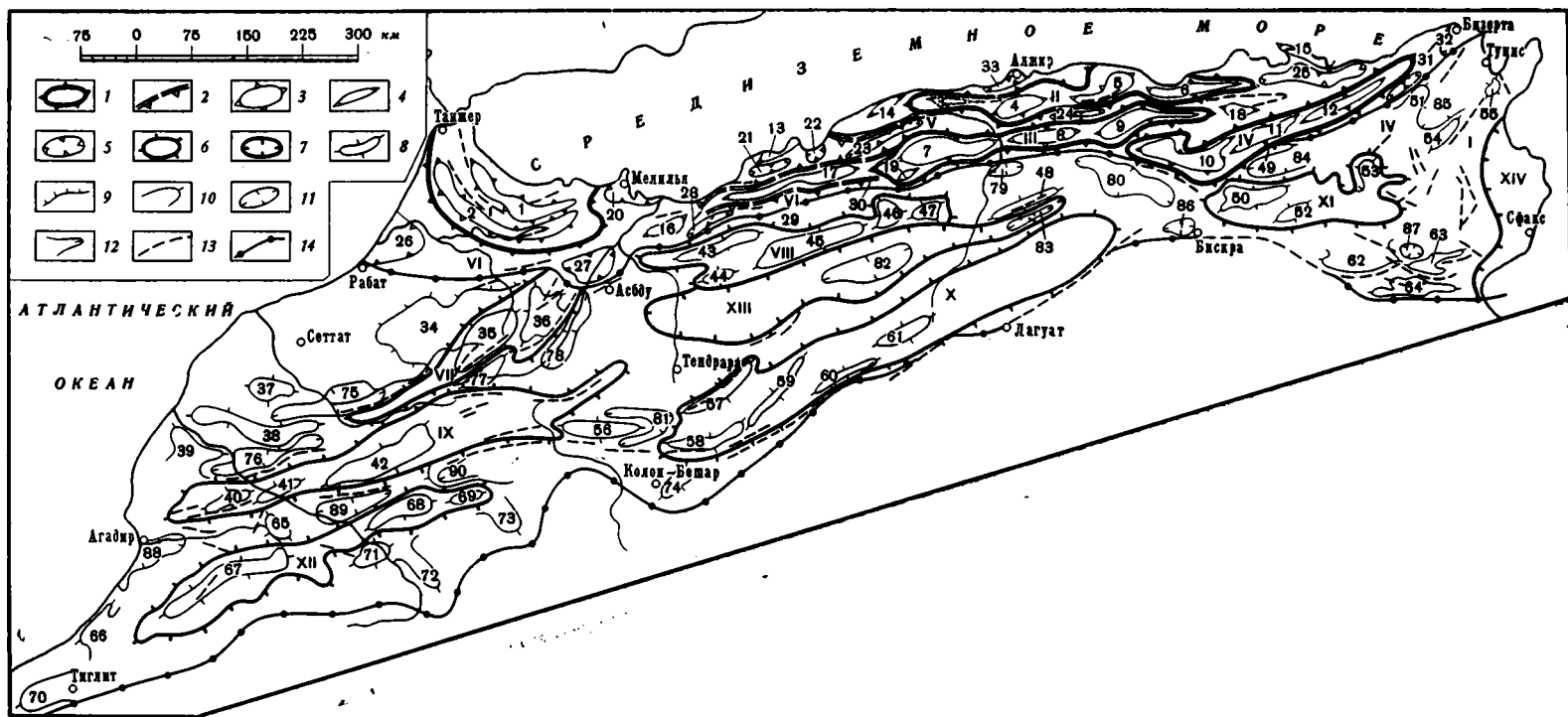


Рис. 2. Схема размещения основных неотектонических структур Атласа.

Геосинклинальные структуры: 1 — мегантиклинории; 2 — прогибы; 3 — антиклинории, антиклинальные зоны; 4 — поднятия; 5 — впадины. Платформенные структуры: 6 — мегавал, зона поднятия, гряды, крупное поднятие; 7 — желоб, впадина; 8 — валы, поднятия, антиклинальная зона, 9 — структурные террасы; 10 — структурные носы; 11 — депрессии; 12 — структурные заливы; 13 — разрывы, выраженные в рельефе; 14 — границы геоструктурных областей. Альпийская область. Мегантиклинории: I — Рифский, II — Северо-Тельский, III — Центральнo-Тельский, IV — Восточно-Тельский. Прогибы: V — Зелуан-Бессемский; VI — Предрифско-Арбинский. Антиклинальные зоны: I — Тизирен; 2 — Ангут. Антиклинории: 3 — Бу-Мад; 4 — Блида; 5 — Большой Кабил; 6 — Малый Кабил; 7 — Луарсенс; 8 — Дира; 9 — Махаджар; 10 — Азель; 11 — Факрун; 12 — Антиклинальная зона Мала. Поднятия: 13 — Оран; 14 — Амед; 15 — Эдуг; 16 — Бени-Снассен; 17 — Тессала-Шугран; 18 — Шеттаба; 19 — Маханун. Впадины: 20 — Зелуан; 21 — Оран; 22 — Перрего; 23 — Релизана-Шелиф; 24 — Бессем; 25 — Себус; 26 — Себу; 27 — Герсиф; 28 — Монтаньяк; 29 — Бель-Аббес; 30 — Паликао; 31 — Сук-Эль-Арба; 32 — Матер-Бизерта; 33 — Митиджа. Эпигерцинская платформа. VII — Мегавал Средний Атлас; VIII — зона поднятия Сайда; IX — гряда Высокий Атлас, X — гряда Сахарский Атлас; XI — крупное поднятие Орес-Тибесса; XII — гряда Анти-Атлас; XIII — желоб Эль-Шерги; XIV — впадина Тунисская; 34 — структурная терраса Сиди-Идрейт; 35 — поднятие Хаббу; 36 — поднятие Суфулуд; 37 — поднятие Салах; 38 — вал Джебилеты; 39 — структурная терраса Сиди-Моктар; 40 — поднятие Тивналин; 41 — поднятие Тубкаль; 42 — вал Асиф-Мгуи; 43 — вал Тлемсен; 44 — поднятие Эль-Абед; 45 — вал Тазенага; 46 — поднятие Френда; 47 — поднятие Сафа; 48 — вал Фегуна; 49 — структурный нос Канробер; 50 — поднятие Орес; 51 — структурный нос Тебурсук; 52 — поднятие Унгаль; 53 — структурная терраса Сенам; 54 — поднятие Сердж; 55 — поднятие Зид; 56 — вал Бени-Таджиг; 57 — антиклинальная зона Дуг; 58 — вал Маиз; 59 — вал Сефра; 60 — вал Тахтани; 61 — вал Туилет-Макна; 62 — структурная терраса Муларес; 63 — поднятие Бнада; 64 — поднятие Мааталах; 65 — поднятие Сируа; 66 — структурная терраса Ифни; 67 — вал Анзерг; 68 — поднятие Саго; 69 — поднятие Угнат; 70 — структурный нос Тиглит; 71 — поднятие Игадун; 72 — структурный нос Бани; 73 — структурный нос Уттар; 74 — поднятие Бешар; 75 — депрессия Абид; 76 — депрессия Нефис; 77 — депрессия Ансеммир; 78 — депрессия Средняя Мулуа; 79 — депрессия Бугзуль; 80 — депрессия Ходна; 81 — депрессия Тамлельт-Шанр; 82 — депрессия Шерги; 83 — депрессия Гарби; 84 — структурный залив Бейда; 85 — структурный залив Силянна; 86 — депрессия Хамаджа; 87 — депрессия Аиш; 88 — депрессия Сус; 89 — депрессия Уарзаат; 90 — структурный залив Иффер.

Перрего и Релизана-Шелиф, где она достигает 600 м, а во впадине Бессем она не превышает 100 м.

Предрифско-Арбинский прогиб на некоторых участках перекрывается с севера надвигами. Прогиб отличается сложным строением и состоит из отдельных нередко асимметричных впадин: Себу, Герсиф, Монтаньяк, Бель-Аббес, Паликао, Сук-Ахрас, Сук-Эль-Арба и Матер-Бизерта. Впадины, выраженные в рельефе равнинами и низменностями, выполнены морскими и континентальными неогеновыми и четвертичными отложениями. Относительная амплитуда новейшего опускания впадин распределяется следующим образом: Себу—1000—1500 м; Монтаньяк—до 250 м; Герсиф, Сук-Эль-Арба и Матер-Бизерта—100—150 м; Бель-Аббес и Паликао—50—100 м и Сук-Ахрас—до 50 м.

Новейшая структура эпигерцинской платформы занимает обширную территорию Атласа. Наиболее крупными ее элементами являются блоки, характеризующиеся сравнительно простым строением и весьма пологим залеганием новейших отложений. На западе располагается Приатлантический блок, выраженный в рельефе Центральным плато Марокканской Мезеты. В центральной части Высоких плато размещается Центрально-Атласский блок. На востоке находится Тунисский блок, приуроченный к плато Эль-Джем и Керкенах. Блоки разделяются отдельными вытянутыми платформенными поднятиями, в пределах которых олигоценные, неогеновые, а местами и четвертичные отложения, отличаются более сложными условиями залегания, принимая иногда участие в строении крутых локальных складок.

Наиболее крупными поднятиями платформы являются мегавал Средний Атлас и гряды Высокий Атлас, Сахарский Атлас и Анти-Атлас, в пределах которых располагаются складки более высокого порядка.

Платформенные поднятия выражены в рельефе. Гряды Высокий Атлас, Сахарский Атлас и Анти-Атлас, а также мегавал Средний Атлас в рельефе соответствуют горным сооружениям одноименного названия. Зона поднятий Саида располагается в пределах гор Тлемсен, Дайя и Саида. Многие горы прослеживаются в Оранских коссах. Крупное поднятие Орес-Тебесса выражено горами Орес, Нементша, Фериана и Тебесса. Осложняющие платформенные поднятия отдельные складки нередко выражены повышенными участками водоразделов.

Максимальная амплитуда новейшего поднятия в пределах платформенных структур находится на западе платформы, где она достигает в гряде Высокий Атлас 3500—4000 м, а в мегавале Средний Атлас и гряде Анти-Атлас 2500 м. В гряде Сахарский Атлас и крупном поднятии Орес-Тебесса амплитуда составляет 2000 м. В зоне поднятий Саида она не превышает 1500 м.

Крупным неотектоническим элементом в пределах Центрально-Атласского блока является желоб Эль-Шерги, вытянутый на восток-северо-восток. В рельефе Высоких плато желоб выражен цепочкой замкнутых котловин, к которым относятся шотты Гарби, Эль-Шерги, Захрез-Гарби и Захрез-Шерги. Относительная амплитуда новейшего опускания желоба не превышает 200—250 м. Желоб, выполненный континентальными плиоценовыми и четвертичными отложениями, состоит из отдельных депрессий.

Вытянутые в цепочку межгорные депрессии Сус и Уарзаат разделяются поперечным поднятием Сируя. Относительная амплитуда новейшего опускания депрессий достигает 1000—1500 м.

В юго-восточной части платформы с юга на север протягивается пологая Тунисская впадина. В рельефе она выражена на западе низкой равниной, в пределах которой прослеживаются отдельные себкры. Максимальная относительная амплитуда новейшего опускания впадины местами достигает 300—500 м. Впадина выполнена морскими неогеновыми и преимущественно континентальными четвертичными отложениями.



Ограниченные сведения об изменении фаций и мощностей олигоцен-четвертичных отложений на платформе и плиоцен-четвертичных отложений в альпийской области в пределах отдельных тектонических структур позволяют высказать лишь самые общие представления об истории их неотектонического развития.

В альпийской области в кайнозое фаза складчатости проявлялась в конце раннего миоцена и среднего миоцена, что подтверждается угловым несогласием в основании средне- или верхнемиоценовых отложений.

Следует предположить, что к позднему миоцену и началу плиоцена некоторые наиболее крупные тектонические элементы (отдельные мегантиклинории и прогибы), уже заложились. Однако основное развитие складчатой структуры альпийской области происходило в условиях общих поднятий в течение неотектонического этапа, что подтверждается на многих участках деформацией плиоценовых и четвертичных отложений выраженностью структур в рельефе и деформацией поверхностей выравнивания. Большинство исследователей (Гланжо, 1957; Соке, Jauzein, 1965 и многие др.) выделяют послееастийские складчатые движения. Вместе с тем имеются сведения и о том, что в разных местах области формирование складок происходило неодновременно. Так, например, на востоке диапировые купола развивались в течение более длительного времени: в плиоцене и антропогене (Соке, Jauzein, 1965). Многие осложняющие складки разрывы выражены в рельефе, что подтверждает их новейшее развитие. Не находят своего отражения в рельефе лишь те разрывы и плоскости надвигов, по которым происходили перемещения покровов. Отсутствие движений по надвигам в плиоцене и антропогене отмечается и для восточной части альпийской области в пределах Туниса (Соке, Jauzein, 1965).

На эгипетской платформе складкообразующие движения в течение неотектонического этапа отличаются наиболее четкой неравномерностью и неодновременностью.

На большей части территории (преимущественно на Приатлантическом, Центрально-Атласском и частично Тунисском блоках) эти движения с олигоцена — начала раннего неогена на общем фоне поднятий проявляются крайне слабо и местами сопровождаются формированием весьма пологих антиклиналей и конседиментационных депрессий.

Крупные платформенные поднятия частично закладываются еще в конце мезозоя.

В течение неотектонического этапа складкообразующие движения здесь значительно усиливаются. По данным Г. Р. Гертнера (1957) и Ж. Шубера (1957), в пределах мегавала Средний Атлас и гряд Высокий Атлас и Анти-Атлас наиболее активные поднятия приурочены к концу позднего неогена и началу антропогена.

В Тунисе развитие складок происходит в течение длительного времени и крайне неравномерно. Как показывают угловые несогласия в разрезе кайнозойских отложений, наиболее активные складкообразующие движения проявляются в конце олигоцена и миоцена, в самом начале среднего антропогена, а в районе г. Монастырь и в позднем антропогене (Соке, Jauzein, 1965). При этом, выделяются движения ашело-мустьерской фазы, в течение которой на многих участках платформы углы падения плиоценовых слоев достигают 60—80°. Образование складок сопровождается разрывными нарушениями, которые, как и складки, довольно отчетливо выражены в рельефе.

Таким образом, основываясь на изложенном выше, следует подчеркнуть, что на территории Атласа в новейшей структуре широко распространены брахиформные складки, пространственное размещение и строение которых в разных местах различно и зависит в первую очередь от режима неотектонических движений.

## Литература

- Чертнер Г. Р. Молодые движения и предгорные равнины в районе Агадира. В сб. «Живая тектоника». Изд-во иностр. лит., 1957.
- Гланжо Л. Плиоцетвертичные деформации Северной Африки. В сб. «Живая тектоника». Изд-во иностр. лит., 1957.
- Кастанн Ж. Четвертичная складчатость в районе Гафсы и Южного Туниса. В сб. «Живая тектоника». Изд-во иностр. лит., 1957.
- Кинг Л. Морфология Земли. Изучение и синтез сведений о рельефе Земли. «Прогресс», 1967.
- Костенко Н. П. Неотектоника Африки и ее связь с сейсмичностью (сравнительный анализ орографических и структурных форм). В сб. «Сейсмические исследования», № 6, «Наука», 1965.
- Милановский Е. Е. Неотектоническая (позднеорогенная) стадия развития альпийского геосинклинального пояса юго-западной Европы и главные типы ее структур (тезисы). В сб. «Проблемы геотектоники». Изд-во МГУ, 1964.
- Милановский Е. Е. Карта неотектоники Африки. Изв. Высш. учебн. завед. геол. и разв., № 5, 1969.
- Николаев Н. И. О легенде международных карт новейшей тектоники Европы, мира и составлении атласа неотектонических карт Европы. В сб. «Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов», «Наука», 1969.
- Сваричевская З. А., Селиверстов Ю. П. О цикличности и основных этапах рельефообразования. В сб. «Методы геоморфологических исследований». «Наука», 1967.
- Справочник по тектонической терминологии. «Недра», 1970.
- Шубер Ж. О четвертичных тектонических движениях в Марокко. В сб. «Живая тектоника», Изд-во иностр. лит., 1957.
- Шубер Ю. А., Фор-Мюре А. Северо-западная Африка. «Тектонические карты континентов», «Наука», 1967.
- Соcque R., Jauzein A. Essai d'une carte neotectonique de la Tunisie. Rev. geogr. physique et de géologie dynamique. t. 7, N 3—4, pp. 253—263, 1965.

НИЛЗарубежгеология

Статья поступила  
27 ноября 1970 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.243(235.216.1)

Н. И. ОРАНСКИЙ, Л. Н. КОТЛЯРЕВСКИЙ, И. Г. КРЕМНЕВ

ВЫЯВЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ РАЗРЫВНОЙ ТЕКТОНИКИ ПО АНАЛИЗУ ФОРМ РЕЛЬЕФА И СТРУКТУРЫ АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ (ГОРЫ СУЛТАНУИЗДАГ)

Горы Султануиздаг расположены в северо-западной части Центральных Кызыл-Кумов и представляют собой поднятие с небольшими превышениями над окружающей равниной. Район характеризуется сложной тектоникой и развитием разнообразных комплексов магматических пород от ультраосновных до ультракислых. На большей части поднятия палеозойские отложения перекрыты чехлом аллювиально-делювиальных отложений и эоловых песков. Вследствие этого, картирование зон тектонических нарушений вызывает значительные трудности. Кроме того, секущие, скрытые разломы фун-

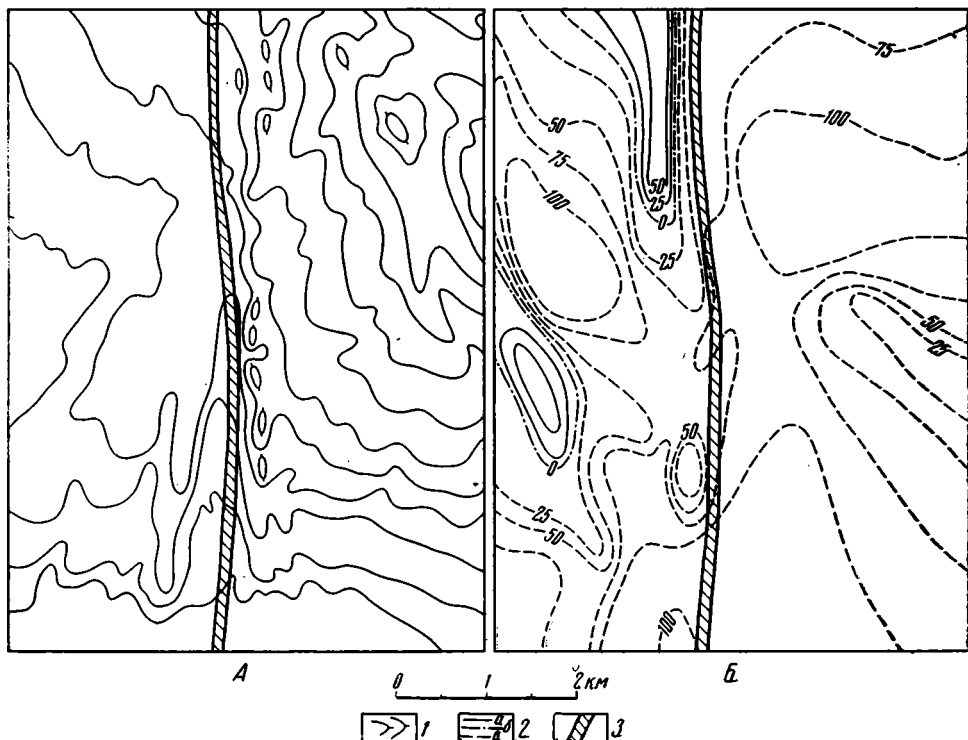


Рис. 1. Проявление разлома, разграничивающего структурно-фациальные зоны: А) в рельефе, Б) в магнитном поле  
 1 — Изогипсы рельефа дневной поверхности; 2 — изолинии  $\Delta T$ : а) положительные, б) нулевые, в) отрицательные; 3 — зона разрывного нарушения

даменты, как правило, не проявляются на поверхности в виде явно выраженных разрывов сплошности и не сопровождаются значительными вертикальными перемещениями блоков. Геолого-съемочная информация, положенная в основу геологических карт оказывается не всегда полной, а сведения о глубинной разрывной тектонике скудными.

В связи с этим для наиболее полного изучения тектоники участков со сложным геологическим строением помимо геолого-съемочных данных целесообразно анализировать формы рельефа местности и структуры аномального магнитного поля. Это позволяет дополнительно выявить элементы разрывной тектоники и повышает достоверность всех выделенных зон другими методами тектонических нарушений.

С этой целью нами были проанализированы геологическая, аэромагнитная и топографическая карты гор Султануиздаг. Предпосылкой послужило то, что неотектонические деформации, четко устанавливаемые по особенностям рельефа, наследуют плаги более древних деформаций и при этом наряду с образованием новых разломов обновляется значительная часть более древних.

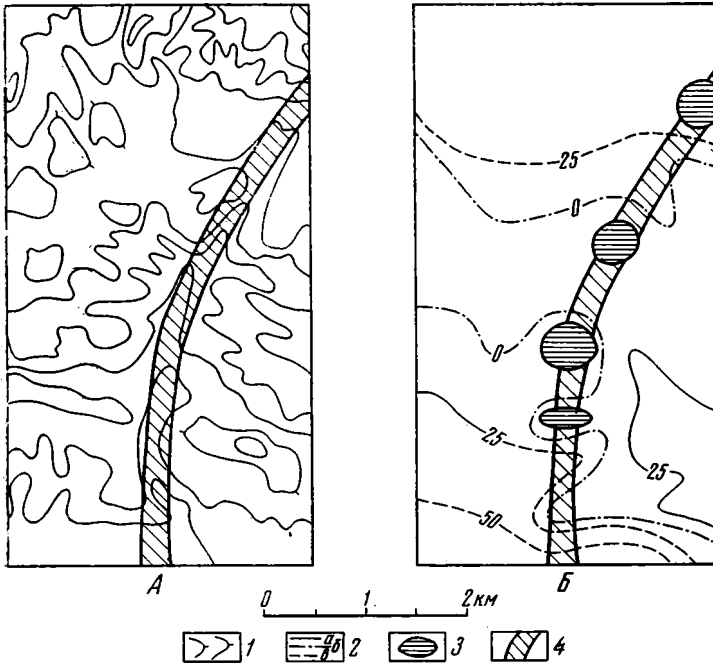


Рис. 2. Проявление секущего разлома в однородной литологической среде: А) в рельефе, Б) в магнитном поле

1 — изогипсы рельефа дневной поверхности; 2 — изолинии  $\Delta T$ : а) положительные, б) нулевые, в) отрицательные; 3 — локальные положительные аномалии  $\Delta T$  интенсивностью 50—100 гамм; 4 — зона разлома

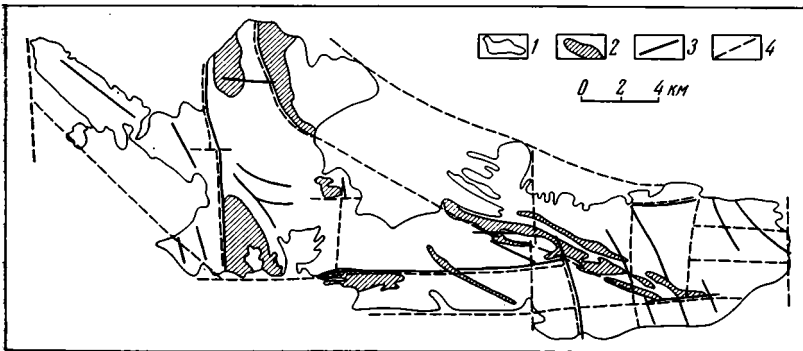


Рис. 3. Схема элементов разрывной тектоники гор Султануиздаг

1 — контур выходов палеозойских пород гор Султануиздаг; 2 — контуры интрузий различного состава; 3 — зоны разрывных нарушений, выделенные геологической съемкой; 4 — зоны разрывных нарушений, выделенные по аэромагнитным и морфоструктурным данным

На первом этапе рассмотрены разломы, зафиксированные геологической съемкой, и проанализировано их отражение в рельефе местности и структуре магнитного поля.

На рис. 1 показан участок меридионального разлома глубокого заложения, разделяющего структурно-фациальные подзоны, представленные различными по вещественному составу породами.

Рельеф участка холмистый, с четкими элементами линейности непосредственно в зоне разлома. Характерная черта проявления разлома — резкая смена контрастности форм рельефа на местности или густоты изогипс на топографической карте. Изменение геологической обстановки по линии разлома отражено в заметной смене простирающихся магнитных аномалий, их дифференцированности и интенсивности магнитного поля в целом.

На рис. 2 показан фрагмент секущего разлома в однородной литологической среде. Разлом контролирует долину временного потока на фоне однообразных мозаичных форм рельефа. Зона разлома прослеживается цепочкой изометричных магнитных аномалий интенсивностью до 50 гамм, связанных с наличием в разломе участков, обогащенных магнетитовой минерализацией. В этом случае можно предполагать, что разломы данного типа были заложены в дзальпийское время.

На втором этапе при качественном анализе топографической карты прежде всего были выделены крупные неоднородности морфоструктуры. По степени изрезанности, контрастности, морфологии и азимуту простираются основных орографических элементов — долин и водоразделов были разграничены участки с различным характером рельефа: мозаичным, линейным, брахиформным и т. д. Особое внимание уделялось ориентированным элементам рельефа и прямолинейным участкам долин временных потоков. Последнее имеет особенно большое значение, поскольку постепенно накапливается достаточно фактов о тектонической обусловленности орогидрографии (Зорин, 1962; Милашев, 1958). Таким путем были выделены основные тектонические направления по всему участку.

Характерными признаками в магнитном поле, по которым выделялись разрывные тектонические нарушения, были следующие:

1. Наличие узких линейно втянутых аномалий или цепочек изометричных максимумов нередко высокой интенсивности, связанных с образованием в зоне тектонического нарушения магнитных магматических, либо постмагматических образований.

2. Резкая смена простирающихся магнитных аномалий и характера поля в целом, обусловленная изменением общей поверхностной или глубинной геологической ситуацией. В случае пространственного совпадения перечисленных признаков с характерными формами или границами в рельефе считалось, что они являются отражением одного общего фактора, а именно зоны тектонического нарушения. Магматическая природа магнитных аномалий, сопровождающих некоторые разломы, позволяла делать суждения о возрасте этих разломов. Возраст разломов, не сопровождающихся локальными магнитными аномалиями, остается спорным; допустимо предположение, что они связаны только с неотектоническим этапом развития. В результате этой работы была составлена схема элементов разрывной тектоники гор Султануиздаг (рис. 3).

Как и предполагалось, большинство вновь выделенных разломов не было закартировано при геологической съемке. Особенно это относится к ортогональной сетке секущих разломов, характерных для протерозойского структурного плана.

В периодической печати изложены принципы выделения разрывных структур по элементам орогидрографии (Зорин, 1962; Милашев, 1958 и др.) и по элементам структуры магнитного поля (Ахмеджанов и др., 1967; Симоненко, 1968 и др.). Нами предлагается комплексный анализ геологической, аэромагнитной и топографической карт, дающий возможность не только выделить основные системы разрывных структур, но и дать предварительную оценку глубины их заложения и роли как магмо- и рудоконтролирующих структур.

Неоспоримое достоинство этой методики — быстрота и минимальная трудоемкость получения информации. Практически эта информация приобретает без материальных затрат, так как аэромагнитной съемкой исследовано подавляющее большинство территорий. Вместе с тем полученная по такой методике новая информация позволяет оперативно уточнить общую схему поверхностной и глубинной разрывной тектоники и выделить структуры, которые могут сыграть роль в локализации оруденения.

## Литература

- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Фузайлов И. А. Строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана. Изд-во ФАН, Ташкент, 1967.
- Зорин Л. В. О приуроченности рек к линиям тектонических нарушений и проявлениях тектонических движений. Вестн. Моск. ун-та, Сер. геогр., № 4, 1962.
- Милашев В. А. К вопросу о связи гидросети с разломами и тектонической трещиноватостью пород. Информ. бюл. НИИГА, вып. 7, 1958.
- Симоненко Т. Н. Проявление зон разломов земной коры в магнитном поле. Геофизический сб. № 26, Изд-во «Наука думка», 1968.

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.243.8(57)

## В РЕДАКЦИЮ ЖУРНАЛА «ГЕОТЕКТОНИКА»

В третьем номере вашего журнала за 1970 г. помещена статья В. Ю. Забродина и М. Т. Турбина «Крупнейшие разломы западной части хребта Джагды», в которой подвергаются критике наши представления о существовании Монголо-Охотского глубинного разлома, опубликованные в Докл. АН СССР, т. 137, № 5, 1961 г. В. Ю. Забродин и М. Т. Турбин высказывают сомнения в существовании этого разлома исключительно на основании своих наблюдений в хребте Джагды.

Главная суть аргументации этих авторов определяется следующей цитатой из их статьи: «Д. И. Горжевский и Е. М. Лазько, выделяя Монголо-Охотский разлом, включили в него в пределах рассмотренного в настоящей работе района участки Южно-Тукурингского, Тукурингского и Ланского разломов, а далее к востоку и Северо-Удский разлом. Таким образом, в гипотетический Монголо-Охотский разлом включались как краевые, так и внутренние разломы Монголо-Охотской складчатой области, на что в свое время обратила внимание М. С. Нагибина. Приведенные нами данные показывают разновозрастность и различную роль разломов в формировании той части Монголо-Охотской области, которая рассмотрена в настоящей статье. **Этих данных, на наш взгляд, достаточно, чтобы отвергнуть идею о выделении единого Монголо-Охотского разлома**» (подчеркнуто нами — Д. Г. и Е. Л.).

На наш же взгляд, все соображения наших оппонентов о Монголо-Охотском разломе базируются на очевидном недоразумении.

Прежде всего следует отметить, что вряд ли можно всерьез пытаться решать вопрос о наличии или отсутствии такой планетарной структуры, как Монголо-Охотский глубинный разлом, на основе анализа геологических материалов по такой сравнительно ничтожной территории, которую занимает западная часть хребта Джагды. Но не это главное. В. Ю. Забродин и М. Т. Турбин как-то не заметили геологического содержания Монголо-Охотского разлома, которое неоднократно в разных аспектах подчеркивается в нашей статье. Если бы эта сторона проблемы не ускользнула от наших оппонентов, они вряд ли стали бы отвергать идею о выделении единого Монголо-Охотского разлома на основе материалов по региону, целиком расположенному в пределах Монголо-Охотской складчатой области и не имеющему непосредственного отношения к зоне Монголо-Охотского глубинного разлома в нашем понимании. Это, кстати, совершенно ясно непредубежденному читателю даже из той мелкомасштабной схемы, которая имеется в нашей статье.

Глубокое наше изумление вызвало утверждение В. Ю. Забродина и М. Т. Турбина, что мы включили в Монголо-Охотский разлом упоминаемые ими Тукурингский и Ланский разломы — ничего подобного в нашей статье нет. Не включаем мы в зону Монголо-Охотского глубинного разлома и Южно-Тукурингский разлом (за исключением самой крайней западной его части, хотя такой вывод, вероятно, и можно сделать на основании не вполне точной ссылки в нашей статье на исследования М. С. Нагибиной).

Однако именно это последнее досадное обстоятельство послужило, по-видимому, единственным основанием для попытки В. Ю. Забродина и М. Т. Турбина опровергнуть существование Монголо-Охотского глубинного разлома — этого грандиозного структурного шва Азии, которому ныне посвящена уже очень обширная литература.

Просим опубликовать это письмо на страницах вашего журнала.

Д. И. Горжевский, Е. М. Лазько

## УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!

В издательстве «Недра» имеется в наличии «Международная тектоническая карта Европы» масштаба 1 : 2 500 000. На 16 листах Ц. 2 руб.

Тектоническая карта Европы создана по решению XX и XXI Международных геологических конгрессов в 1964 г. усилиями геологических учреждений стран Европы, Малой Азии и Северной Африки.

Карта составлена Подкомиссией по тектонической карте мира под руководством Н. С. Шатского (председатель), Г. Штилле (почетный председатель), А. А. Богданова (генеральный секретарь), Ф. Блонделя (председатель Комиссии по геологической карте мира).

Авторами карты является коллектив наиболее известных современных тектонистов Европы, насчитывающий около 300 ученых.

Карта раскрывает особенности тектонического строения Европы и смежных с ней материков, на карте выделены платформы и области различного возраста складчатости. Дано изображение характера и распространения различного типа тектонических нарушений, отражены результаты магматической деятельности.

Международная тектоническая карта Европы может быть использована геологами различных специальностей, работающими в научно-исследовательских институтах, производственных организациях, а также преподавателями и студентами высших учебных заведений.

Заказы направляйте по адресу: 125 047. Москва, А-47, Площадь Белорусского вокзала, 3.

Издательство «Недра»

### *Редакционная коллегия:*

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

### *Адрес редакции*

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

Телефон 233-00-47, доб. 3-77

Технический редактор *Купцова Т. К.*

---

Сдано в набор 9/ХІ-1971 г. Т-01101 Подписано к печати 3/І-1972 г. Тираж 1760 экз.  
Зак. 4806. Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Усл. печ. л. 11,9+1 вкл. Бум. л. 4<sup>1</sup>/<sub>4</sub>. Уч.-изд. листов 13,5

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

Цена 1 р. 20 к.

Индекс  
70228

Б-232

ПЕРВОУЛИЧНЫЙ ПЕР 3 КВ 42

ИВАНОВИЧЕВУ Г И

70228

1-12

**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»**

**ГОТОВИТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГА:**

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ СРЕДНЕГО ПРИОБЬЯ.** 7 л. 90 к.

Авт.: Колгина Л. П., Чернова Н. А., Колобова Г. Ф., Сынгаевская Т. П.

Работа посвящена детальному литолого-петрофизическому анализу пород-коллекторов продуктивных горизонтов основных месторождений нефти Нижне-Вартовского свода в Среднем Приобье.

На основании комплексного литолого-петрографического изучения песчаных и алевроитовых пород основных продуктивных горизонтов месторождений нефти Нижне-Вартавского свода дана характеристика состава, строения, условий формирования и закономерностей распространения коллекторов в разрезе и по площади. Составлены карты по основным литологическим и физическим показателям, синтезом которых являются карты коллекторов. Выявлены перспективные направления.

Издание рассчитано на геологов, тектонистов, минералогов, геохимиков, геофизиков.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

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

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

#### АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

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

