

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

1

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1988

СОДЕРЖАНИЕ

Пушаровский Ю. М., Руженцев С. В., Соколов С. Д. Тектонические покровы и геокартирование	3
Маловицкий Я. П., Сенин Б. В. Пелагогенные впадины на современных и древних континентальных окраинах	11
Быкова Ю. М., Зиньков В. В., Лукьянов А. В. Моделирование теплового режима в комплексе «дайка в дайке»	24
Щербаков С. А. Структура и пластические деформации пород Хабаровинского офиолитового массива (Южный Урал)	34
Соколов В. Б. Строение и тектоническая позиция Серовско-Маукского пояса серпентинитов (по результатам сейсмических исследований)	50
Вихерт А. В. Оценка величины деформации горных пород по зернам произвольной формы	59
Макаров В. И., Кожурин А. И., Нгуен Чонг Ием, Нгуен Динь Ту. Новейшая тектоника Ханойской впадины и ее горного обрамления	69
Романько Е. Ф., Кривякин Б. Б., Мельников Б. Н. О вулканизме в палеозойской истории Иранского сегмента Средиземноморского складчатого пояса	80
Книппер А. Л., Савельев А. А., Рухие М. Офиолитовая ассоциация Северо-Западной Сибири	92

Краткие сообщения

Николаева Е. Я. Новый крупный линеймент на юге Сибирской платформы	105
--	-----

Хроника

Зоненшайн Л. П. Совещание по тектонике литосферных плит	107
Белузов В. В. XIX Генеральная ассамблея Международного геодезического и геофизического союза	109

CONTENTS

Pushcharovsky Yu. M., Ruzhentsev S. V., Sokolov S. D. Tectonic nappes and geological mapping	3
Malovitsky Ya. P., Senin B. V. Pelagogenic basins on recent and ancient continental margins	11
Bykova Yu. M., Zin'kov V. V., Lukyanov A. V. Heat regime modelling in the dyke-in-dyke complex	24
Shcherbakov S. A. The structure and plastic deformations of rocks of the Khabarinsk ophiolite massif (South Urals)	34
Sokolov V. B. Structure and tectonic position of the Serov-Mauk serpentinite belt (from the results of seismic investigations)	50
Vikhert A. V. The assessment of rock deformation volume according to grains of arbitrary shape	59
Makarov V. I., Kozhurina A. I., Ngueng Chong Yem, Ngueng Din Tu. Latest tectonics of the Hanoi depression and its mountainous trimming	69
Roman'ko E. F., Krivyakin V. V., Mel'nikov V. N. On volcanism in the Paleozoic history of the Iranian segment of the Mediterranean fold belt	80
Knipper A. L., Savelyev A. A., Rukiye M. Ophiolite assemblage of North-West Syria	92

In brief

Nikolaeva Ye. Ya. A new large lineament in the south of the Siberian platform	105
--	-----

Chronicle

Zonenshain L. P. Conference on lithosphere plate tectonics	107
Belousov V. V. The XIX General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics	109

УДК 551.243.4 + (550.8 : 528.94)

ПУЩАРОВСКИЙ Ю. М., РУЖЕНЦЕВ С. В., СОКОЛОВ С. Д.
ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ И ГЕОКАРТИРОВАНИЕ

Учение о тектонических покровах является составной частью мобилизма. Тектонические покровы определяют внутреннюю структуру подвижных поясов, среди которых в генетическом отношении различаются коллизионные и аккреционные покровно-складчатые сооружения. В морфологическом отношении все многообразие покровов можно объединить в четыре типа: покровные складки, системы чешуй и пластин, монолитные пластины — шарьяжи и смятые в складки покровы. Состав и строение аллохтонных элементов свидетельствуют о тектонической расслоенности литосферы.

Выявление тектонических покровов представляет собой важную задачу при проведении геолого-съёмочных работ. В настоящее время в связи с выполнением программы «Госгеолкарта-50» появилась возможность использовать и внедрить в практику имеющиеся по этому вопросу теоретические разработки, выполненные в Геологическом институте АН СССР.

В нашей стране переход на позиции мобилизма начался в 60-е годы. После первых публикаций П. Н. Кропоткина и А. В. Пейве о важнейшей роли горизонтальных движений в формировании структуры земной коры появились и первые описания тектонических структур, созданных горизонтальными движениями. Имеются в виду работы В. С. Буртмана, А. В. Лукьянова, А. И. Суворова, С. В. Руженцева, И. И. Бело-стоцкого о сдвигах, глубинных шарьяжах и покровах, а также А. Л. Книппера и А. С. Перфильева — об офиолитовых аллохтонах. Мощным толчком для развития нового мобилистского направления в Советском Союзе послужил доклад А. В. Пейве об океанической коре геологического прошлого¹.

В 70-х годах в Геологическом институте АН СССР была разработана новая мобилистская концепция геосинклинального процесса, рассматривающая его как стадийный процесс преобразования океанической коры в кору континентального типа [2, 3].

Переход от фиксистского к мобилистскому мировоззрению в СССР по времени совпал с появлением концепции тектоники плит, которая очень быстро и по достоинству была оценена приверженцами мобилистского направления.

В настоящее время имеется не только необходимость, но и возможность использования мобилистских построений геологами-практиками, в особенности при проведении геолого-съёмочных работ. Это тем более важно, что Министерство геологии СССР приступило к выполнению ответственной программы — «Госгеолкарта-50».

Региональные исследования, проведенные Геологическим институтом АН СССР на Урале, Кавказе, в Средней Азии, в горных хребтах Востока СССР, показали, что эти регионы имеют покровное строение и их правильнее именовать покровно-складчатыми сооружениями, а не просто складчатыми. Особо следует обратить внимание на то, что основным методом выявления и изучения покровных структур было крупномасштабное картирование. Составленные новые геологические карты значительно отличались от изданных в предшествующие годы.

В линейных поясах в генетическом отношении можно выделять коллизионные и аккреционные покровно-складчатые сооружения. Для коллизионных, или альпинотипных, сооружений (Альпийско-Гималайский, Урало-Тянь-Шаньский и мн. др.) тектонические покровы — структуры традиционные. Например, вся сложная система альпийских покровов

¹ Доклад А. В. Пейве опубликован в журнале «Геотектоника». 1969. № 4. С. 5—23.

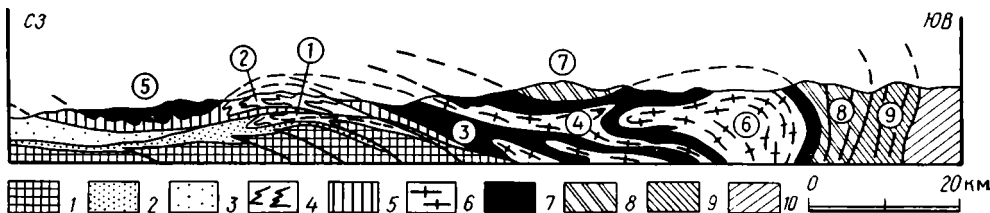


Рис. 1. Геологический профиль через Центральные Альпы (по [6] с упрощениями) 1 — кристаллиникум внешних автохтонных массивов; 2 — их мезо-кайнозойская осадочная оболочка; 3 — моласса; 4 — Гельветские покровы; 5 — Ультрагельветские покровы; 6 — кристаллиникум Пеннинских покровов; 7 — мезо-кайнозойские отложения Пеннинских покровов; 8 — нижние Восточно-Альпийские покровы; 9 — верхние Восточно-Альпийские покровы; 10 — Южные Альпы. Цифры в кружках на профиле: 1 — покровы Мёркль и Диаблере, 2 — покров Вильдхорн, 3 — покров Симплон — Тичино, 4 — покров Сен-Бернар, 5 — Предальпы, 6 — покров Монте-Роза, 7 — покров Дан-Бланш, 8 — корневые зоны Сезио — Ланцо и Канавезе, 9 — зона Ивреа — Вербано

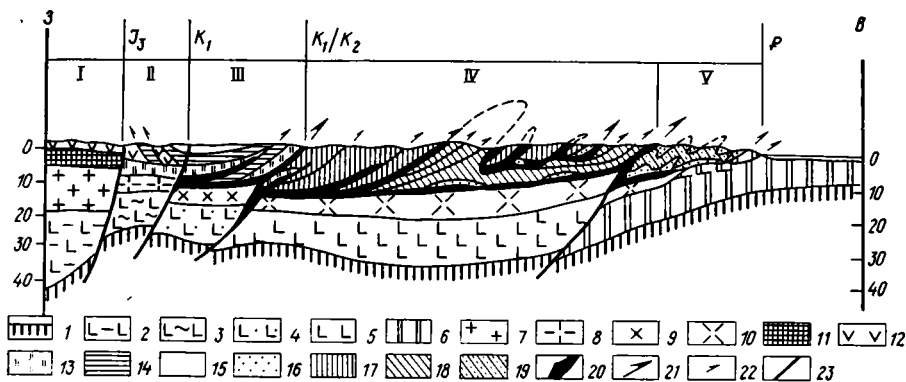


Рис. 2. Аккреционные структуры Корякского нагорья 1 — поверхность Мохо; 2—5 — базальтовые слои; 2 — мезозойд Северо-Востока СССР, 3 — поздних мезозойд, 4 — Пенжинско-Анадырской шовной зоны, 5 — Корякской складчатой области; 6 — океаническая кора с Янранайским аккреционным комплексом; 7—10 — гранитно-метаморфические слои; 7 — мезозойд, 8 — поздних мезозойд, 9 — Пенжинско-Анадырской зоны, 10 — Корякской складчатой области; 11 — рифейско-мезозойские комплексы мезозойд; 12 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 13 — палеозойские океанические и переходные комплексы; 14 — мезозойские туфотерригенные комплексы; 15 — палеоген-четвертичный чехол; 16 — верхнепалеозойско-нижнемезозойские комплексы с тетической фауной; 17 — вулканогенно-кремнисто-граувакковые серии верхней юры — нижнего мела (аллохтон Корякской системы покровов); 18 — туфотерригенные серии верхней юры — верхнего мела (автохтон Корякской системы покровов); 19 — терригенные серии верхней юры — верхнего мела Эконайской покровной системы; 20 — фрагменты верхней мантии и меланократового фундамента; 21 — границы крупных покровных систем; 22 — чешуи и надвиги; 23 — глубинные разломы, разделяющие разновозрастные аккреционные структуры. Римские цифры — основные структурные элементы: I — мезозойды, II — поздние мезозойды, III — Пенжинско-Анадырская шовная зона, IV — Корякская система покровов, V — Эконайская система покровов. Возрастными индексами показано время формирования аккреционных окраин Азиатского континента

возникла в результате столкновения северных и южных континентальных масс (рис. 1).

Покровы в Тихоокеанском поясе были открыты позднее. Генетически это аккреционные сооружения. Геологический профиль через Корякское нагорье иллюстрирует, каким образом в ранне-среднемеловое время к краю Азиатского континента причленились сложно построенные аккреционные комплексы (рис. 2).

В последние годы появились сведения о покровных структурах в мозаичных складчатых областях (Алтае-Саянская область, Казахстан).

Следовательно, тектонические покровы определяют внутреннюю структуру по крайней мере подавляющего большинства, если не всех, известных складчатых поясов, поэтому умение картировать покровы —

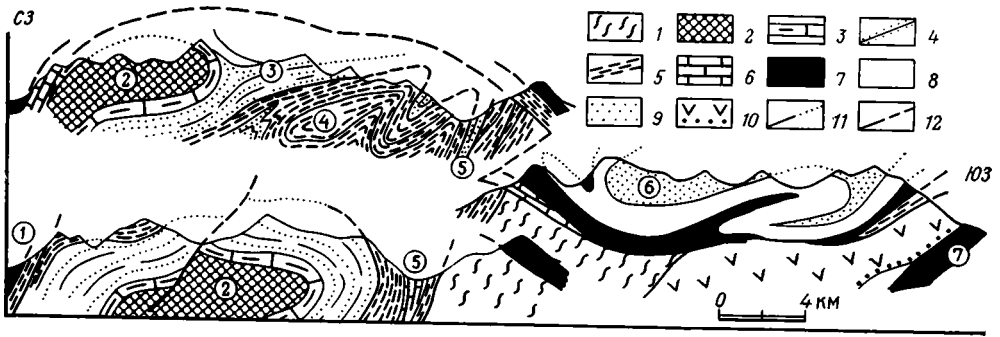


Рис. 3. Геологические профили через Центральный Памир
 1 — язгулемский комплекс (P ϵ); 2—4 — ванчский комплекс (P ϵ_3 —PZ $_1$): свиты—2—барнаваджская, 3—язгулемская, 4—джамакская; 4—зорабатская и козындыйская свита (ϵ_3 —O $_3$); 6 — известняки (S—D); 7 — песчаники и аргиллиты (T $_3$ —I $_2$); 8 — известняки, мергели (I $_2$ —3); 9 — песчаники, конгломераты (K—P); 10 — андезиты, песчаники, конгломераты (P); 11 — стратиграфические контакты; 12 — разрывы. Цифры в кружках на профилях: 1 — Ванчская корневая зона, 2 — Ванчская антиклиналь, 3 — Ванчская антиклиналь (хвостовая часть), 4 — Гудживасайская синклиналь, 5 — Язгулемская корневая зона, 6 — Язгулемский аллохтон, 7 — Бартагский автохтон

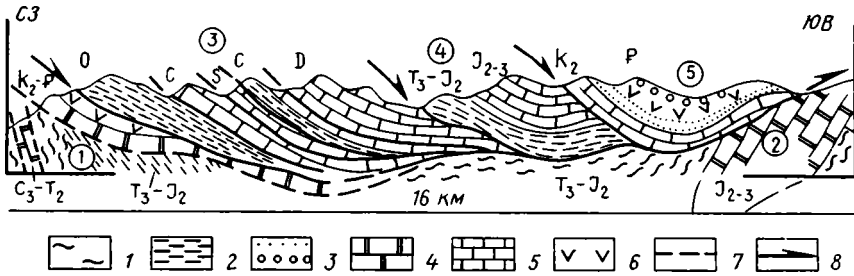


Рис. 4. Геологический профиль через Центральный Памир (бассейн р. Зорташкол)
 1 — слюдяные сланцы; 2 — филлиты, глинистые сланцы, песчаники; 3 — конгломераты, песчаники; 4 — мраморы; 5 — известняки; 6 — андезиты, базальты; 7 — срывы; 8 — надвиги. Цифры в кружках на профиле: 1—2 — автохтон Музкольской зоны: 1 — Зорташкольский, 2 — Музкольский антиклинорий; 3 — Акбайтальский покров; 4—5 — Язгулемский покров: 4 — триасо-юрская и 5 — мел-палеогеновая пластины

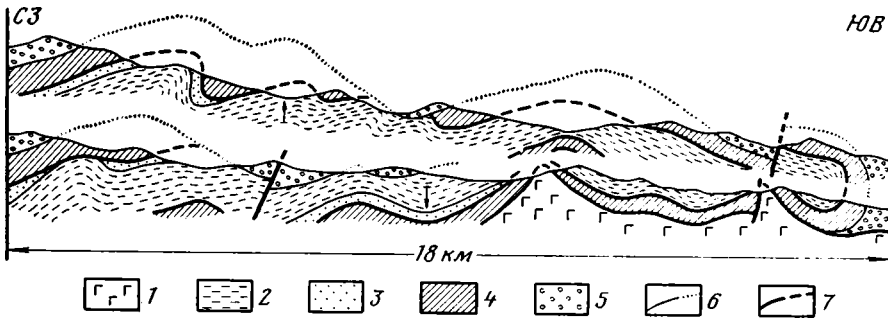


Рис. 5. Геологический профиль через Пнакскую антиформу (Корякский хребет)
 1 — базальты, яшмы, песчаники (I $_3$ —K $_2$ km); 2 — песчаники, алевропелиты, известняки (I $_3$ v—K $_1$ v); 3 — песчаники, туфы, известняки (K $_1$ g); 4 — базальты, кремни (P—T); 5 — конгломераты, песчаники (K $_2$ m); 6 — стратиграфические контакты; 7 — разрывы

первоочередная задача при геолого-съемочных работах. Остановимся более подробно на этой проблеме.

Все многообразие тектонических покровов в морфологическом отношении можно разделить на четыре типа.

Первый тип — это покровные складки. Классическим примером являются Гельветские и Пеннинские покровы Альп. Более близким для нас, но, к сожалению, мало известным примером является Центральный Па-

мир (рис. 3). Как видно, структуры западной части, сложенные докембрийско-палеозойскими образованиями, имеют два типа покровных дислокаций: 1) лежащие складки продольного изгиба, осложненные пологими сколами, течением гнейсов и мигматитов; 2) система сжатых крутых складок и клиньев, образующих узкие полосы шириной 4—5 км. В восточной части виден крупный Язгулемский аллохтон, представляющий собой систему лежащих и опрокинутых складок, образовавшихся при срыве триасово-юрской осадочной толщи.

Второй тип покровов — это собственно покровы и пластины. На профиле через Центральный Памир (рис. 4) отчетливо видна система из девяти пластин, сложенных разновозрастными отложениями в диапазоне от ордовика до палеогена. Весь комплекс сорван и надвинут на триасово-юрские образования. Это наиболее распространенный тип покровных дислокаций. В том случае, когда отдельные пластины сложены литологически различными образованиями, они и легче диагностируются. Однако в аккреционных комплексах, когда деформированы формационно единые толщи с общим наклоном в одну сторону, такие покровные нарушения часто пропускаются и чешуйчатые ансамбли нередко принимаются за «моноклинали». Амплитуды смещения отдельных пластин и чешуй невелики (первые километры и десятки километров), однако суммарное горизонтальное сокращение может достигать внушительных размеров.

Третий тип покровных структур — это гигантские достаточно монолитные пластины с амплитудой перемещения в десятки и даже сотни километров. Классическими примерами подобного рода структур являются Восточно-Альпийские покровы с амплитудой более 100 км, покровы Южных Аппалач — 250 км, каледонид Скандинавии — 300 км, Майницкий аллохтон Корякского нагорья — 150 км. Природа образования таких аллохтонов еще требует выяснения.

Четвертый тип покровов — тектонические пластины и покровы, смятые в складки. Это наиболее сложный для диагностики тип покровных нарушений. Они отличаются огромными размерами, крайне сложным и на первый взгляд неупорядоченным размещением в разрезе и на площади разновозрастных и разнофациальных толщ. Гигантские размеры и амплитуда складчатых покровов не позволяют видеть всю структуру непосредственно в обнажениях. Они восстанавливаются лишь при детальном площадном картировании, т. е. являются реконструируемыми. Примеры таких дислокаций известны на Урале, Кавказе, в Альпах, Корякском нагорье и других регионах. Проиллюстрируем сказанное профилем через Пнакскую антиформу Корякского нагорья (рис. 5). Автохтоном являются базальты, кремни, песчаники верхней юры — верхнего мела. Выше расположена лежащая антиформа, ядро которой сложено терригенной толщей верхней юры — валанжина и готерива. Оболочка (крылья) сложены офиолитами с фауной перми и триаса. Вся структура трансгрессивно перекрыта конгломератами и песчаниками верхнего маастрихта. Обратим внимание, что в висячем крыле антиформы установлен нормальный разрез юрско-меловых отложений (стрелка вверх), а в лежащем — перевернутый (стрелка вниз). Следовательно, перед формированием антиформы произошло тектоническое перекрытие юрско-меловых отложений офиолитовым аллохтоном. Затем покровная структура была смята в складку, которая была «запечатана» маастрихтским неоавтохтоном. Позднее весь комплекс был шарьирован на вулканогенно-кремнистый автохтон. Длительное развитие подобных структур, включавшее несколько этапов горизонтальных перемещений, обусловило большую сложность их выделения и картирования.

Очень важно понятие о «корнях» покровов. Это могут быть относительно узкие зоны (рубцовая зона, альпийская линия, покровная сутура) более или менее крутых клиньев, сложенных породами, в фациальном отношении сходными с теми, которые образуют аллохтон. Пространственно корневая зона может быть обособлена от покрова, но может и смыкаться с ним. Наряду с этим используется также понятие «корневая

область» (родина покровов). Оно более широкое и обычно употребляется для обозначения места, когда-то занимавшегося аллохтоном. Однако в аккреционных сооружениях тихоокеанского типа многие аллохтонные структуры являются бескорневыми. Они образовались в процессе горизонтального перемещения целостных литопластин из океанических областей к окраинам континентов, где и включались в покровные окраинно-материковые системы.

Из всего сказанного очевидно, что картирование тектонических покровов — задача достаточно трудная. Сейчас в Геологическом институте АН СССР готовится к изданию методическое пособие «Тектоническая расслоенность литосферы и регионально-геологические исследования», где многие вопросы будут рассмотрены детально. Здесь хотелось бы обратить внимание на следующие моменты.

Во-первых, покровные структуры часто смяты в напряженные складки. При этом образуются системы антиформ и синформ, которые отличаются от антиклиналей и синклиналей аномальным расположением слоев. Следует помнить, что традиционные представления о пологих залеганиях аллохтона — лишь частный случай и этот критерий для выявления покровов оказывается неэффективным.

Во-вторых, тектонические контакты между аллохтонными элементами выглядят по-разному. Достаточно легко устанавливаются контакты, выраженные мощными зонами милонитов, катаклазитов, тектонических брекчий, а также серпентинитовыми меланжами и гипербазитами. Однако нередки случаи, когда мощность контактовой зоны всего несколько сантиметров. Иногда такие контакты фиксируются зонами рассланцевания и глинками трения, но если вдоль контакта совмещены уже рассланцованные толщи, то обнаружить плоскость шарьяжа (надвига) очень трудно. К сожалению, вопросы типизации, морфологии тектонических контактов совершенно не разработаны, хотя к ним как к экранирующим зонам могут быть приурочены рудопроявления.

В-третьих. Наиболее простым является случай, когда тектонически совмещены разнородные по вещественному составу образования или древние комплексы надвинуты на молодые. Однако известны случаи обратного характера, и это чрезвычайно затрудняет расшифровку покровных структур.

Кратко остановимся на меланжах и олистостромах — хаотических образованиях тектонического, осадочного и смешанного генезиса. Сами по себе они не доказывают существования шарьяжей. Однако, являясь индикаторами крайне нестабильной тектонической и палеогеографической обстановки, такие образования нередко возникают в условиях горизонтального перемещения масс горных пород. Очень важно уметь различать меланж и олистостромы. После первой работы на эту тему А. Л. Книппера, опубликованной в 1971 г. [1], об этом написано много, тем не менее на практике ошибки возникают постоянно. Умение различать такие генетически различные образования, как меланжи и олистостромы, позволяет сразу ориентироваться в геодинамических режимах.

Резюмируя сказанное об особенностях картирования покровных структур, можно определить главную задачу полевых исследований в покровно-складчатых тектонических сооружениях. Она заключается в установлении самого факта вторичного структурного совмещения первоначально разобщенных объектов. Чтобы решить эту задачу, необходимо соблюсти ряд условий.

Во-первых, необходимо повысить требования к обоснованию возраста толщ. Без детальной стратиграфии структурные построения оказываются умозрительными.

Во-вторых, важным элементом полевых исследований является установление качественной определенности аллохтонных элементов. Это понятие включает литолого-петрографическую и мощностную характеристику отложений, особенности дислокаций, наличие перерывов, поверхностей несогласия, иначе — весь комплекс признаков, позволяющих не

только отличить разрез того или иного элемента, но и проследить его на площади.

Необходимо подчеркнуть, что в областях покровного строения нельзя ограничиваться составлением одного сводного разреза, как это принято в геолого-съёмочных работах. Более информативными оказываются серии из нескольких конкретных разрезов, которые не только полнее отражают реальную картину структуры, но и облегчают решение палеотектонических и палеогеографических задач. Выяснение определенности покровов с использованием актуалистических моделей позволяет восстанавливать геодинамические режимы и служит основой для палинспастических реконструкций.

В методическом плане такой подход к полевым исследованиям можно определить как картирование структурно-вещественных комплексов. К этому надо добавить, что для изображения разрезов подобных комплексов традиционный метод стратиграфических колонок не пригоден. Один из возможных вариантов отображения разрезов в свое время был предложен А. Л. Книппером, и его следует использовать при графических изображениях. Он заключается в сопоставлении частных колонок отдельных аллохтонов, привязанных к единой шкале геологического времени и выполненных в едином масштабе (рис. 6).

Рассмотрим теперь теоретическую сторону изучения тектонических покровов. В составе отдельных покровов можно обнаружить все известные элементы земной коры и верхней мантии. Наиболее широко распространены сорванные покровы осадочного чехла и кристаллического фундамента. Гранитогнейсовые аллохтоны известны в Альпах, Карпатах (Мармарошский и Гетский покровы), Турции (Мендересский массив), Греции (Пелагонийский массив), в Гималаях и многих других районах. На Памире докембрийский фундамент расслоен на гранитогнейсовый и гранулит-базитовый слои.

Ярким показателем тектонической расслоенности океанической литосферы являются офиолитовые покровы. При всем структурном и вещественном разнообразии офиолитов с регулярным постоянством происходит их расслоение на отдельные тектонические элементы, соответствующие дунит-гарцбургитовому комплексу, отвечающему верхней мантии, полосчатому и габброидному комплексам (3 океанический слой), дайковому и вулканогенно-кремнистому комплексам (2 и 1 океанические слои).

Таким образом, изучение структурно-вещественных комплексов, образующих сложные покровно-складчатые системы, показывает, что океаническая и континентальная литосферы расслоены на ряд структурных элементов. Основными поверхностями срывов являются граница чехла и фундамента, поверхность Конрада (гранитогнейсовые аллохтоны), поверхность Мохо (офиолитовые аллохтоны) и астеносферные слои (дунит-гарцбургитовые аллохтоны).

Эти данные положены в основу разрабатываемой в Геологическом институте АН СССР концепции глобальной тектонической расслоенности литосферы [4]. Геологические и геофизические исследования позволяют утверждать, что литосферные массы в реологическом отношении крайне неоднородны. Тектонические движения охватывают по глубине всю литосферу, неоднородность которой обуславливают дифференцированные послойно-дисгармоничные перемещения литопластин на разных уровнях глубинности. В результате таких движений появляются новые тектонические неоднородности и т. д.

Несколько слов о соотношении учения о тектонической расслоенности и тектоники литосферных плит. Концепция тектонической расслоенности — это в значительной мере «продукт» континентальной геологии, она базируется на большом фактическом материале, полученном при изучении покровно-складчатых областей, но также учитывает и данные по структурам океанов. Тектоника плит родилась на океанических просторах, и при создании первых классических ее моделей ничего не было известно о тектонической расслоенности ни континентальной, ни океанической литосферы.

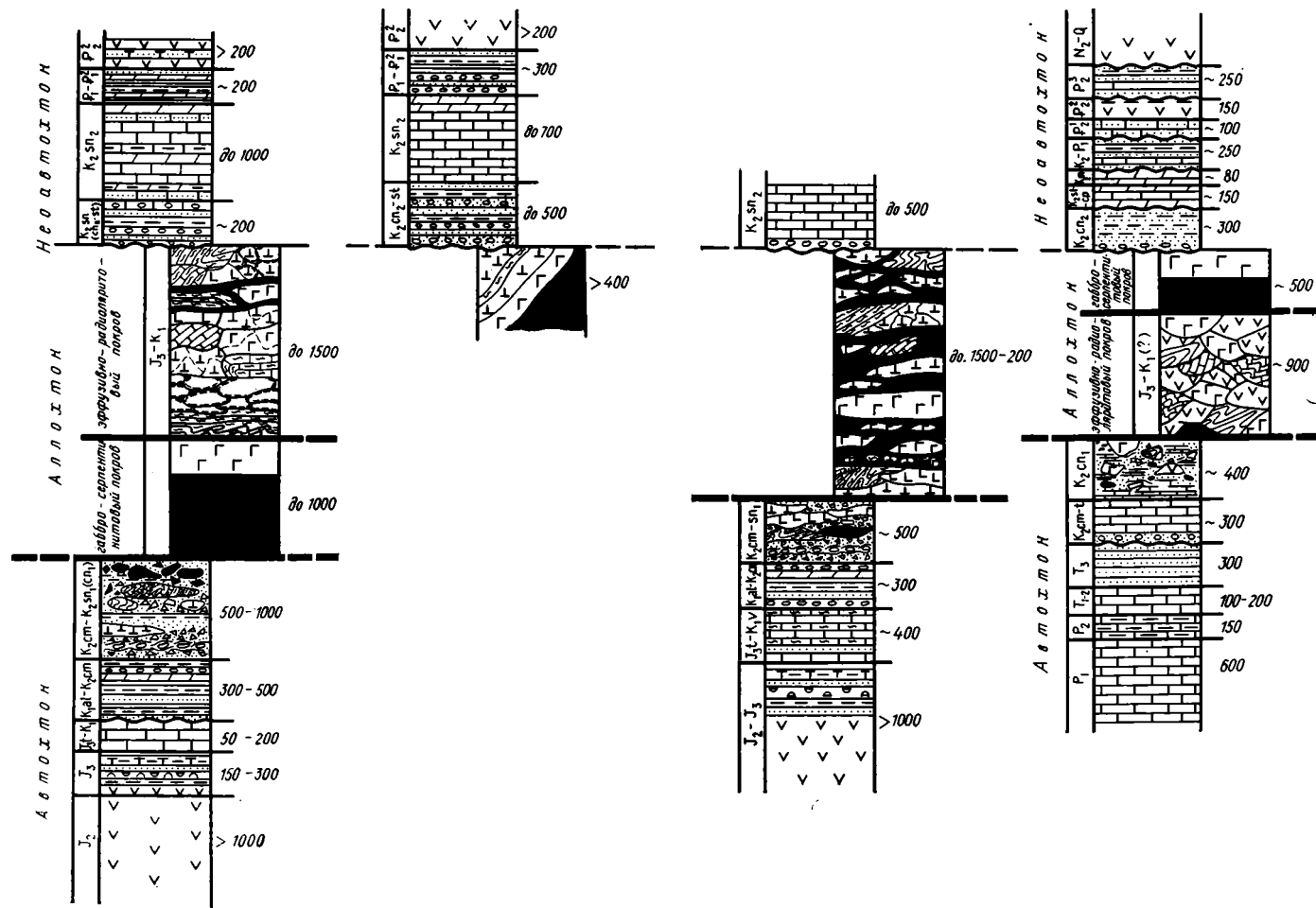


Рис. 6. Пример изображения стратиграфических колонок для покровно-складчатых структур Малого Кавказа; составили А. Л. Книппер, С. Д. Соколов (Соколов С. Д. Олисторомовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. 92 с.). Штриховкой показаны различного рода осадочные, вулканогенно-осадочные, магматические породы, а также меланж и олисторомы; черным—ультрабазиты

Степень современной изученности материков и океанов такова, что, безусловно, требуется пересмотр старых классических моделей тектоники плит, рассматривающих плиты в виде единых жестких монолитов литосферы. Однако это не опровергнет такие фундаментальные положения новой глобальной тектоники плит, как спрединг, обдукция, аккреция, субдукция (если под этим понимать глубинный подвиг).

Справедливости ради надо отметить, что в этом направлении уже ведутся исследования как в нашей стране, так и за рубежом. Заслуживают внимания последние работы А. И. Лобковского, в которых учитываются движения, происходящие в основании третьего слоя океанской коры на границе с мантией². Становится популярной концепция коллажа террейнов. Но мало кто из сторонников ее в нашей стране обратил внимание на один из главных постулатов этой концепции, согласно которому террейны в отличие от микроконтинентов обычно являются структурами коровыми, а не литосферными блоками. Казалось бы, незначительная деталь, но это первый шаг сторонников тектоники плит к признанию тектонической расслоенности. В одной из последних работ К. Ле Пишон возвращается к вегенеровской идее перемещения сиалических масс³.

В связи с этим настораживает та легкость, с которой в качестве теоретической базы геологического картирования принимается геодинамическая модель тектоники плит. Здесь следует сделать два важных замечания. Во-первых, в качестве догмы предлагается использовать уже устаревшие модели тектоники плит, т. е. вчерашний день научной мысли.

Во-вторых, геологическое картирование не должно подменяться геодинамическим. Геодинамические карты — это разновидность тектонических карт, которые по своей сути являются концептуальными. Такие карты по мере развития науки менялись, меняются и будут меняться. Напомним, что геологические карты Альп были составлены в начале века, когда ни о тектонике плит, ни о тектонической расслоенности ничего не было известно, а они и по сей день в методическом отношении остаются эталоном структурных исследований. Поэтому, на наш взгляд, теоретической базой геологического картирования должны служить не геодинамические модели, а мобилизм как учение о развитии структур земной коры.

В заключение необходимо сказать, что выполнение программы «Госгеолкарта-50» требует объединения усилий научных и производственных организаций. Кроме того, эта задача комплексная, и для ее решения нужны не только кадры геологов-съемщиков высокой квалификации, но необходимо также привлечение специалистов в области тектоники, стратиграфии, литологии, геофизики и других геологических дисциплин. Если это условие не будет соблюдено, то может повториться судьба геологической съемки масштаба 1 : 200 000, когда стремление к «валу» (хотя в те годы, возможно, и обоснованное, так как нужно было покрыть съемкой всю территорию страны) во многих случаях не обеспечивало качества геолого-съемочных работ. Сейчас наступает новый этап, и задачи его совершенно иные. В первую очередь необходимо обеспечить качество съемки. Возможность получить кондиционные карты обширных территорий страны должна быть реализована. Именно качество геологической съемки будет решающим моментом для преодоления стереотипа геологического мышления. Составление полноценных геологических карт даст значительный эффект для поисков и прогноза полезных ископаемых.

Литература

1. Книппер А. Л. // Геотектоника. 1986. № 6. С. 87—100.
2. Пейве А. В., Штрэйс Н. А., Книппер А. Л. и др. // Докл. АН СССР. 1971. Т. 196. № 3. С. 657—659.
3. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980. С. 220.
4. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.
5. Debelmas J., Lemoine M. // Earth. science rev. 1970. V. 6. № 4. P. 221.

Геологический институт АН СССР

Поступила в редакцию 9.IX.1987

² Сообщение на заседании секции геологии, геофизики и геохимии Комиссии АН СССР по проблемам Мирового океана в мае 1987 г.

³ Цитируется по реферативному журналу «Общая геология». 1987. № 6. А. 352.

УДК 551.242.2

МАЛОВИЦКИЙ Я. П., СЕНИН Б. В.

**ПЕЛАГОГЕННЫЕ ВПАДИНЫ НА СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИНАХ**

В статье проанализирован значительный объем данных о строении фундамента и осадочного чехла современных и древних континентальных окраин, что позволило выделить и классифицировать своеобразные крупные тектонические впадины, названные пелагогенными. Специфика пелагогенных впадин заключается в сочетании морфологически выраженных глубоководных котловин, мощного осадочного чехла и тонкой кристаллической коры, отличающейся как от типично континентальной, так и от океанической. Обосновано положение о возможности аккумуляции в пелагогенных впадинах уникальных ресурсов нефти и газа, сравнимых по масштабам с ресурсами передовых прогибов орогенно-складчатых поясов. Определены особенности строения и характерные для пелагогенных впадин процессы, обусловившие их повышенную продуктивность; выделены наиболее перспективные типы генетического ряда впадин.

Накопление данных о строении фундамента и осадочного чехла современных и древних континентальных окраин позволило выделить своеобразные крупные тектонические впадины, которые могут охватывать, частично или полностью, глубоководные котловины морей, континентальный склон и шельф, а иногда и прибрежную низменную сушу. На специфичность данной группы тектонических форм впервые было обращено внимание при геолого-геофизических исследованиях в Южном Каспии, Черном море и Восточном Средиземноморье [13, 14], где обнаружилось сочетание морфологически выраженных глубоководных котловин, мощного (до 15 км и более) осадочного чехла и сравнительно тонкой кристаллической части коры, отличающейся по своим физическим свойствам как от типично континентальной, так и от океанической. Эти впадины получили название пелагогенных [14], т. е. «рожденных морем».

Консолидированная кора, подстилающая осадочный чехол этих впадин, принадлежащих к континентальным окраинам в системе древнего океана (Палео- и Мезотетис), отмершего в кайнозое, состоит из мозаики преобразованных древних континентальных обломков и межблоковых пространств, заполненных базитовым магматическим материалом. По своему происхождению эта кора должна принадлежать к деструктивному типу [9, 22—24, 34, 38]. Образуюсь в процессе раздвига, разрушения и тектономагматической переработки ранее сформированной коры, сопровождаемой фазовыми изменениями ее вещества при дальнейшем погружении [2], она в то же время не несет устойчивых структурно-морфологических признаков осесимметричного растяжения относительно какой-либо одной регулярно функционирующей зоны типа континентального рифта или сосредоточенного спрединга в срединно-океанических хребтах. Для впадин с такой корой скорее характерна множественность ориентировок осей растяжения при некотором преобладании на разных этапах каких-либо отдельных направлений. Это подтверждается морфологией впадин и их изменениями во времени, [1, 7, 32, 35], особенностями размещения во впадинах зон разломов и трещиноватости [3, 13, 14, 32], а также морфологией магнитного и гравитационного полей.

Дальнейшее изучение структуры современных и древних окраин континентов геофизическими методами и бурением и широкое применение сейсмостратиграфии показало, что к категории пелагогенных может быть отнесено значительно большее количество окраинно-континентальных впадин, чем считалось ранее. Для их систематизации, определения генетических отношений с общей структурой континента и океана нами

проанализированы разрезы наиболее крупных и характерных впадин, расположенных по периферии Европейского континента, рассмотрены их морфология, отношение к структуре складчато-кристаллического основания и к современной структуре океана.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Пелагогенные впадины имеют крупные размеры (600×1000 км и более), изометричную, овальную или угловатую форму. Можно выделить два основных морфологических типа впадин. Первый образован замкнутыми и полузамкнутыми глубоководными котловинами, второй объединяет впадины кайнозойских шельфов, более или менее выраженные в рельефе.

Впадинам первого типа в Средиземноморье свойственна разная степень дифференциации рельефа глубоководного ложа: наименьшая для Балеарской и Черноморской, наибольшая, по-видимому, для Левантйской и Южно-Каспийской котловин. Для Ионической и Левантйской впадин, особенно для их краевых зон, характерна ступенчато-блоковая дифференциация рельефа, подчеркнутая распределением мощностей новейших и особенно плиоцен-четвертичных отложений. Дифференциация рельефа в Южно-Каспийской впадине отражает широкое развитие антиклинальных зон в отложениях плиоцена-плейстоцена.

Ко второму типу можно отнести Прикаспийскую, Южно-Баренцевскую и Центральнoсевероморскую впадины. Первая расположена на осушенном плейстоценовом шельфе, имеет широкое вогнутое и слабо расчлененное днище. Относительные превышения бортов над дном впадины составляют 150—200 м. Вторая расположена на современном шельфе, затопленном в плейстоцене, имеет расчлененное ступенчатое и относительно узкое днище и ступенчатые склоны, возвышающиеся над дном впадины на 250—300 м. Третья также расположена на современном шельфе и весьма слабо выражена в рельефе дна.

Все впадины, расположенные вдоль окраины Европы, образуют цепочки, нанизанные на выраженные в рельефе депрессионные зоны, несколькими эшелонами окаймляющие континент и связанные с активизированными поясами разломов. Так, например, средиземноморские впадины связаны с крупным поясом разломов, который с перерывами может быть прослежен вдоль длинной оси Средиземного моря до Оманского залива. С этим поясом связан новейший и четвертичный вулканизм и грабенообразование Сицилии, южной части Тирренского моря и Африкано-Сицилийского шельфа, базальтовые поля Западной Аравии. С поясом разломов помимо котловин Средиземного моря связываются также впадины пустыни Руб-Эль-Хали, Оманского и Камбейского заливов Аравийского моря. Впадины на западе Европы, такие как Центральнoсевероморская и Балеарская, расположены в геоморфологически выраженной субмеридиональной депрессионной зоне, соответствующей протяженной рифтовой системе Северного моря — Северной Африки и функционирующей в кайнозое [19, 20].

СВЯЗЬ С ГЛУБИННОЙ СТРУКТУРОЙ

В размещении пелагогенных впадин относительно структур фундамента также наблюдается отчетливая связь с узлами пересечения крупных линейных зон. Это обнаруживается как в размещении впадин относительно внутренней зональности складчато-кристаллического основания (рис. 1, А), так и в размещении систем разломов, возникших или оживленных после его консолидации (рис. 1, Б).

В качестве примера рассмотрим размещение впадин вдоль восточной окраины Европейского континента. Южно-Баренцевская, Прикаспийская и Южно-Каспийская впадины наложены на меридиональную депрессионную зону между 44 и 60° в. д., выраженную ступенчатым погружением на восток блоков фундамента Баренцево-Карской, Восточно-Европейской и Скифской платформ, догеосинклинального основания Кав-

каза и восточного края Африканской платформы. Этой зоне соответствует ступень аномального геопотенциала, существование которой связывается с чрезвычайно глубинными процессами в мантии [10, 11]. Рассматриваемые нами пелагогенные впадины расположены над узлами пересечения этой зоны с Нордкапско-Южно-Баренцевской депрессией, Днепровско-Донецким и Пачелмским авлакогенами, Куринско-Западно-Туркменской депрессией и зоной грабенов Пальмиро-Апшеронской линии. Аналогичные соотношения структур фундамента устанавливаются и для остальных впадин по периферии Европейского континента.

По отношению к внутренней зональности фундамента впадины Средиземноморья занимают, как правило, шовно-узловое положение и имеют в значительной мере наложенный и в меньшей — унаследованный характер. Однако степень унаследованности элементов предыдущих структурных планов возрастает с запада на восток, в направлении Леванта и Черноморско-Каспийской области. В Средиземноморье наибольшей подвижностью в фанерозое отличались глубинные швы субширотного простирания, имеющие, по-видимому, байкальское заложение [4, 15, 31, 39, 40], поперек которых чередовались обстановки сжатия и растяжения [26, 41]. Именно они определили основные черты последующих структурных планов, а также положение длинных осей пелагогенных впадин.

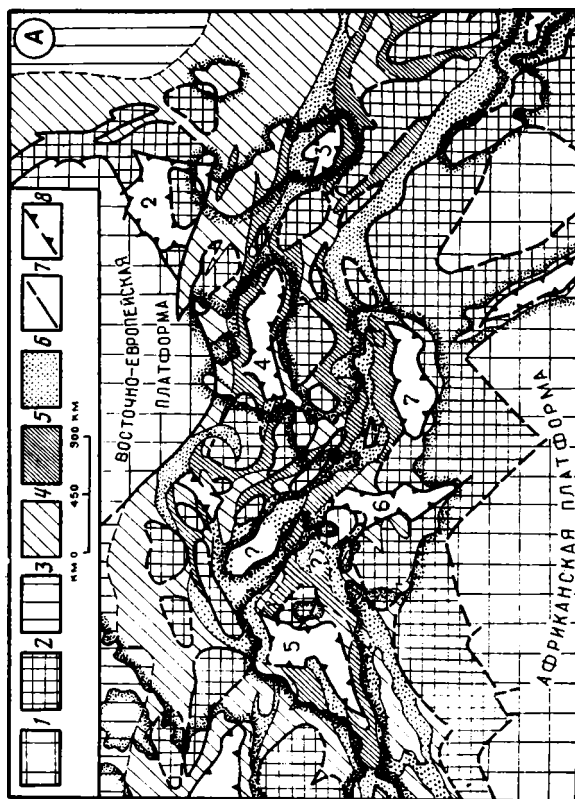
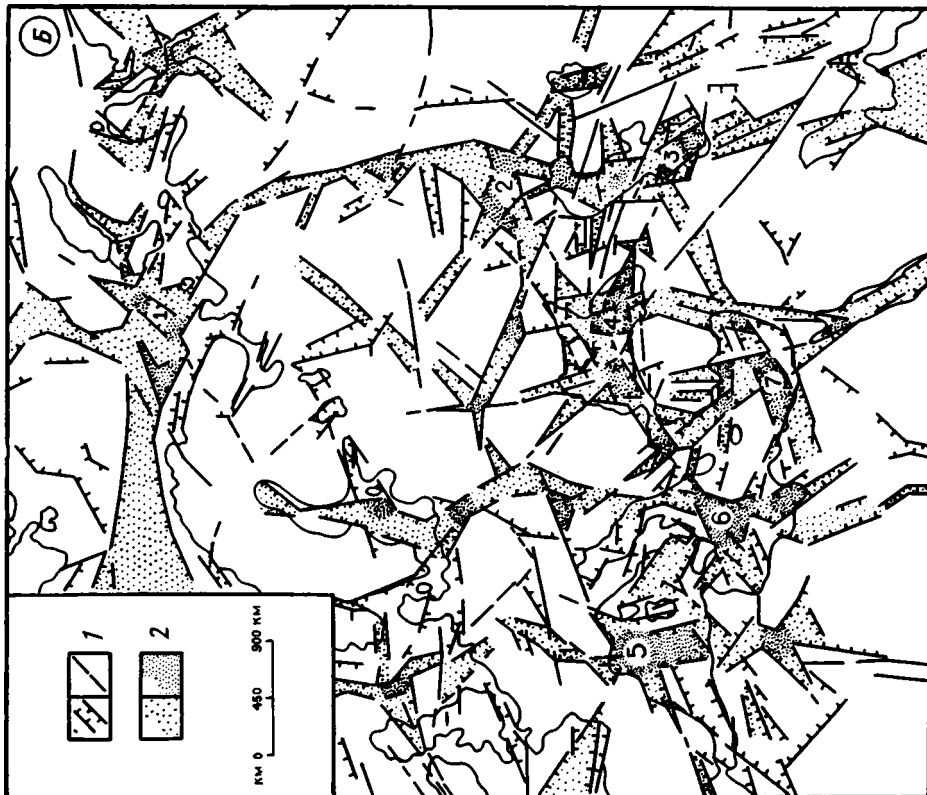
Проведенный нами анализ показал преимущественную связь пелагогенных впадин с широтными поясами континентальных окраин или зонами межконтинентальных взаимодействий, соответственно Арктическим или Средиземноморским, включая моря Юго-Восточной Азии и Карибский регион [16—18]. Для них характерен пульсирующий, неоднаправленный режим развития, по крайней мере в мезозое и кайнозое, т. е. в эпохи наиболее активного океанообразования. Отмеченный режим определяет чрезвычайно сложную внутреннюю структуру континентальных окраин — развитие перекрестных структурных планов, особенно отчетливых в сочетании внутренней зональности фундамента с зональностью, активизированной или новообразованной после его консолидации. Следствием такой организации структуры является существование весьма активных в течение длительного времени первично-рифтогенных тектонических узлов (коровых «дыр»), с которыми сопряжено развитие пелагогенных впадин. Крупнейшие пелагогенные впадины (Центральноросевероморская, Южно-Баренцевская, Прикаспийская) приурочены к внешним углам древних платформ.

Основные характеристики пелагогенных впадин даны в таблице.

Кристаллическое основание. Для впадин на континентах и их окраинах характерны три типа строения кристаллической части коры: 1) двухслойный с развитыми «гранитным» и «базальтовым» геофизическими слоями; 2) условно двухслойный (или аномальный) с редуцированным или видоизмененным в геофизических характеристиках «гранитным», а возможно, и «базальтовым» слоями; 3) однослойный, лишенный «гранитного» слоя.

Для рассмотренных в таблице пелагогенных впадин характерен в основном второй тип строения коры. Он устанавливается как для северного пояса впадин [6, 8, 16, 17], так и для впадин Средиземноморской и Черноморско-Каспийской областей [14, 15, 21]. Определенное место в структуре основания впадин отводится также третьему типу коры [5, 33].

Резкое, во всех случаях в 2—3 раза, сокращение мощностей кристаллической коры под впадинами обусловлено, по-видимому, сочетанием нескольких причин. На начальных фазах образования впадин оно связывается с преобладанием всестороннего растяжения в рифтогенном узле, которое обусловлено региональной геодинамической обстановкой, зависимой от подкоровых процессов соответствующих масштабов. Это растяжение приводит к некоторому утонению, дроблению и, по-видимому, сопровождающей его инъекционной (дайковой) базификации «гранитного» слоя снизу вверх. Процесс инъекционного насыщения «гранитного» слоя базальтовым материалом может привести к полному замеще-



нию первого и образованию меланократового основания с ксенолитами гранитной коры в уровне «гранитного слоя». Этим фазам соответствует начало активной аккумуляции в пелагогенной впадине.

Определенную лепту в дальнейший процесс разрушения верхней части древнего кристаллического основания впадины вносит вес накапливающихся осадков. Он определяет сжатие кристаллической коры сверху вниз, которому, очевидно, противодействуют усилия со стороны более плотных «базальтового» слоя и верхней мантии, направленные снизу вверх. В результате этих встречных усилий должно происходить раздавливание «гранитного» слоя и отжатие его в стороны, что приводит к развитию дополнительных растягивающих напряжений под центральной частью впадины и соответственно к дальнейшему прогибанию дна.

При погружении основания впадины до глубины 20—25 км в кристаллической коре начинаются фазовые преобразования, которые приводят к изменению физических свойств коры в сторону более основных [2, 29]. Эти преобразования способствуют [27] перераспределению вещества между корой и мантией, уменьшению мощности коры и дополнительно погружению впадин.

Осадочный комплекс. Общая мощность осадочного чехла пелагогенных впадин во всех случаях превышает 8—12 км, а в отдельных случаях достигает 20 км и более. Впадины с максимальной мощностью осадков тяготеют к Баренцево-Каспийской (Приуральской) зоне прогибания (рис. 2). Вторая группа впадин с мощностями осадочного чехла более 14—16 км образует пояс, расположенный центрально-симметрично относительно Среднего Урала. Третья группа, с мощностями осадков более 8—12 км, либо достраивает по простиранию области развития впадин второй группы, либо образует косо причлененные к ним ветви. В соответствии с тенденциями новейших смещений материковых масс [36] южные цепи впадин располагаются в зоне преобладающих сжатий, а северные — в зоне преобладающих растяжений.

По мере приближения впадин к океану намечается убывание суммарной мощности разреза и стабилизация ее на уровне 8—12 км в бассейнах, расположенных в непосредственной близости от океана и имеющих с ним структурные связи. Это может быть обусловлено временным или постоянным обменом и перераспределением масс осадочного материала между впадиной и континентальной окраиной, открытой океану. По-видимому, в этой связи степень компенсированности прогибания впадин осадконакоплением подчинена определенной закономерности. Впадины с наибольшими мощностями осадков чаще оказываются компенсированными или «недокомпенсированными». К первым принадлежат впадины северного пояса, ко вторым — преимущественно впадины Баренцево-Каспийской зоны, оказавшиеся в непосредственной близости от пояса умеренных орогенных движений. Остальные впадины могут быть отнесены к числу частично компенсированных.

Характерной чертой разреза пелагогенных впадин является его трехчленность, выраженная в наличии заметно различающихся по составу, структуре и условиям залегания комплексов.

Нижний — комплекс заложения или «выстилания» впадины, сравнительно маломощный, иногда деформированный и прерывистый по простиранию, представлен в Центральноросевероморской впадине 1—3-километровой толщей девона — перми, а в Черноморской и Южно-Кас-

Рис. 1. Схема размещения пелагогенных впадин на окраинах Европейского континента и в Средиземноморье относительно внутренней тектонической зональности фундамента (А) и раздвиговых зон на его поверхности (Б)

А. 1—6 — области и зоны складчатости: 1 — архейской и раннесреднепротерозойской, 2 — позднепротерозойско-раннепалеозойской, 3 — раннесреднепалеозойской, 4 — среднепалеозойской, 5 — мезозойской, 6 — кайнозойской; 7 — границы древних платформ и массивов; 8 — границы областей с аномальной корой или лишенных «гранитного» геофизического слоя. Б. 1 — раздвиговые (а) и сдвигобросовые (б) зоны, 2 — основные пояса раздвигов (а) и узлы их пересечения (б). Цифры — нумерация впадин в соответствии с таблицей

Некоторые характеристики пелагогенных впадин

Характерные показатели	Южно-Баренцевская (1)	Прикаспийская (2)	Южно-Каспийская (3)	Черноморская (4)	Балеарская (5)	Ионическая (6)		Левантйская (7)
						южная	северная	
	Кольский п-ов Новая Земля *	Волгоград — Актюбинск *	Ленкорань — Небит-Даг *	Гуляй-Поле — Чаршамба *	Тулун — Анаба *	Титград — Марса-эль- Бурейка *		Касос — Мерса- Матрух *
Отношение общей площади морского бассейна к площади впадины, млн. км ² ;	$\frac{2,6}{0,27}$	$\frac{0,6}{0,224}$	$\frac{0,4}{0,144}$	$\frac{0,4}{0,3}$	$\frac{0,6}{0,3}$	$\frac{0,75}{0,2}$	—	$\frac{0,6}{0,2}$
доля площади впадины, %	10	39	34	75	45	21	—	28
Отношение мощностей кристаллической коры впадины и обрамления, км	$\frac{15}{40}$	$\frac{12,5}{40}$	$\frac{12,5}{45}$	$\frac{15}{45}$	$\frac{10}{40}$	$\frac{10}{35}$	$\frac{10}{30}$	$\frac{8}{30}$
Величина сокращения мощности кристаллической коры во впадине по сравнению с обрамлением, %	60	75	75	65—70	75	65—70	65—70	75
Суммарная мощность осадочного чехла во впадинах, км	16—20 (?)	24	18—20	16	8	12	9	16
Отношение мощностей осадочного чехла впадин и обрамления (платформенные или орогенические осадочные комплексы), отн. ед.	6	8	9	8	5	5	2—4 (?)	8
Стратиграфическое положение последнего «впадинного» комплекса (эпоха быстрого погружения и лавинной аккумуляции), геологические периоды	P ₂ —T ?	P—T ₁ (?)	P ₂₋₃ —Q	P ₂₋₃ —Q	P—Q	P—Q	P—Q	P—Q
Доля последнего «впадинного» комплекса в суммарной мощности осадочного выполнения впадины, %	55—60	35	90	85—90	85—90	50	85—90	50
Отношение скоростей аккумуляции в эпоху последнего «впадинного» комплекса во впадине и ее обрамлении, мм/с	$\frac{0,25}{0,025}$	$\frac{0,15}{0,05}$	$\frac{0,4}{0,05-0,1}$	$\frac{0,4}{0,05-0,1}$	$\frac{0,1}{0,025}$	$\frac{0,1}{0,05}$	$\frac{0,15}{0,05}$	$\frac{0,1}{0,05}$

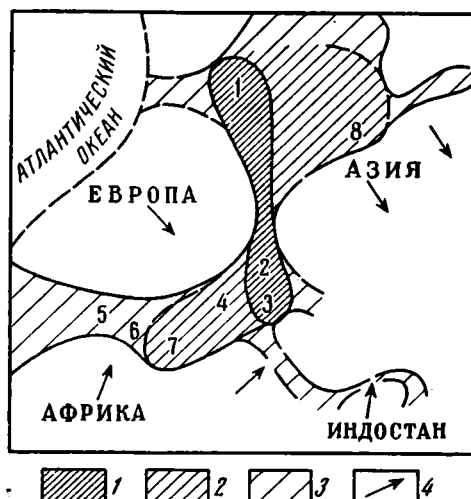
* Основные характеристики.

пийской впадинах примерно такой же или меньшей по мощности толщей мезозоя.

Средний — *впадинный комплекс* (таблица) достигает мощностей от 6—7 до 10—15 км, или от 35 до 90% суммарной мощности отложений впадины. Он соответствует относительно кратковременной стадии быстрого прогибания, когда скорость аккумуляции во впадине в 3—10 раз превышала скорость накопления осадков за ее пределами. Для некоторых впадин (Прикаспийской, Южно-Баренцевской, возможно, Центральносевероморской) с учетом историко-геологической ситуации и структуры основания можно допустить наличие и более ранних эпох активизации прогибания. В некоторых случаях, например в разрезах Северного моря [43], удается наблюдать двучленность комплекса, который разделяется на нижний, в различной степени деформированный подкомплекс (в данном примере — цехштейн — триас), и верхний, залегающий относительно спокойно или несущий деформации, отраженные от нижележащего подкомплекса (юра — мел). По-видимому, такая, двучленность в разной степени свойственна и другим впадинным комплексам.

Рис. 2. Области размещения впадин с различными мощностями осадочного чехла в северо-западном секторе Восточного полушария

1 — Баренцево-Каспийская, мощности более 20 км; 2 — Черноморско-Левантійская и Нижнеобская, мощности более 14—16 км; 3 — прочие области, мощности более 8—12 км; 4 — тенденции новейших смещений континентов в соответствии с картиной мгновенной кинематики плит, по С. А. Ушакову и Ю. И. Галушкину [36], упрощено. Впадины: 1 — Южно-Баренцевская, 2 — Прикаспийская, 3 — Южно-Каспийская, 4 — Черноморская, 5 — Балеарская, 6 — Ионийская, 7 — Левантійская, 8 — Нядояха-Надымская



По времени формирования последнего впадинного комплекса пелагогенные впадины могут быть разделены на две группы, нижний основной подкомплекс которых образовался в конце палеозоя — начале мезозоя (Южно-Баренцевская, Прикаспийская, Центральносевероморская) и в палеогене — неогене (впадины Средиземноморского пояса), а верхний соответственно — в юре — мелу и во второй половине кайнозоя. Эти временные интервалы коррелируются с основными фазами развития океана, его углубления и увеличения емкости: начальному рифтогенезу, происшедшему на континентальной или субконтинентальной коре (пермь — триас); формированию основной чаши океанского бассейна и заложению шельфовой зоны (юра — мел); ускорению раскрытия океана, океанскому рифтогенезу, формированию спрединг-зон и становлению шельфа в его современном виде (кайнозой). Эти процессы сопровождалась осушением значительных территорий и известной для этих эпох кратковременной или длительной аридизацией климата, зафиксированной в широком развитии красноцветных и пестроцветных толщ, нередко включающих и соленосные отложения. Континентальные своды, возникшие как реакция на активное растяжение в океане, создавали дополнительные причины осушения территорий и локализации осадконакопления в сравнительно ограниченных зонах и узлах, являясь источником терригенного мелко- и тонкообломочного материала.

Характерной особенностью структуры комплекса является развитие внутрiformационных дисгармоничных дислокаций в форме явных

и скрытых диапиров, разномасштабного будинажа и других проявлений дисгармонии в зависимости от компетентности слоев, участвующих в деформации [25, 42]. Этот процесс, проявленный в различной форме, развит во впадинных комплексах практически всех рассмотренных пелагогенных впадин независимо от их возраста.

Верхний, *покровно-шельфовый*, или собственно платформенный комплекс соответствует стадии компенсации прогибания осадконакоплением, значительного расширения площади, вовлеченной в погружение (при относительно небольшой его скорости), становления «шельфовой плиты» и ее последующих колебательных движений. Относительно площади последней доля площади пелагогенной впадины составляет обычно от 10 до 45%. Этот комплекс объединяет обычно отложения от верхнего мела до кайнозоя включительно, а в Средиземноморском поясе — преимущественно до верхнего кайнозоя и достигает мощности 2—5 км. Развитие покровно-шельфового комплекса характерно в основном для впадин, либо вышедших из окраинно-шельфовой зоны и оказавшихся внутри материка (Прикаспийская впадина), либо включенных в шельфовую зону в недавнем геологическом прошлом (западные и северные окраины Европы). Для некомпенсированных впадин Средиземноморского пояса развитие этого комплекса остается проблематичным.

Перечисленные комплексы, которые могут быть объединены в пелагогенную формуацию, отражают, вероятно, один полный цикл осадконакопления в пелагогенной впадине. В связи с тем, что некоторые впадины проходят не один, а как минимум два и более циклов развития, причем начало последующих циклов не всегда совпадает с окончанием предыдущих, выделение некоторых комплексов оказывается затруднительным. Так, в Южно-Баренцевской и Прикаспийской впадинах с наибольшей достоверностью определяется верхний впадинный комплекс (пермь—мезозой) и перекрывающий его покровно-шельфовый комплекс. Слабая изученность нижних частей разрезов этих впадин, имеющих значительную (8—10 км) мощность и образованных в среднепалеозойскими породами, не позволяет выявить другие комплексы кроме платформенных образований девона — карбона, непосредственно подстилающих верхнюю пелагогенную формацию. Однако не исключается, что и в наиболее древней части разреза также могут быть обнаружены фрагменты указанной формации.

ОСНОВНЫЕ ТЕНДЕНЦИИ РАЗВИТИЯ

Для оценки возможных тенденций развития пелагогенных впадин определенный интерес имеют их связи с современной структурой океана. Характеризуя ее в самых общих чертах, обратим внимание на «ячеистость», особенно отчетливую в Атлантическом океане (рис. 3). «Ячейки» образованы симметричными (относительно срединного хребта) парами глубоководных котловин и разделены сложнопостроенными перемычками, прослеживающимися поперек океана.

Перемычки даже на значительных удалениях от континента несут в своем разрезе остатки мелководных отложений, содержащих иногда соленосные толщи и перемежающихся с продуктами основного вулканизма. Разрез подстилается переработанной корой субконтинентального или субокеанического типов [27, 28, 30]. Таковы, например, Китовый хребет и область Атлантики, примыкающая к Марокканскому побережью, а также район плато Веринг. На пересечении срединно-океанических хребтов с перемычками расположены острова и архипелаги, вулканизм которых по составу несколько отличается от вулканизма ложа океана [37]. К перемычкам тяготеют наиболее мощные пучки трансформенных разломов. Наконец, этим зонам соответствует весьма сложная структура магнитного поля, корреляция элементов которого в их пределах весьма затруднена.

Имеются некоторые косвенные указания на первичность ячеистой структуры Атлантики. Это относительная древность мелководных обра-

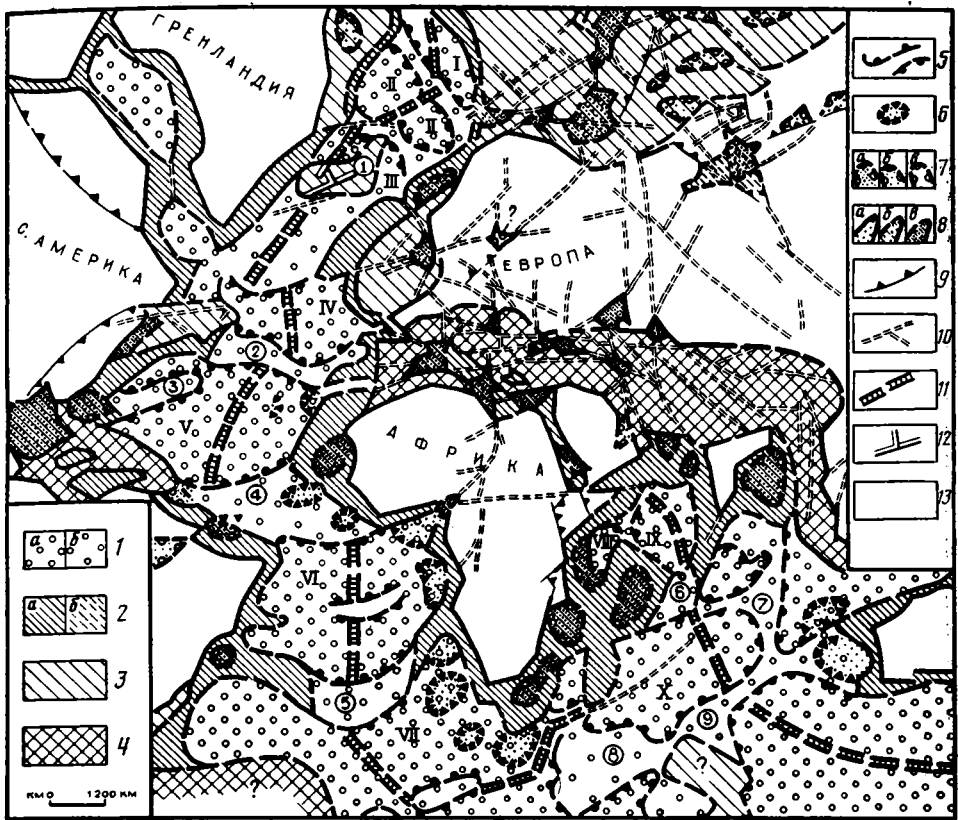


Рис. 3. Схема соотношения «ячейстой» структуры океанов и впадин на континентальных окраинах (индо-атлантический сегмент Земли) 1 — глубоководные «ячей» (а) и перемычки между ними (б) в современной структуре ложа океана; 2 — континентальные окраины первого эшелона и средиземные впадины первичного линейно-раздвигового (рифтогенного (?)) происхождения, современные (а) и отмершие в позднем кайнозое (б); 3 — континентальные окраины второго эшелона, наложенные на подвижные окраинно-континентальные платформы и массивы; 4 — пояс блокового дробления коры в обстановке межконтинентального меридионального сжатия; 5 — границы глубоководных ячеей; 6 — периферийные впадины ложа океана; 7 — впадины на континентальных окраинах первого (а), второго (б) эшелонов и неопределенной принадлежности (в); 8 — впадины в зонах межконтинентальных взаимодействий: на тектонических узлах, активных в кайнозое (а); на узлах в стадии частичного затухания активности (б); на узлах, активных в палеозое — мезозое, подновленных и размыкающихся в сторону океана в позднем кайнозое (в); 9 — окраинно-континентальные сбросораздвиговые зоны, образующие третий эшелон отчленения континентальных блоков; 10 — некоторые пояса глубинных разломов, активные в современной структуре; 11 — осевые рифты срединно-океанических поднятий; 12 — рифтовые долины Исландии; 13 — континентальные области. «Ячей» ложа океана: I — Шпицбергенская; II — Гренландско-Лофотенская; III — Норвежская; IV — Северо-Атлантическая; V — Канарско-Северо-Американская; VI — Анголо-Бразильская; VII — Капско-Аргентинская; VIII — Сомалийская; IX — Аравийско-Индийская; X — Центральная-Крозе. Перемычки (цифры в кружках): 1 — Исландская (Европейско-Гренландская), 2 — Азорская, 3 — Бермудская, 4 — Сан-Паулу, 5 — Тристан-да-Кунья, 6 — Чагос, 7 — Восточно-Индийская, 8 — Крозе, 9 — Западно-Австралийская

зований в зонах перемычек, сопоставимая с возрастом самого океана, а также неравномерная скорость спрединга вдоль его оси, бóльшая для центральной части «ячей», если судить по большей ширине одновозрастных по магнитной хронологии зон океанского дна. Отсюда вытекает, что ось спрединга разрастается по простиранию центробежно из некоторой малой области на ослабленной зоне, имеющейся в основании ранее существовавшей «бесспрединговой» котловины, вспарывая ее. Исходное положение этой области определяется, по-видимому, астеносферной горячей точкой.

«Ячей» Атлантического океана структурно сопряжены с пелагоге́нными впадинами на окраинах Европейского континента посредством

рифтогенных или палеорифтогенных зон (см. рис. 3). Так, например, Рейнско-Североморская рифтогенная зона на севере достраивается «бесспрединговой» Норвежской котловиной, а еще далее на север — спрединговой Гренландско-Лофотенской «ячейей». Эта же зона в направлении на юг продолжается в Роно-Балеарской рифтогенной зоне [19, 20]. В Северном Ледовитом океане предполагаемая рифтогенная зона моря Лаптевых сопрягается со спрединговой «ячейей» Нансена — Амундсена. Осевой пояс глубинных разломов, на который нанизаны пелагогенные впадины Средиземного моря, сопряжен сразу с двумя «ячейями» Атлантического океана — Северо-Атлантической через Бискайский залив и Канарско-Северо-Американской через Гибралтарский пролив.

Наличие связей между системами пелагогенных впадин и ячеистой структурой океана позволяет рассматривать их как звенья в одной цепи стадийного развития океанического бассейна из относительно малой впадины. В зависимости от устойчивости растяжения процесс развития впадины может непрерывно переходить из одной стадии в другую, временно приостанавливаясь или прекращаясь полностью.

В условиях прогрессирующего растяжения литосферы структурно-морфологическая эволюция впадин может начинаться с образования широкой плоской шельфовой мульды типа Северного моря, содержащей или не содержащей в своей структуре «запечатанную» платформенным или покровно-шельфовым чехлом пелагогенную впадину, сформированную в предыдущем цикле развития. Очередной стадии расширения и углубления океана соответствует оседание в сторону океана и погружение крупного фрагмента коры на краю континента. Оно происходит по ослабленным зонам, часто включающим и пелагогенные впадины. Таким образом, области последних вновь становятся ареной развития деструктивных процессов в континентальной коре и активного прогибания. Эти явления наблюдаются в Южно-Баренцевской впадине, где над пермско-триасовой пелагогенной впадиной заложен новейший прогиб сходной конфигурации с переуглубленным до 300—350 м шельфом. Нижнему комплексу вновь формируемой впадины здесь соответствует прерывисто развитые отложения неогена — плейстоцена, выступающие наиболее глубокие грабендолинные понижения в днище впадины.

Этот процесс осуществляется первоначально на коровом уровне. Вследствие растяжения относительно жесткий «гранитный» слой теряет целостность, «дробится»; промежутки между блоками заполняются поступающим из низов коры и верхов мантии базитовым материалом, доля которого постепенно возрастает. Это приводит и к нарастающим признакам «аномальности» геофизических свойств коры [8]. С момента полного разрыва континентальной коры, по-видимому, наступает новая стадия развития пелагогенной впадины — стадия бассейна с центральной котловиной типа моря Баффина. Пока котловина относительно мала и ее объем соизмерим с объемом вносимых сюда осадков, здесь сохраняются условия частичной компенсации прогибания осадконакоплением.

По мере увеличения площади котловина занимает наибольшую часть бассейна, теряет черты пелагогенной впадины и превращается в первично-океаническую котловину, дно которой не несет морфологически выраженных признаков наличия зоны регулярного спрединга (тип Норвежской или Американо-Азиатской впадины). Для этих котловин может быть характерно развитие рассеянной трещиноватости, нарушающей целостность новой, «верхнемантийной» или «нижнелитосферной» океанической коры, блоки которой спаиваются материалом, поступающим уже с подлитосферных уровней.

Дальнейшее расширение первично-океанической котловины приводит к полному разрыву литосферы по одной из ослабленных зон и заложению вдоль нее оси регулярного спрединга, развитие которого ведет к образованию единичного спредингового бассейна (тип «ячейей» Нансена-Амундсена) или серии разобщенных ячеей с типично океанической корой. Разрывая перемычки за счет продольного разрастания спрединговой оси, «ячейей» объединяются между собой и образуют ячеистую структуру

дна океана, подобную современной Атлантике. Разрастание котловин приводит к полной седиментационной декомпенсации, при которой максимум осадконакопления, синхронного стадии спрединга океанского дна, смещен в краевые зоны океанской депрессии, где скучивается и деформируется осадочный материал предыдущих стадий развития впадины. Этот момент может быть рассмотрен как начало формирования осадочной «аккреционной призмы».

Мы рассмотрели возможную эволюцию ряда впадин, который может быть назван рядом размыкания, или раскрытия. На одном его конце расположены собственно пелагогенные впадины, на другом — океанические котловины. К такому типу развития могут быть отнесены впадины северных и северо-западных окраин Европы. Наряду с этим может быть намечен и ряд впадин замыкания, к которому принадлежат впадины Средиземноморского пояса и Черноморско-Каспийской области. Для них характерно сокращение площадей шельфовой аккумуляции и уменьшение общих размеров бассейна в кайнозое. Впадины Черноморско-Каспийской области сокращаются в неогене — плейстоцене с севера на юг и с востока на запад с одновременной локализацией лавинного осадконакопления в котловинах Черного моря, Среднего и Южного Каспия. По периферии котловин происходит блоковое опускание фрагментов плиоценовых и древнечетвертичных шельфов. Наряду с этим отмечается и проградационное наращивание шельфов, особенно свойственное восточным и западным ограничениям Южно-Каспийской котловины. Для средиземноморских бассейнов характерно осушение кайнозойских шельфов в направлении с юга на север и с запада на восток и широкое развитие по периферии котловин древних сброшенных шельфовых ступеней, перекрытых позднейшим плейстоценовым чехлом.

В наличии двух типов развития — от впадины к океану (раскрытие) и от океана к впадине (замыкание) заключается двойной смысл понятия «пелагогенная впадина», которое должно обозначать не только впадину, возникающую в процессе развития морской депрессии [14], но также и впадину, рождающую глубокое море или океаническую котловину. К категории пелагогенных впадин помимо рассмотренных в настоящей работе по предварительным данным может быть отнесен еще целый ряд впадин современных и древних окраин континентов.

ПРАКТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Пелагогенные впадины представляют большой практический интерес как источники галогенного сырья, но главное их значение заключается в аккумуляции основных запасов нефти и газа. С этой точки зрения с ними могут быть сравнимы лишь передовые (краевые) прогибы орогенно-складчатых поясов. Тектоническая позиция и внутренняя структура, особенности генезиса и характер геосторического развития создают исключительно благоприятные условия для образования и накопления нефти и газа в рассматриваемых впадинах. Отметим наиболее важные из этих условий. Большая мощность мелководных осадков, с которыми связано захоронение огромной биомассы в восстановительных условиях, является исходным моментом массового нефтегазообразования. Деструктивные процессы в основании впадин обуславливают высокий тепловой поток из недр, соответствующий прогрев чехла и захороненной в нем биомассы, а также повышенный приток глубинного водорода, необходимого для гидрогенизации органики при процессах образования нефти и газа. Чередование в разрезе различных типов пород (терригенных, эвапоритов, рифовых построек) обеспечивает значительный диапазон нефтегазоносности разреза, наличие коллекторов и флюидоупоров, а также покрышек. Гидрогеологические условия в сочетании с тектоническими факторами обеспечивают в необходимых масштабах латеральную и вертикальную миграцию углеводородов. Наконец, специфические условия складкообразования и истории развития создают благоприятные возможности для образования различных типов как структурных,

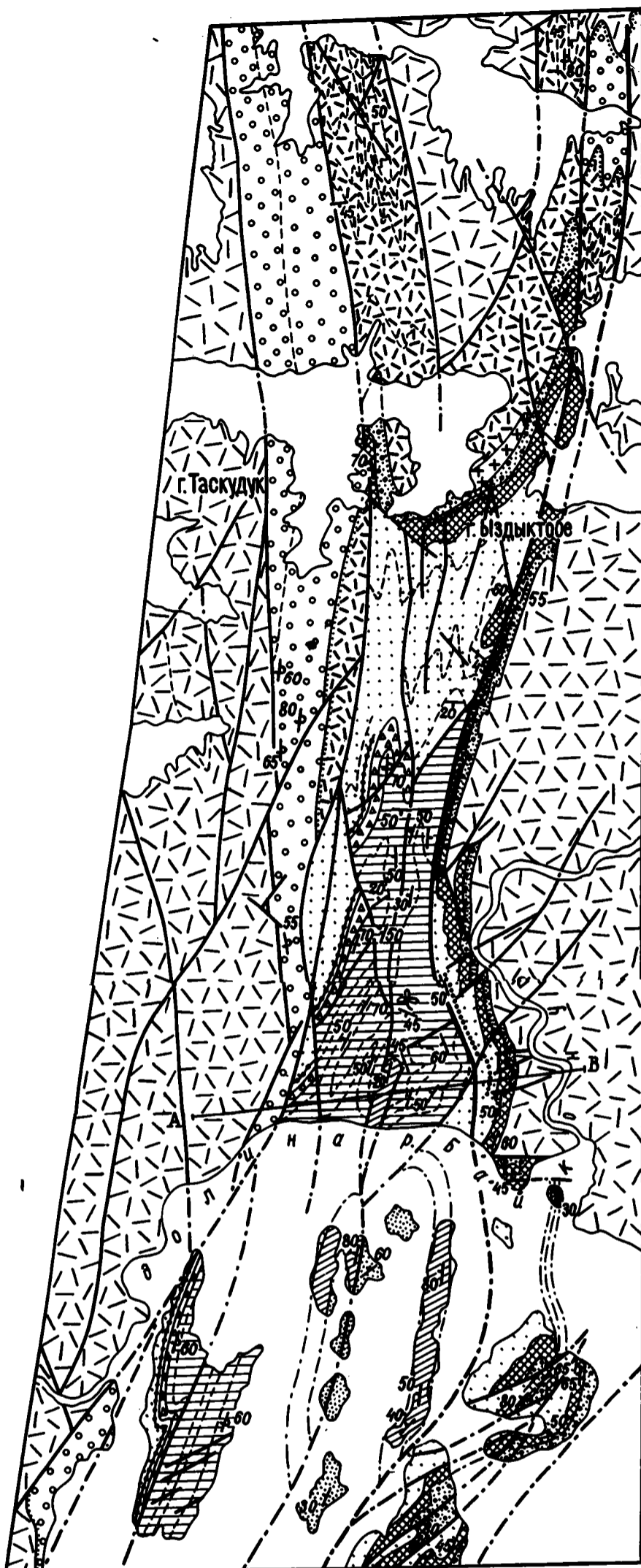
так и неструктурных ловушек (риффы, палеодельты, присклоновые участки притыкания и выклинивания слоев, русла палеорек и др.).

Крупнейшие скопления углеводородов в Северном море, Мексиканском и Камбейском заливах, котловинах Юго-Восточной Азии, заливе Бохай [12], а также в Северном Прикаспии и Южном Каспии связаны именно с рассматриваемым типом геоструктур. При этом наибольшие объемы углеводородов тяготеют к пелагогенным впадинам, которые расположены в начале восходящей линии развития или в конце нисходящей, т. е. там, где сформировалась или сохранилась пелагогенная формация полного цикла. Важной для практики особенностью, вытекающей из седиментационной обстановки и общетектонических условий, является «запечатанность» впадин отложениями покровно-шельфового комплекса вплоть до самых молодых, что обуславливает общее увеличение газосности на шельфе по сравнению с сушей.

Многие впадины Земли, обладающие признаками пелагогенных, еще слабо изучены (или практически совсем не изучены) и не вовлечены в разведку. Можно предполагать с высокой степенью надежности, что они окажутся не менее продуктивными, чем уже известные впадины, и именно в них надо концентрировать основные поисковые усилия.

Литература

1. Акишев Т. А., Волож Ю. А., Курманов С. К. и др. Строение докунгурского разреза Прикаспийской впадины и ее обрамлений с позиций сейсмостратиграфического анализа//Осадочный чехол дна Мирового океана и суши. М.: Наука, 1984. С. 88—111.
2. Артюшков Е. В., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Механизм образования глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса//Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 5—9.
3. Балавадзе Б. К., Бураковский В. Е., Гаркаленко И. А. и др. Тектоника области Черного и Азовского морей//Геотектоника. 1968. № 4. С. 70—84.
4. Белов А. А. Главные домезозойские структурные зоны и история развития Средиземноморского пояса//Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 55—66.
5. Беляевский Н. А., Михайлов Е. А. Строение и происхождение впадины Черного моря//Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 10—31.
6. Волк В. Э., Гапоненко Г. И. Анализ физических полей и глубинное районирование земной коры//Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. С. 98—107.
7. Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980. 212 с.
8. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. 280 с.
9. Грамберг И. С., Демицикая Р. М., Иванов С. С., Литвинов Э. М. Периодизация геологической истории Северной Атлантики//Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980. С. 194—201.
10. Зайченко В. Ю., Ерхов В. А., Шукин Ю. К. Глубинные исследования литосферы Земли (Региональная, разведочная и промысловая геофизика). М.: Изд-во ВИЭМС. 1983. 87 с.
11. Клушин И. Г. Интерпретация Урало-Африканской аномалии геопотенциала в геодинамическом аспекте//Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980. С. 57—64.
12. Левченко В. А. Некоторые закономерности распределения ресурсов нефти и газа в недрах Мирового океана//Нефтегазоносность Мирового океана. М.: Изд-во СЭВ, 1984. С. 234—265.
13. Маловицкий Я. П. Тектоника акваторий южных морей СССР и перспективы их нефтегазоности (по данным морских геофизических исследований): Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. МИНХиГП, 1964. 48 с.
14. Маловицкий Я. П. Тектоника дна Средиземного моря. М.: Наука, 1978. 96 с.
15. Маловицкий Я. П., Чумаков И. С., Шимкус К. М. и др. Земная кора и история развития Средиземного моря. М.: Наука, 1982. 208 с.
16. Маловицкий Я. П., Сенин Б. В., Зубков М. М. О многопорядковой волновой природе динамического взаимодействия континента и расширяющегося океана//Международный симпозиум. Строение и динамика переходных зон. Тез. докл. М.: Изд-во Междуведомств. геофиз. комитета АН СССР, 1983. С. 22—23.
17. Маловицкий Я. П., Остистый Б. К., Семенов А. В., Сенин Б. В. Эволюция континентальных окраин и образование пелагогенных впадин в условиях прогрессирующего расширения океана//Международный симпозиум. Строение и динамика переходных зон. Тез. докл. М.: Изд-во Междуведомств. геофиз. комитета АН СССР. 1983. С. 23—24.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19



Рис. 8. Геологическая карта месторождения "Сарисай":

I - кайнозой; 2 - средний и верхний ордовик; 3 - нижний и средний ордовик; 4 - кокतालская свита кембрия, горизонты углисто-кремнистых сланцев; Венд: 5 - байконурская свита; жалтауская свита; 6 - пачка углистых филлитов; 7 - пачка кремнистых сланцев; 8 - пачка кварцевых гравелитов; 9 - фосфориты и аллюмофосфаты; 10 - кремне-нежные онколитовые известняки; шилесайская свита: II - туффоспесчаники, туфоалевролиты, гравелиты; 12 - диабазы; 13 - кумкулукская свита; 14 - верхний рифей, коксуйская серия; 15 - диорит-порфириты позднеордовикские; 16 - геологические границы: а - согласного, б - несогласного залегания; 17 - разрывные нарушения: а - крупные, б - мелкие; 18 - элементы залегания пород; 19 - местонахождения онколитов

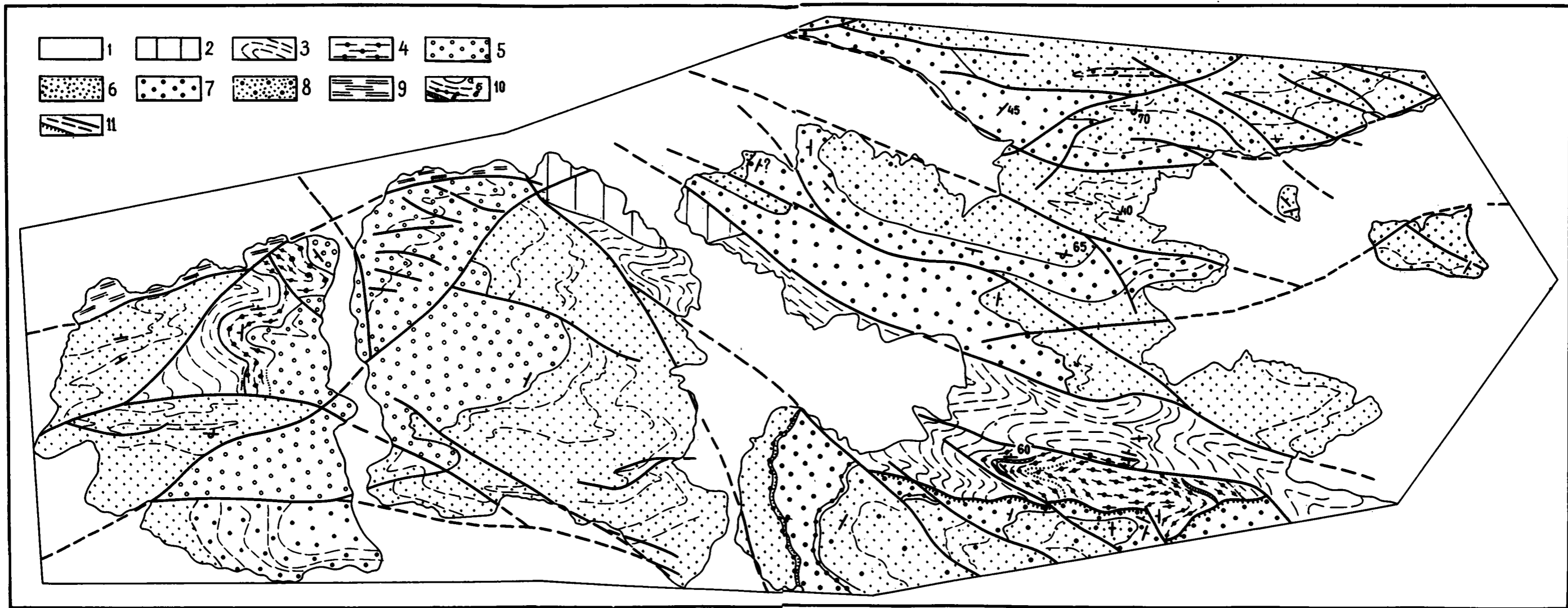


Рис. 31. Геологическая карта гор Копал (составлена Т.Н.Херасковой и Н.И.Гвоздик):

I - кайнозой; 2 - девон; 3 - нижний-средний ордовик, шундинская свита; Венд (4-5): 4 - копальская свита; 5 - байэшинская свита; 6-9 - средний протерозой, айкарлинская свита; 10 - геологические границы (а), пласты и пачки пород (б), горизонт конгломератов в айкарлинской свите (в), горизонт окремнелых доломитов в копальской свите (г); II - разрывные нарушения, прослеженные, предполагаемые и типа надвигов

18. Маловицкий Я. П., Остистый Б. К., Семенов А. В., Сенин Б. В. Геодинамическая зональность типов континентальных окраин. МГК. 27-я сес. Тез. докл. Т. III. М.: Наука, 1984. С. 314—315.
19. Милановский Е. Е. Главные этапы эволюции процесса рифтогенеза в истории Земли//Тектоника Сибири. Т. 11. Новосибирск: Наука, 1983. С. 15—24.
20. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли (Рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.
21. Москаленко В. Н. Строение земной коры Средиземного моря по сейсмическим данным. М.: Недра, 1981. 112 с.
22. Пуцаровский Ю. М. Тектонические движения в океанах//Геотектоника. 1978. № 1. С. 3—18.
23. Пуцаровский Ю. М. Тектоническое районирование океанов и проблема их происхождения//Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980. С. 114—153.
24. Пуцаровский Ю. М. Актуальные проблемы советской геотектоники//Геотектоника. 1986. № 1. С. 5—16.
25. Рамберг Х. Моделирование тектонических движений, вызываемых силой тяжести при помощи центрифуги. Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 70—88.
26. Расцветаев Л. М. Альпийская структура юга Средней Азии и смежных областей//Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 105—122.
27. Сообщения Межведомственного геофизического комитета. 1980. № 36. 2 с.
28. Сообщения Межведомственного геофизического комитета. 1981. № 20. 2 с.
29. Сообщения Межведомственного геофизического комитета. 1983. № 24. 2 с.
30. Сообщения Межведомственного геофизического комитета. 1986. № 1. 2 с.
31. Спенсер А. М. Введение//Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 1. М.: Мир, 1977. С. 13—16.
32. Структурная карта надсолевого комплекса Прикаспийской впадины. М-б 1—1 000 000/Ред. Волчегурский Л. Ф., Турков О. С., Шлезингер А. Е. М.: ВНПО «Аэрогеология». Мингео СССР, 1980.
33. Тектоника Северной Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии м-ба 1 : 5 000 000). М.: Наука, 1980. 223 с.
34. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 286 с.
35. Туголесов Д. А., Горшков А. С., Майснер Л. Б. и др. Тектоника Черноморской впадины//Геотектоника. 1985. № 6. С. 3—20.
36. Ушаков С. А., Галушкин Ю. И. Литосфера Земли. Ч. 1. Кинематика плит и океаническая литосфера (физика Земли). М.: ВИНТИ, 1978. 272 с.
37. Фролова Т. И., Рудник Г. Б., Кашишцев Г. Л. Некоторые общие закономерности магматизма океана и вопросы происхождения магматических пород//Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979. С. 69—87.
38. Хаин В. Е. Деструктивный тектогенез и его глобальное проявление//МГК. 25-я сес. Докл. сов. геол. Тектоника и структурная геология, планетология. М.: Наука, 1976. С. 5—13.
39. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 359 с.
40. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 244 с.
41. Широкова Е. И. Общие закономерности в ориентации главных напряжений в очагах землетрясений Средиземноморско-Азиатского сейсмического пояса//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1967. № 1. С. 22—36.
42. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1981. 245 с.
43. Ziegler P. A. North Sea Rift and Basin Development//Tectonics and Geophys. Contin. Rifts. 1978. V. 2. P. 249—277.

УДК 550.362

БЫКОВА Ю. М., ЗИНЬКОВ В. В., ЛУКЬЯНОВ А. В.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕПЛООВОГО РЕЖИМА В КОМПЛЕКСЕ
«ДАЙКА В ДАЙКЕ»

Предложено объяснение причин внедрения дайки в дайку. Показано, что при выбранных параметрах модели существует критическая глубина, разделяющая два типа дайковых комплексов. Сделан вывод, что разные типы комплексов отражают различия температурных условий на разных глубинах земной коры. Дана оценка скорости формирования зон закалки в дайках и скорости кристаллизации даек в целом на различных глубинах.

В проблеме формирования океанической коры привлекают внимание комплексы «дайка в дайке», представляющие собой характерные и своеобразные геологические образования. Их особенность заключается в том, что они состоят из огромного количества плотно прилегающих одна к другой параллельных даек и нередко одна дайка располагается в другой параллельно ее стенкам. В наиболее типичном виде дайковый комплекс представляет собой серию магматических тел основного состава, внедрившихся одно в другое («дайка в дайке»). Для комплексов «дайка в дайке» характерно наличие зон закалки в дайках. По мнению Р. Г. Колмана, существование зон закалки может указывать на то, «что магма, за счет которой образовались дайки, поднималась по одной и той же трещине, причем оторочки закалки в последовательно образующихся дайках возникали в контакте с ранее внедрившимися и консолидировавшимися дайками. Каждая последующая дайка внедрялась в середину предыдущей, и в результате многократного повторения этого процесса возникала серия даек, оторочки закалки которых располагались асимметрично по отношению к оси инъекции даек» [3, с. 70].

Чаще всего в пределах конкретного обнажения для даек характерно наличие зон закалки только с одной стороны — однозакальные дайки или полудайки, причем закальные зоны ориентированы в одну сторону. Кроме того, имеются тела с закалками с обеих сторон — двузакальные дайки, или полные дайки. В этом случае наблюдается «центральная» двузакальная дайка, по обеим сторонам которой располагаются пакеты полудаек. Нередки случаи более сложного сочетания одно- и двузакальных даек [9, 11].

Большинство исследователей предполагают, что интервалы времени между внедрениями даек были достаточными для их остывания, поэтому каждая вновь формирующаяся дайка проявляет закалку относительно интродуцируемой и приобретает к краям заметно более мелкозернистое или криптозернистое строение, а чаще всего к закалочным краевым зонам приурочено стекло. Исходя из этого, считают, что формирование зон закалки возможно только при внедрении магмы в остывшие породы и перепад температур ΔT между магмой и субстратом, по-видимому, должен быть не менее $900-1000^\circ$. По нашему мнению, разность температур ΔT может быть гораздо меньше и составлять первые сотни или даже десятки градусов.

В разрезах комплексов «дайка в дайке» можно выделить по крайней мере два типа даек: тела, сложенные «полудайками», и тела, сложенные «полными» дайками. Это может служить доказательством того, что при образовании дайковых комплексов раскрытие трещины и внедрение новой порции магмы могло происходить как по контакту между дайками, так и по центральным частям даек. По представлениям Кида и Кана (Kidd R. G. W., Cann J. R.), механизм образования серии па-

параллельных даек следующий: «Так как многие дайки интродуцированы последующими дайками, они могли неоднократно расщепляться и образовывать дайки, лишённые краевых зон, которые фактически отвечают центральным участкам некогда цельных даек. В некоторых случаях дайка могла внедряться в краевую зону предыдущей дайки; при этом процесс закалки более поздней дайки осуществляется относительно краевой зоны закалки более ранней дайки» [3, с. 208].

По мнению многих геологов, сплошной комплекс параллельных даек формировался в результате непрерывного пульсирующего раскрытия одной и той же трещины и непрерывной инъекции базальтового расплава по зоне растяжения. Замечательная сопряженность дайковых тел в настоящее время рассматривается как непосредственное доказательство процесса растяжения и развития новой океанической коры путем спрединга морского дна в срединно-океанических хребтах.

Комплексы «дайка в дайке» известны в большинстве офиолитовых разрезов складчатых областей, установлены в составе океанической коры современных акваторий, хорошо изучены и описаны в отечественной и зарубежной литературе [1—6, 9—12].

Едва ли не лучшим примером является великолепно выраженный комплекс «дайка в дайке» в бассейне р. Шулдак (Мугоджарский хребет). Этот уникальный объект достаточно всесторонне изучен, благодаря чему в геологической литературе существует подробное описание большого количества разрезов, их особенностей и характеристик, в том числе и тектонические интерпретации [1, 2, 4—6, 9].

Большинство даек шулдакского комплекса представлено хорошо раскристаллизованными долеритами, особенно в центральной части. Обычно степень раскристаллизованности пород находится в прямой зависимости от мощности дайкового тела, а сами дайки в принципе имеют однотипное строение: в зальбандах располагается плотная стекловатая корка или тонкокристаллическая масса шириной от долей сантиметра до 1—2 см и местами до 20—30 см — собственно зона закалки. Она переходит в зону тонкозернистого долерита, а далее — в долерит с микрофитовой структурой. Иными словами, зернистость породы увеличивается постепенно к центральной части магматических тел. Авторы работы [1] выделяют несколько типов зон закалки. Наиболее распространенный — «постепенная» закалка, такая ситуация, когда от ядра дайки идет очень медленное уменьшение раскристаллизованности породы до тонкозернистого долерита (микродолерита), а нередко и до стекла. Мощность таких закалочных зон достигает в отдельных случаях десятков сантиметров. Другой тип закалок — «резкая» закалка, выражающаяся в однородности породы при быстром уменьшении степени раскристаллизованности в зальбандах, где обычно присутствует стекло. Мощности подобных зон закалок не более 4—5 см. Прямой зависимости между мощностями даек и их закалочных зон не установлено. Как считают авторы [1], вероятнее всего, разные петроморфологические типы закалок отражают частоту и скорость раскрытия магмовыводящих трещин в результате спрединга.

В строении шулдакского комплекса участвует по меньшей мере два типа даек. Это серии полудаек, образующие комплекс типа «дайка в дайке» с разной направленностью закалок. Причем не более двух третей однозакальных даек имеют закальную зону, направленную на восток. От некоторого рубежа начинают преобладать полудайки с западным активным контактом. Наряду с однозакальными дайками встречаются серии даек с двусторонней закалкой — полные дайки.

Итак, хочется еще раз подчеркнуть, что именно наличие зон закалок в дайках, а также присутствие в разрезах двух типов магматических тел (полных даек и полудаек), на наш взгляд, наиболее примечательные и отличительные особенности рассматриваемых комплексов. Они легли в основу наших исследований комплексов «дайка в дайке». В своих построениях мы приняли за основу гипотезу формирования дайкового комплекса в зоне спрединга в результате пульсирующего

раскрытия одной и той же трещины, по которой внедрялась базальтовая магма.

Изучение взаимоотношений между дайками, последовательности внедрения даек, их мощностей, мощностей зон закалок, характера закаленных краев позволяет детализировать эволюцию дайковых комплексов, а, возможно, и установить температурные параметры, господствующие при становлении комплексов.

Предлагаемая работа выполнена для того, чтобы определить возможные тепловые режимы при формировании комплексов «дайка в дайке», а также оценить влияние температурного режима на образование того или иного дайкового комплекса, в частности серий полудаек или полных даек.

Задачей наших исследований была проверка гипотезы А. В. Лукьянова образования комплексов «дайка в дайке» в результате неполного затвердевания магматического материала дайки перед последующим внедрением в нее новой порции магмы. В таком случае при возникновении условий растяжения в центральной части дайки может произойти разрыв еще не застывшей магмы и расхождение стенок дайки в противоположные стороны. При этом затвердевший более тугоплавкий магматический материал накапливается на стенках даек в виде непрерывной серии полудаек, образующих как бы вертикально-слоистый комплекс даек.

Анализ и расчет возможных тепловых режимов при становлении комплексов «дайка в дайке» проводился с помощью моделирования, выполненного на гидроинтеграторе типа ИГЛ системы В. С. Лукьянова.

Ниже рассматривается модель становления комплексов «дайка в дайке», результаты моделирования и интерпретация этих результатов. Сущность модели заключается в следующем.

На некоторой глубине имеется магматический резервуар, из которого через равные промежутки времени происходит внедрение по трещине базальтового расплава в породы того же состава. В момент инъекции или при кристаллизации магмы происходит разделение расплава на составляющие, имеющие разные температуры кристаллизации. Разделение материала приводит к тому, что на стенках дайки кристаллизуется тугоплавкий дифференциат, а легкоплавкая составляющая при этом как бы «отторгается» в центральную зону дайки. В предложенной модели разделение магматического материала может происходить разными способами: в результате ликвации, кристаллизационной дифференциации и др. Момент внедрения магмы считается началом отсчета времени. Температура вмещающих пород на разных глубинах соответствует принятому геотермическому градиенту. Внедрившаяся («активная») дайка рассматривается в модели только как источник тепла. С момента внедрения магмы в относительно холодные породы начинается теплообмен между активной дайкой и вмещающими породами. После внедрения магмы практически сразу начинается кристаллизация тугоплавкой фазы ($T_{пл} = 1200^\circ$), при достижении же $T = 900^\circ$ кристаллизуется легкоплавкая фаза, а в дальнейшем идет обычный процесс охлаждения дайки без фазовых переходов.

ПОСТРОЕНИЕ МОДЕЛЕЙ

При разработке модели мы учитывали особенности строения комплекса «дайка в дайке» в районе р. Шулдак. При построении моделей был введен ряд упрощений. Моделируемый комплекс состоит из большого числа даек, исчисляемых десятками и сотнями и имеющих форму бесконечных взаимопараллельных пластин одинаковой толщины. Это позволило свести задачу к двумерной, а модель — к плоскому вертикальному и перпендикулярному к простиранию даек сечению, ограниченному с одной стороны осью симметрии (ось спрединга), а с другой — границей, расположенной на достаточно большом расстоянии (в модели на расстоянии 40 м) от оси симметрии. Нас интересовало изменение во

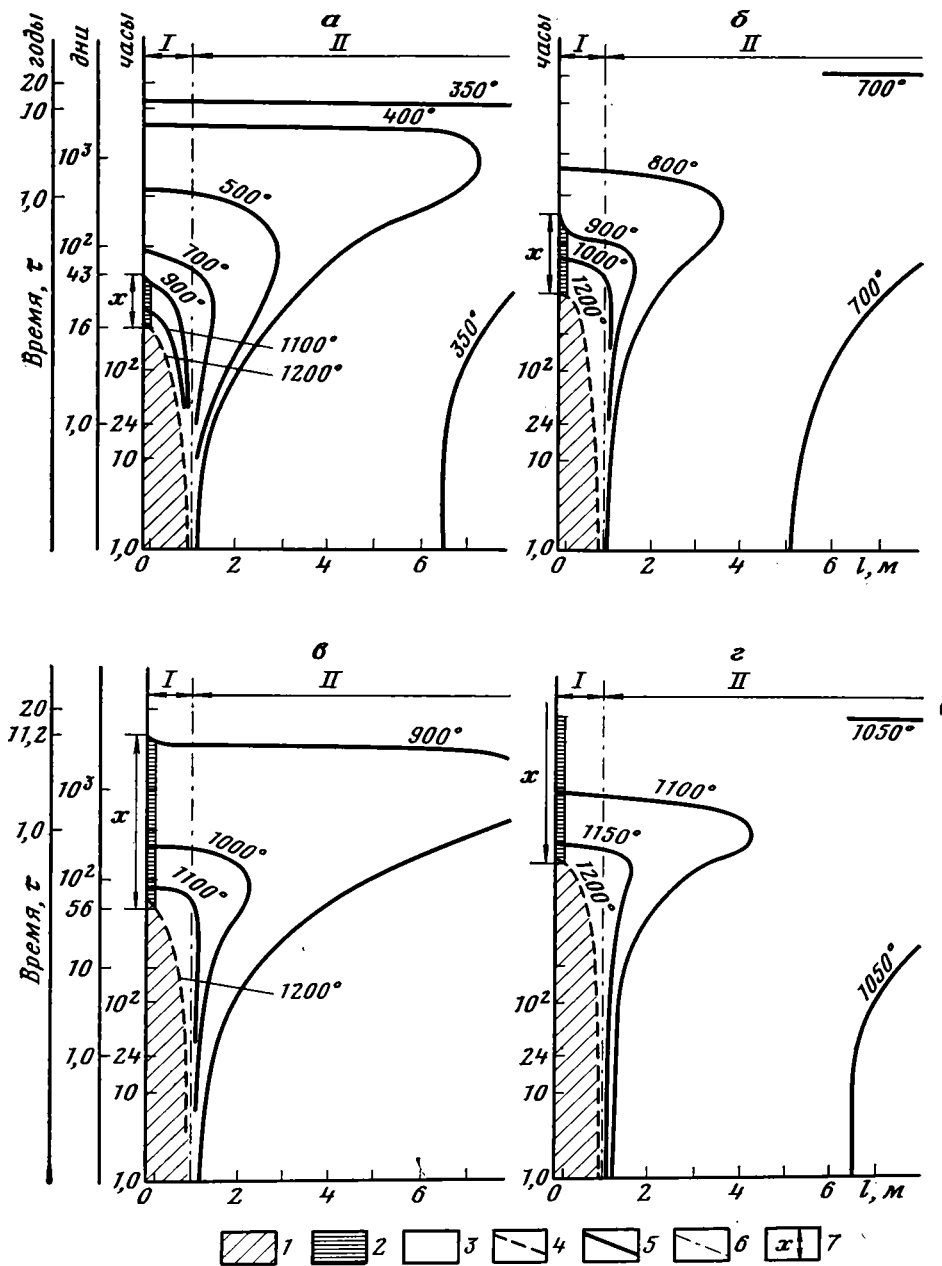


Рис. 1. Изменение во времени температурного поля около дайки на разных глубинных уровнях: а—1 км (А), б—3 км (В), в—4 км (Г), г—5 км (Д)
 1—раслав смешанного состава; 2—остаточная легкоплавкая составляющая; 3—твердая фаза; 4—фронт кристаллизации тугоплавкой составляющей; 5—изотермы; 6—граница дайки; 7—интервал остывания и кристаллизации остаточной легкоплавкой составляющей

времени, в промежутках между внедрениями, температурного поля около активной дайки. В соответствии с принятыми начальными условиями перепад температур в направлении, перпендикулярном к сечению дайки, колеблется от нескольких сот градусов на 10 м (для глубин, близких к поверхности Земли) до нескольких десятков градусов на 10 м (для глубин порядка 6 км). В сравнении с этими величинами вертикальный градиент, измеряемый несколькими градусами на 10 м, пренебрежимо мал. Это позволило двумерную модель разбить на серию одномерных, отнесенных к разным глубинам, условно обозначенным как уровни А,

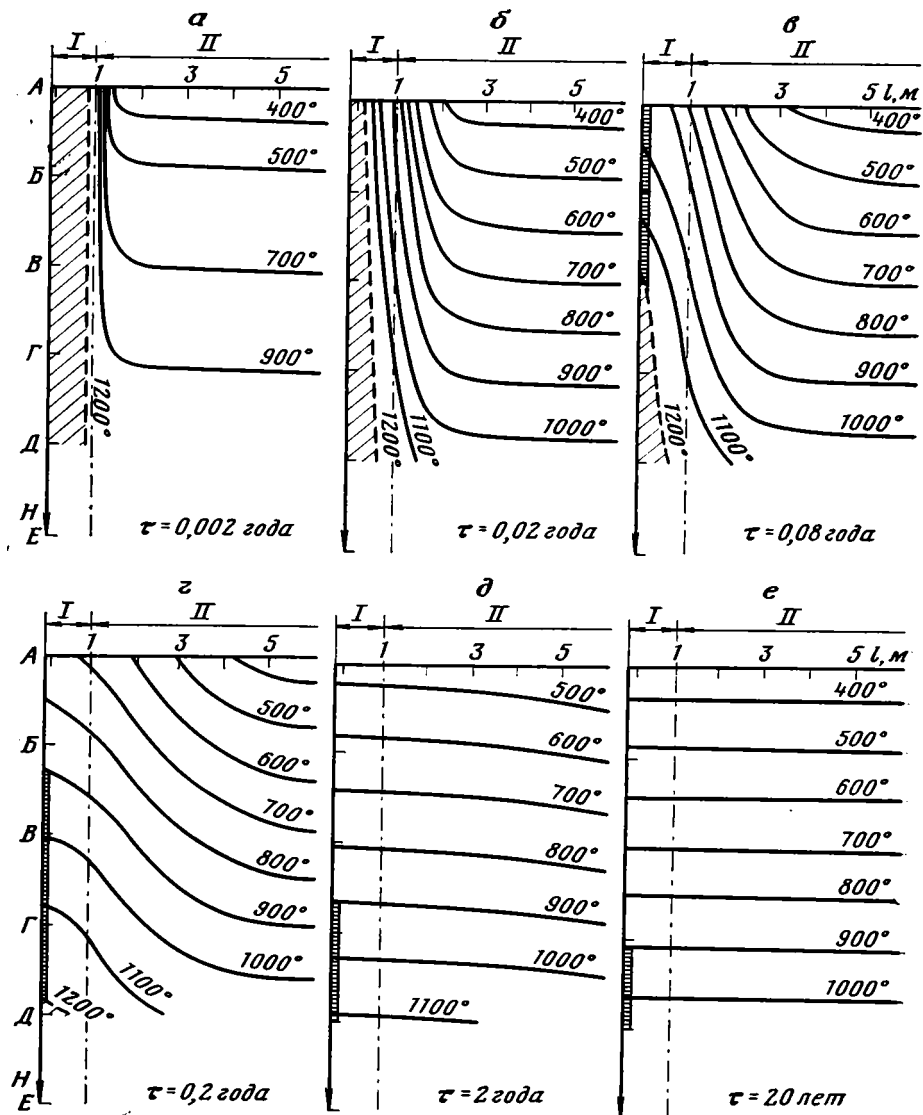


Рис. 2. Распределение температур в зависимости от глубины и расстояния от оси симметрии дайки в фиксированные моменты времени. Условные обозначения см. рис. 1.

Б, В, Г, Д, Е. Таким образом, после изучения одномерных моделей на разных глубинах (рис. 1) по ним реконструированы двумерные модели (рис. 2).

Для построения модели были приняты следующие линейные размеры, теплофизические и прочие характеристики (расчет велся для условного базальта).

Общая мощность внедрившейся, или активной, дайки 2 м, моделируемый элемент активной дайки 1 м, количество условных слоев в активной дайке 10, толщина условного слоя 10 см, геотермический градиент $200^{\circ}/\text{км}$, температура магмы при внедрении 1200° , теплопроводность $\lambda = 2,8 \cdot 10^{-3}$ кал/см·с·град, теплоемкость $C_p = 0,3$ кал/г·град, скрытая теплота плавления $Q = 100$ кал/г, (теплопроводность и теплоемкость жидкой и твердой фаз приняты одинаковыми и не зависящими от глубины), скорость спрединга 10 см/год, периодичность внедрения, или циклы, 20 лет, глубины А, Б, В, Г, Д, Е, которым соответствуют начальные температуры — 200, 400, 600, 800, 1000, 1200° .

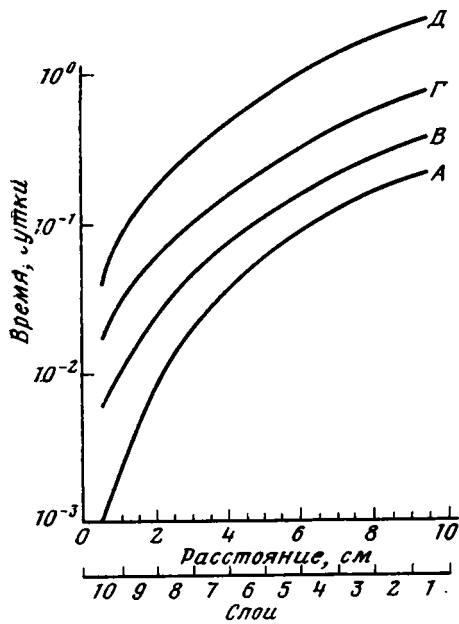


Рис. 3(а)

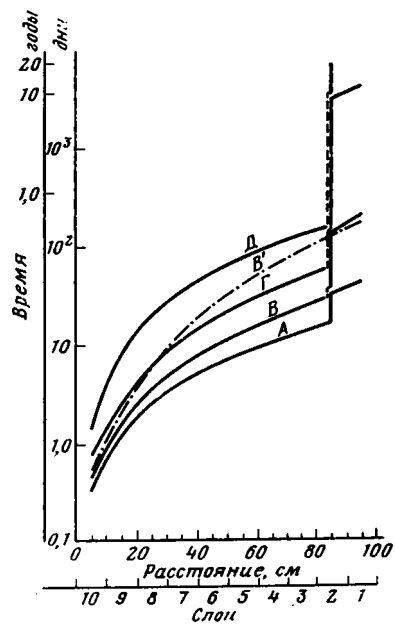


Рис. 3(б)

Рис. 3. Скорость формирования зоны закалки (а) и скорость кристаллизации тугоплавкой и легкоплавкой составляющих магмы (б) на разных глубинных уровнях

Приконтактный слой дайки рассматривается как зона закалки (10-й слой), и по изменению температуры в этом слое оценивается скорость закалки и ее толщина. Принято также, что девять слоев от контакта дайки до ее середины (с 10-го по 2-й слой) составляют тугоплавкую часть дайки ($T_{пл} = 1200^\circ$), и один слой (центральная зона) — легкоплавкая составляющая с $T_{пл} = 900^\circ$. В качестве начальных условий принято мгновенное внедрение магмы, находящейся при температуре плавления, в толщу того же состава. Во вмещающих породах задано некоторое начальное распределение температур.

Граничные условия определяются на одной границе отсутствием теплового потока через ось симметрии, на другой — постоянством температуры, которая определяется, исходя из задаваемых глубины и вертикального геотермического градиента. Момент внедрения магмы t_0 считается началом отсчета времени. В модели дайка рассматривается только как источник тепла. С момента внедрения магмы в относительно холодные породы начинается теплообмен между активной дайкой и вмещающей толщей.

Выше отмечалось, что в предложенной модели предполагается разделение расплава на две составляющие, имеющие разные температуры плавления. Способ разделения вещества может быть разным. В связи с этим в данной работе рассматриваются два варианта модели, результаты решения которых представлены на соответствующих графиках и изложены ниже. Первый вариант модели предусматривает скачкообразное изменение температуры кристаллизации в выделяемых тугоплавкой и легкоплавкой составляющих ($T_{пл}$ 10—2-го слоев равно 1200° , $T_{пл}$ 1-го слоя — 900°), что имитирует явление ликвации. Во втором варианте предполагается постепенное изменение температуры плавления слоев от 1200 до 900° , что имитирует явление кристаллизационной дифференциации. Моделирование первого варианта проведено для глубин А, В, Г, Д, результаты приведены на графиках рис. 3 (см. также рис. 1—2). Моделирование второго варианта проведено только для глубины В, и его результаты показаны на рис. 3, б, кривая В'.

ПРЕДСТАВЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты моделирования представлены на рис. 1—3, каждый из которых состоит из серии графиков. На рис. 1 показано изменение температурного поля около дайки во времени. Каждый график относится к определенной глубине. По оси абсцисс отложено расстояние от середины дайки, а по оси ординат — время в логарифмическом масштабе. Ось симметрии дайки совпадает с осью ординат. Температуры показаны изотермами. Изотерма 900° соответствует температуре плавления легкоплавкой фазы. Косой штриховкой показано поле расплава, которое ограничено изотермой 1200° , указывающей положение фронта плавления — кристаллизации тугоплавкой составляющей расплава. Отдельно выделена зона (горизонтальная штриховка) и показан временной интервал охлаждения и кристаллизации легкоплавкой составляющей расплава. Цифрой I обозначена активная дайка, цифрой II обозначена серия даек, составляющая вмещающий субстрат для активной дайки. На этих графиках хорошо прослеживается динамика кристаллизации и охлаждения дайки.

На рис. 2 представлены двумерные модели, синтезированные из серии одномерных. Каждый график показывает распределение температур в вертикальном сечении в определенный момент времени. По оси абсцисс отложено расстояние от середины дайки, а по оси ординат — глубина от поверхности. Температурное поле охарактеризовано изотермами. На этих графиках хорошо видно распределение застывшей и расплавленной массы в вертикальном разрезе, а также существенное различие верхней и нижней частей разреза.

На рис. 3, а показана скорость формирования зоны закалки на разных глубинах (кривые *A, B, Г, Д*). По оси абсцисс отложено расстояние от контакта дайки с вмещающими породами в сторону ядра дайки. В отличие от рис. 1 и 2 отсчет расстояния от оси абсцисс ведется от контакта дайки в сторону оси симметрии. Ось симметрии сдвинута вправо, и с осью ординат совпадает линия контакта активной дайки с вмещающими породами. На этом же рисунке приконтактный слой (в модели шириной 10 см) условно разбит на 10 равных частей. Это позволяет подробно рассмотреть формирование зоны закалки. На рис. 3, б дан график скорости кристаллизации тугоплавкой и легкоплавкой составляющих магмы на глубинах *A, B, Г, Д*. Обозначения осей те же, что и на рис. 3, а. Кривая *B'* отражает решение второго варианта и соответствует глубине *B* первого варианта. На графике наблюдаются два излома кривых. Левые ветви кривых показывают скорость кристаллизации тугоплавкой фазы (10—2-й слой), затем наблюдается первый излом кривых, ему соответствуют вертикальные участки кривых, показывающие время охлаждения легкоплавкой фазы (1-й слой) до температуры 900° , соответствующей температуре кристаллизации этой фазы. Второй излом показывает скорость кристаллизации легкоплавкой фазы. После завершения кристаллизации легкоплавкой фазы идет обычный процесс охлаждения дайки и вмещающих пород без фазовых переходов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ моделей показал следующее. При внедрении магмы на всех глубинах образуется зона закалки, изолирующая магму от вмещающих пород. Скорость формирования зоны закалки находится в прямой зависимости от температуры вмещающих пород, т. е. от глубины. Так, если в верхних частях разреза (рис. 3, а, кривая *A*) приконтактный слой шириной в 10 см закристаллизовался за 0,21 дня (около 5 ч), то на более глубоком горизонте *Д* этот же слой закристаллизовался за 2,4 дня (около 57 ч).

Если проследить за динамикой кристаллизации всей дайки, то можно увидеть (см. рис. 3, б), что время кристаллизации тугоплавкой составляющей меняется от 16 (горизонт *A*) до 158 дней (горизонт *Д*). Та же закономерность наблюдается при кристаллизации центральной

зоны дайки (1-й слой, легкоплавкая составляющая). Так, на горизонте *A* (см. рис. 1, *a*) время кристаллизации всей дайки, включая и 1-й слой, составляет 43 дня. На горизонтах *B* и *Г* — соответственно 200 дней и около 11 лет (см. рис. 1, *б, в*). На самом нижнем горизонте *Д* температура первого слоя не опускается ниже 1050° даже через 20 лет (см. рис. 1, *г*), т. е. в течение всех 20 лет центральная зона дайки сохраняется в расплавленном состоянии. Из графиков видно, что горизонт *Г* является критической глубиной, выше которой к концу цикла дайка полностью застывает, а ниже — сохраняется в расплавленном состоянии (см. рис. 2, *e*). Если в начальный момент времени по всему вертикальному разрезу дайка находится полностью в расплавленном состоянии, то с течением времени мощность расплава и высота вертикального столба расплава уменьшаются (см. рис. 1 и 2). Проследим развитие температурного поля во времени на каждом горизонте. Из рисунков видно, что даже через 20 лет на нижнем горизонте *Д* середина дайки будет иметь температуру выше 1050° , а вмещающая толща даже на некотором удалении от контакта прогреется до $T=1050^{\circ}$ (см. рис. 1, *г*). На промежуточных горизонтах *B* и *Г* (см. рис. 1, *б, в*) появляются изотермы 900° , 800° , 700° . Температурное поле, ограниченное изотермой 900° , по мере приближения к поверхности Земли сужается как по вертикали, так и по горизонтали. На самом верхнем горизонте *A* (см. рис. 1, *a*) это температурное поле (выше 900°) устанавливается только внутри дайки и существует непродолжительное время — 43 дня. За это время дайка полностью затвердевает. В последующее время в дайке идет процесс охлаждения, и через 20 лет температура в ней достигает приблизительно 330° , такая же температура сохраняется во вмещающей толще (см. рис. 1, *a, 2, e*).

Рисунок 2 дает возможность проследить динамику продвижения фронта кристаллизации во времени сразу на всех горизонтах. Хорошо видно, что ширина зоны расплава довольно быстро уменьшается (см. рис. 2, *a—в*) и уже через 30 дней ($\tau=0,08$ лет) расплав тугоплавкой фазы остается только на глубине ниже уровня *B* (см. рис. 2, *в*). Выше этого уровня сохраняется только одна центральная часть дайки, куда по условиям задачи отжимается легкоплавкая фаза. К моменту $\tau=0,2$ лет практически вся тугоплавкая фаза закристаллизовалась, легкоплавкая фаза сохранилась только на глубине ниже горизонта *B*, выше этого горизонта вся дайка находится в твердом состоянии. В последующие моменты уровень расплава опускается еще ниже. При $\tau=20$ лет расплав сохраняется ниже уровня *Г*, причем только в центральной зоне, выше этого уровня дайка полностью застыла (см. рис. 2, *e*). Графики на рис. 3, *a, б* позволяют с разной степенью детальности оценить динамику кристаллизации активной дайки и зоны закалки. Зона закалки образуется на всех глубинных уровнях очень быстро. Если в верхнем горизонте *A* зона закалки толщиной в 10 см формируется примерно за 0,2 дня (около 5 ч), то на нижнем горизонте *Д* — за 2, 3 дня (около 57 ч) (см. рис. 3, *a*). Разумеется, степень раскристаллизованности породы в этих двух случаях будет разной. Если допустить, что интересующая нас величина зерен образуется при кристаллизации в течение 2, 4 ч, то по графику можно определить, что такую раскристаллизованность в горизонте *A* мы найдем на расстоянии 6,5 см от контакта, а в горизонте *Д* — на расстоянии 1,5 см от контакта. Скорость охлаждения дайки существенно зависит от глубины. Так, если на верхнем горизонте вся дайка застывает за 43 дня (рис. 3, *б*), то глубже время застывания дайки возрастает во много раз (кривые *B* и *Г*), а на горизонте *Д* даже к 20 годам центральная часть дайки сохраняется в расплавленном состоянии. Пользуясь графиком на рис. 3, *a*, можно определить те или иные параметры модели. Например, зная ширину зоны закалки и время ее образования и используя ряд кривых *A, B, Г, Д*, можно определить искомую глубину. Задавая же ту или иную глубину и время, можно оценить возможную ширину зоны закалки на задаваемой глубине. По ширине зоны закалки, используя ряд кривых, легко установить скорость образования

закалки на любой глубине. Сравнение кривых B и B' (см. рис. 3, б) показало, что скорость кристаллизации легкоплавкой фазы, а в конечном итоге и время кристаллизации всей дайки приблизительно одинаковы и не зависят от способа дифференциации расплава.

Полученные результаты можно применять к объектам типа комплексов «дайка в дайке» с иными размерами и параметрами, представляя их в обобщенных координатах с учетом критериев подобия, что специально рассмотрено в приложении «Представление результатов в обобщенных координатах» [8].

ВЫВОДЫ

По результатам моделирования можно сделать следующие выводы.

1. При внедрении магмы на контакте с вмещающими породами всегда образуется зона закалки. Достаточным условием для этого является разность температур между магмой и вмещающими породами. Эта разность может составлять не только несколько сот градусов (как предполагалось, около $900-1000^\circ$), но и гораздо меньше, т. е. первые сотни или даже десятки градусов. Толщина зоны закалки и скорость ее формирования, а также структурные особенности этой зоны существенно зависят от разности температур между магмой и вмещающими породами.

2. Фазовое состояние внедрившегося расплава и вмещающих пород контролируется температурами, господствующими к моменту раскрытия трещины. Поэтому в момент растяжения дайка может быть либо расплавленной в середине, либо застывшей полностью. Этим можно объяснить образование разных типов дайковых комплексов.

3. При заданных температурном градиенте ($200^\circ/\text{км}$) и периодом между внедрениями (20 лет) глубина L , которой соответствует начальная температура 800° , является как бы критической, так как к моменту раскрытия трещины и внедрения магмы на глубинах выше уровня L вся дайка находится в твердом состоянии. Ниже критического уровня к моменту раскрытия трещины центральная зона дайки сохраняется в расплавленном или полурасплавленном состоянии и является наиболее ослабленной зоной. Можно предположить, что в первом случае центральная часть дайки не благоприятна для разрыва при растяжении. Разрыв может образоваться в другом месте, например в зоне контакта между дайками. Тогда на глубинах выше уровня L будут формироваться дайковые комплексы, сложенные полными дайками. Во втором случае при спрединге разрыв наиболее вероятен по центральной части дайки. Тогда на глубинах ниже критического уровня будут формироваться дайковые комплексы, сложенные дайками с односторонней закалкой, т. е. полудайками. Зона полудаек может продолжаться и в более высокие горизонты, если температура плавления остаточного расплава окажется ниже величины, принятой при наших расчетах. Наличие в магме летучих составляющих, концентрирующихся при кристаллизации в центральной части даек, может привести к распространению зоны полудаек в еще более высокие горизонты.

Таким образом, определяющим моментом при формировании некоторых особенностей дайковых комплексов является температурный режим в рассматриваемой области и наличие в магме легкоплавких компонентов.

Литература

1. Диденко А. Н., Кориневский В. Г., Куренков С. А. и др. Дайковый комплекс Южных Мугоджар//История развития Уральского палеоокеана. М.: ИОАН, 1984. С. 78—101.
2. Иванов С. Н., Кориневский В. Г., Белянина Г. П. Реликты рифтовой океанической долины на Урале//Докл. АН СССР. 1973. Т. 211. № 4. С. 939—942.
3. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
4. Кориневский В. Г., Костик Г. А. Разрез по реке Шулдак//Путеводитель геологических экскурсий. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 23—33.
5. Кориневский В. Г. Раннегеосинклинальный комплекс Мугоджар//Щелочные и ультраосновные комплексы Урала. Тр. Ильменского гос. заповедника. Вып. XV Свердловск, 1976. С. 34—39.

6. Куренков С. А., Перфильев А. С. Дайковые комплексы и их тектоническая интерпретация//Геотектоника. 1984. № 5. С. 3—17.
7. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Избранные труды. Т. I. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1949. 512 с.
8. Лукьянов А. В., Быкова Ю. М., Зиньков В. В. Тепловое воздействие роя базальтовых даек на континентальную кору. М. 1982. 46 с.—Деп. ВИНТИ 27.05.82, № 4822.
9. Перфильев А. С., Коптева В. В., Куренков С. А. Особенности развития зон спрединга в современных и палеоокеанических структурах//Эволюция магматизма в главнейших структурах Земли (Тез. докл.). М.: ИГЕМ АН СССР, 1983. С. 66—67.
10. Перфильев А. С., Херасков Н. Н. Диабазовые комплексы и проблема тектонической расчлененности океанической коры//Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 64—104.
11. Печерский Д. М., Диденко А. Н., Куренков С. А. Геолого-петромагнитные характеристики дайкового комплекса Южных Мугоджар//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 5. С. 83—99.
12. Тайер Т. П. Некоторые аспекты структурного положения серии параллельных даек в офиолитовых комплексах//Геотектоника. 1977. № 6. С. 32—45.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
27.V.1985

УДК 551.243 : 549.383 (234.853)

ЩЕРБАКОВ С. А.

**СТРУКТУРА И ПЛАСТИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ПОРОД
ХАБАРНИНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)**

Хабарнинский массив представляет собой сложнопостроенный офиолитовый покров, состоящий из трех тектонических пластин, которые образованы следующими комплексами пород (снизу вверх): 1) дунит-верлит-клинопироксенитовым и габброидным, 2) дунит-гарцбургитовым, 3) параллельных диабазовых даек и подушечных лав. На ранних стадиях формирования покровной структуры массива происходило еще в области с корой океанического типа, амфиболизированные породы которой прилаивались к подошве офиолитового покрова и впоследствии испытывали шарьяжные перемещения совместно с ним. В породах дунит-гарцбургитового, дунит-верлит-клинопироксенитового и габброидного комплексов сохранились деформационно-метаморфические структуры (полосчатость, минеральная сланцеватость, линейность, различные складки), происхождение которых связано с неоднократными высокотемпературными пластическими деформациями, происходившими до начала шарьярования.

Еще сравнительно недавно изучение ультрабазитов и габброидов офиолитовой ассоциации было делом почти исключительно петрологов. Ситуация резко изменилась на рубеже 60—70-х годов, когда на основе сходства разрезов офиолитов с корой современных океанов [14, 15, 26 и др.] была переосмыслена и значительно развита концепция, рассматривающая альпийские массивы орогенных зон континентов как тектонически перемещенные фрагменты верхней мантии [12, 27 и др.]. Это вызвало возрастание интереса к ультрабазитам офиолитов у тектонистов, поскольку стала очевидной принципиальная возможность изучения прямыми геологическими методами глубинных тектонических процессов, происходивших в мантии палеоструктур океанического типа. Более разносторонний подход к изучению ультрабазитов вскоре позволил выявить, что эти породы подвергались интенсивным пластическим деформациям в твердом состоянии, которые, по мнению многих исследователей, являются следствием тектонических процессов, ответственных за латеральные перемещения литосферных плит [5, 19, 23—25, 28 и др.].

В связи с этим одной из важнейших задач изучения офиолитов на современном этапе становится выяснение взаимоотношений развитых в породах деформационных структур и выявление внутренней структуры офиолитовых комплексов, без расшифровки которой невозможны ни реконструкция процесса их ранней верхнемантийной структурной эволюции, ни понимание механизма выделения офиолитов в верхние горизонты литосферы.

Автором проведены детальные структурные исследования Хабарнинского габбро-ультрабазитового массива, который является одним из крупнейших на Южном Урале и считается типичным представителем офиолитовой ассоциации. Массив расположен в осевой зоне Центральноуральского поднятия и слагает Хабарнинскую структурную седловину, которая представляет собой естественное продолжение находящейся западнее Сакмарской синформы, выполненной аллохтонными массивами (рис. 1). Северное крыло седловины облекает периклинальное замыкание Уралтауского антиклинория, на юге к ней примыкает периклинали Эбетинской антиклинали. Восточное крыло Хабарнинской седловинной синклинали нарушено Восточно-Уралтауским разломом, отделяющим ее от Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоны. Хабарнинский массив по разнообразию петрографических типов слагающих его пород представляет собой уникальнейший геологический

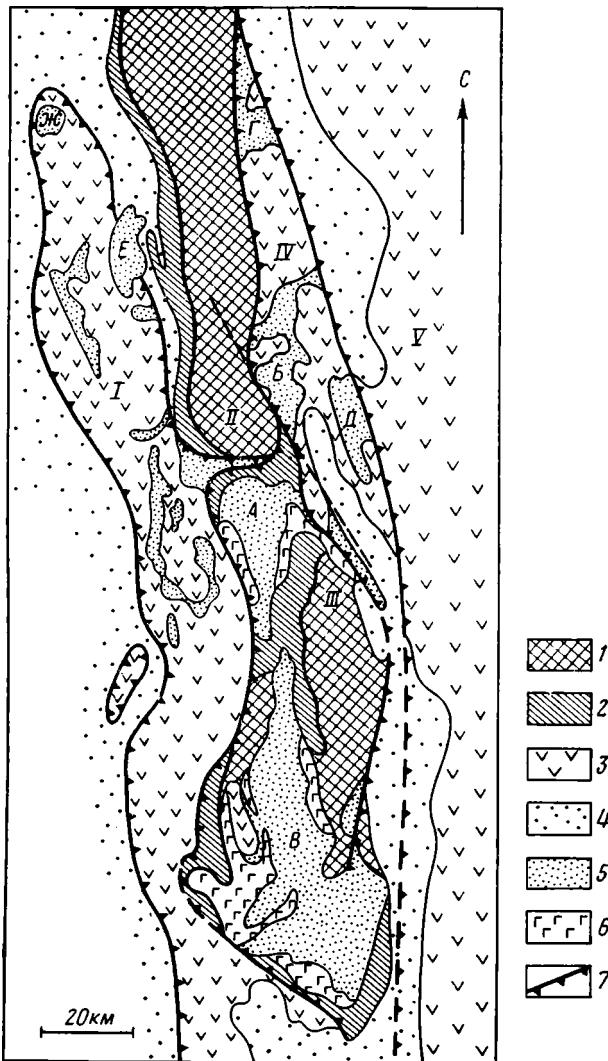
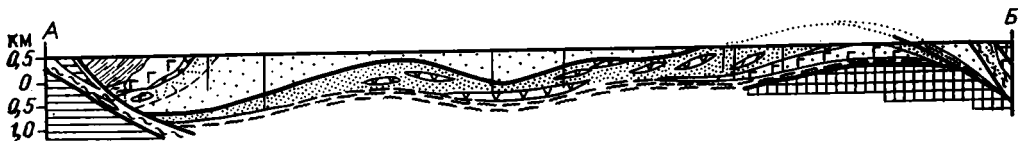
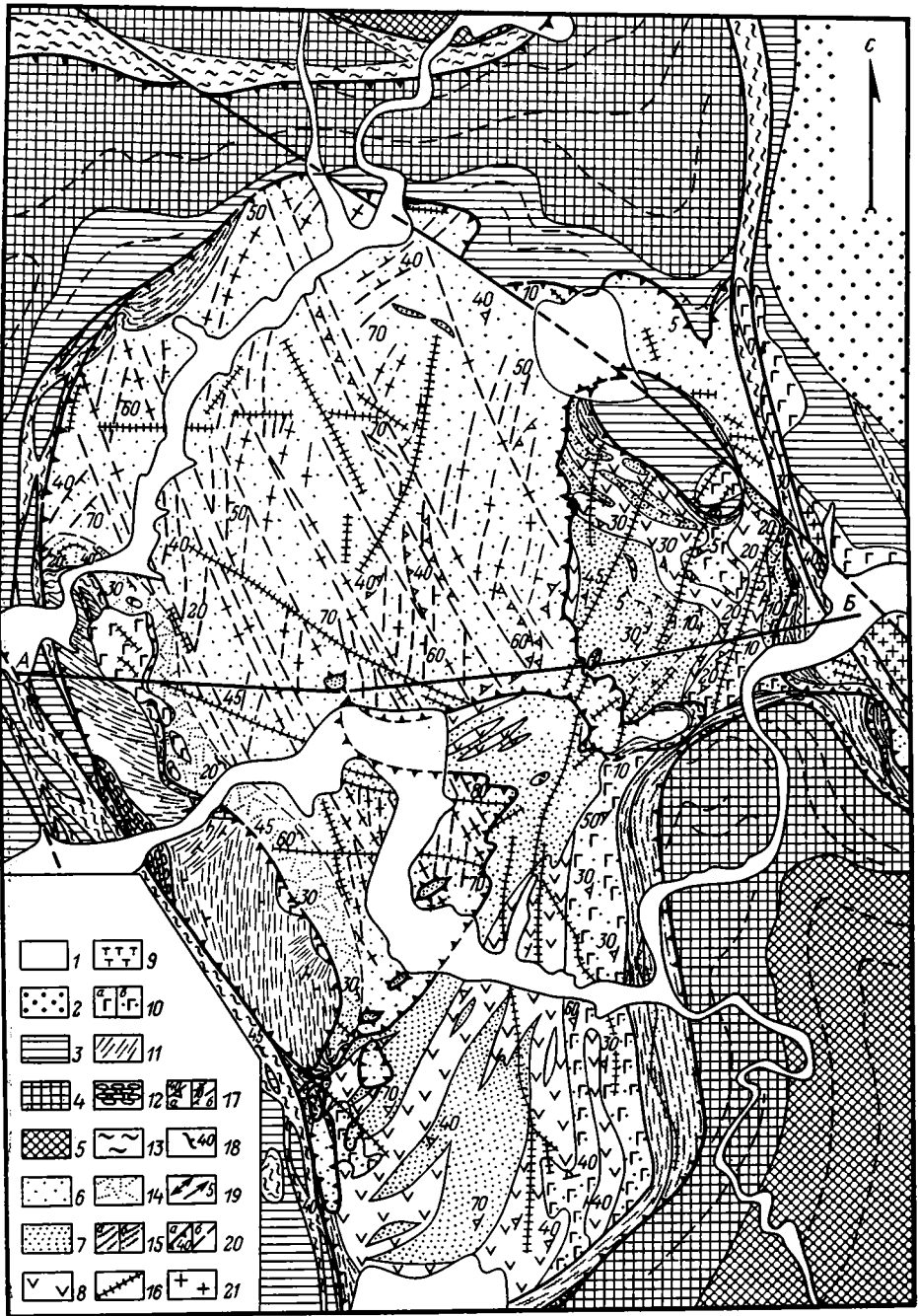


Рис. 1. Тектоническая схема западной части Южного Урала
 1 — доордовикские образования, 2 — раннепалеозойские осадочные породы, 3 — среднепалеозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, 4 — девонско-каменноугольные флишеидные образования, 5 — ультрабазиты, 6 — габбро, 7 — надвиги. Римские цифры: I — Сакмарский аллохтон, II — поднятие Уралтау, III — Эбетинский выступ, IV — Вознесенско-Присакмарская зона, V — Магнитогорский прогиб; массивы ультрабазитов: А — Хабарнинский, Б — Халиловский, В — Кемпирсайский, Г — Байгускаровский, Д — Ишкининский, Е — Катралинский, Ж — Шайтантауский

объект, в связи с чем он уже давно привлекает внимание геологов и является одним из наиболее изученных массивов Урала [1—3, 6—11, 13, 16, 18—20 и др.].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА

Предыдущими исследователями установлено, что большую часть площади Хабарнинского массива занимают гарцбургиты, которые слагают вытянутую в северо-западном направлении брахисинклиналь. С юго-запада к гарцбургитам примыкает полоса развития диабазов и диабазовых порфиритов. На востоке гарцбургиты перекрывают породы дунит-клинопироксенитового комплекса, которые в свою очередь подстилаются габброидами, занимающими самое нижнее структурное положение в разрезе. Вдоль контакта массива с породами ордовикского



и силурийского возраста в виде прерывистой полосы развиты амфиболиты.

До недавнего времени считалось, что Хабаровинский массив представляет собой факолит, образовавшийся при последовательном внедрении магм гарцбургитовой, дунит-клинопироксенитовой и габбровой формации [2, 3, 13 и др.]. Исследования, проведенные в последние годы, показали, что массив является верхней тектонической пластиной Сакмарского краевого аллохтона, шарьированного на окраину Восточно-Европейской платформы из находившейся восточнее палеоокеанической области, и представляет собой офиолитовую ассоциацию [1, 6, 10, 15—19].

Различные точки зрения существуют и по вопросу о внутренней структуре Хабаровинского массива. По мнению А. С. Перфильева, разделяемому многими геологами [6, 16, 17, 19 и др.], массив представляет собой пережатое ядро лежащей складки, висящее крыло которой уничтожено эрозией, а в лежащем крыле вскрывается полный разрез офиолитовой ассоциации, находящейся в перевернутом залегании. С точки зрения В. И. Маегова [7, 10], Хабаровинский массив состоит из двух тектонических пластин, сложенных генетически разнородными ассоциациями: офиолитовой и габбро-пироксенит-дунитовой, подобной ассоциациям Платиноносного пояса Урала.

По результатам К-Аг-определений ультрабазиты Хабаровинского массива имеют возраст 445—485 млн. лет, т. е. не моложе позднего ордовика [2]. Их шарьяжные перемещения в нижние горизонты коры на этапе раннего тектонического сгущивания начались на рубеже силура и девона [19]. Присутствие обломков серпентинитов в раннесреднедевонской олистостроме Сакмарского аллохтона [21] указывает на то, что в это время ультрабазиты уже были выведены на эрозионный уровень.

Данные, полученные автором при детальном картировании внутренней структуры Хабаровинского массива, подтверждают сделанное предшествовавшими исследователями заключение об его аллохтонном строении и приводят к выводу, что массив представляет собой сложнопостроенный покров, состоящий из трех тектонических пластин (рис. 2).

Породы габброидного и дунит-верлит-клинопироксенитового комплексов восточной части массива, примыкающей к западному крылу и периклинали Эбетинской структуры, представляют нижнюю тектоническую пластину. В ее подошве, непосредственно под габброидами, развиты тонкополосчатые полевошпатовые амфиболиты, которые, по данным В. И. Маегова [9, 10], образовались при метаморфизме базальтов, близких по составу океаническим толеитам, и по петрохимии четко отличаются от габброидов. Узкая полоса в непосредственном контакте с габброидами сложена кытлымитами, маркирующими зону высокотемпературного пластического течения [16]. Вблизи от контакта в амфиболитах ярко выражены деформационно-метаморфические структуры (полосчатость, минеральная сланцеватость, линейность), часто наблюдаются спрокинутые к востоку складки волочения с пологосклоняющимися к северу (5—15°) шарнирами. Габброиды вблизи контакта милонитизированы, разгнейсованы и амфиболитизированы; его тектонический харак-

Рис. 2. Структурно-геологическая карта и поперечный профиль Хабаровинского массива 1 — мезозойско-кайнозойские отложения; 2 — девонско-каменноугольные осадочные породы; 3 — силурийско-девонские вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы; 4 — осадочные и вулканогенные породы ордовика; 5 — доордовикские образования; 6 — гарцбургиты; 7 — дуниты; 8 — клинопироксениты, верлиты; 9 — тылаиты; 10 — а — разновозрастные габброиды, б — амфиболитизированные габбро восточнохаваринской ассоциации; 11 — диабазы комплекса параллельных даек; 12 — подушечные лавы; 13 — серпентинитовые сланцы; 14 — антигоритовые серпентиниты с жилами клинопироксенитов и габбро; 15 — а — амфиболиты, б — зеленые сланцы; 16 — дайки габбро-диабазов; 17 — а — полосчатость, б — минеральная сланцеватость и угол ее падения (в дунитах — полосчатость хромититов); 18 — сланцеватость серпентинитов и угол ее падения; 19 — линейность и угол ее склонения; 20 — а — надвиги и углы их падения, б — прочие разрывы; 21 — гранитоиды. А — Б — линия профиля

тер подчеркивается присутствием линз серпентинитов. По мере удаления от контакта амфиболиты постепенно сменяются зелеными сланцами, содержащими блоки измененных диабазовых порфиритов. Амфиболиты и зеленые сланцы отделены от автохтонных ордовикских образований пологой зоной надвига [22] и, следовательно, входят в состав Хабаровинского офиолитового аллохтона.

Породы дунит-гарцбургитового комплекса представляют вторую тектоническую пластину, которая дискордантно перекрывает нижнюю габбро-ультрабазитовую пластину, подстилающие ее амфиболиты и вулканогенно-осадочные породы ордовикского и силурийского возраста (см. рис. 2). Тектонический контакт в подошве второй тектонической пластины выражен зоной рассланцованных серпентинитов с линзовидными блоками серпентинизированных гарцбургитов и дунитов. Местами в зоне контакта развит маломощный меланж, сложенный серпентинитами с блоками кремнистых сланцев силура, амфиболитов, пироксенитов и диабазов. Гарцбургиты вблизи контакта серпентинизированы, брекчированы, нарушены многочисленными разрывами. Нижележащие породы дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса также интенсивно тектонизированы и рассечены полого наклоненными под гарцбургиты зонами рассланцевания.

Дунит-гарцбургитовый комплекс полнее всего представлен в западном крыле Хабаровинской синклинали. В ее шарнирной части поле развития гарцбургитов испытывает резкий пережим, восточнее которого они прослеживаются в виде прерывистой полосы, окаймляющей Эбетинскую антиклиналь. Существование пережима обусловлено ундуляцией шарнира Хабаровинской седловины в районе «Кирилловочной брахиантиклинали», где в тектоническом окне вскрываются подстилающие покров породы силурийского возраста (рис. 3), прорванные габброидами горы Банка. Пологое залегание дунит-гарцбургитовой пластины в плане выражается в сложно извилистой конфигурации ее контактов с подстилающими образованиями, в существовании сложных дунитами тектонических окон в гарцбургитах и гарцбургитовых останцов, слагающих вершины возвышенностей в поле развития пород дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса (см. рис. 2).

Вдоль западного и северного контактов дунит-гарцбургитовой пластины наблюдаются линзовидные тела амфиболитов, которые отделены от силурийских образований тектоническими нарушениями. Амфиболиты представляют собой продукты динамотермального метаморфизма океанических толентов, происходившего при температуре 550°С и обусловленного надвигом на них горячей ультрабазитовой пластины [18]. Для возникновения минерального парагенезиса амфиболитов давление должно было составлять не менее 4 кбар. Поскольку мало вероятно, что в океанической коре востороннее давление может превышать 2—3 кбар, можно предполагать значительную роль стрессовых напряжений (1—2 кбар) в процессе образования амфиболитов при внутриокеаническом сучивании. О высоких температурах, существовавших в подошве дунит-гарцбургитовой пластины на ранних этапах ее шарьирования, свидетельствует также развитие «метатарцбургитов» [2], которые образовались при рекристаллизации гарцбургитов в зоне, примыкающей к тектоническому контакту с породами дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса.

Верхняя тектоническая пластина, сложенная габбро, диабазами и подушечными лавами, структурно перекрывает породы дунит-гарцбургитового комплекса на юго-западе массива. Она выполняет вытянутую в северно-западном направлении синклинали, западное крыло которой срезано зоной тектонического меланжа. Пластина залегает на апогарцбургитовых антигоритовых серпентинитах, рассеченных жилами габбро и клинопироксенитов. Ее восточный контакт с антигоритовыми серпентинитами наклонен к западу под углами 30—45°; северный и южный контакты образуют центриклинальные замыкания и падают под диабазы более полого (до 15°). В восточном крыле складки вскрыт комплекс

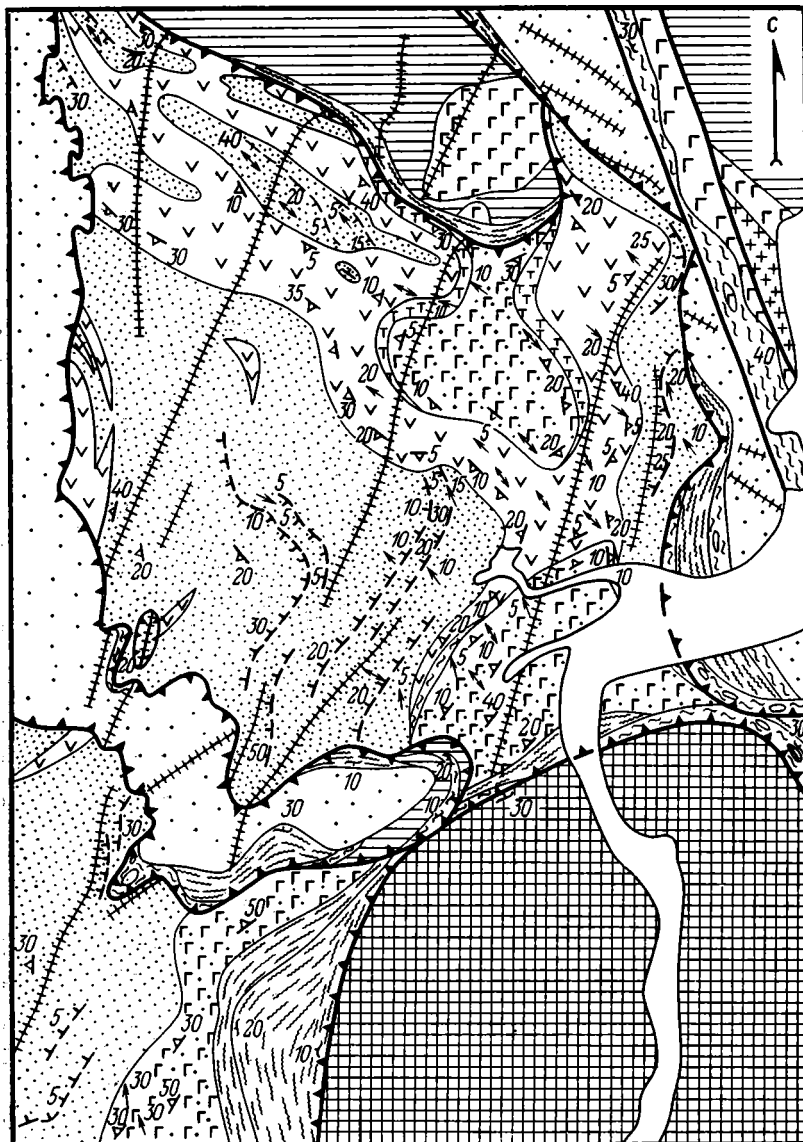


Рис. 3. Структурно-геологическая карта восточной части Хабаровинского массива (усл. обозн. см. рис. 2)

параллельных диабазовых даек, содержащий в нижней части скрины и небольшие тела габбро; в ядре наблюдается переход диабазов в подушечные лавы. Строение разреза и состав пород этого комплекса были детально изучены А. С. Перфильевым с соавт. [6, 16, 19]. Тектонический контакт в подошве габбро-диабазовой пластины выражен 100—150-метровой зоной серпентинитовых сланцев, содержащих блоки диабазов, габброидов и их амфиболизированных разновидностей. Контакт диабазов с породами дунит-гарцбургитового комплекса нарушен интрузией габбро горы Кирпичной, которая прорывает как гарцбургиты, так и диабазы.

Восточным ограничением Хабаровинского массива является мощная, наклоненная под углами 40—60° к востоку субмеридиональная тектоническая зона Восточно-Уралтауского разлома (см. рис. 1). Южнее эта зона прослеживается вдоль крыла Эбетинской структуры и восточного контакта Мамытского массива, а еще далее на юг перекрывается тектоническим покровом ультрабазитов Кемпирсай, в которых ее продолжение трассируется цепью линзовидных тел горнблендитов и эклогитоподобных пород.

В районе Хабаровинского массива зона Восточно-Уралтауского разлома представлена аккермановским комплексом, который ранее рассматривался как самостоятельная дифференцированная габбро-ультрабазитовая интрузия [2] или как корневая зона Хабаровинского массива [16]. По нашим данным, аккермановский комплекс представляет собой серпентинитовый меланж, прорванный согласными с простиранием тектонической зоны интрузивными телами и жилами габбро. Жильные габбро часто окружены зональными оторочками клинопироксенитов и верлитов метасоматического происхождения.

ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Главную роль в строении комплекса играют серпентинизированные гарцбургиты (95% площади). Менее распространены дуниты и жильные пироксениты. Породы дунит-гарцбургитового комплекса прорваны многочисленными дайками габбро-диабазов, никогда не пересекающих тектонические контакты с подстилающими и перекрывающими образованиями. В непосредственной близости от контакта с нижележащими породами дайки раздроблены или образуют складкообразные изгибы, свидетельствующие о западном направлении перемещения гарцбургитовой пластины.

В юго-западной части массива породы дунит-гарцбургитового комплекса превращены в антигоритовые серпентиниты, которые образуют полосу шириной до 1,5 км, субконформную контакту с вышележащей пластиной, сложенной габбро, диабазами и подушечными лавами. Серпентиниты насыщены разноориентированными жилами пегматоидных габбро и клинопироксенитов мощностью 1—5 м, которые характеризуются крутыми углами падения. Большинство жил имеет зональное строение: их осевая часть, сложенная пегматоидным габбро, окружена оторочками клинопироксенитов и верлитов с пойкиллитовой структурой.

Подавляющая часть дунит-гарцбургитового комплекса сложена серпентинизированными гарцбургитами, первичный парагенезис которых представлен оливином Fo_{91-93} (60—80%), энстатитом En_{90-93} (15—35%), диопсидом (1—3%) и хромшпинелидом (2—3%). Породы имеют «тектонитовую» микроструктуру, аналогичную наблюдаемой в гарцбургитах других массивов офиолитовой ассоциации [19, 23—25, 28 и др.], главное положение в которой занимают нарушенные полосами излома уплощенные зерна оливины.

В гарцбургитах сохранились первичные деформационно-метаморфические структуры пород, сформировавшиеся до начала их серпентинизации (полосчатость, минеральная сланцеватость, линейность). Полосчатость (S_0) развита спорадически в северо-восточной части массива (см. рис. 2). Она выражена чередованием жилообразных прослоев дунитового состава (2—20 см) с участками, сложенными гарцбургитами с «фоновым» содержанием пироксенов (0,1—1,0 м). Дунитовые полосы имеют резкие границы с гарцбургитами. Они не выдержаны по мощности и выклиниваются на протяжении нескольких метров. Реже встречается более тонкая полосчатость, обусловленная вариациями содержания пироксенов в породе. Иногда в полосчатых гарцбургитах наблюдаются мелкие (10—20 см) асимметричные складки волочения, свидетельствующие о существовании послонно-сдвиговых движений по плоскостям полосчатости. По закономерным изменениям элементов залегания полосчатости в гарцбургитах выявляются и более крупные складки. В целом развитые в породах Хабаровинского массива два типа полосчатости аналогичны наблюдаемым в гарцбургитах Войкаро-Сыннинского массива Урала [23], где установлена ее деформационно-метаморфическая природа и генетическая связь с процессом послонно-дифференцированного пластического течения ультраосновного вещества, происходившего при температурах более 1100°С.

Наиболее ярко выраженными деформационно-метаморфическими структурами гарцбургитов являются минеральная сланцеватость (S_1)

и линейность (L). Представляя собой «пронизывающие структуры», они повсеместно распространены в породах дунит-гарцбургитового комплекса и выражены агрегатами мелких зерен хромшпинелида, с которым иногда ассоциирует мелкий энстатит. Агрегаты имеют форму сжатых трехосных эллипсоидов размерами $10-20 \times 5-15 \times 3-5$ мм. Линейность, обусловленная удлинением агрегатов, обычно проявлена слабее, чем минеральная сланцеватость, которая определяется их уплощенностью.

Ориентировка линейно-плоскостных структур в гарцбургитах изменчива. Даже в пределах одного коренного выхода в породах отмечаются различно ориентированные хромшпинелевые агрегаты, что указывает на существование морфологически сходных структур разных генераций. Наиболее распространена субвертикальная минеральная сланцеватость, простирающаяся в северо-западном направлении. Участки ее развития контролируются линейными зонами вязкого скалывания, мощность и количество которых постепенно увеличиваются в юго-западном направлении. Вблизи от контакта с антигоритовыми серпентинитами зоны развития минеральной сланцеватости ассоциируют с субгласными им зонами антигоритизации. Хромшпинелевая сланцеватость северо-западного простираения встречается в гарцбургитах и вне зон скалывания, но чаще здесь отмечается меридиональная и северо-восточная ориентировка падающих к западу агрегатов, которая особенно хорошо развита в восточной части гарцбургитовой пластины.

Еще разнообразнее ориентировка линейности. В центральной и восточной частях массива при относительно стабильной величине углов падения ($40-65^\circ$) направление склонения линейности пород варьирует от северо-западного до юго-восточного. В юго-западной части массива линейность выражена хуже. Здесь она вертикальна или круто наклонена к югу (углы $70-85^\circ$).

Геометрический анализ ориентировки полосчатости, минеральной сланцеватости и линейности показывает, что гарцбургиты претерпели неоднократные пластические деформации, которые отразились не только в появлении синдеформационных пронизывающих минеральных структур, но и в формировании складок. Это хорошо видно на диаграмме ориентировки хромшпинелевой линейности (рис. 4, А). Она образует рассеянную концентрацию, внутри которой выделяются два максимума. Более интенсивный максимум, который соответствует склонению линейности L_1 с азимутом $160-190^\circ$ с углами $50-60^\circ$, отвечает ориентировке структур, наблюдаемой в промежутках между зонами скалывания. Максимум вытянут по дуге малого круга, центром которой является менее интенсивный точечный максимум, отвечающий субвертикальной ориентировке линейности L_2 в сколовых зонах. Наблюдаемый рисунок диаграммы указывает на существование в гарцбургитах складок с вертикальными шарнирами B_2 , параллельно которым развивалась линейность L_2 . Складки сминают более ранние деформационно-метаморфические структуры, что проявляется в их закономерном рассеивании вдоль дуги малого круга.

Выявленные закономерности проявляются и в рисунках диаграмм плоскостных структурных элементов гарцбургитов. Полюса минеральной сланцеватости πS_1 (рис. 4, Б) образуют малодуговой пояс вокруг точки B_2 , которая отвечает ориентировке линейности L_2 . Внутри пояса выделяется максимум πS_2 , который соответствует вертикальной минеральной сланцеватости S_2 , маркирующей линейные сколовые зоны северо-западного простираения. Существование наложенных складок отражается и в ориентировке полосчатости S_0 (рис. 4, В), полюса которой также образуют пояс малого круга вокруг точки B_2 .

Выдержанная ориентировка линейности L_2 и минеральной сланцеватости S_2 , проявляющаяся на диаграммах в точечной форме их максимумов, свидетельствует, что они представляют собой последнюю генерацию деформационно-метаморфических структур. Следовательно, последующие деформации, которые нарушали гарцбургитовый покров (локальные срывы при шарьировании, брахиформная складчатость

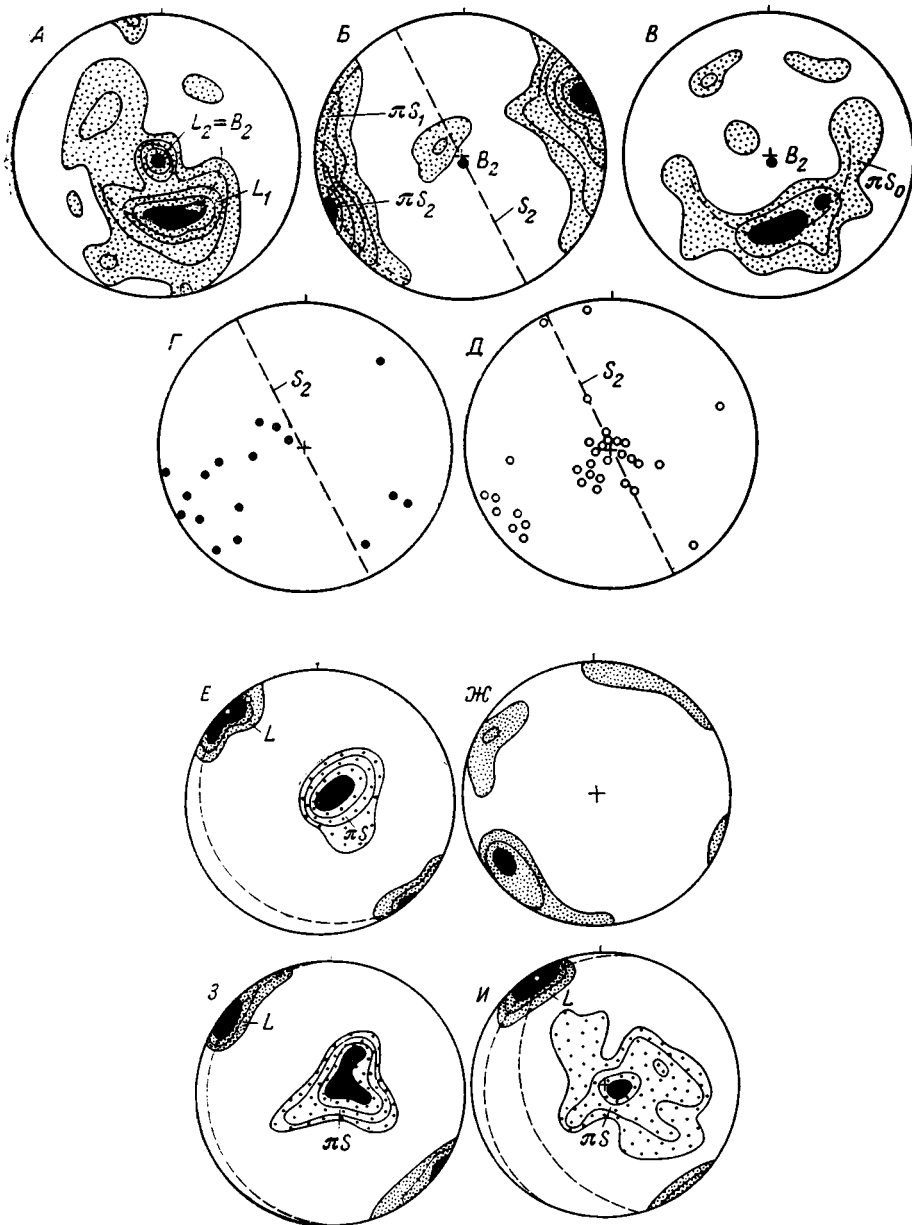


Рис. 4. Диаграммы ориентировки структурных элементов дунит-гарцбургитового (А—Д), дунит-верлит-клинопироксенитового (Е—З) и габброидного (И) комплексов Хабаровинского массива. Равноплощадная проекция на нижнюю полусферу Гарцбургиты: А — линейность (350 замеров, изолинии 1—2—4—6—8%); Б — минеральная сланцеватость (360 замеров, изолинии 1—2—4—6—8—10%); В — полосчатость (80 замеров, изолинии 2—4—6%); полюса жил: Г — дунитов, Д — энстатититов (штриховая линия — усредненная ориентировка минеральной сланцеватости S_2 и зон вязкого скалывания); дуниты: Е — линейность (30 замеров, изолинии 5—10—15%), хромитовая полосчатость (100 замеров, изолинии 2—5—10—15%); Ж — 120 β -пересечений полосчатости (изолинии 4—6—8%); клинопироксениты и верлиты: З — линейность (60 замеров, изолинии 5—10—15%), полосчатость (110 замеров, изолинии 2—5—10—15%); габброиды: И — линейность (50 замеров, изолинии 2—5—10—15%), минеральная сланцеватость (120 замеров, изолинии 2—5—10—15%). На Е, З, И кружочки — шарниры изоклинальных складок, штриховые линии — преобладающая ориентировка полосчатости

и т. п.), происходили при низких температурах, недостаточных для метаморфической перестройки структуры пород и формирования минеральных линейно-плоскостных агрегатов.

Дуниты играют в строении дунит-гарцбургитового комплекса подчиненную роль (менее 5% от общей массы пород). Кроме жилообразных дунитовых прослоев, участвующих в строении полосчатости, в гарцбургитах встречаются линзы, шпирь и жилы дунитов. Породы состоят из серпентинизированного оливина Fo_{91-92} (до 98%) и акцессорного хромшпинелида (1—3%), представленного слабо просвечивающими красновато-бурым цветом мелкими идиоморфными зернами. Вблизи от контактов с гарцбургитами в породах наряду с идиоморфными встречаются ксеноморфные хромшпинелиды, сохранившиеся при метасоматическом образовании дунитов на месте гарцбургитов [2].

Шлировидные и линзовидные тела дунитов небольшой мощности (1—10 м) относительно часто встречаются в гарцбургитах с четкой минеральной сланцеватостью S_2 . Они слагают согласные с ориентировкой хромшпинелевых агрегатов вытянутые тела, по направлению к периферии которых дуниты постепенно переходят в обедненные пироксеном (5—15%) гарцбургиты. Реже дуниты образуют изометричные тела, окруженные маломощными (0,2—1) жилами дунитов. Жилы большей частью согласны с ориентировкой сланцеватости S_2 , реже расположены под прямым углом к ней (рис. 4, Г), т. е. образуют структурный парагенезис.

Охарактеризованные дунитовые образования представляют собой единую генерацию, синхронную пластическим деформациям, во время которых сформировались зоны вязкого скалывания и минеральные структуры S_2 и L_2 . Более ранние дуниты отмечаются в гарцбургитах, слагающих промежутки между зонами развития S_2 . Они представлены небольшими линзами и шпирями, вытянутыми согласно с сохранившейся в этих участках субмеридиональной минеральной сланцеватостью S_1 и имеющими постепенные переходы к гарцбургитам.

В небольшом количестве в породах дунит-гарцбургитового комплекса развиты жильные пироксениты. Кроме описанных выше клинопироксенитовых жил, пространственно связанных с полосой антигоритовых серпентинитов, в гарцбургитах встречаются жильные энстатититы. Они слагают прямолинейные жилы мощностью 2—20 см, которые чаще встречаются вблизи от дунитовых тел. Ориентировка жильных энстатититов (рис. 4, Д) обнаруживает связь с ориентировкой минеральной сланцеватости S_2 , что свидетельствует о синхронности их формирования. В жилах, согласно с минеральной сланцеватостью S_2 , иногда наблюдаются мелкие складки волочения, подчеркивающие вязкосколовый характер пластических деформаций в линейных зонах.

ДУНИТ-ВЕРЛИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс слагает кровлю нижней тектонической пластины и практически повсюду подстилается габброидами (см. рис. 2). В северо-восточной части Хабаровинского массива породы комплекса залегают горизонтально или имеют пологое падение (5—30°), направление которого находится в прямой зависимости от положения в западном или восточном крыльях Хабаровинской седловины (см. рис. 3). Структура комплекса в этой области осложнена пологими брахиформными складками с северо-западным или субширотным простиранием осей. Южнее залегание пород становится более крутым (30—70°); в них появляются складки, оси которых ориентированы в северо-восточном или в субмеридиональном направлениях. Здесь преобладают северо-западное и западное падение пород. На западе дуниты, клинопироксениты и верлиты перекрываются гарцбургитами, пологозалегающий контакт которых дискордантно пересекает границы петрографических разностей «полосчатого» комплекса, а также его границу с габбро.

В основании разреза дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса залегают клинопироксениты, которые выше резко или через зону переслаивания дунитов, верлитов и клинопироксенитов сменяются дунитами, содержащими линзовидные тела верлитов и клинопироксенитов. Все породы рассечены дайками габбро-диабазов и многочисленными жилами иситов. Диабазовые дайки прослеживаются в нижележащих габброидах и резко обрываются на их контакте с амфиболитами, что подчеркивает его тектонический характер (см. рис. 3). Дайки также никогда не пересекают границу с гарцбургитами. Жильные иситы, распространенные в породах дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса, отсутствуют в гарцбургитах и габброидах.

Большая часть площади комплекса (около 60%) сложена дунитами, которые образуют крупные поля или в виде прослоев и линз участвуют в переслаивании с клинопироксенитами и верлитами. Породы состоят из серпентинизированного оливина Fo_{90-92} и акцессорного хромшпинелида (1—3%). Вблизи от контакта с клинопироксенитами в дунитах повышается железистость оливина (Fe_{78-84}), уменьшается количество хромшпинелида и появляются мелкие зерна диопсида [2].

Внутренняя структура дунитов выявляется благодаря наличию в них хромититовой полосчатости, которая выражается чередованием обогащенных и обедненных хромшпинелидами прослоев. Обогащенные хромшпинелидом прослой мощностью от 1 до 20 мм (иногда до 0,5 м) обычно разделяются более широкими участками (0,1—1 м) дунитов с фоновым содержанием хромшпинелида. Дуниты с хромититовой полосчатостью развиты не повсеместно. Их распространение контролируется линейными зонами, разделенными гомогенными породами.

В полосчатых хромититах встречаются складки пластического течения, существование которых уже отмечалось ранее [11]. Складки имеют небольшие размеры; они асимметричны и по форме приближаются к изоклинальным. Отмечаются случаи «синхронного наложения» одних складок на другие, аналогичные известным в гарцбургитах Войкар-Сыньинского массива Урала [23]. Осевые поверхности складок параллельны хромититовой полосчатости и полого (5—30°) наклонены к западу, шарниры субгоризонтальны и простираются в северо-западном направлении. Параллельно шарнирам развивается линейность, выраженная вытянутыми агрегатами зерен хромшпинелида. Минеральная сланцеватость, обусловленная уплощенностью агрегатов, параллельна полосчатости и осевым плоскостям складок. Линейно-плоскостные хромшпинелевые агрегаты и изоклинальные складки представляют единый структурный парагенезис, который мог быть сформирован только в процессе пластического течения пород, находившихся в твердом состоянии. Обилие линейно-плоскостных сегрегаций хромшпинелида на участках развития хромититовой полосчатости и их отсутствие в неполосчатых дунитах свидетельствуют о том, что пластическое течение было сконцентрировано в локальных зонах и имело послыбно-сдвиговый характер. На это указывает и морфология складок, аналогичная форме складок волочения в метаморфических породах [11].

Прослеживание хромититовой полосчатости позволило выявить в дунитах более крупные складчатые структуры. В северной части массива она очерчивает пологую синклинальную складку, субконформную контакту дунитов с клинопироксенитами (см. рис. 3). Угловое несогласие в залегании контакта и полосчатости дунитов не превышает 15°. Складка характеризуется пологим залеганием крыльев (5—20°), что на диаграмме ориентировки полосчатости проявляется в изометрической форме максимума ее полюсов πS (рис. 4, Е). Шарнир складки, положение которого определено методом β -пересечений (рис. 4, Ж), имеет азимут склонения 240° и угол 15°. Формирование складки не сопровождалось образованием в дунитах пронизывающих минеральных структур: развитая в породах линейность L ориентирована под углом 80° к шарниру складки (рис. 4, Е и Ж).

Клинопироксениты и верлиты широко развиты в восточной части Хабарнинского массива (см. рис. 3), где они образуют невыдержанную по ширине полосу, разделяющую дуниты и габброиды. На севере массива они вскрываются в шарнирной зоне Хабарнинской седловины, разделяя дуниты на два изолированных поля.

Клинопироксениты представляют собой мелко- и среднезернистые породы с порфирокластической структурой, состоящие из диопсида (85—95%), оливина Fo_{80-87} (5—10%) и небольших количеств магнетита и гиперстена (<5%). Основной объем породы сложен мелкозернистым (0,2—2 мм) гранобластовым агрегатом, содержащим крупные порфирокласты диопсида (5—10 мм). Интенсивно деформированные порфирокласты являются реликтами более крупных зерен, на месте которых в процессе синтетектонической рекристаллизации образовался агрегат не-областов диопсида.

Контакт клинопироксенитов с дунитами выражен, как правило, зоной мощностью от 10 до 100 м линзовидно-полосчатого переслаивания этих пород с верлитами и оливковыми клинопироксенитами. Полосчатость S согласна с залеганием контакта и полого (5—30°) наклонена под дуниты. Ее ориентировка практически совпадает с ориентировкой хромититовой полосчатости дунитов (рис. 4, 3). По мере удаления от контакта с дунитами полосчатость в клинопироксенитах постепенно исчезает, уступая место минеральной сланцеватости, выраженной параллельным расположением уплощенных порфирокластов диопсида и линзовидными сегрегациями зерен оливина. Вытянутость сегрегаций соответствует линейности L , которая субгоризонтальна и простирается в северо-западном направлении (см. рис. 4, 3). Вблизи от контакта с габброидами деформационные минеральные структуры в клинопироксенитах становятся более четкими. Непосредственно на контакте в виде прерывистой полосы мощностью до 50 м развиты тылаиты, состоящие из диопсида, гиперстена и сосюритизированного плагиоклаза. По микроструктурному строению они схожи с клинопироксенитами, отличаясь от них меньшим размером зерен, а также более четкими линейно-плоскостными структурами.

Нарастание степени деформированности клинопироксенитов по мере приближения к контакту с габброидами, развитие вблизи от него тылаитов с четкими деформационными структурами свидетельствуют о том, что контакт имеет тектоническую природу, а движения вдоль него происходили при температурах, достаточных для рекристаллизации клинопироксенитов.

Габброиды, подстилающие породы дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса, представлены в разной степени амфиболизированными габбро-норитами. По данным предыдущих исследователей [2, 8, 9, 20], габбро-нориты состоят из плагиоклаза An_{50-60} , авгита и гиперстена с незначительной примесью титаномagnetита, биотита, апатита. Среднее содержание темноцветных минералов в габбро-норитах составляет 40—50%. Наиболее распространены порфириовидные разности, основная масса которых сложена мелко- и среднезернистым гранобластовым агрегатом зерен плагиоклаза, гиперстена и авгита размером 0,1—0,3 мм. Порфириовидные зерна (3—5 мм) авгита и плагиоклаза представляют собой деформированные реликты крупных зерен, замещенных мелкозернистым рекристаллизованным агрегатом.

Породы, как правило, гомогенны, но встречаются участки переслаивания лейкократовых и меланократовых полос, мощность которых достигает 10—15 м. За исключением небольших участков, сложенных массивными габбро-норитами, в породах хорошо проявлены минеральная сланцеватость и линейность, придающие им гнейсовидный облик. Линейно-плоскостные структуры лучше развиты вблизи от контакта с клинопироксенитами; по мере удаления от него минеральная сланцеватость и линейность габбро-норитов постепенно исчезают, породы становятся массивными. В зоне контакта с дунит-верлит-клинопироксенитовым комплексом габброиды, как правило, более обычного амфиболизированы,

иногда рассланцованы. Амфиболизацией затронуты и приконтактовые клинопироксениты. Контакт с дунитами выражен маломощной зоной серпентинитовых сланцев, содержащих редкие блоки габброидов.

Ориентировка деформационных линейно-плоскостных минеральных структур габброидов (рис. 4, И) совпадает с ориентировкой подобных структур в дунитах и клинопироксенитах (см. рис. 4, Е—З), что свидетельствует о едином плане деформаций пород. Наиболее ранние пластические деформации габбро-норитов, отразившиеся в их рекристаллизации и формировании порфирокластической микроструктуры, происходили при температурах 750—830° С и давлении менее 5 кбар [9].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, Хабаровинский массив представляет собой сложно-построенный офиолитовый покров, состоящий из трех тектонических пластин, которые образованы следующими комплексами пород (снизу вверх): 1) дунит-верлит-клинопироксенитовым и габброидным, 2) дунит-гарцбургитовым, 3) параллельных диабазовых даек и подушечных лав. Нижняя часть офиолитового покрова сложена амфиболитами, образовавшимися при динамотермальном метаморфизме пород, близких по составу океаническим толеитам, происходившим при температуре 550° С в условиях высокого стресса. Сейчас появляются данные о том, что подобные породы формируются в подошвах покровов в областях раннего скучивания современных океанов [4 и др.]. Это позволяет полагать, что на ранних стадиях формирование покровной структуры Хабаровинского массива происходило еще в области с корой океанского типа, амфиболизированные породы которой припаивались к подошве офиолитового покрова и впоследствии испытывали шарьяжные перемещения совместно с ним. Причинами динамотермального метаморфизма были тепловая инерция ультрабазитов и выделение тепла в тектонической зоне при движении покрова.

В современной структуре Хабаровинского массива дунит-гарцбургитовый комплекс тектонически перекрывает образования дунит-верлит-клинопироксенитового и габброидного комплексов. Ранние фазы его надвигания происходили при высоких температурах (600—700° С), достаточных для рекристаллизации гарцбургитов, а завершающиеся, сопровождавшиеся формированием маломощных зон серпентинитового меланжа,—при значительно меньших температурах. В гарцбургитах сохранились «пронизывающие» деформационно-метаморфические минеральные структуры, происхождение которых связано с неоднократными высокотемпературными пластическими деформациями, проходившими до начала шарьирования. Эти структуры аналогичны наблюдаемым в ультрабазитах других массивов Урала [19, 23, 24 и др.], которые, как было показано, образовались при температурах 850—1100° С, т. е. в условиях верхней мантии.

Наиболее ранние деформации, имевшие характер послойно-дифференцированного пластического течения, ответственны за формирование в гарцбургитах полосчатости. Последующие две фазы пластических деформаций привели к образованию линейно-плоскостных хромшпинелевых агрегатов двух генераций.

Хромшпинелевые агрегаты первой генерации равномерно пронизывают гарцбургиты во всем их объеме. Их ориентировка сильно варьирует, что связано с наложением деформаций второй фазы. В северо-восточной части массива, где наложенные деформации слабы, субмеридиально ориентированная минеральная сланцеватость S_1 имеет западное падение с углами 45—70°. Простирающаяся также субмеридиально-линейность L_1 имеет южные азимуты склонения и его углы 40—60°, которые в северо-восточном направлении постепенно выполаживаются до субгоризонтальных. Строение пород и ориентировка развитых в этой части массива полосчатости и хромшпинелевых агрегатов весьма схожи с наблюдаемыми в пределах расположенного севернее Халиловского

массива [24], что позволяет предполагать их былое структурное единство.

Пластические деформации второй фазы сформировали в гарцбургитах структуры, аналогичные по минеральному выполнению и сходные по морфологии со структурами первой генерации. Они распространены в породах неравномерно. Минеральная сланцеватость S_2 концентрируется в пределах линейных зон вязкого скалывания северо-западного простирания, где деформации второй фазы были наиболее интенсивными. В промежутках между зонами гарцбургиты сминались в складки. С пластическими деформациями этой фазы связано образование в гарцбургитах жил энстатитов и большей части дунитовых тел линзовидной и шпировидной формы, взаимоотношения которых с гарцбургитами свидетельствуют, как уже отмечалось ранее [2, 7], об их метасоматическом происхождении. Структурная приуроченность дунитовых тел к зонам развития минеральной сланцеватости S_2 приводит к выводу, что метасоматоз был обусловлен пластическими деформациями гарцбургитов и происходил в зонах наибольшей концентрации напряжений.

Пластические деформации второй фазы были последними деформациями, происходившими при высоких температурах, достаточных для возникновения в породах пронизывающих структур. Последующие деформации проявлялись локально и накладывались на серпентинизированные породы, т. е. происходили при более низких температурах. Более того, признаки «вырождения» зон вязкого скалывания в линейные зоны антигоритовых серпентинитов, наблюдаемые в западной части Хабаринского массива, указывают на то, что последние стадии деформаций второй фазы происходили уже с участием антигорита, т. е. при температурах менее 600°C .

В юго-западной части массива, где гарцбургиты на значительной площади превращены в антигоритовые серпентиниты, развит своеобразный «жильный верлит-клинопироксенит-габбровый» комплекс, возникновение которого ранее связывалось с процессом метасоматоза под воздействием интрузии габбро горы Кирпичной [2]. Однако ареал распространения метасоматических жил не ограничивается областью развития этих габброидов. Напротив, они равномерно распределены вдоль контакта антигоритизированных гарцбургитов с вышележащей тектонической пластиной, сложенной преимущественно диабазами. В связи с этим автор полагает, что формирование метасоматического жильного комплекса связано с воздействием габброидов, слагавших основание комплекса параллельных диабазовых даек.

Наиболее ранние деформации дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса фиксируются в дунитах, хромититовая полосчатость которых смята в складки пластического течения. Морфология складок, ориентировка сингенетичных им минеральных структур, приуроченность их к участкам развития хромититовой полосчатости и отсутствие в неполосчатых дунитах свидетельствуют о том, что пластическое течение носило послонно-сдвиговый характер и было сконцентрировано в локальных зонах. Нужно полагать, что с послонно-сдвиговыми движениями связано и образование полосчатости, что уже было нами показано ранее [23].

В целом ориентировка зон послонного проскальзывания в дунитах конформна контакту дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса с габброидами, вдоль которого развиты клинопироксениты в верлиты, судя по данным предшествующих исследователей [2, 9], имеющие метасоматическую природу. Ориентировка полосчатости в этих породах также субсогласна с внутренней структурой дунитов, что свидетельствует о связи процесса метасоматических преобразований дунитов с происходившими в них послонно-сдвиговыми деформациями. По-видимому, клинопироксениты формировались в тех участках дунитов, где эти деформации были наиболее активны. Послонно-сдвиговое пластическое течение продолжалось и после образования клинопироксенитов и верлитов, причем с наибольшей интенсивностью оно проходило в зоне контакта пород дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса с габброидами,

где наблюдается обилие деформационно-метаморфических структур и синтетоническая рекристаллизация пород.

Хабарнинский массив во многих отношениях сходен с другими ультраосновными массивами Вознесенско-Присакмарской зоны и Сакмарского аллохтона Урала (см. рис. 1): Халиловским, Байгускаровским, Ишкининским, Катралинским [24]. Они аналогичны по структуре, слабая полого залегающие покровные пластины, ассоциируют с близкими по возрасту и формационной принадлежности основными вулканитами и осадками океанического происхождения, одинаково выражены в геофизических полях, идентичны по составу жильных серий и т. п. Можно предположить, что все эти массивы представляют собой останцы некогда единого обширного офиолитового покрова, сформировавшегося первоначально в океанических условиях и обдуцированного впоследствии на окраину Восточно-Европейской платформы совместно с перекрытым им разрезом палеоокеанической коры.

Литература

1. *Абдуллин А. А., Авдеев А. В., Сеитов Н. С.* Тектоника Сакмарской и Орь-Илекской зон Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1977. 235 с.
2. *Варлаков А. С.* Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука, 1978. 238 с.
3. *Кашин С. А., Федоров В. Л.* Хромитовые месторождения Хабарнинского массива//Хромиты СССР. Т. 2. М.: Наука, 1940. С. 199—284.
4. *Кашинцев Г. Л., Фрих-Хар Д. И.* Строение океанской коры в зоне разломов Элтанин (Тихий океан) по петрографическим данным//Океанология. 1978. Т. 18. № 1. С. 64—69.
5. *Колман Р. Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 462 с.
6. *Коптева В. В., Перфильев А. С., Херасков Н. П.* Диабазовые комплексы Хабарнинской офиолитовой ассоциации Южного Урала//Докл. АН СССР. 1979. Т. 248. № 4. С. 927—931.
7. *Маегов В. И.* Роль деформации в формировании габброидов и гипербазитов Хабарнинского массива//Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Т. 2. М.: Свердловск: Изд-во УНЦ СССР, 1974. С. 21—22.
8. *Маегов В. И.* Рекристаллизация пироксенов и плагноклазов в связи с деформациями пироксенитов и габброидов Хабарнинского массива//Тр. Ильменского гос. заповедника. Свердловск, 1979. Вып. 17. С. 52—62.
9. *Маегов В. И.* О природе габброидов восточной части Хабарнинского массива//Тр. Ильменского гос. заповедника. Свердловск, 1979. Вып. 26. С. 52—66.
10. *Маегов В. И.* Калий, стронций, барий, рубидий в габбро и ассоциирующихся с ними породах в Хабарнинском гипербазитовом массиве//Ежегодник ИГиГ им. Заварицкого. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1983. С. 89—92.
11. *Маегов В. И., Никитин И. И.* О происхождении линейно-полосчатых текстур в хромитовых рудах на Хабарнинском массиве//Материалы по геологии и полезным ископаемым Оренбургской области. Челябинск: Южно-Уральск. изд-во, 1972. Вып. 3. С. 121—124.
12. *Москалева С. В.* О структурном положении гарцбургитовой формации Урала//Сов. геология. 1962. № 12. С. 41—50.
13. *Никитин И. И., Полуэктов А. Т.* Хабарнинский ультраосновной массив//Магнетизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала. Уфа: Изд-во Башкир. фил. АН СССР, 1973. С. 66—75.
14. *Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого//Геотектоника. 1969. № 4. С. 5—23.
15. *Пейве А. В., Штрейс Н. А., Перфильев А. С. и др.* Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала//Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 9—24.
16. *Перфильев А. С.* Формирование земной коры Уральской геосинклинали. М.: Наука, 1979. 187 с.
17. *Руженцев С. В.* Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 171 с.
18. *Соболев С. Ф., Панях Н. А.* Природа зеленосланцево-амфиболитовых ассоциаций экзоконтактовых зон Хабарнинского офиолитового массива//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 9. С. 53—68.
19. *Тектоническая расслоенность литосферы.* М.: Наука, 1980. 216 с.
20. *Ферштатер Г. Б., Бородин Н. С., Пушкарев Е. В. и др.* Габбро и гранитоиды, ассоциированные с гипербазитами Кемпирсайского и Хабарнинского массивов на Южном Урале. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР. 1982. 74 с.

21. Хворова И. В., Вознесенская Т. А., Золотарев В. П. и др. Формации Сакмарского аллохтона (Южный Урал). М.: Наука, 1978. 231 с.
22. Херасков Н. П. Эбетинский шарьяж на Южном Урале//Геотектоника. 1971. № 4. С. 26—30.
23. Шербаков С. А. Складчатые деформации ультраосновных тектонитов Войкаро-Сыньинского массива//Геотектоника. 1983. № 3. С. 47—59.
24. Шербаков С. А. Структура и пластические деформации ультрабазитов Халиловского массива//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 12. С. 43—51.
25. Carter N. L., Avé Lallemant H. G. High temperature flow of dunite and peridotite// Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. V. 81. № 8. P. 2181—2202.
26. Coleman R. G. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges//J. Geophys. Res. 1971. V. 76. P. 1212—1222.
27. Hess H. H. Mid-oceanic ridges and tectanics of the sea-floor//Geology and Geophysics. L., 1965. P. 313—334.
28. Nicolas A., Boudier F., Boullier A. M. Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites//Amer. J. Sci. 1973. V. 273. № 10. P. 853—876.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
24.XII.1985

УДК 550.834(470.57)

СОКОЛОВ В. Б.

СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ СЕРОВСКО-МАУКСКОГО ПОЯСА СЕРПЕНТИНИТОВ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

Серовско-Маукскому поясу серпентинитов отводилась роль глубинного разлома, по которому в верхние части коры проникали продукты ультраосновного магматизма. Сейсмические исследования МОВ по ряду широтных профилей и глубокое (до 1500 м) бурение показали, что Серовско-Маукский пояс серпентинитов приурочен к падающей на восток зоне надвига, по которому восточный блок надвинут на запад. С юга на север в пределах рассматриваемого района, по мере нарастания интенсивности тектонических наряджений и сокращения ширины зеленокаменного прогиба, увеличивается угол падения серпентинитов.

Осевая часть пояса представляет собой зону интенсивного дробления и расщепления, в пределах которой залегают пластообразные и линзообразные тела различных по составу и генезису пород. Западнее основной зоны располагаются маломощные горизонтально залегающие аллохтонные пластины серпентинитов.

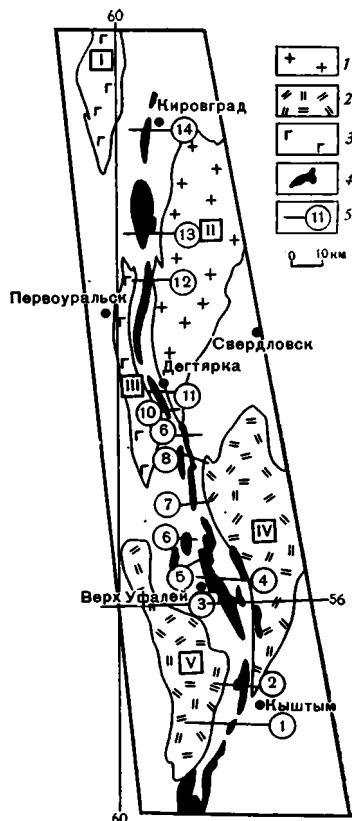
Серовско-Маукский пояс серпентинитов — один из важнейших структурно-тектонических элементов зеленокаменного прогиба Северного и Среднего Урала. В 50-е годы нашего столетия меридионально вытянутые массивы серпентинитов были объединены Б. М. Романовым [5] в несколько поясов. Позднее массивы серпентинитов стали рассматриваться как интрузии гипербазитовой магмы, проникающей в верхние части коры по глубинным разломам [6]. Считалось, что Серовско-Маукский глубинный разлом падает вертикально или круто на запад [1].

Выполненные на Среднем Урале сейсмические исследования методом отраженных волн (МОВ) в комплексе с магниторазведкой и гравиразведкой по ряду широтных профилей и большой объем глубокого бурения, проведенный различными организациями в зоне Серовско-Маукского пояса серпентинитов, меняют представление о внутреннем строении этого пояса, позиции его в разрезе земной коры и динамике формирования.

С юга на север рассматриваемый пояс серпентинитов был пересечен Тараташским, Полевским, Светлореченско-Сысертским, Дегтярским, Дегтярским-1, Кормовищенским, Асбестовским и Кировградским профилями МОВ (рис. 1). По этим профилям в комплексе с сейсморазведкой были выполнены также магнитометрические и гравиметрические работы. При геологической интерпретации данных сейсморазведки кроме результатов, проведенных в районе геологических съемок различного масштаба, использовались данные петрографического определения пород керна, полученного с забоя взрывных скважин при добурировании их колонковым снарядом.

Тараташский профиль пересекает Тагильско-Магнитогорский прогиб на широте северного окончания оз. Увильды. В разрезе зеленокаменных толщ по системе протяженных отражающих площадок прослеживается зона развития серпентинитов, падающая на восток под углом 50—60°. На дневной поверхности серпентиниты хорошо выделяются пониженными значениями на графике граничной скорости и положительной аномалией магнитного поля (рис. 2, 1). Результаты сейсмических исследований позволяют определить общее восточное падение зоны серпентинитов [3]. Данные поисковых, разведочных и эксплуатационных работ указывают на сложное внутреннее строение зоны Серовско-Маукского пояса серпентинитов. В районе горы Верхний Уфалей при бурении поиско-

Рис. 1. Обзорная карта
 1 — гранитоидные массивы; 2 — гнейсово-мигматитовые комплексы; 3 — габброидные массивы Платиноносного пояса Урала; 4 — серпентинитовые массивы Серовско-Маукского пояса; 5 — местоположение профилей, пересекающих пояса серпентинитов. Цифры в кругах — профили: сейсмические МОВ: 1 — Тараташский, 6 — Полевской (меридиональный) с Коркодинской широтной расщелью, 7 — Светлореченско-Сысертский, 9 — Дегтярский, 10 — Крылатовская расщелью, 11 — Дегтярский-I, 12 — Кормовищенский, 13 — Асбестовский, 14 — Кировградский; буровые: 3, 5 — Верхнеуфалейские; расчетные гравиметрические — 2,4; 8 — профиль АБ. Цифры в квадратах — массивы: I — Тагильский, II — Верх-Исетский, III — Ревдинский, IV — Сысертско-Вишневогорский, V — Уфалейский



во-разведочных скважин в пределах рассматриваемой зоны было установлено, что серпентиниты образуют линзообразные, пластообразные и клиновидные тела, падающие полого на восток согласно с аналогичными по форме блоками, сложенными различными по составу и генезису породами и хромитовыми рудами. Широкое развитие зон милонитов, зеркал скольжения, тектонические контакты между блоками различных пород и их интенсивная тектоническая расчлененность, согласно общему падению всей зоны, говорят о том, что по ней происходили существенные тектонические перемещения (рис. 3).

В районе восточного обрамления уфалейского гнейсово-мигматитового комплекса при проведении площадной гравиметрической съемки получены интересные данные о строении Сугомакского серпентинитового массива (рис. 4). Интерпретация гравиметрических данных свидетельствует о том, что серпентинитовый массив в его западной части имеет пластообразную форму и относительно небольшую (около 1000 м) мощность. Восточная же его часть круто ($50-70^\circ$) падает на восток и соответствует осевой зоне Серовско-Маукского пояса серпентинитов.

Полевской (меридиональный) профиль. Северное окончание профиля располагается в пределах г. Полевского. Южная его часть пересекает Коркодинский массив серпентинитов (где сделана широтная Коркодинская расщелью) и заканчивается в пределах Кенчурского серпентинитового массива. Оба массива располагаются несколько западнее основной зоны Серовско-Маукского пояса.

На сейсмических разрезах по профилю и расщелью на глубине около 1000—1200 м хорошо прослеживается субгоризонтальная нижняя граница Коркодинского серпентинитового массива, ниже которой происходит существенная перестройка структурного плана разреза. Профиль и расщелью пересекаются под прямым углом, и нижняя граница одинаково ведет себя как в меридиональном, так и в широтном направлениях, что указывает на пластообразную форму массива. Петрографическое изуче-

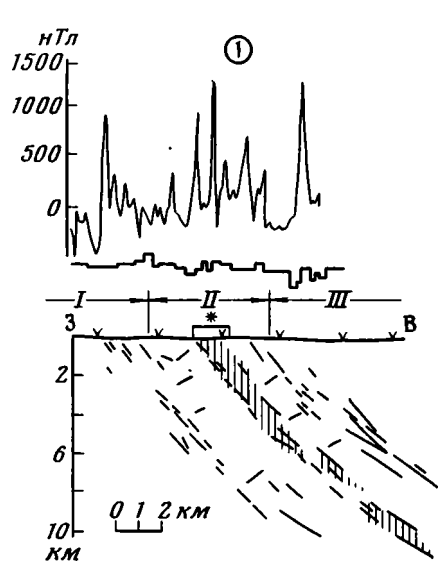


Рис. 2 (I)

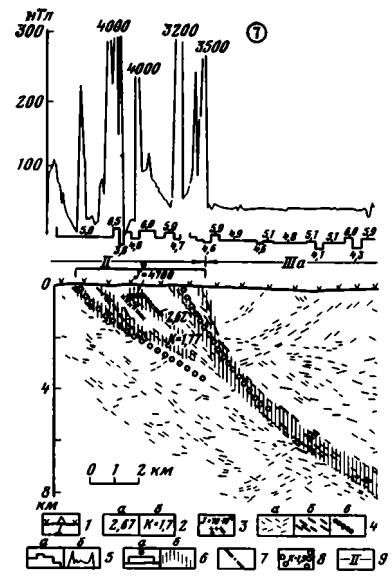


Рис. 2 (II)

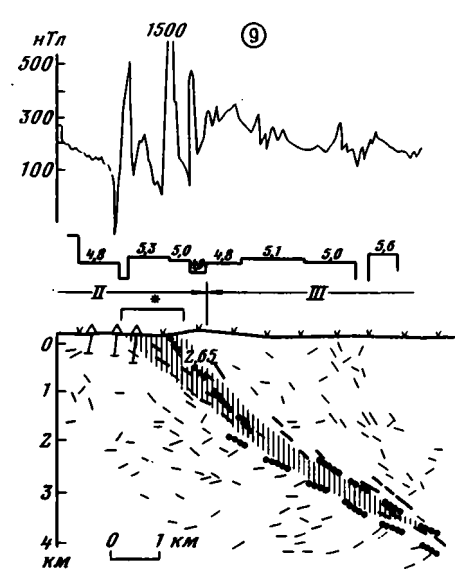


Рис. 2 (III)

Рис. 2. Строение Серовско-Маукского пояса серпентинитов по результатам сейсмических исследований. 1 — линия профиля с пунктами взрывов, скважины структурно-поискового бурения; 2 — плотность пород, $г/см^3$ (а), отношение скорости поперечных и продольных волн — коэффициент K (б); 3 — контуры магнитовозмущающих объектов и их намагниченность (J); 4 — отражающие площадки (а), интенсивные (б), построенные по данным ГСЗ (в); 5 — график граничной скорости (а), ΔZ (б); 6 — положение пояса серпентинитов на дневной поверхности (а) и в разрезе по геофизическим и геологическим данным (б); 7 — тектонические нарушения; 8 — контуры тел и величина коэффициента K по результатам совместной интерпретации поперечных и продольных волн; 9 — геотектонические структуры (I — Центрально-Уральское поднятие, II — Тагильско-Магнитогорский прогиб, III — Восточно-Уральское поднятие, III, а — Сысертский гнейсово-мигматитовый комплекс. Цифры в кружках — названия сейсмических профилей МОВ: 1 — Тараташский, 7 — Светлореченско-Сысертский, 9 — Дегтярский

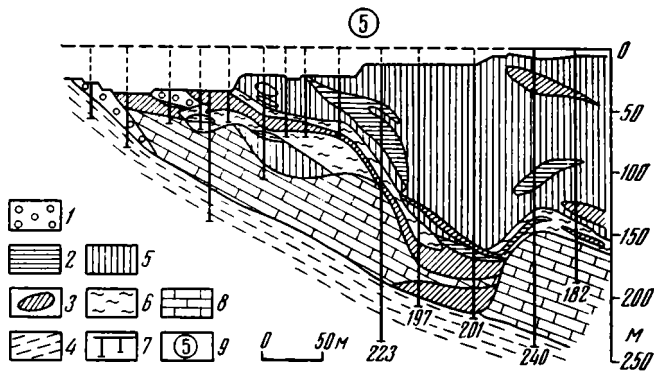


Рис. 3. Строение серпентинитового массива в районе горы Верхний Уфалей (по материалам Уфалейской партии ПГО «Уралгеология») 1 — плагиоклазовые порфириты; 2 — дистеновые породы; 3 — хромитовые руды; 4 — хлоритовые и карбонатно-хлоритовые сланцы; 5 — серпентиниты; 6 — милониты; 7 — поисково-разведочные скважины; 8 — известняки; 9 — номер профиля на обзорной карте (см. рис. 1)

ние керна, отобранного с забоя взрывных скважин на рассечке, позволило установить, что ширина массива значительно больше указанной на геологических картах. Внутреннее строение массива осложняется малоамплитудными нарушениями, которые фиксируются на сейсмическом разрезе отражающими площадками и пониженными значениями граничной скорости. Существенное изменение характера сейсмического разреза ниже подошвы массива свидетельствует о несогласном залегании серпентинитов на подстилающих толщах. Интерпретация данных гравиразведки подтверждает небольшую (700—1000 м) мощность массива.

В процессе проводившихся ранее в этом районе поисково-съёмочных работ, а также при наблюдениях, выполненных автором на коренных обнажениях Коркодинской рассечки, было установлено, что массив интенсивно рассланцован. При этом основная часть зеркал скольжения, зон расланцевания и милонитизации располагается субгоризонтально или слабо наклонена без преимущественной ориентировки углов падения.

Все приведенные выше сведения свидетельствуют о том, что Коркодинский массив имеет пластообразную форму и находится в аллохтонном залегании.

Светлореченско-Сысертский профиль (см. рис. 2, 7) пересекает в широтном направлении зону Серовско-Маукского пояса серпентинитов на широте Светлореченского медноколчеданного рудопроявления. На сейсмическом разрезе этот пояс в верхней части (до глубины 3,5—4,0 км) распадается на несколько падающих на восток зон. С запада на восток происходит постепенное увеличение углов их падения (с 30 до 70°). В результате этого на глубине 4—6 км все они сливаются в единую зону, которая, постепенно выполаживаясь с глубиной, уходит под гнейсово-мигматитовые комплексы Сысертского массива. Геологические исследования [2] показали, что на поверхности зоны представлены различными по генезису породами, образующими узкие пластообразные и линзовидные тела, которые перемежаются с серпентинитами, падающими согласно с ними на восток (60—70°). Таким образом, по данным сейсморазведки МОВ гнейсово-мигматитовые комплексы Сысертского массива по зоне Серовско-Маукского пояса серпентинитов оказались надвинутыми на запад на вулканогенно-осадочные образования Тагильского прогиба. Интерпретация данных гравиразведки как по результатам наблюдений, выполненных по сейсмическому профилю, так и при площадной съёмке независимо от сейсмических данных показывает, что «плотные» вулканогенные (2,85—2,95 г/см³) образования зеленокаменного прогиба погружаются в восточном направлении под гнейсово-мигматитовые комплексы Сысертского массива.

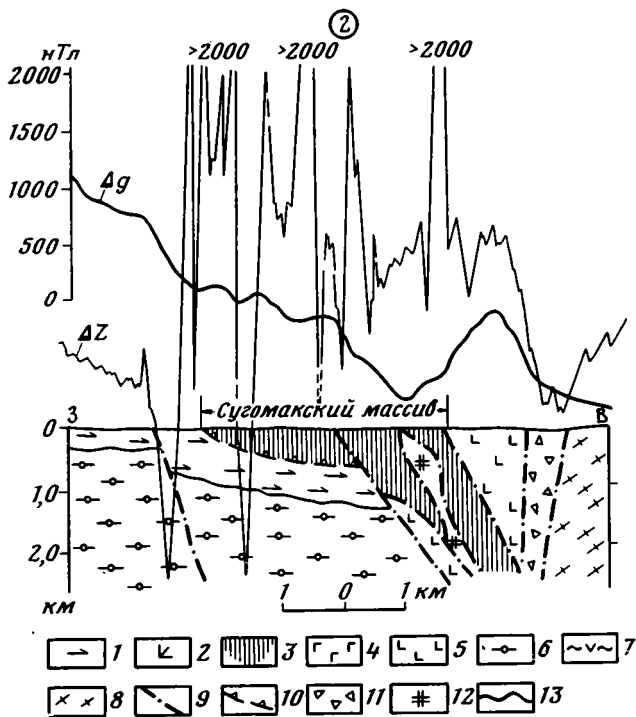


Рис. 4. Строение серпентинитовых массивов по расчетным гравиметрическим профилям (по материалам Л. И. Десятниченко)
 1 — метасланцы; 2 — амфиболитизированные порфиристы; 3 — серпентиниты; 4 — габбро; 5 — эффузивы основного состава; 6 — амфиболовые гнейсы, амфиболиты; 7 — зеленые сланцы; 8 — гнейсы, мигматиты; 9 — тектонические нарушения; 10 — надвижки; 11 — катаклазиты и бластомилониты; 12 — гранитоиды; 13 — график локальных аномалий силы тяжести (редукция произвольная). Цифра 2 в кружке — номер пересечения на обзорной карте (см. рис. 1)

Обращает на себя внимание одна особенность строения разреза в пределах восточного висячего блока, сложенного гнейсово-мигматитовыми комплексами. Здесь на глубине около 2,0 км от основной падающей на восток зоны У-образно отходит сопряженная зона западного падения. Она отчетливо прослеживается по отражающим площадкам до дневной поверхности, где представлена тектонически раздробленными антофиллитовыми, тальк-карбонатными породами и серпентинитами. Как геологические данные [2], так и результаты интерпретации магнитной аномалии, обусловленной породами этой зоны, свидетельствуют о восточном падении последней.

В зоне Серовско-Маукского пояса серпентинитов в этом районе располагается несколько медноколчеданных месторождений и рудопоявлений, приуроченных к кварцево-серицитовым сланцам. В последнее время при поисковых работах медноколчеданное оруденение встречено и в зонах кварцево-серицитовых сланцев, располагающихся несколько западнее осевой части пояса серпентинитов.

К северу от Светлореченско-Сысертского сейсмического профиля МОВ на буровом профиле АБ (см. рис. 1), пробуренном геологами Минцветмета, западнее Серовско-Маукского пояса серпентинитов несколькими глубокими скважинами вскрыты полого залегающие пластообразные тела серпентинитов, подстилающие линзообразный блок девонских известняков так называемого Полевского рифа (рис. 5), максимальная мощность которых не превышает 500—560 м. Известняки имеют субгоризонтальную слоистость, в то время как нижележащие толщи вулканогенно-осадочных пород круто падают на восток. Серпентиниты, подстилающие блок известняков, рассланцованы, их контакты как с извест-

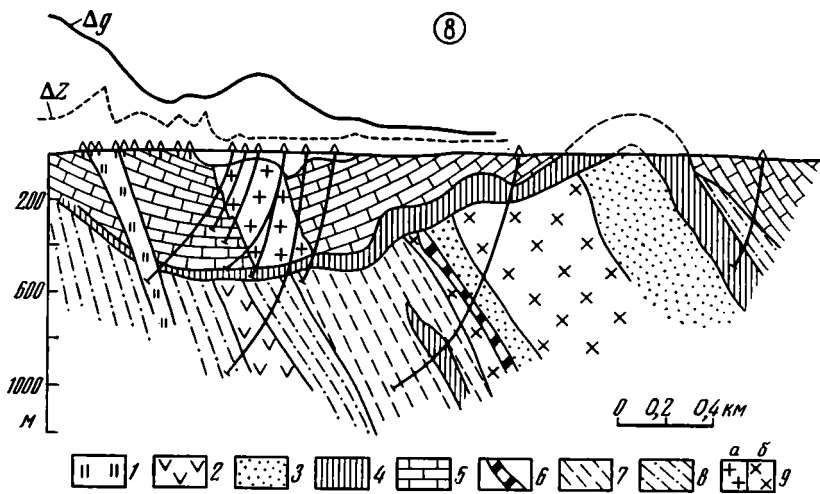


Рис. 5. Строение серпентинитового массива по буровому профилю АБ (по материалам В. Н. Черепанова)

1 — кварцево-серицитовые сланцы; 2 — туфы порфиров; 3 — туфопесчаники; 4 — серпентиниты; 5 — известняки; 6 — медноколчеданное оруденение; 7 — сланцы, туфопесчаники, туффиты; 8 — сланцы альбитовые, кварцево-альбитовые, кварцево-хлорито-серицитовые; 9 — гранодиориты и кварцевые диориты (а), диориты (б). Цифра 8 в кружке — номер пересечения на обзорной карте (см. рис. 1)

няками, так и с вулканогенно-осадочными породами тектонические. Полученные на буровом профиле АБ данные позволяют утверждать, что серпентиниты образуют здесь подошву аллохтона, сложенного известняками. Характерно, что этот аллохтон, так же как и рассмотренное ранее пластообразное тело Коркодинского массива серпентинитов, располагается западнее основной зоны Серовско-Маукского пояса и, вероятно, представляет собой остатки уничтоженной эрозией субгоризонтальной пластины, отдавленной на запад из основной зоны Серовско-Маукского пояса. Примечательно, что известняки аллохтона и основной зоны идентичны как по петрографическим особенностям, так и по возрасту (D_{1-2}).

Дегтярский, Дегтярский-1 профиль, Крылатовская расщелка, Свердловский профиль ГСЗ. Дегтярский профиль МОВ совпадает с той частью Свердловского профиля ГСЗ, которая пересекает Серовско-Маукский пояс. Как на сейсмическом разрезе, полученном по результатам работ МОВ, так и на разрезе, построенном по данным ГСЗ (см. рис. 2, 9), Серовско-Маукский пояс серпентинитов падает на восток и прослеживается по отражающим площадкам до глубины 4—6 км. Восточное падение серпентинитов подтверждается здесь результатами бурения, проведенного после выполнения сейсмических исследований МОВ.

Восточное падение серпентинитов устанавливается по сейсмическим данным также на Дегтярском-1 профиле и на Крылатовской расщелке. Как на Дегтярском-1 профиле, так и на расщелке для проверки результатов сейсмических исследований были пробурены глубокие (> 1000 м) скважины, подтвердившие восточное падение серпентинитов Серовско-Маукского пояса, которые образуют в разрезе пластообразные тела различной мощности, переслаивающиеся с падающими также на восток песчаниками, алевролитами, известняками и серицитовыми сланцами, причем контакты между перечисленными породами четкие [7].

При проведении поисково-разведочного бурения на одном из буровых профилей, располагающихся несколько южнее Дегтярского сейсмического профиля, в зоне Серовско-Маукского пояса серпентинитов в кварцево-серицитовых сланцах была встречена вкрапленность сульфидов меди и железа (линия 145 скв. 2787).

Наиболее детально внутреннее строение Серовско-Маукского пояса серпентинитов изучено в районе Дегтярского месторождения, где при

поисково-разведочных и эксплуатационных работах было сделано несколько пересечений всей рассматриваемой зоны серпентинитов как буровыми профилями, так и подземными горными выработками. Установлено, что в разрезе Серовско-Маукский пояс серпентинитов представляет собой сложную падающую на восток ($50\text{--}65^\circ$) тектоническую зону, в пределах которой помимо блоков вмещающих пород широко развиты известняки, кварцево-серицитовые сланцы, серпентиниты. Все они образуют пласто-, линзо- и клинообразные тела, удлиненные согласно с общим падением всей зоны. Такое же строение имеют и серпентиниты, которые в ряде случаев образуют слепые изолированные тела. Часто серпентиниты образуют пластообразные тела, переслаивающиеся с пластинами известняков, причем нигде не было установлено никаких следов контактового термального метаморфизма. Как в серпентинитах, так и в остальных слагающих зону породах широко развиты зеркала скольжения, ориентированные согласно с общим падением зоны.

При изучении внутреннего строения Серовско-Маукской зоны было установлено, что известняки, широко развитые в ее пределах, имеют раннесреднедевонский возраст и существенно моложе вмещающих нижнесилурийских вулканогенно-осадочных пород прогиба.

Кормовищенский профиль пересекает зеленокаменный прогиб в его самом узком месте на широте Исетского озера. Сейсмический профиль здесь совмещен с пробуренным ранее Кормовищенским профилем поисково-структурного бурения. На сейсмическом разрезе Серовско-Маукский пояс прослеживается по круто падающим ($65\text{--}75^\circ$) на восток отражающим площадкам до глубины 4,5—5,5 км. В строении пояса принимают участие интенсивно тектонически рассланцованные вулканогенно-осадочные породы, маломощные пластины известняков, кварцево-серицитовые сланцы и серпентиниты. В целом Серовско-Маукский пояс серпентинитов, как показывают данные бурения, имеет здесь наименьшую мощность и наиболее интенсивную тектоническую рассланцованность. В этом районе к нему приурочено несколько месторождений и рудопроявлений меди, связанных с зонами кварцево-серицитовых сланцев.

Обращает на себя внимание одна закономерность строения Серовско-Маукского пояса серпентинитов, заключающаяся в том, что по мере сокращения ширины зеленокаменного прогиба и увеличения интенсивности дислокаций в его пределах резко уменьшается мощность зоны серпентинитов, а сама она превращается в зону интенсивно рассланцованных и «растертых» пород.

В восточной части зеленокаменного прогиба в разрезе по системе полого падающих на запад интенсивных отражающих площадок четко прослеживается обособленная Балтымская зона, сложенная в районе выхода ее на дневную поверхность блоками вулканогенных пород, различными динамосланцами, маломощными пластинами габбро и серпентинитами. Геологические данные подтверждают западное падение пород, слагающих эту зону.

Между Дегтярским-I и Кормовищенским сейсмическими профилями в начале 1980-х годов при поисково-разведочных работах на медь под руководством О. Н. Юрпалова (ПГО «Уралгеология») в зоне Серовско-Маукского пояса разбурено несколько буровых профилей (до глубины 1000—1200 м), подтвердивших восточное ($65\text{--}70^\circ$) падение серпентинитов.

Профиль Камышлов — Асбест — оз. Таватуй (Асбестовский). При проведении сейсмических работ на этом профиле в начале 70-х годов впервые было установлено моноклиналиное восточное падение вулканогенно-осадочных толщ Тагильского прогиба [4], согласно с которыми падает Серовско-Маукская зона. Весь комплекс моноклиналино падающих на восток пород отчетливо прослеживается по отражающим площадкам до глубин 17—22 км, однако недостаточная детальность сейсмических исследований на этом профиле не позволяет выделить Серовско-Маукскую зону серпентинитов в разрезе вулканогенно-осадочных пород [8, 11].

Кировградский профиль пересекает рассматриваемый пояс на широте Невьянского массива серпентинитов. Как показали сейсмические исследования и результаты количественной интерпретации данных магниторазведки, сложный по строению габбро-серпентинитовый массив имеет клинообразную форму. Его мощность увеличивается с запада на восток, где достигает 1,5—2,0 км. Под восточной частью массива по отражающим площадкам выделена зона, падающая в сторону прогиба под углом 30—45° и прослеживающаяся на всю изучавшуюся (7,0 км) мощность разреза. Невьянский массив — самый северный в Маукской (южной) [10] ветви рассматриваемого пояса серпентинитов. Севернее этого массива Серовская ветвь смещается к восточному борту прогиба, а в разрезе имеет уже западное падение [9].

Таким образом, результаты проведенных геофизических и геологических работ позволили установить некоторые закономерности строения южной Маукской ветви Серовско-Маукского пояса.

1. В разрезе этот пояс повсеместно представлен падающей на восток тектонической зоной, угол падения которой увеличивается с юга на север по мере уменьшения ширины зеленокаменного прогиба.

2. Различные по составу и генезису породы, слагающие зону, имеют форму тектонических пластин, клиньев и линзообразных тел. Наиболее часто в пределах зоны встречаются переслаивающиеся известняки, серицитовые сланцы и серпентиниты.

3. Западнее основной зоны Маукского пояса встречаются субгоризонтально залегающие пластообразные тела серпентинитов ограниченных размеров и относительно небольшой (от 50—60 до 1000 м) мощности, образующие либо самостоятельные массивы (Коркодинский, Кенчурский), либо выполняющие роль подошвы аллохтонной пластины, сложенной теми же породами, которые участвуют и в строении основной зоны Серовско-Маукского пояса. Эти массивы представляют собой останцы тектонических покровов.

4. По зоне Маукского пояса зеленокаменные породы Тагильского прогиба соприкасаются на востоке с самыми разнообразными по составу, возрасту и генезису образованиями. При этом повсеместно толщи зеленокаменного прогиба погружаются по зоне серпентинитов под располагающиеся восточнее них породы надвинутого блока. Такое структурное взаимоотношение могло сформироваться при горизонтальных перемещениях с надвижением восточного блока на западный.

5. Как в пределах основной части Серовско-Маукского пояса серпентинитов, так и в его фронтальной части формируются зоны кварцево-серицитовых сланцев, с которыми связаны основные медноколчеданные месторождения и рудопроявления Среднего Урала. Возможно, что зоны кварцево-серицитовых сланцев образовались в той же геодинамической обстановке, что и Маукский пояс серпентинитов.

6. В ряде случаев от основной зоны Маукского пояса серпентинитов как в разрезе, так и в плане У-образно ответвляются тектонические зоны, по-видимому, являющиеся сопряженными с этим поясом.

7. По особенностям строения и положению в разрезе зеленокаменного прогиба южная Маукская ветвь пояса существенно отличается от северной — Серовской.

Литература

1. Дружинин В. С., Казачихина Л. Н., Политов В. Т. Глубинное строение земной коры Урала и прилегающих к нему областей по Свердловскому субширотному пересечению//Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1969. С. 42—48.
2. Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. С. 200.
3. Кейльман Г. А., Соколов В. Б., Козырев Е. И., Назаров А. И. Строение тараташского и уфалейского комплексов по результатам геофизических исследований//Тез. докл. Научно-практ. конф., посвященной выполнению решений XXV съезда КПСС. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1976. С. 18—24.
4. Кейльман Г. А., Соколов В. Б., Козырев Е. И., Назаров А. И. О глубинном строении восточного склона Среднего Урала//Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977. С. 58—61.

5. Романов Б. М. К вопросу о развитии Уральской палеозойской геосинклинали// Материалы по геологии полезных ископаемых Урала. Вып. 6. Свердловск: Изд-во Уральского ун-та, 1958. С. 78.
6. Соболев И. Д. Основные черты глубинного строения Урала//Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968. С. 28—37.
7. Соколов В. Б., Аверкин Ю. П., Силин В. А. Строение разреза верхней части земной коры в районе развития зеленокаменных толщ Среднего Урала и структурная позиция Дегтярского меднорудного района//Докл. АН СССР. 1984. Т. 276. № 5. С. 1185—1189.
8. Соколов В. Б., Козырев Е. И., Рыбалка В. М., Чудакова Л. Н. Особенности строения земной коры Среднего Урала (по сейсмическим данным)//Докл. АН СССР. 1974. Т. 215. № 5. С. 1202—1205.
9. Соколов В. Б., Назаров А. И., Аверкин Ю. П. Разрез зеленокаменных толщ Тагильского прогиба по Верхне-Туринскому профилю на Среднем Урале (по результатам геофизических работ)//Докл. АН СССР. 1983. Т. 272. № 4. С. 931—934.
10. Соколов В. Б., Назаров А. И., Рыбалка В. М. Результаты комплексных геофизических исследований в пределах Тагильского прогиба на Среднем и Северном Урале//Докл. АН СССР. 1974. Т. 215. № 6. С. 1435—1438.
11. Соколов В. Б., Нечуехин В. М. Структурные и структурно-вещественные типы земной коры Урала//Тектоника и металлогения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1980. С. 94—103.

ПГО «Уралгеология»

Поступила в редакцию
5.IV.1985

УДК 551.254

ВИХЕРТ А. В.

**ОЦЕНКА ВЕЛИЧИНЫ ДЕФОРМАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД
ПО ЗЕРНАМ ПРОИЗВОЛЬНОЙ ФОРМЫ**

Излагаются основные положения новой методики оценки величины деформации горных пород в шлифах, использующей статистические закономерности ориентации зерен основной массы (субстрата) горной породы. Даются краткие рекомендации по использованию методики применительно к горным породам.

Оценка величины тектонических деформаций, которым подверглись горные породы, представляет теоретический и практический интерес. Ниже речь пойдет об оценках деформации горных пород по ориентировке удлиненных осей или, что то же, максимальных диаметров зерен основной массы.

Среди предшественников упомянем А. В. Лукьянова [1], Д. Сендерсона [3] и Р. Паноззо [2]. Можно показать, что по ряду причин их предложения приводят к результатам, не лучшим тех, о которых говорится ниже. Работа выполнена в лаборатории тектонофизики кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ.

Предполагается, что в исходном, не деформированном, состоянии горной породы максимальные диаметры зерен распределялись по направлениям неупорядоченно, хаотически и объем породы при деформации не менялся. По мере нарастания деформации зерна основной массы все более удлиняются в направлении растяжения породы и укорачиваются в одном или двух других перпендикулярных первому направлениях в зависимости от того, какой деформации — двумерной или трехмерной — подвергается порода. Одновременно с удлинением зерна переориентируются так, что их максимальные диаметры по своему простиранию все больше приближаются к направлению удлинения породы. Ориентировки удлиненных осей зерен становятся все более упорядоченными, и мера упорядоченности позволяет оценить величину деформации.

Механизм удлинения — укорочения и переориентировки зерен может быть различным. Но, по наблюдениям автора, ведущей является направленная перекристаллизация под давлением.

Задача ставится так: в шлифе по конфигурации и размещению удлиненных зерен проступают ориентированные структуры. Как по ним определить величину деформации горной породы?

По материалам полевых работ группы сотрудников геологического факультета МГУ (А. В. Вихерт, М. А. Гончаров, А. Г. Малюжинец, Н. С. Фролова) в качестве объекта исследования были выбраны рифейские терригенные и карбонатные породы Таласского хребта, смятые в разномасштабные крутые складки, сплошь заполняющие пространство, и регионально метаморфизованные до зеленосланцевой фации. Для оценки величины деформации использовались ориентированные шлифы, взятые Н. С. Фроловой на противоположных крыльях и в замках мелких складок. Замеры направлений максимальных диаметров производились для зерен слюдистых минералов (хлорита и серицита), кварца, кальцита и рудного: пирита, ожелезненных кристаллов сидерита, прожилков гидроокислов железа, магнетита.

Замеры первоначально группировались в 5-градусные интервалы.

Графически распределение случайных ориентировок удобно представлять в виде линейных гистограмм. Углы, или азимуты простирания случайных линий, откладываются по горизонтальной оси от 0 до 180°, а частота их встречаемости — по вертикальной.

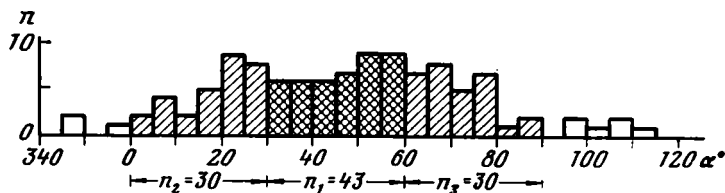


Рис. 1. Пример распределения направлений максимальных диаметров зерен кварца в шлифе. Пояснения в тексте

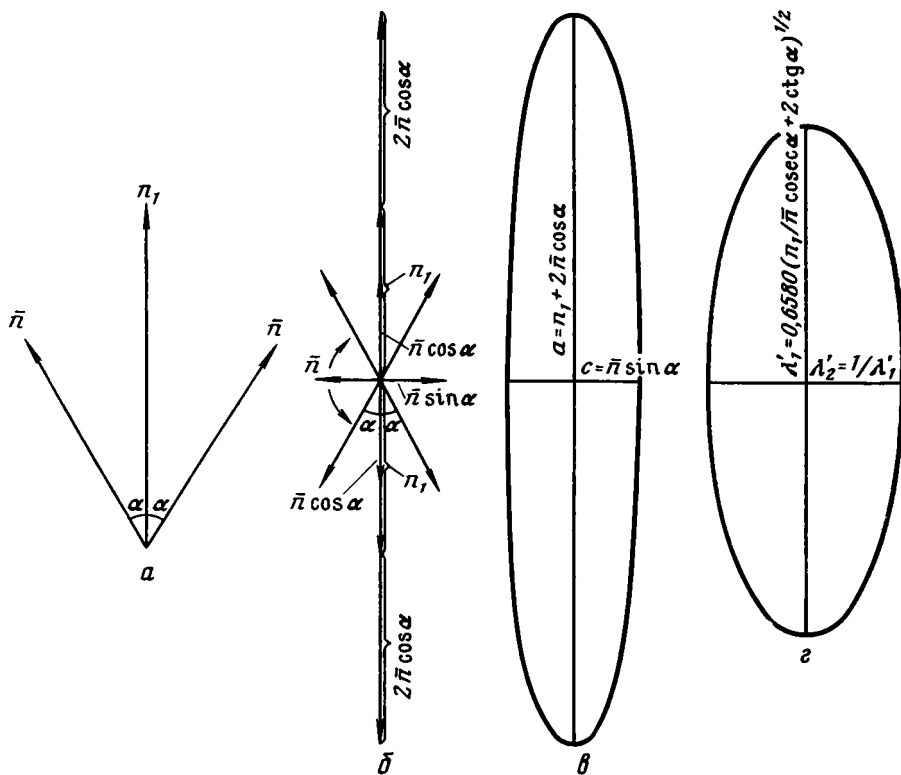


Рис. 2. К выводу уравнения связи ориентировки удлинённых зерен и величины деформации горной породы

a — частоты центрального (n_1) и краевых (\bar{n}) объединённых интервалов в виде векторной диаграммы; *б* — разложение векторов \bar{n} на компоненты, совпадающую с n_1 и нормальную к ней; *в* — построение «частотного аналога» эллипса деформации; *г* — эллипс деформации после преобразования его «частотного аналога» по формуле (1)

В целом устойчиво выдерживается следующая тенденция (рис. 1): все или почти все распределения удается разбить на три таких объединённых интервала одинаковой ширины, что сумма частот центрального интервала, отвечающего направлению удлинения породы (n_1 , см. рис. 1), максимальна по сравнению с суммами частот двух краевых интервалов, смежных с первым (n_2 и n_3 , см. рис. 1). Причем суммы частот краевых интервалов примерно равны между собой. При величине деформации удлинения порядка двух, как это свойственно изученным породам, ширина объединённых интервалов меняется в пределах от 10 до 25, реже до 30°, если замеряются направления максимальных диаметров зерен. Число наблюдений, попавших в центральный и краевые объединённые интервалы, в нашем случае составляло соответственно от 40 до 100 (обычно от 50 до 60) и от 30 до 36. Методика выбора этих интервалов разъясняется во второй части статьи.

Для вывода формулы, связывающей статистические закономерности ориентации зерен с величиной деформации горной породы, перестроим

гистограмму распределения ориентировок по объединенным интервалам в векторную форму (рис. 2, а, б), обозначив через α ширину объединенных интервалов, через \bar{n} — среднее значение частоты в крайних интервалах. Разложим векторы на вертикальную и горизонтальную компоненты, соответственно сложим их и, приняв величины a и c (см. рис. 2, в) за полуоси, построим на них эллипс.

Рассмотрим геометрические свойства этого эллипса.

При малых деформациях простираения длинных осей зерен неупорядочены и рассеиваются в широком диапазоне углов от 0 до 180°. Объединенные интервалы имеют значительную ширину, до 60°, различия частот центрального и краевых секторов невелики. Соответственно вертикальная ось эллипса незначительно больше горизонтальной и его конфигурация близка к круговой. С ростом деформации ориентировки максимальных диаметров зерен становятся все более упорядоченными и концентрируются во все более узком секторе около направления удлинения породы. Это значит, что сужаются объединенные интервалы и возрастает различие суммарных частот центрального интервала относительно краевых. Эллипс, показанный на рис. 2, в, вытягивается по вертикальной оси и укорачивается по горизонтальной. Можно предположить, что он геометрически приблизительно подобен эллипсу деформации, является его статистическим, «частотным», аналогом. На этом предположении и построена предлагаемая нами методика определения деформации.

Конкретные действия различны в зависимости от того, имеем ли мы дело с плоской — двумерной или объемной — трехмерной деформацией. Хотя природные деформации трехмерны, начнем с двумерного случая, так как он позволит нам сделать некоторые выводы, необходимые в дальнейшем.

Напомним, что если эллипс с длинной полуосью a и короткой полуосью c возник при деформации равного ему по площади круга радиуса $r = (ac)^{1/2}$, то деформация удлинения λ_1' находится как отношение a/r , т. е. $\lambda_1' = a/r = (a/c)^{1/2}$. Соответственно деформация укорочения $\lambda_2' = (c/a)^{1/2}$ и $\lambda_1' \lambda_2' = 1$.

Величины λ_1' и λ_2' составляют полуоси эллипса деформации, отвечающего указанному выше эллипсу со сторонами a и c . λ_1' показывает, во сколько раз горная порода удлинена в направлении преобладающего простираения максимальных диаметров зерен или, что то же, во сколько раз она укорочена в перпендикулярном направлении (при плоской деформации!).

Используя полуоси a и c «частотного аналога» эллипса деформации, поступим с ним так же, как при построении эллипса деформации, т. е. введем функцию

$$F(a/c)^{1/2} = \left(\frac{n_1 + 2\bar{n} \cos \alpha}{\bar{n} \sin \alpha} \right)^{1/2} = (n_1/\bar{n} \operatorname{cosec} \alpha + 2 \operatorname{ctg} \alpha)^{1/2} \quad (1)$$

и посмотрим, отвечает ли она величине деформации удлинения, для чего сначала исследуем ее на пределы, а затем, внося соответствующие коррективы, сопоставим с теоретически вычисленными удлинениями при плоской деформации.

Начнем с верхнего предела функции (1). При нарастании деформации ориентировки удлиненных осей зерен будут концентрироваться во все более узких пределах около направления главного удлинения. Отношения частот центрального и двух смежных с ним интервалов будут возрастать, угол α — убывать, а его тригонометрические функции, входящие в формулу (1), — возрастать. В пределе, при бесконечно большой деформации, максимальные диаметры зерен стремятся к взаимной параллельности, т. е. α приближается к нулю, а F — к бесконечности. Но, очевидно, что в природе эта ситуация неосуществима: максимальная достигаемая в природе деформация удлинения близка к 10. При этом α находится в пределах 5—10° (см. ниже), иначе говоря, объединенные

интервалы стремятся к минимальной ширине в 5° (согласно принятой методике поинтервальных группировок частот наблюдений). Но эти интервалы в случае необходимости при субпараллельном размещении вытянутых зерен могут быть уменьшены до $2-3^\circ$, что позволит устанавливать плоскую деформацию удлинения, большую 10.

О нижнем пределе функции (1). В отсутствие деформации, при полной неупорядоченности, хаотичности простираций удлиненных зерен частота встречаемости ориентировок по всем трем объединенным интервалам будет стремиться к некоторой постоянной (средней) величине, т. е. $n_1 \rightarrow n_2 = n_3 = \bar{n}$ и отношение $n_i/\bar{n} \rightarrow 1$. Угол α при этом стремится к 60° , так как согласно принятой методике при статистически равномерном распределении частот ориентировок в пределах от 0 до 180° этот сектор должен быть разделен на три равные части, по 60° каждая. Подставив в формулу (1) соответствующие значения тригонометрических функций и приняв $n_i/\bar{n} = 1$, получим нижний предел функции (1): $f = (1,1547 + 1,1547)^{1/2} = 1,5197$. И это в отсутствие деформации, т. е. когда λ_1 должна быть равна единице. Чтобы устранить возникшее противоречие, введем в функцию (1) поправочный коэффициент $m = 1/f$, т. е. $m = 0,6580$. Очевидно, с этой поправкой при $\alpha = 60^\circ$ и $n_i = \bar{n}$, $F = 1$, что и должно быть при неупорядоченных простирациях удлиненных зерен в шлифе. Приняв найденный коэффициент, получим функцию

$$\lambda'_1 = 0,6580 (n_i/\bar{n} \operatorname{cosec} \alpha + 2 \operatorname{ctg} \alpha)^{1/2} \quad (2)$$

и покажем, что она дает величину деформации удлинения по ориентировкам микролинейных элементов в двумерном случае.

С этой целью, пользуясь ходом рассуждений А. В. Лукьянова [1] с некоторыми дополнениями и изменениями строились теоретические распределения ориентировок при деформации удлинения — укорочения (чистого сдвига) и деформации простого сдвига. При теоретическом моделировании принималось, что до начала деформации имелось 180 линейных элементов, в исходном положении повернутых один относительно другого на 1° , которые могли в процессе деформации удлиняться и укорачиваться и разворачиваться независимо один относительно другого.

Если некоторый элемент до деформации был наклонен к горизонтальной оси под углом α_0 , то после деформации удлинения, равной λ'_1 , он приобретал угол наклона α , исчислявшийся соответственно для чистого и простого сдвига по формулам.

$$\operatorname{tg} \alpha = (\lambda'_1)^2; \operatorname{tg} \alpha = \operatorname{tg} \alpha_0 + (\lambda'_1 + 1/\lambda'_1).$$

По принятым значениям α_0 и λ'_1 (λ'_1 менялась от 1,03 до 10) определялись ориентировки α теоретических линейных элементов. Затем теоретические распределения группировались в объединенные интервалы, по их параметрам n_i , n и α по формуле (1) вычислялись значения λ'_n , которые сравнивались с первоначально принятыми величинами λ'_1 . Вычисленные значения λ'_n в среднем отклонялись от первоначально принятых величин λ'_1 на $\pm 7\%$, максимально на $\pm 15\%$.

Таким образом в плоском случае «частотный эллипс» действительно является аналогом эллипса деформации и построенная с его помощью функция (1) дает несмещенные оценки величины деформации удлинения в тех широких пределах, какие свойственны природным структурам.

Возвращаясь теперь к началу наших построений, можно выписать формулы для определения деформации, когда ее параметры a , c и r определяются посредством «частотного аналога» эллипса деформации:

$$\lambda'_1 = 0,6580 a/r, \lambda'_2 = 1/\lambda'_1 = 1,5197 c/r.$$

Обратимся к трехмерной деформации, начав, как прежде, с вывода формул, связывающих принятые нами параметры распределения удлиненных зерен в шлифах с величиной деформации соответствующих горных пород. Мы снова будем использовать анализ А. В. Лукьянова, но в принятых нами обозначениях.

Задача определения трехмерной деформации решалась на примере мраморизованных известняков и серицито-хлоритовых сланцев рифея Таласского хребта. На анализ отбирались образцы пород из мелких складок с отчетливо выраженным кливажом осевой поверхности. Обычно изготавливались два шлифа, ориентированных по двум взаимно перпендикулярным кинематическим сечениям складки: первому, *ас*, располагавшемуся перпендикулярно кливажу и шарниру складки в субвертикальной плоскости, и второму, *вс*, также располагавшемуся перпендикулярно кливажу, но параллельно шарниру в субгоризонтальной плоскости. В ряде случаев отбирались шлифы и по третьему сечению, *ав*, перпендикулярному двум первым и проходившему параллельно кливажу и шарниру в субвертикальной плоскости. Исследование велось с помощью двух первых сечений, когда имелся шлиф и по третьему сечению, полученные в нем измерения сопоставлялись с теми, которые давали два первых шлифа.

Чтобы перейти от статистических характеристик распределения направлений удлиненных зерен в двух взаимно перпендикулярных шлифах к величинам деформации по кинематическим осям *a*, *b*, *c*, проведем ряд последовательных действий. Они будут несколько различны в зависимости от того, каким эллипсоидом описывается деформация: типа «чечевицы», укороченного по оси *c* и вытянутого по осям *a* и *b* (рис. 3, *a* — *b*), или типа «сигары», укороченного по осям *b* и *c* и удлиненного по оси *a* (см. рис. 3, *г* — *е*). Вопрос о том, к какому эллипсоиду ближе деформации интересующего нас природного объекта, решается в общем случае только с помощью замеров в трех взаимно перпендикулярных шлифах. Однако для теоретических выкладок, когда тип эллипсоида деформации задается заранее, для его построения достаточно замеры в шлифах по двум взаимно перпендикулярным сечениям, замеры в третьем сечении служат для контроля и уточнения результатов. К этому вопросу мы специально возвратимся во второй части статьи, где результаты теоретического анализа применяются к изучению природных ситуаций, а сейчас продолжим начатые выше рассуждения.

Начнем для примера с эллипсоида типа «чечевицы», когда направления удлиненных зерен сгущаются возле осей *a* и *b*, и пусть замеры проведены по двум первым сечениям складки, *ас* и *вс*. После измерений ориентировок максимальных диаметров зерен аналогично тому, как делалось в двумерном случае, построим два «частотных эллипса» (см. рис. 3, *a*) с полуосями в первом сечении

$$a = n_1 + 2n \cos \alpha_1, \quad c = \bar{n} \sin \alpha_1 \quad (3), (4)$$

и во втором сечении

$$b = n'_1 + 2\bar{n}' \cos \alpha_2, \quad c_2 = \bar{n}' \sin \alpha_2 \quad (5), (6)$$

где n_1 и n'_1 — частота наблюдений центральных объединенных интервалов, \bar{n} и \bar{n}' — средняя частота наблюдений краевых объединенных интервалов, α_1 и α_2 — ширина объединенных интервалов в градусах соответственно в первом и втором шлифах.

Как прежде, предположим, что эти эллипсы геометрически приблизительно подобны эллипсам, которые являются двумя взаимно перпендикулярными сечениями эллипсоида деформации, пересекающимися по оси *c* складки. Очевидно, что в этом случае должно соблюдаться условие $c_1 = c_2$, т. е.

$$\bar{n} \sin \alpha_1 = \bar{n}' \sin \alpha_2. \quad (7)$$

Практика, однако, показывает, что эти величины зачастую бывают не равны. Это может объясняться влиянием микронеоднородностей структуры горной породы, нестрогой перпендикулярностью вырезанных из нее шлифов, а также случайными вариациями углов α_1 и α_2 , среднего числа наблюдений \bar{n} и \bar{n}' в крайних интервалах в двух исследуемых шлифах. Чтобы избежать влияния последнего фактора, надо нормировать частоты, входящие в формулы (3) — (7), по соответствующим средним

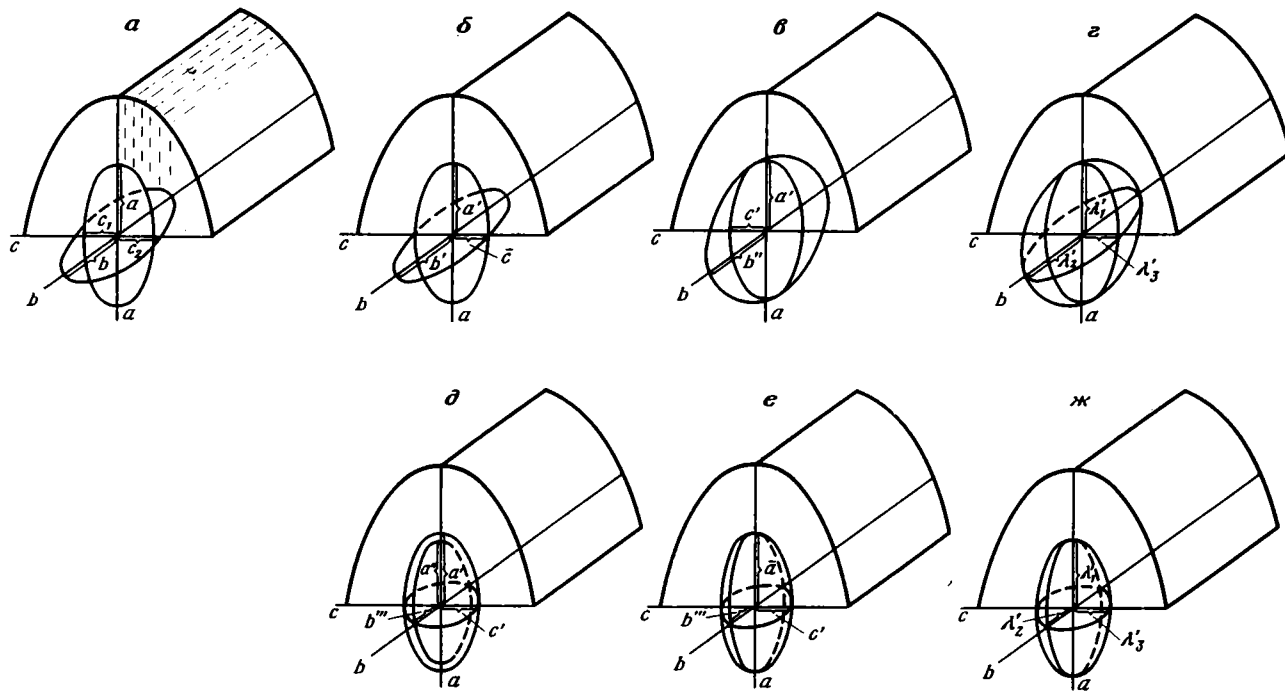


Рис. 3. К нахождению компонентов трехосной деформации по ориентировкам удлиненных зерен в двух кинематических сечениях складки с кливажом осевой поверхности. Эллипсоид деформации типа «чечевица»: *a* — «частотные аналоги» эллипсов деформации в первом (*ac*) и втором (*bc*) сечениях складки, построенные по формулам (3)—(6). Штриховые и штрихпунктирные линии — следы кливажной отдельности; *b* — те же «частотные аналоги» после преобразования по формулам (8), (10), (12); *в* — те же «частотные аналоги» в первом и третьем (*ab*) сечениях, построенные по формулам (8), (13), (9); *г* — величины деформации по трем осям эллипсоида, найденные по формулам (22)—(33). Эллипсоид деформации типа «сигары»: *д* — «частотные аналоги» эллипсоидов деформации в первом и третьем сечениях, по формулам (8), (9), (15), (16); *е* — те же «частотные аналоги» после преобразования по оси *a* по формуле (17); *ж* — величины деформации по трем осям эллипсоида, вычисленные по формулам (34)—(37)

значениям, т. е. перейти к величинам

$$a' = a\bar{n} = n_1\bar{n} + 2 \cos \alpha_1; \quad c' = c_1/\bar{n} = \sin \alpha_1, \quad (8), (9)$$

$$b' = b/\bar{n}' = n_1'/\bar{n}' + 2 \cos \alpha_2; \quad c'' = c_2/\bar{n}' = \sin \alpha_2. \quad (10), (11)$$

Условие (7) в этом случае запишется так: $c' = c''$, или $\sin \alpha_1 = \sin \alpha_2$.

Заметим, что в нормировании по средним значениям нет необходимости, когда $\bar{n} = \bar{n}'$.

В результате изучения множества шлифов обнаружилось, что и после нормирования по соответствующим средним условие $c' = c''$ соблюдается не всегда, так как оказываются неравными углы α_1 и α_2 . Поскольку и эти углы формируются под воздействием ряда случайных факторов, прибегнем и на этот раз к осреднению, т. е. заменим c' и c'' величиной

$$\bar{c} = \frac{c' + c''}{2} = \frac{\sin \alpha_1 + \sin \alpha_2}{2}. \quad (12)$$

Таким образом, найдены три полуоси «частотного аналога» эллипсоида деформации типа «чечевицы», нормированные по средним значениям (см. рис. 3, б), когда полуоси «частотного эллипсоида» определяются по шлифам, вырезанным параллельно двум первым кинематическим сечениям складки:

$$a' = n_1\bar{n} + 2 \cos \alpha_1; \quad b' = n_1'/\bar{n}' + 2 \cos \alpha_2;$$

$$\bar{c} = \frac{\sin \alpha_1 + \sin \alpha_2}{2}.$$

Тот же «частотный эллипсоид» может быть построен после замеров в шлифах по первому и третьему сечениям (см. рис. 3, в), что позволяет вычислить параметры: a' (8), первый шлиф;

$$b'' = n_1''/\bar{n}'' + 2 \cos \alpha_3, \quad (13)$$

третий шлиф; c' (9), первый шлиф.

Можно воспользоваться всеми тремя сечениями, что приведет к наибольшему осреднению параметров: a' (8), первый шлиф;

$$\bar{b} = \frac{b' + b''}{2}, \quad (14)$$

второй и третий шлифы; \bar{c} (12), первый и второй шлифы.

Если деформация горной породы отвечает эллипсоиду типа «сигары», т. е. ориентировки зерен концентрируются около оси a , то замеры в шлифах по первому и третьему сечениям (см. рис. 3, д) дадут возможность определить a' и c' соответственно по формулам (8) и (9)

$$a'' = n''/\bar{n}'' + 2 \cos \alpha_3 \quad (15) \quad \text{и} \quad b''' = \sin \alpha_3. \quad (16)$$

Но так как полуоси по направлению a должны быть равны между собой, то введем среднее значение

$$\bar{a} = \frac{a' + a''}{2} = \frac{n_1\bar{n} + 2 \cos \alpha_1 + n''/\bar{n}'' + 2 \cos \alpha_3}{2}. \quad (17)$$

Параметры \bar{a} , b''' и c' и принимаются в качестве полуосей «частотного аналога» эллипсоида деформации типа «сигары» (рис. 3, е).

Вопрос о том, какого типа эллипсоидом описывается деформация конкретной горной породы, подвергаемой микроструктурному анализу, рассматривается во второй части статьи.

А сейчас поступим с полуосями «частотных аналогов» эллипсоидов деформации так же, как это делалось в двумерном случае.

Если трехосный эллипсоид с полуосями $a > b > c$ образовался при деформации из равного по объему шара радиуса $r = (abc)^{1/3}$, то деформации по соответствующим полуосям эллипсоида составят $\lambda_1' = a/r = (a^2/bc)^{1/3}$ и $\lambda_2' = (b^2/ac)^{1/3}$, $\lambda_3' = (c^2/ab)^{1/3}$ и $\lambda_1'\lambda_2'\lambda_3' = 1$.

Для упрощения задачи обратимся сначала к эллипсоиду вращения вокруг оси c (типа «чечевицы»), у которого $b = a > c$, т. е.

$$\lambda_1' = \lambda_2' = (a/c)^{1/3}; \quad \lambda_3' = (c^2/a^2)^{1/3} \quad \text{и} \quad (\lambda_1')^2 \lambda_3' = 1.$$

Возьмем для примера «частотный эллипсоид», построенный по первому и второму сечениям, и, приняв, что $b' = a'$ (более конкретно $n_1'/\bar{n}' = n_1/\bar{n}$ и $\alpha_2 = \alpha_1 = \alpha$), проделаем с его полуосями операцию, аналогичную проведенной выше, введем функции

$$F_1 = (a'/\bar{c})^{1/3} = (n_1/\bar{n} \operatorname{cosec} \alpha + 2 \operatorname{ctg} \alpha)^{1/3},$$

$$F_2 = \left(\frac{\bar{c}^2}{(a')^2} \right)^{1/3} = \left(\frac{\sin^2 \alpha}{(n_1/\bar{n} + 2 \cos \alpha)^2} \right)^{1/3}$$

и исследуем их на пределы.

Не повторяя прежних рассуждений, проведенных при анализе двумерной деформации, когда рассматривалась формула (1), резюмируем, что с ростом деформации F_1 возрастает и в пределе при $\alpha \rightarrow 0$ стремится к бесконечности, а F_2 убывает, стремясь к нулю. По этому признаку F_1 ведет себя аналогично λ_1' и λ_2' , F_2 — аналогично λ_3' .

В отсутствие деформации, когда параметры $n_1/\bar{n} = 1$ и $\alpha_1 = \alpha_2 = 60^\circ$, получим нижние пределы функции F_1 и F_2 :

$$f_1 = (1,1547 + 1,1547)^{1/3} = 1,3218 \quad \text{и} \quad f_2 = \left(\frac{0,866^2}{(1+1)^2} \right)^{1/3} = 0,5723,$$

тогда как должно быть $f_1 = f_2 = 1$, если функции f_1 и f_2 отвечают деформации $\lambda_1' = \lambda_2'$ и λ_3' . Введя поправочные коэффициенты

$$m_1 = 1/f_1 = 0,7565 \quad \text{и} \quad m_2 = 1/f_2 = 1,7473,$$

перейдем к функциям

$$\lambda_1' = \lambda_2' = 0,7565 (n_1/\bar{n} \operatorname{cosec} \alpha + 2 \operatorname{ctg} \alpha)^{1/3} \quad (18)$$

$$\lambda_3' = 1,7473 \left(\frac{\sin^2 \alpha}{(n_1/\bar{n} + 2 \cos \alpha)^2} \right)^{1/3} \quad (19)$$

и проверим, действительно ли они отвечают величинам деформации для эллипсоида вращения вокруг оси λ_3' (типа «чечевицы»).

Но сначала без вывода выпишем формулы для нахождения значений деформации в случае эллипсоида вращения вокруг оси удлинения λ_1' (типа «сигары», $\lambda_2' = \lambda_3'$ и $\lambda_1 (\lambda_3')^2 = 1$):

$$\lambda_1' = 0,5723 \left(\frac{(n_1/\bar{n} + 2 \cos \alpha)^2}{\sin^2 \alpha} \right)^{1/3}, \quad (20)$$

$$\lambda_2' = \lambda_3' = 1,3218 \left(\frac{\sin \alpha}{n_1/\bar{n} + 2 \cos \alpha} \right)^{1/3} \quad (21)$$

Исходя из тех же предпосылок, которыми мы пользовались в двумерном случае, мы проверили эти формулы на соответствие теоретически вычисленным значениям трехмерной деформации и, как и прежде, получили несмещенные оценки величины трехмерной однородной деформации удлинения — укорочения в широком диапазоне ее значений. Средние ошибки оценки величины деформации находятся в пределах $\pm 10\%$.

Возвращаясь к началу анализа трехмерных деформаций, определяемых посредством параметров «частотных аналогов» эллипсоидов деформации типа «чечевицы» (параметры a' , b' , \bar{c} (8), (10), (12); a' , b'' , c' (8), (13), (9); a' , \bar{b} , \bar{c} (8), (14), (12)) и «сигары» (параметры \bar{a} , b''' , c' (17), (16), (9)), выпишем формулы для оценки деформации в перечисленных случаях:

$$\lambda_1' = 0,7565 a'/r, \quad \lambda_2' = 0,7565 b'/r,$$

$$\lambda_3' = 1,7473 \bar{c}/r, \quad r = (a' b' \bar{c})^{1/3}, \quad (22) - (25),$$

$$\lambda_1'' = 0,7565 a'/r', \quad \lambda_2'' = 0,7565 b'/r',$$

$$\lambda_3'' = 1,7473 c'/r', \quad r' = (a'b''c')^{1/3} \quad (26) - (29),$$

$$\lambda_1''' = 0,7565 a'/r'', \quad \lambda_2''' = 0,7565 \bar{b}/r'',$$

$$\lambda_3''' = 1,7473 \bar{c}/r'', \quad r'' = (a'\bar{b}\bar{c})^{1/3} \quad (30) - (33),$$

$$\lambda_1^{IV} = 0,5723 \bar{a}/r''', \quad \lambda_2^{IV} = 1,3218 b'''/r''',$$

$$\lambda_3^{IV} = 1,3218 c'/r''', \quad r''' = (\bar{a}b'''c')^{1/3} \quad (34) - (37)$$

Правильность вычислений проверяется с помощью равенства $\lambda_1'\lambda_2'\lambda_3' = 1$ (и других аналогичных равенств). С учетом ошибок, возникающих при округлениях, левая часть равенства не должна отклоняться от единицы более чем на две сотых доли.

Пользуясь соотношениями (22) — (24) и др., можно графически построить интересующие нас эллипсоиды деформации, что и сделано на рис. 3, г, ж.

Для оценки величины деформации горной породы в шлифах по зернам произвольной формы по предлагаемой методике необходимо совершить ряд операций.

1. Установить тип интересующего нас эллипсоида деформации. С этой целью надо изготовить два взаимно перпендикулярных шлифа — по первому кинематическому сечению (ac) и третьему (bc) — и сравнить в них на глаз под микроскопом совершенство ориентировок по осям a и b того минерала, который выбран для микроструктурного анализа. В сечении ac удлиненные зерна всегда в эллипсоидах типа и «чечевицы», и «сигары» группируются около оси a . В сечении ab те же зерна группируются около оси b в эллипсоиде типа «чечевицы» и около оси a (или b) в эллипсоиде типа «сигары». Таким образом, сравнив визуально совершенство ориентировок максимальных диаметров зерен в двух указанных выше шлифах по осям a и b , мы решим вопрос о том, к какому типу тяготеет эллипсоид деформации горной породы.

2. Поместив шлиф в препаратоловодитель и крест нитей — в произвольную точку шлифа, начинаем перемещать шлиф по горизонтали (или вертикали), последовательно совмещая с вертикальной или горизонтальной нитью креста удлиненные оси зерен избранного для анализа минерала, берем отсчеты на лимбе столика с округлением угла до 5° и заносим их в таблицу.

По мере нарастания числа замеров начинают проступать те угловые интервалы, где обособляются повышенные частоты ориентировок. Дальнейшая задача сводится к тому, чтобы найти таких три объединенных интервала равной ширины (она колеблется от 5 до 60°), в центральном из которых суммарная частота оказывается максимальной, а в двух соседних, краевых, — пониженной, но приблизительно одинаковой.

Отсчеты прекращаются, когда число наблюдений, попавших в краевые объединенные интервалы, достигнет 30.

Результаты анализа считаются удовлетворительными, если суммарные частоты в краевых интервалах различаются не более чем на 20%, т. е. когда в одном из них, относительно отстающем по замерам, их общее число достигнет 30, в другом не превышает 36. Такая симметрия частот, как показали множественные определения автора, является устойчивой особенностью распределения ориентировок удлиненных зерен в шлифах. Дальнейшее повышение числа наблюдений занимает все больше времени, но не улучшает результатов оценки величины деформации и потому не имеет смысла.

Повторные замеры по одним и тем же и разным шлифам, минералам и породам показали, что для оценки величины деформации в пределах некоторого структурно однородного участка, например крыла или замка складки и т. п., необходимо провести измерения в пяти парах шлифов. При меньшем числе шлифов на результаты анализа заметно влияют

микронеоднородности структуры породы. При определениях по пяти параметрам шлифов средняя ошибка измерений стабилизируется в пределах $\pm 10\%$, и дальнейшие наблюдения теряют необходимость.

В рифейских серицито-хлоритовых сланцах, бластоалевролитах и мраморизованных известняках Таласского Алатау величина деформации была близка к двум. Оценки, сделанные по разным минералам в одних и тех же шлифах, а также по разным горным породам, дали близкие результаты: средние ошибки измерений обычно не превышали $\pm 10\%$. Существенно, что рудные минералы (магнетит, пирит, сидерит) давали те же результаты, что и нерудные, — здесь как будто открываются новые возможности микроструктурного исследования рудных полей, а именно — упорядоченных ориентировок рудных минералов. Листоватые минералы: хлорит и серицит — обладают столь же упорядоченными ориентировками, что и близкие к изометрическим кварц и кальцит. Иными словами, компоненты, составляющие эти минералы, в процессе деформации приблизительно одинаково подвижны, а сами минералы переориентируются примерно одинаково активно. Деформация пород в замках и на крыльях мелких складок оказывается примерно равной. Эллипсоиды деформации в изученных породах имеют тип «чечевицы» — уплощены по оси *c* и примерно одинаково удлинены по осям *a* и *b* складок.

Литература

1. Лукьянов А. В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы//Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105—146.
2. Panizzo R. Twodimensional strain from the orientation of lines in a plane//J. Struct. Geol. 1984. V. 6. № 1—2. P. 215—221.
3. Sanderson D. J. The analysis of finite strain using lines with initial random orientation//Tectonophysics. 1977. V. 43. № 3/4. P. 99—122.

Московский государственный университет
им. М. В. Ломоносова

Поступила в редакцию
7.VI.1985

УДК 551.248.2(597.7)

МАКАРОВ В. И., КОЖУРИН А. И., НГУЕН ЧОНГ ИЕМ,
НГУЕН ДИНЬ ТУ**НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА ХАНОЙСКОЙ ВПАДИНЫ
И ЕЕ ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ**

Изложены конкретные данные о стиле и характере новейших деформаций на территории северной части СРВ. Новейший этап развития этой территории заключался в орогенном короблении земной коры и активных взбросо-сдвиговых перемещениях по разрывам северо-западного простирания в условиях общего субмеридионального сжатия. Оценены альтернативные точки зрения.

Новейшая тектоника северной части Вьетнама в некоторых своих чертах ранее анализировалась в работах Ю. М. Пушаровского [9], И. А. Резанова, Нгуен Кана, Нгуен Тхе Тхона [10], И. А. Резанова и Нгуен Хак Мао [11], Нгуен Чонг Иема [8], Нгуен Динь Ката [5—7], Ле Зуй Батя [4], Данг Ван Бата [3], Ю. Г. Гатинского [1]. Ими были описаны важные факты и высказаны интересные предположения о природе и общих тенденциях развития неотектонических структур. Вместе с тем эти предположения носят весьма общий характер, во многом противоречивы и не дают ответа на целый ряд конкретных вопросов, в том числе связанных с практическим использованием территории. В значительной степени это объясняется недостаточной геологической изученностью страны и в частности очевидным отставанием специальных неотектонических исследований.

Территория Вьетнама представляет собой одну из узловых областей, где в новейшей тектонической структуре происходит активное взаимодействие типично континентального (более того, внутриконтинентального) горообразования и развития морских впадин окраинного типа. Характер и детали этого взаимодействия составляют особую проблему и в данной статье не обсуждаются. Ее объектом являются новейшие структуры континентальной части, включающей территорию Ханойской впадины и ее горного обрамления.

Основным методом выявления неотектонической и современной геодинамической обстановки рассматриваемой области было установление комплекса генетически взаимосвязанных структур (парагенеза структур), который определяется некоторым полем напряжений.

На основании выполненных исследований представляется, что рассмотренная часть севера Вьетнама может быть разделена на три автономных крупных блока (рис. 1), отличающихся стилем неотектонических движений и морфологией характерных структурных элементов: 1) система поднятий на северо-востоке Вьетнама (северо-восточный блок); 2) система поднятий Хоабинь (юго-западный блок); 3) система относительных и абсолютных прогибаний Красной реки (центральный блок).

Северо-восточный блок. Основу его неотектонической структуры составляет система складок основания разной ширины и протяженности, которые в целом образуют антиклинальные (или горст-антиклинальные) и синклинальные зоны. Последние в плане имеют вид асимметричных дуг, выпуклых на юг — юго-восток. В общем плане новейшая структура наследует, очевидно, покровно-складчатую дугообразную структуру палеозойско-мезозойского основания и является, по-видимому, ее дальнейшем развитием. Но при этом несомненно, что неотектонические деформации качественно отличаются от более древ-

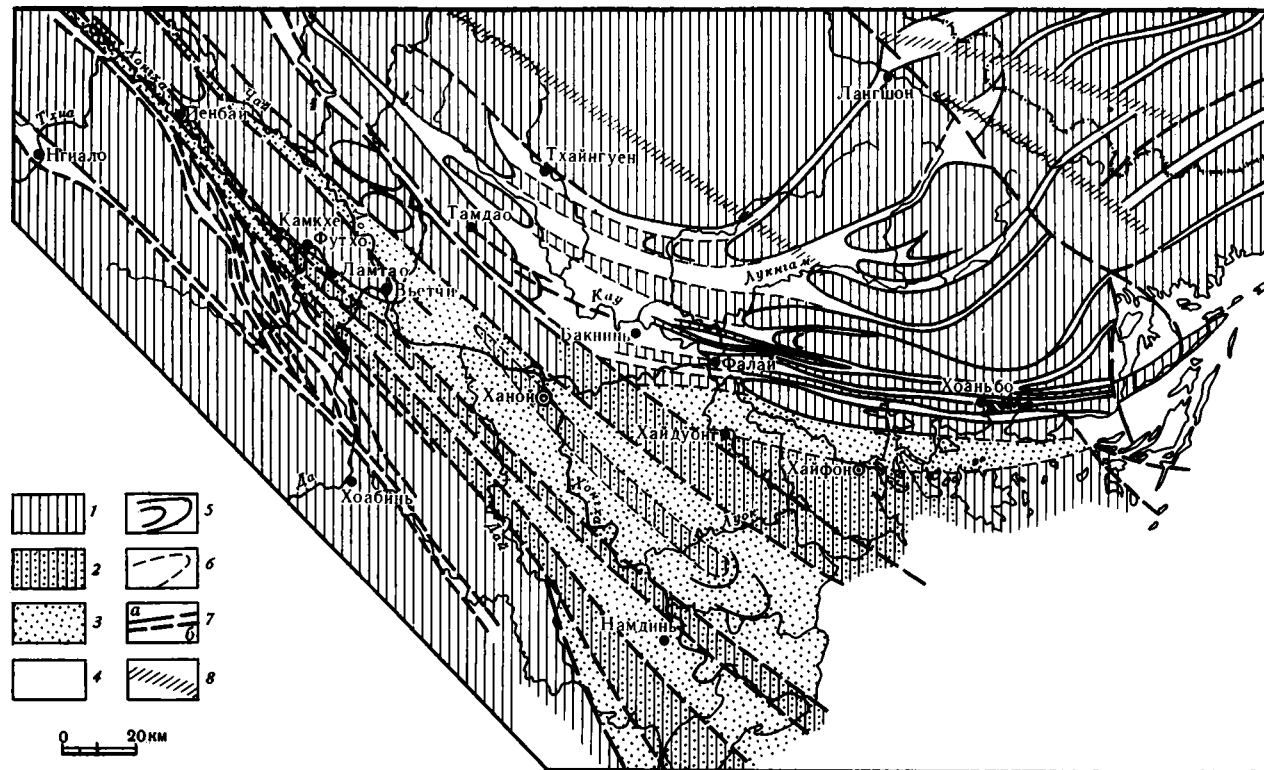


Рис. 1. Схема неотектонической структуры Ханойской впадины и ее горного обрамления

1 — зоны поднятий конэрозсионного и кондендационного типов; 2 — зоны внутридепрессиионных поднятий конседиментационного и кондендационного типов; 3 — зоны прогибаний конседиментационного типа; 4 — зоны относительных опусканий конэрозсионного типа; 5 — условные контуры зон тектонических поднятий и опусканий; 6 — условные контуры погребенных конседиментационных поднятий; 7 — линии разломных зон (а — установленные, б — предполагаемые); 8 — некоторые линейментные зоны

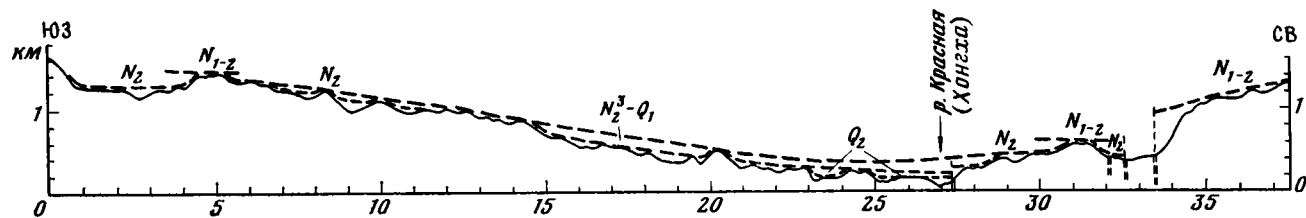


Рис. 2. Соотношение и деформации неоген-четвертичных поверхностей выравнивания и террас в долине р. Красной (Хонгха) и на смежных поднятиях (в сечении через район г. Виньбай)

них и проявились в виде широких изгибов или поднятых и опущенных блоков основания. Об этом свидетельствует, в частности, залегание неогеновых отложений в районе Хоаньбо севернее зал. Халонг. В этой впадине наблюдается несколько пологих антиклинальных и синклиналиных изгибов неогеновой толщи с наклоном до 15—20°. Они прямо отражают, вероятно, изгибы неглубоко залегающей поверхности складчатого основания. В этом, например, можно убедиться севернее г. Хоаньбо, где серые конгломераты нижнего неогена падают на юг согласно с наклоном подстилающей поверхности, срезающей триасовые гравелиты и песчаники. Такого же размаха складки развиты южнее в той же впадине в районе пос. Кейкуео, но уже в толще верхнеогеновых глин, алевролитов и песчаников.

Важной особенностью складок основания северо-восточного блока является очевидное изменение их ширины, т. е. степени дробления и интенсивности новейших деформаций при движении с севера на юг. Из схемы структурного плана следует, что к югу от линии Бакнинь — Иензунг — Куангла — Мон Зуонг расположены зоны сравнительно узких и частых поднятий и впадин, обычно с ярко проявленным кулисным расположением в них частных структур. Особенно показательны в этом отношении деформации полосы пермско-каменноугольных известняков в зоне узкой впадины Куангла — Мон Зуонг к северу от упоминавшейся неогеновой депрессии Хоаньбо. Эта полоса теперь превращена в своеобразную зону мегабудинирования — систему блоков известняков, образующих кулисный ряд, который позволяет предполагать правостороннее сдвиговое смещение вдоль зоны. По-видимому, они бескорневые, т. е. представляют тектоническую пластину (линзу) древних пород в мезозойской более пластичной толще. Мы не можем исключить того, что такая деформация относится к индосинийской складчатости, но очевидно, что, по крайней мере, частично, она связана с неотектоническими деформациями продольного смятия со сдвиговой компонентой вдоль зоны.

Рассматриваемая система сравнительно узких складок и блоков основания, которая с юга обрамляет высоко поднятые и более широкие блоки, является, по-видимому, позднеоген-четвертичным фронтом активных деформаций, который охватывает также территорию заливов Халонг и Байтулонг и примыкающего своеобразного архипелага островов, которые западнее, в районе Хайфона, сменяются столь же своеобразной ортогональной системой речных эстуариев и островов уже с покровом верхнекайнозойских (четвертичных) отложений. Северо-западнее Хайфона мы видим принципиально тот же рисунок в полностью наземном варианте — та же система молодых поднятий и впадин, имеющих здесь субширотное простирание, как бы затопленная четвертичными отложениями. Многочисленные «острова» древних пород свидетельствуют о неглубоком залегании основания.

На западном фланге вся система рассмотренных выше молодых дуг, развитых на палеозойском и мезозойском основании, по-видимому, срезается одним из крупнейших в неотектонической структуре разломах Тамдао. Его прямолинейная зона простирается с северо-запада на юго-восток. Северная часть разлома ограничивает юго-западное крыло поднятия Тамдао и выражена в виде своеобразной троговой долины, разделяющей две различно поднятые ступени рельефа: массив Тамдао, принадлежащий системе поднятий северо-восточного блока и проявленный в рельефе по крайней мере уже в раннем плиоцене, и краевую относительно приподнятую зону впадины Красной реки с ранне-среднечетвертичным возрастом наиболее древних поверхностей, выработанных на породах кембрийского цоколя (рис. 2).

Прямолинейность и общая морфология троговой долины зоны разлома Тамдао позволяют достаточно уверенно предполагать взбросо-сдвиговый характер движений, происходивших вдоль нее в четвертичное время. Закономерное расположение локальных поднятий в междуречье Ло и Дай (в юго-западном крыле разлома) указывает на правосторон-

ний сдвиг. Для установления этапности, истории и амплитуд этого сдвига на этом участке в дальнейшем можно организовать специальные исследования.

В юго-восточной половине (южнее дороги № 1) разлом Тамдао морфологически столь отчетливо уже не прослеживается, теряясь в аккумулятивных аллювиальных равнинах позднего плейстоцена и голоцена. Мы предполагаем, что здесь он выражен линией, ограничивающей с юго-запада область распространения выходов пород мезозоя и среднего — верхнего палеозоя. Эта линия хорошо дешифрируется также и на космических снимках. По-видимому, в этой части взбросо-сдвиг Тамдао проявлен только как структура конседиментационного типа.

В связи с рассматриваемой проблемой необходимо обратить внимание также на субмеридиональный коридор в системе молодых дугообразных поднятий, через который осуществляется сброс всех рек обширного бассейна рек Кау, Тхьонг и Лукигам. Нельзя исключать, что этот коридор связан, как это нередко бывает в других областях, с поперечной зоной трещин растяжения или с широкой отрицательной тектонической ундуляцией всей системы продольных складок основания. Этот вопрос необходимо в дальнейшем изучить более глубоко в связи со строительством в этом коридоре крупной теплоэлектростанции в Фалае и в связи с тем, что несколько восточнее, в районе пос. Дайбат, происходит активное и разрушительное трещинообразование, в том числе с широким развитием субмеридиональных трещин растяжения, сопровождаемого иногда сдвигом.

Рассеянную зону субмеридиональных трещин растяжения можно предполагать также восточнее (от г. Хонгай на юге до г. Диньлап на севере).

Наконец, отметим важное значение протяженной прямолинейной зоны, очевидно, сдвиговых перемещений, которая на самом востоке территории СРВ сечет всю систему дугообразных структур от побережья до г. Ланшон и протягивается далее на северо-запад. Исходя из некоторых общих предпосылок и морфологии, можно предполагать, что по этой зоне происходит левый сдвиг, а также относительное опускание северо-восточного крыла. Однако для решения этого вопроса требуются дополнительные полевые исследования и анализ аэрофотоснимков.

В общем весь северо-восточный блок представляется как структура смятия, формирующаяся в результате движения, направленного на юго-восток или юг—юго-восток. В результате развивается система дугообразных зон поднятий и погружений типа складок основания, между которыми возможны продольные срывы и сдвиговые смещения. На западном фланге этого блока, непосредственно примыкающего к Ханойской впадине и частично образующего ее (район Дуонга и Хайфона), эти смещения имеют правосторонний характер. Следует предполагать, что эти деформации сопровождаются комплексом сопряженных разрывов, а также трещин отрыва и сколового типа других направлений (субмеридиональных, субширотных и северо-восточных). Фронт наиболее активных деформаций современного этапа протягивается вдоль прибрежной зоны и далее уходит на запад — северо-запад (в район Фалая).

Юго-западный блок (Хоабиньская система поднятий). В пределах этой системы, которая развивается также на месте складчатых структур палеозойско-мезозойского возраста, изучена лишь ее краевая зона, примыкающая к Ханойской впадине и впадине Красной реки. Это широкая (до 20 км) полоса глубоко эродированного неотектонического поднятия, которое отличается довольно сложной внутренней структурой. На фоне некоторого единого приподнятого массива здесь развиты многочисленные изолированные и полуизолированные внутригорные впадины эрозионно-тектонического происхождения, отличающиеся крутыми склонами и своеобразными очертаниями (треугольной, ромбической или прямоугольной формы). Плоские их днища сложены, по-видимому, лишь четвертичными отложениями незначительной мощности.

Наиболее древние поверхности выравнивания, останцы которых развиты в водораздельной части поднятия, на широте Нгиало и Йенбая и южнее, относятся, вероятно, к среднему или позднему миоцену. На крыльях поднятия хорошо развиты и отчетливо прослеживаются останцы ступеней — поверхностей выравнивания более молодого возраста (плиоценовые и четвертичные). В общем они характеризуют рассматриваемую зону поднятий как несколько асимметричный слабо изогнутый свод. Его северо-восточное более широкое крыло сопрягается с впадиной долины р. Красной, а юго-западное крыло ограничено сравнительно узкой синклинальной (шовного типа) зоной Нгиало. Последняя прослеживается из района пос. Кимбой, пересекает косо долину р. Черной (р. Да) несколько ниже г. Хоабинь и далее геоморфологически более отчетливо протягивается до г. Нгиало. Здесь к ней приурочена довольно крупная локальная впадина с широким развитием комплекса четвертичных цокольных и аккумулятивных террас среднеплейстоценового возраста, а также реликт покрова неогеновых отложений, который отмечен на «Геологической карте Вьетнама» [2]. Северо-западнее эта зона, косо пересекая юрско-меловую наложенную впадину Туле, продолжается за границы Вьетнама, ограничивая с юго-запада поднятие Фансипан. Последнее является прямым продолжением рассматриваемой зоны поднятий.

Отрицательная зона Нгиало в настоящее время морфологически выражена не очень отчетливо, так как была сильно эродирована в позднечетвертичное время. Широко распространенные здесь останцы среднеплейстоценовых и раннеплейстоценовых поверхностей выравнивания являются реликтами днища морфологически хорошо развитой в то время долины-впадины. Можно предполагать, что ее активное развитие как геологической структуры происходило в плиоцене, на раннечетвертичном этапе и в первой половине среднего плейстоцена. Ее относительно малая ширина по сравнению с разделяемыми ею зонами поднятий и выдержанная прямолинейность связаны, вероятно, с зоной сдвиговых дислокаций, параллельных впадине Красной реки.

Наблюдения, выполненные к юго-востоку от г. Нгиало, позволяют предполагать некоторое правостороннее смещение гребней боковых водоразделов по линиям, проходящим вдоль тыловых швов выровненных поверхностей Q_1 — Q'_2 -возраста на юго-западном крыле впадины. Более определенные геологические свидетельства можно видеть в северо-восточном крыле впадины в массиве серых известняков каменноугольного возраста, вскрытых карьером у дороги 134 примерно в 15 км к юго-востоку от г. Нгиало. Здесь наблюдаются две системы диагональных трещин, главная из которых ориентирована вдоль рассматриваемой зоны (азимут простираения 320°), а вторая — перпендикулярно к ней. На стенках трещин, имеющих близкое к вертикальному залегание, хорошо развиты зеркала скольжения с бороздами, наклоненными к горизонту под углом около 45 — 40° . Зазубрины-ступеньки на этих зеркалах указывают на правостороннее взбросо-сдвиговое смещение вдоль рассматриваемой зоны и левосторонний взбросо-сдвиг в поперечном направлении. К сожалению, остается неясным возраст зеркал скольжения.

Центральный блок в неотектонической структуре представляется в виде довольно широкого прогиба синклинорного типа, который в целом и отдельными своими зонами испытывает общее постепенное воздымание в северо-западном направлении и погружение на юго-восток (в Ханойскую впадину). Его образует серия параллельных более или менее узких (5—15 км) относительно поднятых и опущенных зон северо-западного направления, которые в большинстве своем, по-видимому, разграничены продольными разрывами преимущественно взбросо-сдвигового характера.

На участке к северо-западу от Вьетчи фундамент впадины находится на поверхности и лишь в пределах опущенных зон, к которым приурочены позднеплейстоценовые и голоценовые долины рек Красной

и Ло, погребен под неоген-четвертичным покровом, по-видимому, небольшой мощности. В настоящее время на этом участке молодые деформации развиваются в условиях эрозионного и денудационного разрушения и хорошо выражены геоморфологически. Юго-восточнее г. Вьетчи все они погребены под значительно более мощным покровом новейших отложений и являются структурами конседиментационного типа, очень слабо или вовсе не выраженными геоморфологически (и прежде всего в топографии).

В самом общем виде можно выделить три относительно приподнятые зоны. Две из них занимают окраинное положение в прогибе. В их пределах фундамент практически лишен покрова кайнозойских отложений примерно до линии 1-й и 6-й дорог, а далее на юго-восток уходит под покров, по-видимому, незначительной мощности, поскольку в ряде мест выходит на поверхность в виде «островных» возвышенностей.

Срединная зона поднятий, сложенная протерозойскими метаморфическими породами (зона Конвой), уходит под покров кайнозоя значительно севернее (в районе Вьетчи). Ее структурно продолжает, вероятно, погребенное поднятие, проходящее в осевой зоне Ханойской впадины через район г. Ханоя. По слабым геоморфологическим признакам (топографический материал недостаточно удовлетворителен) можно предполагать прямое продолжение поднятий зоны Конвой в сторону Ханоя. По геофизическим исследованиям, Ханойское поднятие в северной части несколько отклоняется на восток, подставляя Конвой в виде кулисы, но этот вывод требует уточнения.

В самой юго-восточной части впадины срединная зона поднятий проявлена, возможно, в районе городов Вьетйен и Донгхунг, во-первых, резко спрямленным участком р. Луок, а затем — характерным дугообразным расположением русел рек, протекающих юго-восточнее этого участка.

Еще одна относительно приподнятая внутренняя зона выделяется в юго-западном крыле впадины. Она прослеживается (по обнажениям неглубоко залегающего основания) из района г. Камкхе на р. Красной на юго-восток через Шонтэй до Тьонгми. Далее на юго-восток ее продолжение неясно, во всяком случае она теряет четкость геоморфологического выражения, становясь структурой погребенной (конседиментационной).

Прослеженные выше прямолинейные протяжения зоны прогибаний и поднятий имеют, вероятно, более сложную структуру и контуры, распадаясь на кулисы, испытывая ундуляции и другие нарушения. Не являются, по-видимому, столь прямыми и непрерывными и разрывны — ограничения этих зон. В дальнейшем это следует уточнить.

Рассмотрим некоторые примеры, которые иллюстрируют характер четвертичных дислокаций в различных зонах системы Красной реки.

На левобережье долины р. Красной в пос. Сомчай, на северо-восточном выезде из г. Йенбай, в разрезе каолинового карьера на глубину не менее 35 м вскрыта мощная кора выветривания, развитая по протерозойским метаморфическим породам и сохранившая в некоторой степени их структурные особенности и различия. Внизу разреза залегают белые каолиновые глины, сверху — пестроцветные. В юго-западном борту карьера проходит хорошо выраженная прямолинейная плоскость смещения. Она простирается в направлении ЗСЗ 280° и имеет отчетливо выраженное зеркало скольжения со штриховкой, наклоненной в плоскости смещения на ЗСЗ. При этом относительно приподнято, вероятно, северо-восточное крыло. Таким образом, в целом подвижку по разрыву можно отнести к типу правого взбросо-сдвига. Возраст ее молодой, поскольку трудно представить возможность сохранения каких-либо древних зеркал скольжения при глубоком преобразовании протерозойских пород.

Описанный карьер расположен близ зоны контакта протерозоя с полосой неогеновых отложений, прижатой к Красной реке. Поэтому можно предполагать, что смещение характеризует молодые деформации в зоне

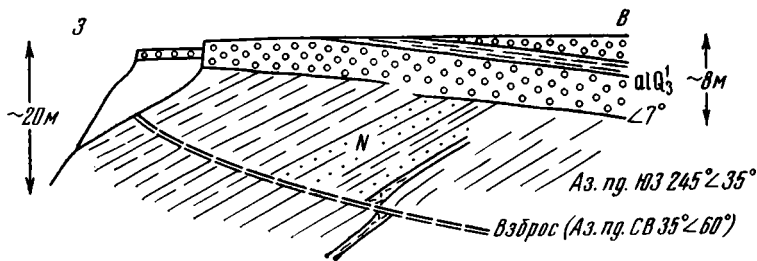


Рис. 3. Деформации неогеновых и четвертичных отложений в левобережной части р. Красной (Хонгха) у г. Йенбай

этого контакта. Судя по ярко проявленной в топографии этого участка линейности рельефа и расположению его элементов, линия контакта в целом простирающаяся в направлении СЗ 320° — ЮВ 140° , здесь несколько отклоняется, приобретая ЗСЗ—ВЮВ-простираение. Не исключено, что этот поворот связан с поперечными, возможно, левосдвиговыми дислокациями, линии которых здесь хорошо трассируются в рельефе далеко на юго-запад и северо-восток.

На северо-западной окраине г. Йенбай, несколько ниже паромной переправы, в искусственном обнажении у здания школы вскрыт разрез отложений неогена, характеризующий осевую часть пологой его распространения. Это сероцветные уплотненные глины и аргиллиты с прослоями углистых аргиллитов и глинистых песчаников. Они падают на ЮЗ 245° под углом около 35° . Вся толща разбита густой сетью трещин, в том числе со смещением. Широко развиты почти вертикальные прямолинейные трещины, простирающиеся на СВ 60 — 70° и СЗ 290 — 320° . Последние обычно имеют некоторый наклон с падением на СВ под углом до 70 — 80° . По одной из них, отличающейся более пологим залеганием (азимут падения СВ 30 — $40^\circ < 55$ — 60°), произошло взбросовое смещение, видимая амплитуда которого вдоль трещины составляет около 120 см. Она сопровождается оперяющимися разрывами (азимут падения СВ $25^\circ < 75$ — 80°). В общем и здесь мы видим проявление правосдвиговой подвижки со взбросом северо-восточного крыла.

В этом же обнажении видно, что аллювиальный покров террасы р. Красной, перекрывающий неогеновые отложения, также деформирован (рис. 3). Подошва галечников и прослой находящихся в них суглинков (общая мощность около 8 м) наклонены в сторону от реки под углом 7° , хотя сама поверхность террасы кажется горизонтальной. Таким образом, мы можем предполагать, что эта деформация произошла когда-то в конце Q_3^1 (условно мы оцениваем возраст террасы первой половиной позднего плейстоцена).

Примерно в 0,8—2 км выше по течению реки от указанного разреза, в узком каньоне ручья — левого притока р. Красной, вскрыт еще один разрез неогена, который отличается развитием в нем нескольких прослоев лигнитовых углей, а также большим содержанием песчано-гравийных слоев в нижней части разреза (у школы она не вскрыта). В целом все слои полого падают в сторону от р. Красной (на СВ). Вся толща неогена в этом обнажении разбита и дислоцирована серией взбросо-надвиговых трещин, неровные плоскости которых в общем падают на северо-восток. Интенсивные смещения произошли по среднему углистому слою, в результате чего уголь несет явные признаки сдавливания и перетира-ния, слой его деформирован, местами тектонически сдвоен и имеет изменчивую мощность. Основание перекрывающих глин имеет вид настоящей подошвы тектонического покрова. Наряду с этим в восточном краю обнажения встречаются также почти вертикальные трещины северо-западного (340 — 350°) и северо-восточного (30 — 60°) простираний с горизонтальной штриховкой на плоскостях.

В самом основании видимой части разреза, где вскрыты более грубообломочные породы, в том числе гравийные разнозернистые песчаники, стиль тектонических деформаций проявлен еще более ярко. Это —



Рис. 4. Надвиговые деформации в неогеновых отложениях левобережья р. Красной (Хонгха) выше г. Йенбай

система взбросов и надвигов, которые секут пласты под углами $45-5^\circ$ (рис. 4). Наиболее пологие смещения и здесь произошли практически внутри слоя углистых сланцев.

Еще выше по долине реки останцы этой же (Q^1_3) террасы, с неогеном в цоколе, в плане образуют своеобразные дуги, которые отражают именно взбросо-надвиговые деформации неогена с движением масс, направленным с северо-востока на юго-запад. Таким образом, в цоколе позднеплейстоценовых террас р. Красной к северу от г. Йенбай неогеновые отложения центральной части полосы их распространения подверглись очевидным деформациям смятия (продольному изгибу и взбросо-надвигам), указывающим на давление, направленное с северо-востока на юго-запад. Отмеченные выше деформации аллювиального покрова террасы Q^1_3 , а также аномальная (до 50 м над уровнем Красной реки) высота ее останцов во фронтальной дуге севернее г. Йенбай свидетельствуют, что эти деформации происходили и в четвертичное время, в том числе в конце первой половины позднего плейстоцена, после накопления нижних галечников и слоя суглинков и, вероятно, во время накопления верхних галечников покрова этой террасы. Можно предполагать, что именно эти деформации вызвали общую миграцию р. Красной на этом ее участке в юго-западном направлении.

Обратимся теперь к данным другого рода. На рис. 5 представлена схема тектонических линеаментов, выявленных на космических снимках (КС), полученных с советских ИСЗ «Метеор-Природа» и с американского спутника «Ландсэт-1» (в 7-м канале). На схеме отображены наиболее значительные линеаменты, отражающие стиль современных деформаций региона. Их конкретные характеристики (длина, форма, степень и характер выраженности на фотоизображениях, а также закономерности их рисунка) в значительной степени изменяются, что позволило оконтурить небольшое количество зон, блоков и отдельных участков в их пределах с различным, как представляется, стилем новейших деформаций и движений. Выделяются: 1) зона линеаментов Красной реки общего северо-западного простирания, самым северным в которой является линеамент, выраженный на одном из отрезков прямолинейным юго-западным ограничением хр. Тамдао, а самым южным — линеамент, проходящий через пос. Нгиало; 2) блок к северо-востоку от зоны Красной реки — с преобладанием дуговых, выпуклых на юг и юго-запад (в сторону моря) линеаментов, ограниченный с северо-востока линеаментом Каобанг — Лангшон, который по ряду признаков интерпретируется нами

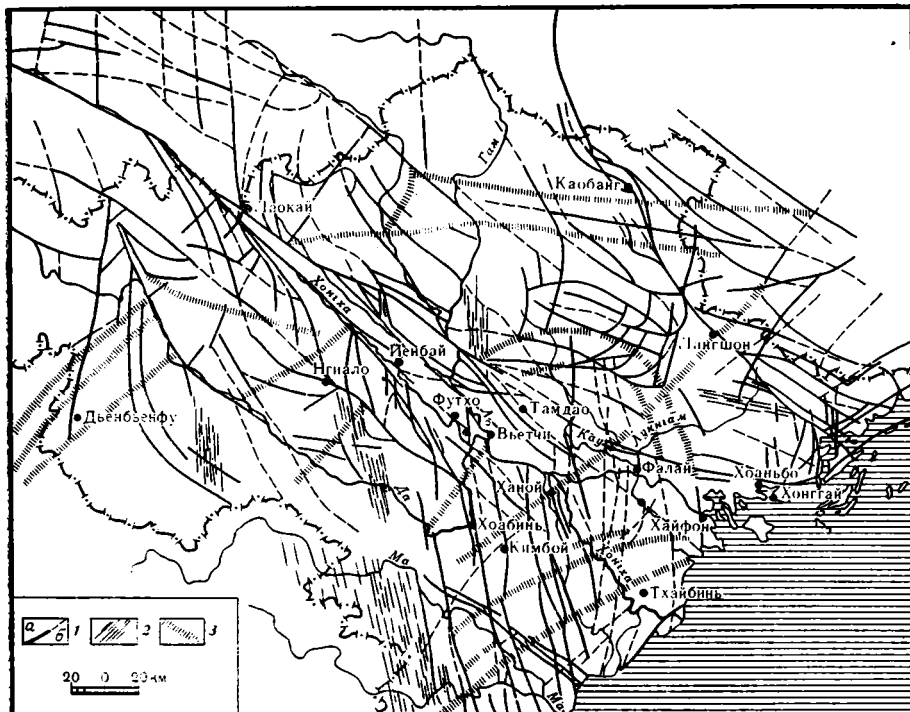


Рис. 5. Схема тектонических линейментов северной части Вьетнама
 1 — линейменты, дешифрируемые уверенно (а) и предполагаемые (б); 2 — участки высокой плотности развития линейментов (трещины?); 3 — линейментные зоны

как проявление активного в новейшее время левосдвигового разлома; 3) блок к юго-западу от зоны линейментов Красной реки. Такое деление территории северной части СРВ в принципе соответствует описанному выше неотектоническому районированию. Отметим, что наблюдается и отчетливое сходство линейментов внутриблоковых пространств и рисунка, образуемого ими, с параметрами и закономерностями размещения новейших структур, что свидетельствует, очевидно, о преимущественно новейшем возрасте дешифрируемых линейментов.

Таким образом, в известной степени данные анализа космических изображений повторяют результаты наземных исследований, что избавляет от необходимости подробно излагать в настоящей статье конкретные характеристики линейментов. Поэтому мы остановимся лишь на тех выявленных при дешифрировании структурах, которые не нашли своего отражения на схеме и в предшествующем описании неотектонической структуры Ханойской впадины и ее горного обрамления. Наиболее интересны среди них прямолинейные и слабо изогнутые меридиональные и субмеридиональные север — северо-западные линейменты, образующие единую, довольно плотную систему в юго-восточной части описываемой территории. В пределах Ханойской впадины, в области распространения рыхлых четвертичных отложений, они прослеживаются в виде размытых, но довольно четких границ темных и более светлых полос. Такой характер их выражения может быть связан с рассеиванием деформаций над активными разломными структурами в консолидированном фундаменте Ханойской впадины. В виде более четких линий они следятся и к югу от впадины, и к северу, причем здесь наблюдается их достаточно отчетливая пространственная связь с описанным ранее субмеридиональным «коридором», в котором испытывают погружение поверхности суши-ротных новейших складок основания (примерно от меридиана г. Тхайнгуен до меридиана г. Фалай). Возможно, это говорит и о генетической связи системы субмеридиональных линейментов и зоны ундуляции новейших складок.

Отметим также, что сами по себе интересны факты косоугольного по отношению к основной, северо-западной, зональности новейшей структуры территории северной части СРВ положения полосы субмеридиональных линейных элементов и пересечения ею границ Ханойской впадины. В связи с этим менее предпочтительным, хотя возможным, является вариант интерпретации этих линейных элементов как, например, структур растяжения, связанных с динамикой перемещений по зоне разломов Красной реки.

На рис. 5 показано также небольшое количество широтных линейных элементов, преимущественно в северной горной части СРВ, выраженных на фотоизображениях неясными полосовыми тоновыми фотоаномалиями (линейными зонами). Они отражают некие линейные зоны возмущений (аномалий) рельефа и не могут быть сопоставлены с какими-то конкретными одиночными разломами, являясь, видимо, зонами рассеянных деформаций в приповерхностных горизонтах земной коры региона. К подобным же структурам относится линейный элемент северо-восточного простирания, пересекающий практически всю рассматриваемую территорию по линии Ханой — Бакнинь.

На крайнем западе района выделены протяженные меридиональные линейные элементы, которые пересекают шовную зону Красной реки. При этом они испытывают лишь некоторое преломление в виде локального изменения своего простирания. В принципе вся эта зона разломов, одним из которых является известный разлом Дьенбьенфу, по-видимому, имеет сдвиговую природу.

К образованиям неясного генезиса могут быть отнесены дешифрируемые на КС полукольцевые линейные элементы, охватывающие примерно бассейны низовьев рек Кау, Тхьонг и Лукнгам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, материалы по неотектонике рассмотренных районов Вьетнама позволяют с достаточной уверенностью предполагать, что их развитие в течение новейшего тектонического этапа, четвертичные деформации и, вероятно, современное трещинообразование в пределах Ханойской впадины осуществляются в условиях общего сжатия, направленного, по-видимому, с севера на юг, и связанного с этим сжатием орогенного коробления древнего складчатого основания с развитием активных взбросо-сдвиговых смещений по разрывам северо-западного простирания. Подчиненное значение имеют (но местами могут активно проявляться) сопряженные взбросо-сдвиги по разрывам северо-восточного простирания и растяжения в субмеридиональных зонах. При этом в пределах рассмотренной области отчетливо выделяются три автономно развивающихся района — центральный (прогиб Красной реки со сдвиговыми деформациями вдоль него), северо-восточный и юго-западный блоки (системы сложноостроенных орогенных поднятий). Все они несколько отличаются один от другого стилем и преобладающим типом новейших деформаций. Это определяет направленность дальнейших геолого-геоморфологических и геофизических исследований, интерпретаций и прогнозов.

В настоящее время широко распространена и развивается, кроме того, и иная точка зрения на новейшую структуру исследованного района, согласно которой система разломов Красной реки и Ханойская впадина образуют в совокупности зону новейшего рифта, раскрывающегося и расширяющегося в сторону окраинного Южно-Китайского моря [1, 4, 7]. Считается, что эта зона, а также рифтовые прогибы на шельфе зал. Бакбо и шельфе Юго-Восточного Китая и формирующаяся в обстановке растяжения впадина Южно-Китайского моря отражают процесс деструкции континентальной коры востока Индокитайского полуострова. Не касаясь выводов об общих закономерностях тектонических процессов региона, остановимся на природе Ханойской впадины и шовной зоны Красной реки. В данном случае основным является вопрос о природе системы узких линейных поднятий и впадин северо-западного простирания, фиксируемых различными методами в поверхности фунда-

мента Ханойской впадины и доступных непосредственному наблюдению и изучению северо-западнее г. Вьетчи. Авторы упомянутых работ, не приводя конкретных доказательств, трактуют их как грабены (показатель процесса рифтогенеза). Однако характер деформированности миоценовых толщ, выполняющих прогибы, положение плоскостей разрывов, их ограничивающих, прямо указывают на формирование впадин и поднятий в новейшее время в условиях почти поперечного к ним субгоризонтального сжатия. По существу это система рампов, ограниченных взбросо-сдвигами. Нет никаких оснований предполагать, что условия сжатия юго-восточнее, в области Ханойской впадины, сменяются условиями субгоризонтального растяжения. Накопление мощной толщи неоген-четвертичных отложений при постоянном опускании фундамента впадины объясняется не процессами растяжения в ней, а погружением «синклинорного» прогиба р. Красной и смежных «антиклинорных» систем на юго-восток, в сторону Южно-Китайского моря, под уровень аккумуляции (погружение зеркала складчатости). Естественная при таком процессе треугольная в плане форма характерна не только для Ханойской впадины, но и для меньших по размеру впадин в низовьях рек Ма и Ка. Уменьшение мощности земной коры под впадиной по сравнению с окружающими ее поднятиями характерно и для межгорных впадин в областях новейшего внутриконтинентального горообразования (например, Памиро-Тянь-Шаньской). Кроме того, отсутствие проявлений базальтового магматизма в Ханойской впадине и на ее бортах, а также приуроченность к разлому зоны Красной реки землетрясений с глубиной лишь до 10—15 км [11] свидетельствуют скорее о неглубоком (верхнекоровом) их заложении. Если появление прогибов северо-восточного простирания на шельфе вполне логично можно связать с процессами растяжения в глубоководной части Южно-Китайского моря, где оси спрединга имеют также северо-восточное простирание [12], то трудно предположить обстановку растяжения в перпендикулярной им зоне Красной реки.

Таким образом, на востоке Индокитайского полуострова в новейшее время сосуществуют и активно развиваются как типично континентальные (система сложнопостроенных орогенных поднятий и прогибов на севере Вьетнама), так и типично океанические структуры (глубоководная впадина Южно-Китайского моря и связанные с ней прогибы на шельфе). Дальнейшее изучение форм и закономерностей взаимодействия в пространстве и во времени существенно различных по природе движений, создавших эти структуры, представляется достаточно перспективным в этой области и имеет большой научный и практический интерес.

Литература

1. Гатинский Ю. Г. Латеральный структурно-формационный анализ. М.: Недра, 1986.
2. Геологическая карта Вьетнама (северная часть). Масштаб 1:1 000 000. Главное геологическое управление СРВ. 1973.
3. Данг Ван Бат. Новейшая тектоника северной части Вьетнама//Вестн. ЛГУ. 1979. № 24. Вып. 4. С. 90—98.
4. Ле Зуй Бат. Неотектоника и сейсмотектоника шовной зоны р. Хонг северной части СРВ: Автореф. канд. дис. М.: МГУ, 1975. 19 с.
5. Нгуен Динь Кат.//Геоморфология. 1972. № 2. С. 19—28.
6. Нгуен Динь Кат. Тектоника Индокитая: Автореф. докт. дис. М.: МГРИ, 1980. 20 с.
7. Нгуен Динь Кат. Классификация глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов Вьетнама и их возраст//Докл. АН СССР. 1982. Т. 267. № 1. С. 181.
8. Нгуен Чонг Ием. Новейшая тектоника северо-востока Индокитая и некоторые методические вопросы ее изучения: Автореф. канд. дис. М.: МГУ, 1969. 25 с.
9. Пущаровский Ю. М.//Геотектоника. 1965. № 5. С. 91—101.
10. Резанов И. А., Нгуен Кан, Нгуен Тхе Тхон. Основные черты истории рельефа и новейшая тектоника Северного Вьетнама//Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1967. № 1.
11. Резанов И. А., Нгуен Хак Мао. Сейсмичность и сейсмотектоника территории Северного Вьетнама//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1968. № 4. С. 5—24.
12. Li Luling. Origination of the South China Sea and its Tectonic Relationship to the Adjacent Regions//Marine Geol. & Quaternary Geol. 1985. V. 5. № 1. P. 71—82.

Геологический институт АН СССР;
Институт наук о Земле
Национального Центра
научных исследований СРВ

Поступила в редакцию
6.III.1985

УДК 551.21 : 551.73(235.15)

РОМАНЬКО Е. Ф., КРИВЯКИН Б. Б., МЕЛЬНИКОВ Б. Н.

О ВУЛКАНИЗМЕ В ПАЛЕЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ ИРАНСКОГО СЕГМЕНТА СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Приводятся новые данные, изменяющие традиционные представления об однообразии и амагматичности палеозойского платформенного режима в Иранском сегменте Средиземноморского пояса. Особенности вендских и палеозойских вулканических образований и строение заключающих их разрезов позволяют наметить для этого периода различные типы региональных структур. Установлено, что наряду с платформенным четко проявлено депрессионно-рифтогенное направление развития со значительными масштабами каледоно-герцинского базальтового вулканоплутонизма. Показаны различия составов базальтов, формировавшихся в разнотипных структурах. По корреляционным соотношениям титана и калия точки состава базальтов региона образуют поля вблизи пересечения линий для платформ и рифтов, за исключением попадающих на океанический тренд высокотитанистых базальтов Северного Эльбурса.

В настоящее время прочно утвердилось мнение о принадлежности метаморфического фундамента Иранского сегмента к байкалидам, за структурной консолидацией которых последовал длительный венд-триасовый этап платформенного развития. В обзоре современных представлений об эволюции Тетиса на 27-м Международном геологическом конгрессе И. Штеклиным [10] было подчеркнуто «удивительное постоянство фаций и фауны» в палеозойских отложениях Ирана, которое «позволяет предполагать, что они формировались в единой цельной зоне осадконакопления в эпиконтинентальных условиях».

Однако в последние годы в ряде районов были обнаружены палеозойские метаморфические комплексы, а также разрезы палеозойских отложений повышенной мощности, в том числе включающие вулканические образования и весьма сильно метаморфизованные [7]. Становится очевидно, что палеозойская история оказывается сложнее, чем это предполагалось, а новые данные в значительной мере противоречат традиционному представлению об исключительном однообразии, амагматичности и длительности платформенного режима на территории Ирана. Следует заметить, что справедливое сомнение в обоснованности такого суждения было высказано впервые В. И. Браташем [3].

Имеющиеся сведения о палеозойских отложениях рассматриваемой области неполны и нередко противоречивы; удается различить несколько палеозойских комплексов, неясным пока образом сочетающихся в зоны того или иного типа (рис. 1). Представляется, что наиболее общие черты развития региона могут быть отражены в особенностях вулканизма. При этом авторы опираются главным образом на материалы личных исследований в центральной части Ирана, а также на новые материалы по сопредельным районам, Эльбурсу и Биналуду. В Загросе палеозойские вулканопроявления практически неизвестны. Следует подчеркнуть, что здесь не ставится задача всестороннего анализа строения палеозойских разрезов региона и его районирования в палеозойской структуре.

Намечаются следующие этапы магматической активности: венд-раннепалеозойский, собственно палеозойский и позднепалеозойский (?) — раннемезозойский. Последний этап зафиксирован главным образом пирокластами преимущественно кислого состава среди триасовых или верхнепермско (?) - триасовых вулканогенно-осадочных отложений (в Центральном Иране близ Нахлака, на юге Копетдага, в северо-западном Афганистане).

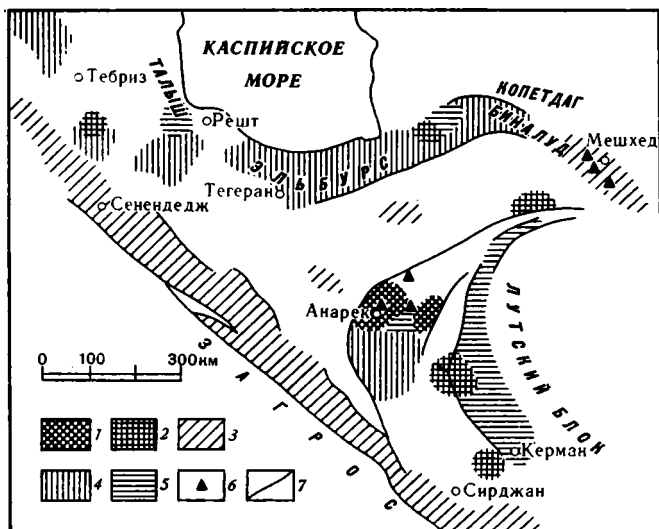


Рис. 1. Схема проявлений палеозойского магматизма на территории Ирана
 1, 2 — венд-раннепалеозойский вулканоплутонизм: 1 — преимущественно основного состава среди геосинклинальных метаморфических комплексов, 2 — кислого состава в отложениях орогенного типа на выступах довендского основания; 3 — палеозойский основной вулканоплутонизм геосинклинальных комплексов и рифтогенных структур; 4 — базальтовый вулканизм среди карбонатно-терригенных отложений платформенных фаций; 5 — то же в отложениях субплатформенного типа; 6 — проявления базит-гипербазитовых (офиолитовых) комплексов; 7 — разломы

ВЕНД-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Магматические образования этого этапа установлены в составе пространственных в Анарекском районе Центрального Ирана верхнепротерозойских — нижнепалеозойских геосинклинальных комплексов, метаморфизованных в зеленосланцевой фации средних и переходных (повышенных) давлений [6, 11, 27]. В строении этих комплексов (анарекских метаморфитов) помимо метаморфических сланцев участвуют мраморы и кварциты. Среди сланцев распространены минеральные парагенезисы, свойственные метапелитам-метапсаммитам и в меньшей степени — метабазитам. Метабазиты, представленные актинолит-эпидот-хлоритовыми и амфиболовыми сланцами, образуют пачки мощностью до первых сотен метров. Они характеризуются минеральными парагенезисами альбит + актинолит + эпидот ± кварц ± мусковит ± кальцит, амфибол + плагиоклаз + биотит + хлорит ± эпидот ± кварц, амфибол + клинопироксен + волластонит и интерпретируются как вулканические породы основного состава. В некоторых комплексах имеются метавулканы кислого состава, обладающие ассоциацией кварц + альбит + мусковит ± калиевый полевой шпат (реликты) ± хлорит ± кальцит и порфиروبластовой структурой, а также метатufы среднего состава, представленные эпидот-хлоритовыми сланцами с парагенезисом кварц + альбит + хлорит + эпидот + мусковит. Зеленосланцевые толщи местами интродуцированы телами метагаббро и амфиболитов, состав которых варьирует от норитов до габбро-диоритов. Минеральные парагенезисы близки к отмеченным выше для метабазитов.

Стратиграфическое положение зеленосланцевых метаморфитов Анарекского района имеет еще много неясностей. Вероятнее всего, они моложе докембрийских более высокометаморфизованных комплексов Анарек-Хурского (комплекс Джандак) и Пошт-е-Бадам — Бафского (комплексы Бонех Шууро и Чапедони) массивов [17, 18]. Нами обнаружены остатки раннекембрийских археоциат в мраморах из средней части разреза анарекских метаморфитов. Верхняя возрастная граница последних достоверно не определена. Но следует заметить, что южнее Анарек-Хурского массива изучены разрезы слабометаморфизованных палеозойских отло-

жений, начинающиеся с толщ, предположительно датированных нижним кембрием. Вероятно, верхняя часть метаморфитов имеет раннепалеозойский возраст. Геохронологические определения показали значения возраста зеленосланцевых пород в интервале 420—300 млн. лет, которые интерпретируются как время последующих этапов метаморфизма [11, 27].

Определенную близость с анарекскими метаморфитами обнаруживают некоторые комплексы Пошт-е-Бадам—Бафкского массива в Центральном Иране [11, 17, 18]. Мраморно-сланцевый комплекс Пошт-е-Бадам и сланцевый комплекс Ташк неясного (позднепротерозойского—раннепалеозойского?) возраста отличаются здесь более неравномерным (зональным вокруг мезозойских интрузий) метаморфизмом и также включают метавулканиды основного и кислого состава. А. Хушман-заде по амфиболитам комплекса Пошт-е-Бадам получил К-Аг-датировки 306—310 млн. лет и по гранитоидам, рвущим сланцы Ташк, 280—350 млн. лет.

Магматические образования преимущественно кислого состава распространены в других районах Ирана, где им принадлежит существенная роль среди отложений венда (инфракембрия) и низов нижнего палеозоя. Общей особенностью для них является участие в доломитово-терригенно-вулканогенных разрезах со значительным количеством пирокластических пород. Метаморфизм этого типа образований более низкий, но широко проявлены метасоматические процессы. В локальных структурах Центрального Ирана их сопровождают месторождения железных (Чогарт, Чадор Малу и др.) и колчеданно-полиметаллических (Кушк) руд.

Северо-западнее Кермана такие отложения отнесены к серии Ризу, состоящей из 500-метровой туфогенно-осадочной пачки в средней части разреза и 150—200 м лав и туфов в верхах. Вулканиды обычно кварц-порфиrowого—фельзит-порфиrowого состава, реже включают измененные эффузивы основного состава. Между Керманом и Сирджем серия Ризу содержит риолитовые туфы, туфогенные арениты, риолиты и гранит-порфиры [16]. Стратиграфически идентичны серии Ризу гипсоносные и соленосные формации Дезу и Равар севернее Кермана, где в диапирах они содержат вулканиды разнообразного состава. Эквивалентом серии Ризу является также формация Гарадаш Иранского Азербайджана. Здесь отмечается переслаивание кварцевых порфиров и риолитовых туфов с глинистыми сланцами, доломитами [29]. Широко распространены потоки вендских риолитов близ Саганда, к западу от Пошт-е-Бадама и к северо-востоку от Ардекана. В последнем районе риолиты залегают на толще андезитов и базальтов [18]. Следует также заметить, что некоторые толщи, отнесенные в Иране к докембрию, по составу хорошо сопоставимы с вендскими. Так, например, докембрийская формация Такнар в районе Кашмера состоит из слабометаморфизованных туфогенных зеленых сланцев с прослоями метариолитов, метариодацитов большой мощности [17, 23].

В ряде пунктов отложения венда интродированы мелкими телами гранитоидов, подобных кварцевым монцонитам Акапол в Центральном Эльбурсе, позднедокембрийским гранитам Барнавард к югу от Сабзе-вара, биотитовым и двуслюдяным гранитам Муте в районе Голпаегана, а также субщелочным гранитам Зариган и аплитам Чадор Малу в районе Саганда, где масштабы венд-раннепалеозойского вулканоплутонизма были особо значительными [18, 29]. В большинстве случаев возраст таких гранитоидов неясен, но имеются основания полагать, что среди них есть и палеозойские, особенно раннепалеозойские.

Таким образом, венд-раннепалеозойский этап представлен разнообразными, хотя и локально развитыми магматическими образованиями. Разнообразие их состава обусловлено, вероятно, различными геодинамическими режимами. В общих чертах намечаются два типа таких режимов. На части территории Ирана начиная с венда (местами, возможно, даже несколько раньше) происходило накопление платформенных:

осадков с локальными проявлениями вулканоплутонизма различного (преимущественно кислого) состава. Другие участки, характеризовавшиеся геосинклинальным осадконакоплением и преимущественно основным вулканизмом, сложены мощными зеленосланцевыми и мраморно-зеленосланцевыми комплексами.

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Как уже указывалось, считается, что разрезы палеозоя на большей части территории Ирана характеризуются выдержанностью, чередованием мелководных, морских, лагунных и континентальных отложений, налегающих одни на другие согласно, часто с перерывами, но почти без угловых несогласий. Вулканическая активность выражена в виде спорадических потоков основных вулканитов, диабазовых и долеритовых даек и силлов, а также туфовых прослоев [2, 10, 13 и др.].

Исследования последних лет показывают, что в Северном и Центральном Иране наряду с таким (платформенным) типом палеозойского разреза и охарактеризованными выше венд-нижнепалеозойскими зеленосланцевыми комплексами встречаются и другие типы отложений. Для них обычен заметный метаморфизм (главным образом до зеленосланцевой фации) и широкое распространение вулканических пород.

Так, в Анарекском районе кроме палеозойских пород, входящих в венд-нижнепалеозойские метаморфические комплексы, имеется разрез палеозойских отложений (до 5000 м), обнажающихся на небольших участках в разных структурно-фациальных зонах [11, 27]. Разрез включает отложения от кембрия до перми, причем некоторые толщи сходны с палеозойскими формациями других районов Центрального Ирана. Отложения имеют преимущественно карбонатный и терригенно-карбонатный состав. Вулканиты отмечаются на двух стратиграфических уровнях: в верхнем ордовике — метавулканиты (пиллоу-лавы) мощностью до 200 м и в нижнем девоне — прослой (3—25 м) оливин-пироксеновых диабазов. Метаморфизованные в зеленосланцевой фации каменноугольные породы вскрываются севернее в Кух-е Годар Сейхах. Нижняя часть разреза этих отложений представлена метапесчаниками и кристаллическими известняками, переслаивающимися с метатуфами различного (преимущественно кислого) состава. Толща интродуцирована мелкими телами метагранитоидов и метагабброидов.

В западной части Анарекского района в горах Кух-е Дом обнажается толща зеленосланцевых метаморфитов палеозойского возраста [7]. Они включают прослой метабазитов, представленные хлорит-эпидот-актинолитовыми сланцами, в которых отмечаются реликты порфировой и офитовой структур. Радиометрический возраст метаморфизма составляет 220—208 млн. лет и, возможно, отражает события позднегерцинской — раннекиммерийской эпох. И наконец, в юго-восточной части Анарекского района в шовной структуре установлен еще один тип метаморфизованных палеозойских отложений — комплекс Баязех, содержащий метавулканиты (до 200 м), представленные альбитизированными диабазами (спилитами), базальтовыми миндалекаменными и андезитовыми порфиритами, оливиновыми базальтовыми порфиритами (местами переходящими в породы типа пикритов — меймечитов). В ассоциации с метавулканитами отмечены тела серпентинитов.

Значительная контрастность в строении палеозойских отложений отмечается и в хр. Зебер-Кух, в северной окраине блока Лут. В этом районе, по данным М. Саханди и др. [25], в основании залегают докембрийские гнейсы и кристаллические сланцы, перекрываемые породами вендских формаций Ризу (содержащей метариолиты) и доломитов Солтание. Выше следует нижнепалеозойская серия Зебер-Кух, включающая 400-метровую толщу метавулканитов, в низах которой развиты туффиты с прослоями доломитов и песчаников, а верхняя часть сложена метабазальтами, возможно, силурийского или более древнего возраста. Мета-

морфизм серии Зебер-Кух и вендских отложений происходил в зеленосланцевой фации и, судя по развитию в районе каменноугольных (?) и пермских метаморфизованных пород, имел место в поздне- или послепермское время, т. е. соответствовал герцинским или раннекиммерийским движениям. В северной части этого района распространены дайки и штоки послеканноугольных метадолеритов.

В соседнем к юго-западу хр. Озбак-Кух породы серии Зебер-Кух отсутствуют; вместе с тем развитые здесь (и граничащие с этой серией по системе разломов) отложения считаются типичными для платформенных фаций Центрального Ирана. Разрез серии Зебер-Кух хорошо сопоставим с нижней частью отложений палеозоя (кембрия — ордовика) Кух-е Мерджи в южной части Анарекского района. Подобные палеозойские отложения описаны недавно в Такнарской зоне [23], по северному обрамлению Лутской глыбы. М. Саханди и др. высказано предположение, что Зебер-Кух является перемещенным сегментом коры, имеющим гораздо большее сходство с Северным доменом И. Штёклина (Эльбурсом и Би-налудом), чем с Лутской глыбой [25]. Подобное перемещение соответствует представлениям о вращении в послепалеозойское время Центрально-Восточно-Иранской микроплиты и ее столкновении с Туранской плитой [15, 25].

Контрастность в строении палеозойских разрезов также отмечена Б. Ламмерером и др. на северо-востоке Ирана близ Мешхеда [20], где севернее разлома Сангбаст-Шандиз установлена полоса палеозойских метаморфических пород, прорванных допермотриасовыми гранитами. Среди метаморфитов имеются залежи метаморфизованных ультрамафитов, интерпретируемые как остатки океанической коры Палеотетиса на южной окраине Туранской плиты. К югу от упомянутого разлома палеозой уже представлен слабометаморфизованными девонскими отложениями в «центральноиранских фациях» — известняками, доломитами, кварцитами. В составе этой шельфовой фации установлена более чем 200-метровая толща диабазов, пиллоу-лав и туфов. По петрохимическим признакам развитые у Мешхеда, Фармиана и Робат-е-Джама метавулканы базальтового состава относятся Б. Маджиди [21] к типичной толеитовой ассоциации срединно-океанических хребтов. Возраст их скорее всего раннеканноугольный. Отмечается метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций.

Важные данные по вулканизму северной части Центрального Эльбурса получены Ж. Женни [19] и Ж. Штампли [28]. Выделенная здесь формация Солтан-Майдан состоит из частых потоков эффузивов основного состава, иногда разделенных туффитами. Мощность вулканитов достигает 700 м. Они залегают с базальными конгломератами на ордовикской формации Ширгешт и несогласно перекрываются девонской формацией Падеха. Среди вулканитов преобладают базальты, реже встречаются андезиты и трахиты. Они метаморфизованы в цеолитовой — зеленосланцевой фациях; представляется, что местами можно говорить о проявлении пренит-пумпеллиитовой фации. Возраст метаморфизма точно не установлен. Изотопные датировки К-Аг-методом указывают на значительное «омоложение» возраста как вулканитов формации Солтан-Майдан, так и более древних пород этого района, при этом вычисленное среднее значение «омоложения» по различным породам (243 млн. лет) падает на герцинский тектогенез. По мнению Ж. Штампли, базальты формации Солтан-Майдан сформировались в широкой рифтовой зоне длиной не менее 200 км.

В нашей литературе А. А. Беловым [2] уже описывался интенсивный палеозойский вулканизм в западной части Эльбурса. Отметим наличие здесь мощных (до 1280 м) толщ спилитов, базальтов, андезитов, различных пирокластических пород силурийского и девонского возраста, а также лавовых потоков и туфов карбона и перми [14]. На значительные масштабы палеозойского вулканизма в Иране недавно указали М. Берберян и Г. Кинг [13]. Они выделили три фазы вулканической активности в палеозое: позднекембрийскую — раннесилурийскую, раннедевон-

скую — каменноугольную, пермскую — триасовую. Начало первой фазы знаменуется позднедокембрийским (по нашему мнению, венд-раннепалеозойским) щелочным кислым вулканизмом с незначительными проявлениями основных вулкаников, которые позднее были развиты значительно шире. Большой интерес представляет намеченный М. Берберияном и Г. Кингом пояс Сенендеджа — Сирджана, в пределах которого доказано наличие зеленосланцевых палеозойских толщ, в строении которых участвуют метабазалты и метадиабазы. Эта протяженная (около 1200 км) структура интерпретируется авторами как герцинский палеорифт. М. Набави [24] выделяет здесь зону Махабад — Мануджан, испытавшую каледонские (?) и раннекиммерийские деформации и метаморфизм, и указывает на проявления позднепалеозойского вулканизма. А. Хушман-заде в юго-восточной части, видимо, этой же структуры установлены предположительно палеозойские офиолиты и интрузии. Имеются указания на интрузивный магматизм позднепалеозойского времени: в северо-западном Иране в районе Мосуле — диоритовый и в районе Тебриза — сиенитовый [12, 14].

Таким образом, проявления палеозойского магматизма достаточно широко развиты на территории Ирана, причем вулканики этого времени в отличие от венд-раннепалеозойских имеют преимущественно базальтовый состав. Можно заметить, что вулканические образования палеозойской эпохи отмечаются либо в разрезах отложений платформенного или переходного (повышенной мощности) типов, либо концентрируются в мощных метаморфических комплексах. В некоторых случаях они также выступают в виде блоков и пластин в линейных зонах типа шовных структур и в этих случаях отличаются особо значительными метаморфическими изменениями.

Суммируя в самом общем виде особенности размещения вендских и палеозойских вулканических образований в Иране, можно наметить три основных типа структур, в которых сформировались: I — терригенно-карбонатные разрезы шельфовых и платформенных (парагеосинклинальных?) формаций, первые относительно маломощные и сокращенные по стратиграфической полноте (Ia — платформенный тип), вторые, напротив, мощные и наиболее полные (Iб — субплатформенный или промежуточный тип); II — мраморно-зеленосланцевые метаморфические комплексы большой мощности и неясного возрастного интервала (геосинклинальный тип); III — базит-гипербазитовые (офиолитовые) комплексы неустановленной мощности (рифтогенный или океанический тип). В перечисленном порядке обычно возрастает степень дислоцированности и насыщенности разрезов вулканическим материалом. В разрезах двух последних типов констатированы небольшие гипабиссальные интрузии палеозойского возраста, имеющие основной — средний, реже умеренно кислый состав. Третьему типу свойственны также внедрения пластин серпентинизированных ультрамафитов. Заметим, что достаточно часто встречаются «переходные» структуры, характеризующиеся смешанными признаками.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

В статье использованы 32 силикатных анализа по Анарекскому району [11, 27], а также 82 анализа по районам хр. Зебер-Кух, Северного Эльбурса и Мешхеда [21, 25, 28]. Как отмечено выше, палеозойский магматизм имел преимущественно базальтовый состав. Магматиты кислого состава характерны для венда и в меньшей степени для верхов палеозоя (?) — триаса. Для первых имеются единичные силикатные анализы [18], по вторым подобный материал отсутствует.

Магматические образования основного состава являются практически недифференцированными сериями, сложенными базальтами ($\text{SiO}_2 < 52\%$) и габброидами различных петрохимических типов: толеитовых ($\text{K}_2\text{O} < 0,8\%$), известково-щелочных (K_2O от 0,8 до 1,8%) и щелочных ($\text{K}_2\text{O} > 1,8\%$). С учетом этого вычислены средние химические составы (таблица). При сравнении в качестве эталонных привлечены средние

Средний состав (вес.%) палеозойских базальтов и ультраосновных пород Ирана

№ п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	n *
1	49,49	2,40	14,80	10,04	1,70	0,10	3,45	6,51	3,45	2,87	0,33	2
2	48,00	2,00	16,20	4,26	7,41	0,13	4,93	5,67	4,38	3,70	0,70	1
3	54,70	2,03	15,70	10,50	2,62	0,04	1,94	1,86	7,78	0,52	0,30	3
4	51,00	2,65	14,02	7,59	4,55	0,11	4,40	4,60	3,96	0,51	0,41	3
5	43,75	3,50	14,68	8,58	6,27	0,19	4,60	5,92	2,59	1,18	0,51	2
6	51,75	3,70	15,36	7,85	2,04	0,08	3,36	2,74	1,77	6,90	0,49	2
7	47,10	2,44	16,62	11,50**		0,22	6,78	6,54	4,64	0,53	0,40	15
8	45,89	2,36	15,41	11,17		0,20	6,72	6,73	4,82	1,08	0,48	17
9	45,48	2,11	14,00	10,50		0,16	6,70	8,17	3,97	1,96	0,61	4
10	49,43	3,30	15,28	11,98		0,15	4,47	9,51	2,58	0,70	0,36	1
11	47,06	2,03	15,50	11,90		0,18	6,22	7,71	5,57	1,41	0,56	8
12	50,93	2,00	15,64	10,07		0,15	4,70	6,46	4,55	2,27	0,44	7
13	46,91	2,26	14,00	3,49	8,35	0,18	7,95	6,84	3,36	0,59	0,35	9
14	47,54	2,50	13,90	4,06	7,19	0,19	8,78	8,54	3,23	0,58	0,33	3
15	46,26	1,69	15,95	5,95	7,56	0,24	4,51	9,47	2,68	1,02	0,27	3
16	46,90	3,00	14,98	4,48	7,09	0,20	5,80	9,60	3,44	0,68	0,32	1
17	44,16	1,91	13,88	2,66	8,44	0,27	9,83	10,70	3,62	0,18	0,14	14
18	38,63	0,46	5,61	4,81	6,10	0,19	29,75	4,90	0,23	0,05	0,05	10

Примечание. 1—2 — платформенный тип (Ia): щелочные диабазы девонской формации Падеха и габбро-диабазы Анарекского района; 3—12 — субплатформенный тип (Iб): 3 — толеиты верхнего ордовика Анарекского района, 4—6 — толеиты, известково-щелочные и щелочные базальты силурийской формации Солтан-Майдан Северного Эльбурса, 7—9 — толеиты, известково-щелочные и щелочные метабаазиты нижнего палеозоя района Зебер-Кух, 10—12 — каменноугольные метадолериты района Зебер-Кух, толеитовые, известково-щелочные и щелочные; 13—15 — геосинклинальный тип (II): 13 — метабаазиты (толеиты), 14, 15 — метагаббро толеитовое и известково-щелочное; 16, 18 — рифтогенный тип (III): 16 — метавулканы (толеиты) комплекса Баязех в Анарекском районе, 17, 18 — базиты и ультрабазиты района Мешхед.

* Количество анализов.

** Железо определено в виде Fe₂O₃.

химические составы пород различных геологических режимов по Б. Г. Лутцу [5].

Следует отметить, что в последовательном ряду — геосинклинальные (тип II), субплатформенные (тип Iб) и платформенные (тип Ia) комплексы — происходит увеличение роли базальтов и габброидов щелочной серии. Эта тенденция при общем стабильном характере палеозойского базальтового магматизма проявлена также во времени, но прерывается в ряде районов в связи с деструкцией и проявлением ультрабазит-базитовых ассоциаций на разновозрастных уровнях.

Метабаазиты венд-раннепалеозойских складчатых метаморфических комплексов (тип II) относятся к толеитовой серии. По средним содержаниям литофильных оксидов они близки к толеитам континентальных рифтов и отличаются от аналогов островных дуг и континентальных окраин, сходство с которыми должно было бы вытекать из их геологической позиции. Метагаббро, интрузирующие метабаазиты относятся к породам толеитовой и известково-щелочной серии. Первые по химическому составу очень похожи на метабаазиты, вторые резко отличаются от них, приближаясь к платформенным. Не исключено, что метагаббро толеитовой и известково-щелочной серий являются разновозрастными и формировались в разных условиях.

Магматиты в разрезах отложений шельфовых фаций (тип Ia) представлены в Анарекском районе щелочными диабазами из девонской формации Падеха. По химическому составу они занимают промежуточное положение между базальтами континентальных рифтов и базальтами молодых платформ.

Метабазальты из разрезов типа Iб (субплатформенных) представлены недифференцированными и слабодифференцированными сериями, отличающимися в различных районах химическим составом, несмотря на в целом сходную геологическую обстановку их образования. Наиболее резко отличаются по петрохимическим данным верхнеордовикские пиллоу-лавы Анарекского района, которые обладают повышенной щелочностью (Na₂O+K₂O > 8%) преимущественно за счет Na₂O, а содержание K₂O не превышает таковое в типичных толеитах, низкими содер-

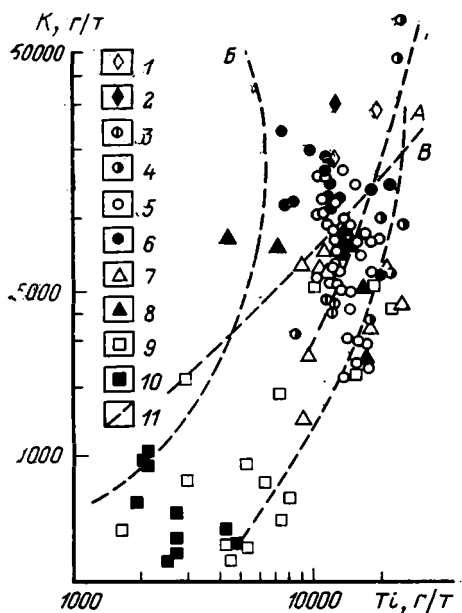


Рис. 2

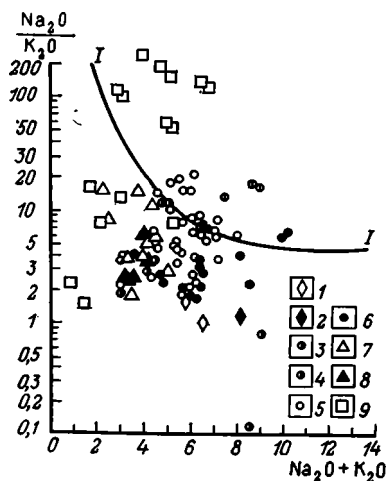


Рис. 3

Рис. 2. Диаграмма Ti—K для палеозойских основных и ультраосновных пород Ирана 1—2 — платформенный тип (Ia): 1 — щелочные диабазы, 2 — габбро-диабазы; 3—6 — субплатформенный тип (Iб): 3 — толеиты верхнего ордовика Анарекского района, 4 — силурийские базальты Северного Эльбурса, 5, 6 — метабазальты нижнего палеозоя и каменноугольные метадолериты района Зебер-Кух; 7, 8 — геосинклинальный тип (II): 7 — метабазиты, 8 — метагаббро; 9, 10 — рифтогенный тип (III): 9 — базиты, 10 — ультрабазиты; 11 — корреляционные тренды для базальтов [5]: А — океанических, Б — островных дуг, В — платформ, Г — континентальных рифтов

Рис. 3. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ для палеозойских базальтов и габброидов Ирана 1—9 — см. на рис. 2. I—I — верхний предел распространения величин $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ для «свежих» вулканических пород [22]

жаниями CaO , MgO и высокими Fe_2O_3 . В целом специфичный состав этих пород только отчасти сопоставим с базальтами натриевой щелочной серии континентальных рифтов. Среди нижнепалеозойских метабазальтов района Зебер-Кух широко распространены известково-щелочные, толеитовые и менее развиты щелочные разновидности. Интрузирующие их каменноугольные метадолериты представлены преимущественно породами известково-щелочной и щелочной серий при резкой подчиненности толеитов и по этому соотношению отличаются от метабазальтов, хотя средние составы однотипных пород достаточно близки. Петрохимическое сходство метабазальтов и метадолеритов Зебер-Кух и принадлежность их к континентальным толеитам уже подчеркивались М. Саханди и др. [25].

На северном Эльбурсе силурийские базальты формации Солтан-Майдан представлены также различными типами — от толеита до щелочного калиевого базальта. От аналогичных пород района Зебер-Кух они отличаются повышенными содержаниями $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, TiO_2 , а в щелочных базальтах — K_2O , и пониженными — MgO . По этим характеристикам они близки к океаническим базальтам, за исключением калиевых щелочных базальтов, приближающихся по составу к высококалийным породам континентальных рифтов.

Базиты структур III типа (рифтогенных), ассоциирующиеся обычно с ультрабазитами, представлены толеитами. В Анарекском районе они обладают повышенными содержаниями K_2O и TiO_2 , по которым близки к океаническим аналогам. Во многом сходны с ними также метабазиты из офиолитового пояса района Мешхеда. Петрохимически они представляют собой взаимосвязанную с ультрамафитами комплементарную серию пород, что является существенной чертой офиолитовых разрезов

океанов. Вместе с тем очень низкое содержание щелочей, особенно в ультрамафитах, сближает их с породами континентального происхождения.

Таким образом, палеозойские магматические породы Ирана представлены в основном недифференцированными и слабодифференцированными различными базальтовыми сериями — толеитовыми, известково-щелочными и щелочными. Эти серии соответствуют разноглубинным мантийным магмогенерирующим условиям, что является в некотором роде показателем «зрелости» коры. По корреляционным соотношениям титана и калия проанализированные породы в целом попадают между трендами для океанических и островодужных базальтов, т. е. в область состава континентальных пород, концентрируясь вблизи пересечения линий для платформ и рифтов, за исключением высокотитанистых базальтов Северного Эльбурса, попадающих на океанический тренд (рис. 2). В некоторых случаях устанавливаемое петрохимическое сходство выделенных группировок между собой или, напротив, различие пород внутри них находится в противоречии с геологическими данными. Одной из причин этого является возможное изменение химического состава пород в связи с их метаморфическими преобразованиями, неравнозначными в различных районах. Тем не менее диаграмма $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ — $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ показывает, что в большинстве своем проанализированные породы ложатся в контуры для «свежих» четвертичных базальтов и, следовательно, метаморфизм имел изохимический характер (рис. 3). Аллохимическим изменениям при метаморфизме или в результате каких-либо других последующих процессов подверглись только породы Iб и III типов структур: верхнеордовикские толеиты Анарекского района, некоторые образцы толеитов и метадолеритов района Зебер-Кух и значительная часть базитов офиолитовой ассоциаций района Мешхеда.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенный материал позволяет видеть значительную изменчивость палеозойских разрезов в Иране и степень их насыщенности магматическими образованиями. Еще не удастся районировать эту территорию по типам палеозойских режимов из-за относительно слабой изученности палеозойских образований, особенно в местах возрастания степени метаморфизма и сложной дислоцированности пород, где последние часто без достаточного обоснования считаются докембрийскими. Но очевидно, что большая часть Иранского сегмента являлась провинцией базальтового вулканизма умеренной интенсивности, консервативно сохранявшего симатический профиль на протяжении всего палеозоя (за исключением локального кислого вулканизма на рубеже венда — палеозоя, в раннем карбоне и раннем — среднем триасе). При этом устанавливается возрастание вулканической активности в силуре — девоне и отчасти в каменноугольное время, а также относительные спады интенсивности вулканизма в начале и конце палеозоя.

Возраст метаморфизма палеозойских отложений и вулканитов в большинстве случаев определяется с достаточной достоверностью как палеозойский, в отдельных случаях — раннемезозойский. По-видимому, наиболее значительный палеозойский термотектонический эпизод в Иранском сегменте соответствует возрастному интервалу 300—400 млн. лет. Геохронометрические даты этого интервала в последние годы все чаще устанавливаются в разных районах Ирана (приведенные выше датировки в Анарек-Хурском и Пошт-е-Бадамском массивах, в Талыше — 382 ± 47 и 375 ± 12 млн. лет, докембрийские метавулканиты Загроса — 340 ± 15 млн. лет и др.). Это указывает на то, что герцинскому или каледоно-герцинскому вулкано-плутонизму сопутствуют заметные термотектонические события, масштабы и ареалы проявления которых еще пока неясны. Возможно, отражениями этих же событий являются крупные пробелы (от кембрия до девона в Эльбурсе, от кембрия до карбона в Загросе и др.) и более кратковременные перерывы (в среднем девоне Центрального и Северного Ирана, перед пермью на юге Центрального

Ирана и др.) в палеозойском осадконакоплении, которым сейчас приписывается характер исключительно эпейрогенических осцилляций.

В настоящее время чрезвычайно трудно реконструировать природу и первоначальное положение палеозойских структур, построенных складчато-метаморфическими комплексами. В. Е. Хаин [9] указывает на каледонский рифтинг и герцинскую складчатость Хамаданской зоны в тылу будущего Загроса (палеорифт М. Берберяна и Дж. Кинга [13], или зона Махабад-Мануджан М. Набави [24]). В. Е. Хаин и рядом других авторов палеозойские вулканопоявления Эльбурса трактуются как южная окраина Палеотетиса (Северо-Иранская сутура М. Даудзаде и К. Шмидта [15] и др.). Однако палеозойские вулканические образования широко развиты также за пределами двух названных окраинных зон непосредственно внутри Центрально-Иранского массива и маркируют структуры иных масштабов и ориентировок или запечатлевают вспышки базальтового вулканоплутонизма в разрезах платформенного чехла (см. рис. 1). Не вполне ясен характер переходных структур, образуемых субплатформенными фациями — неметаморфизованными или слабометаморфизованными палеозойскими отложениями резко повышенной (от 5—7 до 14 км) мощности: Кермано-Кашмерского прогиба (по В. И. Браташу) вдоль Урало-Оманского линейamenta, палеозойских комплексов гор Мереджи в Анарекском районе. Их определяют как внутриплатформенные миогеосинклинали, так и парагеосинклинали, авлакогены и т. д. Надо указать, что рисунок расчленения Иранской плиты на такие венд-палеозойские прогибы неизмеримо сложнее, чем это изображено В. И. Браташ [3], и далеко не всегда он обусловлен линейными (в современном плане) структурами.

На основании анализа разрезов и приведенных петрохимических данных кажется очевидным, что подавляющая часть палеозойских структур Ирана, в том числе сложенных геосинклинальными комплексами типа анарекских метаморфитов, сформированы на древней, байкальской или добайкальской, континентальной коре. В то же самое время все учащаются находки в тесной связи с такими комплексами сильно переработанных метаофиолитов реликтовых шовных зон, которым сопутствуют минеральные ассоциации повышенных давлений (глаукофан-зеленосланцевые). Две из таких зон выявлены авторами в 1983 г. совместно с А. Хушман-заде по северному обрамлению Анарек-Хурского массива (у сел. Джандак и Арусан) и в кососекущем шве внутри последнего (близ Анарека). Офиолитовые ассоциации таких зон изменены метасоматическими и метаморфическими процессами, взаимоотношения их с массивом остаются неясными, но структурная позиция и вещественная контрастность прорисовываются вполне определенно. В отдельных случаях по магнитным данным устанавливается расчлененность реликтов таких офиолитовых зон на глубине в результате их смещения по разломам или даже «растаскивания» на отдельные блоки-массивы. Возраст таких зон неизвестен, но скорее всего они сформировались в результате деструкции байкальского основания в палеозойское время. Более очевидна шовная природа палеозойских метаофиолитов комплекса Баязех в юго-восточной части Анарекского района, выступающих в зонах глубинных разломов [7, 11].

По всей видимости, относительная неопределенность приведенных выше результатов реконструкции геодинамических обстановок палеозойского базальтоидного вулканизма по его петрохимическим характеристикам (широкий разброс значений преимущественно в континентально-рифтовой и океанической областях) проистекает из «недоразвитости» окраинногондванских рифтогенных структур, т. е. из незавершенности, неполноты деструкции коры этого континента вдоль его границы с Палеотетисом. Представляется, что достаточно близкая обстановка существовала в это время также в других районах северной периферии Гондваны: в Закавказском массиве, где рядом авторов предполагается наличие раннепалеозойской океанической коры [1, 2], на Малом Кавказе [9], а также в афганском Парапамизе [4, 8].

Контрастность в распределении различных типов разрезов палеозойских отложений, их метаморфизма и дислоцированности свидетельствует от неоднократном раздроблении в палеозое Иранской плиты, в частности Центрально-Иранского микроконтинента (в широком смысле), на отдельные блоки. Границами этих блоков служили как узкие рифтовые вулканические зоны с корой океанического типа, так и более широкие интракратонные авлакогены (депрессии парагеосинклинального типа, или авлакогеосинклинали), отличавшиеся повышенной проницаемостью, интенсивной складчатостью и метаморфизмом. Именно сочетанием таких структур с участками шельфового осадконакопления на относительно стабильных блоках создана контрастность палеозойских режимов всей (видимо, кроме амагматичной территории современного Загроса) перигондванской платформенной области и особенно Центрально-Иранского микроконтинента. В своем теперешнем виде палеозойские рифтогенные структуры в значительной мере затушеваны более поздними деформациями. Так, из палеомагнитных данных К. Шмидта и Х. Соффейла [26] следует, что континентальные блоки Иранского региона в течение палеозойского времени были частью Гондваны и присоединились к Евразии в результате варисской и раннекиммерийской орогений, а Центрально-Восточно-Иранский микроконтинент испытал при этом упоминавшееся вращение на 135° [15]. Именно в это время происходило, по предположению В. И. Браташа, тектоническое сдвигание в районе Мешхеда краевых частей Туранской плиты и Аравийской платформы [3], а несколько позднее — раздавливание и шарьирование на территории Афганистана западного окончания структур Парапамиза, трактуемых как герциниды или средние киммериды [4, 8].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, теперь есть все основания говорить как о существенном разнообразии режимов палеозойского осадконакопления в Иранском сегменте Средиземноморского пояса, так и о заметной симатической вулканической активности с преобладанием пород ряда толеиты — умеренно щелочные базальты. Однако на современном уровне знаний о распределении в палеозое различных режимов и вулканоплутонизма на территории Ирана надежно реконструировать геодинамические обстановки этого времени пока не удастся. Трудно точно очертить границы рассматриваемой области с герцинидами молодой Туранской платформы на севере и древними платформами на юге. Тем не менее очевидно, что на палеозойском этапе наряду с шельфовой областью и достаточно глубокими прогибами типа авлакогенов или парагеосинклиналей в Иранском сегменте на континентальной коре Перигондванского континента существовали ограниченные сквозькоровыми расколами узкие рифтоподобные структуры с корой океанического типа, возникновение которых предварило более обширный мезозойско-палеогеновый рифтогенез. Следовательно, основным для палеозойского времени в Иране наряду с платформенным было также депрессионное и деструктивно-рифтогенное направление развития со значительными масштабами мантийного базальтоидного вулканоплутонизма. Такая двойственность и «переходный» стиль развития определялись положением рассматриваемой области между Палеотетисом на севере и более консолидированной частью Гондваны на юге. И наконец, заметная фрагментарность, «лоскутность» представлявшегося недавно удивительно однотипным «байкальского» метаморфического фундамента и палеозойского «платформенного» этажа может быть следствием не только дифференцированного палеозойского развития структурно единой области на месте ее нынешнего положения, но и отчасти также результатом более позднего структурного усложнения, сближения фрагментов разнотипных блоков — «осколков» Центрально-Иранского микроконтинента, в частности следствием его позднемеловой — раннепалеогеновой коллизии.

Литература

1. *Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. и др.* Основные черты тектоники, магматизма и металлогении Кавказа//Тектоника территории СССР. М.: Недра, 1979. С. 153—162.
2. *Белов А. А.* Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 212 с.
3. *Браташ В. И.* Керманско-Кашмерский прогиб Ирана и проблема сопряжения доюрских структур Туранской плиты и Средиземноморского пояса//Геотектоника. 1975. № 2. С. 55—67.
4. Геология и полезные ископаемые Афганистана/Под ред. Абдуллы Ш., Чмырева В. М., Дронова В. И. Кн. 1. Геология. М.: Недра, 1980. 535 с.
5. *Лутц Б. Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 246 с.
6. *Перфильев Ю. С., Романько Е. Ф., Морозов Л. Н.* Метаморфические комплексы в структурах Анарского района (Иран)/Сов. геология. 1982. № 9. С. 93—99.
7. *Романько Е. Ф., Шарковский М. Б.* К проблеме герцинид в Иранском сегменте Средиземноморского пояса//Геотектоника. 1984. № 6. С. 94—97.
8. *Славин В. И.* Тектоника Афганистана. М.: Недра, 1976. 205 с.
9. *Хаши В. Е.* Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
10. *Штеклин Я.* Орогенез и эволюция Тетиса на Среднем Востоке: оценка современных представлений//Тектоника Азии. Доклады 27-го Международного геологического конгресса. Т. 5. М.: Наука, 1984. С. 53—69.
11. *Aistov L., Melnikov B., Krivyakin B., Morozov L.* Geology of the Khur Area (Central Iran). Explanatory Text of the Khur Quadrangle Map, 1 : 250,000. М.: Technoexport, 1984. 132 p.
12. *Alavi M., Amidi M.* Geology of western parte of Takab Quadrangle//Geol. Surv. Iran. 1968. Geol. Note № 49. 94 p.
13. *Berberian M., King C. C. P.* Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran//Canad. J. Earth. Sci. 1981. V. 18. P. 210—265.
14. *Davies R. G., Jones C. R., Hamzepour B., Clark G. C.* Geology of the Masuleh Sheet, 1 : 100,000, Northwest Iran//Geol. Surv. Iran. 1972. Rep. № 24. 110 p.
15. *Davoudzadeh M., Soffel H., Schmidt K.* On the rotation of the Central-East Iran microplate//N. Jb. Geol. Paleontol. Mh.: Stuttgart, 1981. P. 180—192.
16. *Dimitrijevic M. D.* Geology of Kerman Region//Geol. Surv. Iran. Rep. 1973. № Yu/52. 334 p.
17. Geological map of Iran. 1 : 1 000 000. Sheets № 1—6, NIOC, 1977.
18. *Haghipour A., Valeh N., Pelissier G., Davoudzadeh M.* Explanatory text of the Ardekan Quadrangle Map, 1 : 250,000//Geol. Surv. Iran. Geol. Quadr. 1977. H8, 114 p.
19. *Jenny J.* Précambrien et Paléozoïque inférieur de l'Elburz oriental entre Aliabad et Shahrud, Iran NE//Eclog. geol. Helv. 1977. V. 70/3. P. 761—770.
20. *Lammerer B., Langheinrich G., Manutchehr-Danai M.* The tectonic evolution of the Binalud mountains (NE Iran)//Geodynamic project (Geotraverse) in Iran. Geol. Surv. Iran. 1983. Rep. № 51. P. 91—102.
21. *Majidi B.* The geochemistry of ultrabasic and basic lava flows occurrences in NE Iran//Geodynamic project (Geotraverse) in Iran. Geol. Surv. Iran. 1983. Rep. № 51. P. 463—478.
22. *Miyashiro A.* Classification, characteristics, and origin of ophiolites//J. Geol. 1975. V. 83. P. 249—281.
23. *Müller R., Walter R.* Geology of the precambrian-paleozoic Taknar Inlier Northwest of Kashmar, Khorosan province, Northeast Iran//Geodynamic project (Geotraverse) in Iran. Geol. Surv. Iran. 1983. Rep. № 51. P. 165—183.
24. *Nabavi M. H.* Structural zones along the «Geotraverse»//Geodynamic project in Iran. Geol. Surv. Iran. 1983. Rep. № 51. P. 1—10.
25. *Sahandi M., Baumgartner S., Schmidt K.* Contribution to stratigraphy and tectonics of the Zeber-Kuh range (East of Iran)//Geodynamic project (Geotraverse) in Iran. Geol. Surv. Iran. 1983. Rep. № 51. P. 185—204.
26. *Schmidt K., Soffel H. C.* Mesozoic-Cenozoic geological events in Central East Iran and their relation to paleomagnetic results//Geodynamic project (Geotraverse) in Iran. Geol. Surv. Iran. 1983. Rep. № 51. P. 27—36.
27. *Sharkovski M., Susov M., Krivyakin B.* Geology of the Anarak Area (Central Iran). Explanatory Text of the Anarak Quadrangle Map, 1 : 250,000. Moscow: Technoexport, 1984. 140 p.
28. *Stampfli G. M.* Etude géologique générale de l'Elburz oriental au S de Gonbad-e Qabus. Iran N—E. These, Geneve, 1978. 315 p.
29. Stratigraphic Lexicon of Iran. Geol. Surv. Iran. 1977. Rep. № 18. 376 p.

УДК 551.243(595.13)

КНИППЕР А. Л., САВЕЛЬЕВ А. А., РУКИЕ М.

ОФИОЛИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ СИРИИ

В геологической структуре Баер-Басситского района Северо-Западной Сирии офиолитовый верхний (с альб-сеноманским возрастом вулканитов) и вулканогенно-осадочный нижний (верхний триас — верхний мел) тектонические покровы разделяют автохтонные (юра — нижний маастрихт) и неавтохтонные (верхний маастрихт — квартал) мелководно-карбонатные серии осадков платформенного типа.

Офиолитовые метаморфический, гиббро-гипербазитовый, диабаз-габбровый и вулканический комплексы слагают тектонически обособленные пластины в складчато-чешуйчатой структуре с юго-западной вергентностью. Ее формирование и продвижение покровов в глубь Афро-Аравийской платформы обусловлены поочередным гравитационным соскальзыванием чешуй обдущированных масс океанической коры, которое поддерживалось во фронтальной зоне разраставшейся области деформаций механизмом «бегущей волны», или «рольганга».

СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА

Группа пород офиолитовой ассоциации Северо-Западной Сирии является неотъемлемой частью «периаравской офиолитовой дуги». Под этим названием Л.-Э. Риду [15] выделил группу офиолитовых аллохтонов, шарьированных на осадочные серии чехла Африкано-Аравийской платформы и прерывистой цепью прослеживающихся от Омана на востоке через внутренний Загрос (Иран), подножия Восточного Тавра (Турция) в Северо-Западную Сирию и далее к о-ву Кипр.

В настоящее время вряд ли существуют какие-либо сомнения в аллохтонности офиолитов Северо-Западной Сирии. По мнению одних исследователей [1], они слагают мощный тектонический покров, несущий на своей «спине» вулканогенно-осадочную серию верхнего триаса — мела. Возраст офиолитовой серии этими исследователями, таким образом, определяется как доверхнетриасовый. Ж. Парро [13] считал, что породы офиолитового комплекса и вулканогенно-осадочной серии слагают пакет перемежающихся чешуй, не имеющих определенного структурного положения в разрезе аллохтона. По его мнению, возраст офиолитов такой же, как в Омани и на о-ве Кипр, т. е. верхнемеловой. Недавно А. Л. Книппером и М. Рукие [3] было показано, что офиолитовый комплекс слагает самостоятельную пластину, занимающую верхнее структурное положение в разрезе аллохтона. Породы вулканогенно-осадочной серии — радиолариты, кремнисто-глинистые сланцы, основные вулканиды, достаточно полно датированные в настоящее время верхним триасом — нижним сеноманом [9], слагают самостоятельный нижний тектонический покров, и все кажущиеся нарушения этого правила связаны с присутствием в этом районе сложных лежащих складок, распространенных только в аллохтонном комплексе.

В настоящей работе мы предлагаем называть верхний офиолитовый покров Баэр-Басситским, т. е. дать ему название, давно применявшееся в литературе к этой группе офиолитовых массивов (например, [13]). Нижний тектонический покров, сложенный вулканогенно-осадочной толщей, мы выделяем под названием покрова Тамима, по имени селения, в районе которого достаточно полно вскрыты разрезы этой толщи.

Таким образом, в Северо-Западной Сирии нами [3] выделяются три структурных комплекса: автохтонный, сложенный карбонатными платформенными формациями юры — верхнего мела (до нижнего маастрихта включительно), аллохтонный, внутри которого выделяются два самостоятельных покрова (см. выше), и неавтохтонный, представленный

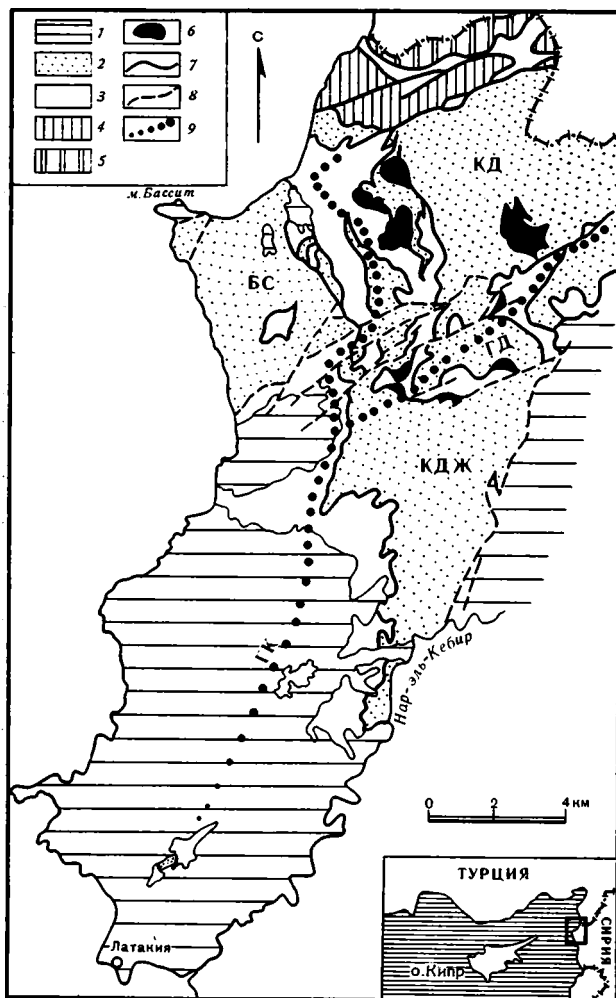


Рис. 1. Структурная схема Басситского района
 1 — неоавтохтон (K_2m_2-Q); аллохтон: 2 — Баэр-Басситский офиолитовый покров и его массивы: БС — Басситский, КД — Кызылдагский, КДЖ — Кызылджурский; 3 — покров Тамима (вулканогенно-осадочная серия T_3-K_2); 4 — параавтохтон ($J_1-K_2m_1$); 5 — автохтон ($J_1-K_2m_1$); 6 — метаморфический комплекс; 7 — синшарьяжные разрывные нарушения; 8 — постшарьяжные разрывные нарушения; 9 — оси валов: ГК — Гяуркранского, ГД — Гекдаринского

преимущественно карбонатными породами и начинающийся с отложений верхнего маастрихта, которые с резким несогласием перекрывают покровно-складчатую структуру аллохтона (рис. 1).

В настоящей работе основное внимание будет уделено строению и истории становления Баэр-Басситского покрова, который в современной структуре района слагает три крупных массива, выделенных еще В. Г. Казьминым и В. В. Кулаковым [1], — Басситский, Кызылдагский и юго-восточный; последний массив позднее был переименован в Кызылджурский [3].

Разделены эти массивы полосами выходов пород вулканогенно-осадочной серии покрова Тамима, среди которых находятся относительно небольшие и маломощные останцы офиолитового покрова (см. рис. 1). Эти полосы (зоны) [3] представляют собой антиформы со сложной структурой, которая характеризуется серией чешуй, опрокинутых и лежащих линейных складок. В целом антиформы имеют форму валов и при дальнейшем изложении будут рассматриваться в таком качестве.

Один из них назван нами Гяуркранским валом. Он отделяет Бассит-

ский офиолитовый массив от Кызылдагского и Кызылджурского массивов. Второй крупный вал — Гёкдаринский ответвляется от Гяуркранского вала и отделяет Кызылдагский массив от Кызылджурского.

СТРУКТУРНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ОФИОЛИТОВОГО РАЗРЕЗА И ИХ СОСТАВ

В работе Ж. Парро [13] в разрезе офиолитовой ассоциации были выделены (снизу вверх): 1 — тектонизированные гарцбургиты; 2 — перидотитовые кумуляты; 3 — полосчатые габбро; 4 — полосчатые габбро с дайками долеритов и диабазов; 5 — комплекс параллельных даек диабазового состава и 6 — подушечные лавы, которые расчленяются на

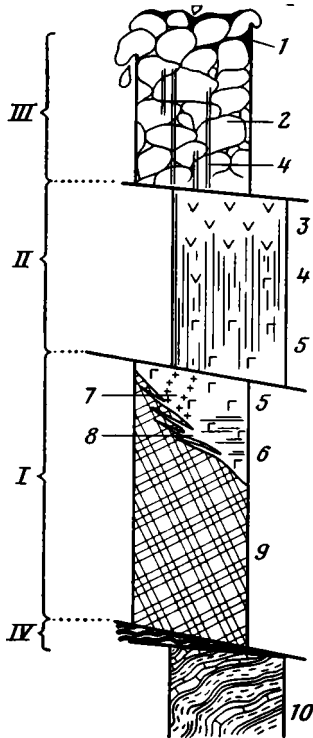


Рис. 2. Структурно-формационные комплексы разрозненной (dismembered) офиолитовой ассоциации Базр-Басситского покрова: I — габбро-гипербазитовый, II — диабаз-габбровый, III — вулканический, IV — метаморфический

Комплексы повсеместно разделены поверхностями разрывных нарушений 1 — умберы; 2 — верхние подушечные лавы; 3 — нижние подушечные лавы; 4 — изолированные дайки, рой даек, комплекс параллельных даек; 5 — массивные и такситовые габбро; 6 — полосчатое габбро; 7 — плагиограниты; 8 — габбро-пегматиты; 9 — серпентинизированные дуниты и гарцбургиты; 10 — вулканогенно-осадочная серия покрова Тамима

ют текстуры гарцбургитов и границы гарцбургитов и дунитов. Все породы габбро-гипербазитового комплекса секутся редкими единичными дайками диабазового состава, обычно имеющими двусторонние закаленные контакты. Габброидная часть разреза нередко пересекается маломощными жилами адамеллитов.

нижние толеитовые базальты и верхние базальты, близкие по составу к коматинитам (сакалавиты Л. Дюбертре [10]). Породы группы 2 прорваны дайками габбро, а породы 2 и 3 — плагиогранитными интрузиями.

Вместе с тем Ж. Парро отмечал, что для него остались неясными взаимоотношения между всеми выделенными группами пород, за исключением групп 5 и 6 [13, с. 15, фиг. 8]. Кроме того, он предполагал, что выделенные им комплексы разделены двумя тектоническими контактами, один из которых отделяет перидотитовые кумуляты от габброидных кумулятов и полосчатых габбро. Наши наблюдения в целом подтвердили представления Ж. Парро о строении офиолитового разреза и о наличии внутри него вторичных срывов, выражающих его тектоническую расчлененность. Картирование опорных участков в масштабе 1:10 000 показало, что в современной структуре офиолитовые массивы Базр-Басситского покрова постоянно содержат четыре структурно-формационных комплекса, повсеместно отделенных друг от друга разрывными нарушениями (рис. 2).

1. Габбро-гипербазитовый комплекс составляет основную массу офиолитовых массивов; его мощность достигает 1,5 км. Большая часть этих пород представлена различными серпентинизированными дунитами и гарцбургитами со структурами высоко- и (или) низкотемпературных тектонитов. В большинстве тектонических блоков и пластин преобладают гарцбургиты с редкими и маломощными ветвящимися и пересекающимися жилами дунитов различной пространственной ориентировки.

Большинство известных и относительно небольших тел габброидов составляет тектонические пластины и блоки различной формы. Только в Басситском массиве, в 2—3 км от мыса Бассит, вскрыты субизометрические интрузивные тела (штоки) с площадью выходов до 4 км². Границы этих тел рассекают

2. Диабаз-габбровый комплекс широко распространен в районе. Сводный разрез этого комплекса может быть представлен как трехчленный.

Вблизи массивов габброидов располагаются пластины и блоки, которые сложены массивными полосчатыми норитами, габбро-норитами, габбро и местами развивающимися по этим породам габбро-амфиболитовыми бластомилонитами, пронизанными роями даек или единичными дайками диабазов и (или) габбро-диабазов нескольких поколений. В целом в пространстве преобладают габброиды, а местами количество даек нарастает, и тогда габброиды остаются лишь в междайковых пространствах.

Средняя часть комплекса представлена характерной серией перемежающихся (субпараллельных) даек нескольких поколений, внедренных одна в другую. В обрывах ранние дайки с односторонними закаленными контактами представлены габбро-диабазами, диабазами, диоритами и микродиабазами. Контакты в этой части разреза комплекса ориентированы чаще всего субпараллельно один другому, а обрывки даек имеют мощность до 1 м. Эти ранние поколения даек пересекаются мало мощными ступенчатыми и ветвящимися дайками и (или) жилами темных тонкозернистых диабазов с двусторонними закаленными контактами. В этой части разреза частично встречаются ветвящиеся прожилки и тела плагногранитов.

Верхняя часть комплекса надстраивает разрезы предыдущей серии и характеризуется появлением и нарастающим количеством толеитовых лав, находящихся в междайковых пространствах. Эти породы обладают иногда подушечной отдельностью и вариолитовой структурой. Вверх по разрезу дайки полностью исчезают и верхи комплекса сложены афанитовыми базальтами серо-зеленого цвета с массивным или подушечным строением. Ж. Парро [13] показано, что по валовому химическому составу базальтоиды этого комплекса весьма близки и возникли в результате дифференциации единой толеитовой магмы.

3. Вулканический комплекс слагает тектонические блоки и пластины, структурно подстилающие и (или) перекрывающие пластины других комплексов. В составе комплекса подавляющий объем пород сложен подушечными и трубчатыми базальтами, которые Ж. Парро [13] относит к верхним подушечным лавам. В составе толщи перемежаются участки и пачки с подушками и (или) трубами, диаметр которых достигает 2—3 м.

4. Метаморфический комплекс пород представлен наиболее полно в Кызылдагском массиве и ограниченно — в северной части Кызылджурского массива, где он постоянно располагается в основании офиолитового аллохтона, между толщами Баэр-Басситского покрова и покрова Тамима. В составе комплекса присутствуют породы амфиболитового (до гранатовой зоны) и зеленосланцевого (до биотитовой зоны) уровней метаморфизма [1, 8, 13]. Метаморфические породы возникли по базальтам, известнякам, радиоляритам, пелитам и очень редко по сиенитам. Часть их, возможно, относится к габбро-амфиболитам, возникшим по породам габбро-гипербазитового комплекса.

Метаморфические породы слагают в разрезах отдельные разобщенные тектонические пластины, внутри которых уровень метаморфизма остается постоянным, тогда как от пластины к пластине он существенно меняется. В пластинах, сложенных амфиболитами и габбро-амфиболитами, обособливаются два этапа метаморфизма: ранний — амфиболитовый и поздний — зеленосланцевый. В пластинах, представленных зелеными сланцами, метаморфизм одноактен. Эти обстоятельства исключают возможность отнесения всех метаморфитов к единому ореолу одноактного метаморфизма.

Все описанные выше структурно-формационные комплексы района, так же как и вся его структура в целом, были сформированы в ходе нескольких этапов деформаций, последовательно наложенных одна на другую. Ранние из этих деформаций — прешарьяжные — выражены

только в породах офиолитовой ассоциации. Деформации последующего синшарьяжного этапа представлены двумя поколениями, первое из которых (раннее) проявлено только в породах аллохтона, а второе (позднее) — в породах как автохтона, так и аллохтона. Постшарьяжные деформации охватывают толщи автохтона, аллохтона и неавтохтона.

СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА И ГЛАВНЫЕ ЭТАПЫ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ

Прешарьяжные деформации. Ранние прешарьяжные деформации сохранились в текстуре пород дунит-гарцбургитовой серии и выражены в пространственной ориентировке минеральных ассоциаций в гарцбургитах (оливин + энстатит + хромшпинелид), дунитах и хромитах (оливин + хромшпинелид). Эта текстура формировалась до ранней петельчатой серпентинизации (без обособления магнетита) при субсолидусных температурах ($>900-950^{\circ}\text{C}$) и общем давлении на уровне устойчивости плагиоклазовой фации лерцолитов (<8 кбар).

Полосчатость гарцбургитов выражена чередованием относительно непротяженных пропластков, ленткулярных или сильно уплощенных линз пород с различной концентрацией энстатита: от 1 до 80%. Детально нами их ориентировка не изучалась, однако в целом она меняется от места к месту и очерчивает складки течения различной амплитуды и конфигурации с различной ориентировкой шарниров и осевых плоскостей.

Дунитовые тела в составе дунит-гарцбургитовой серии образуют либо пропластки в гарцбургитах, конформные их полосчатости, либо в виде жил различной конфигурации пересекают полосчатость гарцбургитов.

Линейность выражена в гарцбургитах удлинением зерен энстатита или их агрегатов, растаскиванием их вдоль некоторых направлений. В дунитах линейность подчеркивается ориентировкой цепочек зерен акцессорного хромшпинелида или его агрегатов.

Следует подчеркнуть, что образование всех текстурных элементов в породах дунит-гарцбургитовой серии связано с высокотемпературным течением пород в твердопластичном состоянии и характеризует их как высокотемпературные верхнемантийные ультрабазитовые тектониты.

Ранняя массовая петельчатая серпентинизация ультрабазитов (60—90%) проявлена в равной мере в каждом из массивов района. Под микроскопом она выглядит как замещение оливина лизардитом (без выделения магнетита) по довольно однородной сетке микротрещин с петельчато-ячейным пространственным рисунком, никак не связанным с границами зерен оливина. Энстатит при этом псевдоморфно замещается баститом.

Ультрабазиты с таким типом серпентинизации находятся в контактах с породами диабаз-габбрового комплекса (жилами, дайками, крупными телами) и между дайками, что говорит о том, что этот тип серпентинизации закончился в основном до внедрения габброидов и диабазов.

Существование характерной петельчато-ячейной структуры при этом типе серпентинизации отражает отсутствие на этапе ее формирования касательных напряжений в ультрабазитовой толще. Из этого следует, что между окончанием этапа формирования высокотемпературных мантийных тектонитов и этапом внедрения базальтоидных расплавов существовал период времени неопределенной продолжительности, в течение которого ультрабазиты находились в условиях рассеянного понижающего растяжения (разгрузки) и подвергались гидратации уже в коровых условиях. Поэтому следует считать, что перед внедрением габбро и диабазов мантийные ультрабазитовые тектониты были введены в гораздо более высокие уровни разреза земной коры, которые характеризовались температурами $350-400^{\circ}$ (верхний предел существования лизардита). Представляется, что для истории формирования офиолитовой ассоциации этот этап является заметным и важным историческим рубежом.

Поздние прешарьяжные деформации устанавливаются по элементам структуры полей габброидов и роев параллельных даек.

В габброидах прибрежной части Басситского массива хорошо сохранилась полосчатость пород, выраженная в чередовании субвертикальных полос разнозернистых пегматоидных габбро, плагиоклазовых и аплитовых обособлений. Ранние и поздние поколения этих образований ориентированы конформно и образуют в целом систему полос с субвертикальным падением и простираем $310\text{--}330^\circ$. Если считать, что формирование пегматоидов (пироксен-плагиоклазовых и амфибол-плагиоклазовых) связано с конечными этапами становления габброидных массивов, то можно думать, что их формирование происходило в ориентированном поле деформаций.

Рои параллельных (перемежающихся) даек обладают общей ориентировкой простираний их закалочных контактов (одно- и двусторонних). Для большинства полей развития этих пород характерны почти вертикальные наклоны контактов и преимущественные простираения в северо-западном направлении ($310\text{--}340^\circ$). Для поздних поколений даек и жил с двусторонними закалочными контактами, которые, очевидно, являются корнями верхних пиллоу-лав, типична ступенчатая конфигурация и эшелонированное размещение, отражающие преимущественное смещение стенок в системе левого сдвига.

Наблюдаемые особенности и последовательность прешарьяжных деформаций в породах офиолитовой ассоциации отражают следующую последовательность их формирования: образование дунит-гарцбургитовых мантийных тектонитов при их пластическом течении в условиях высоких температур и умеренных давлений \rightarrow выведение мантийных пород в коровые условия и массовая петельчатая серпентинизация в условиях растяжения \rightarrow внедрение габброидного комплекса и его остывание в ориентированном поле напряжений (растяжение) \rightarrow внедрение диабазовых даек и формирование базальтов (растяжение, а затем растяжение, сопровождаемое сдвигом).

Синшарьяжные деформации. Этот этап представлен двумя ярко выраженными разновозрастными поколениями.

Ранняя фаза проявлена только в породах аллохтона и устанавливается по присутствию метаморфических пород (амфиболиты и др.) вдоль подошвы Баэр-Басситского покрова. Этот метаморфизм связан с преобразованием пород вулканогенно-осадочной серии покрова Тамима во время надвигания на них достаточно горячих офиолитовых масс в океаническом окружении [13, 14], т. е. задолго до надвигания покровов на край Аравийского континента, которое произошло в середине маастрихта. Об этом, в частности, говорит и возраст этого метаморфизма (85 млн. лет, т. е. начало раннего сенона [14]). Этот среднемеровой этап внутриокеанических деформаций вообще очень характерен для этой части океана Тетис и недавно был подробно охарактеризован в ряде работ [3, 6, 12].

Поздняя синшарьяжная фаза в породах аллохтона и автохтона и связана с этапом становления покровов в современной структуре, т. е. с серединой маастрихта. Этот период деформаций обусловил все особенности внутренней структуры офиолитовых массивов, к описанию которой мы и переходим.

Первое, что устанавливается при изучении Кызылдагского, Кызылджурского и Басситского массивов, — это их плитообразная или уплощенно-линзовидная форма. В пределах Гяуркранского и Гекдаринского валов она резко усложняется: там отдельные чешуи офиолитов или их цепочки, как бы соединяющие эти крупные массивы, деформированы в едином плане с подстилающими вулканогенно-осадочными толщами покрова Тамима в систему эжективных, лежащих или опрокинутых складок с субгоризонтальными шарнирами, которые оборваны надвигами, взбросами и сдвигами. Стиль таких деформаций был ранее показан на примере северной части Гяуркранского вала [3] и виден на профилях в настоящей работе.

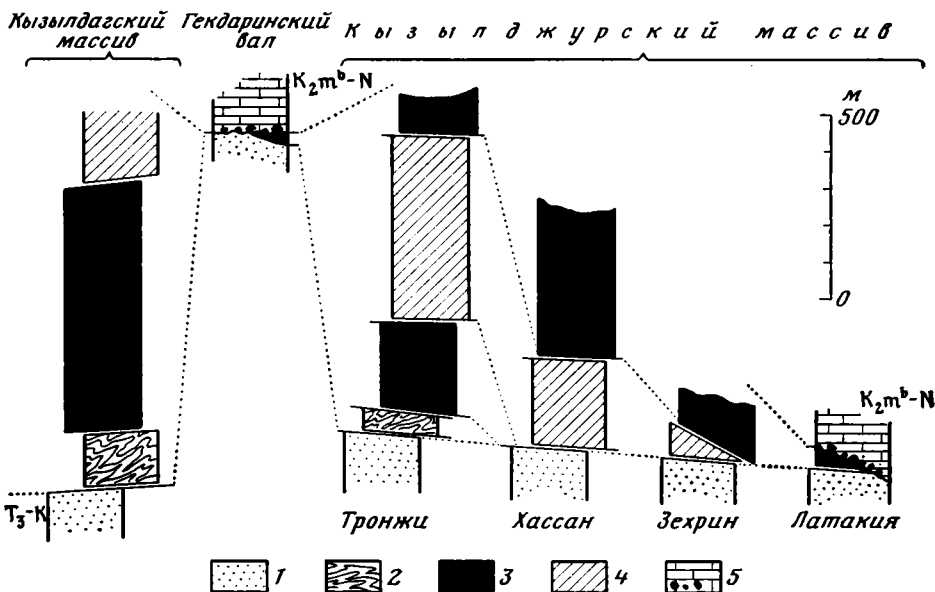


Рис. 3. Сравнительное положение структурно-формационных комплексов в разрезах Кызылдагского и Кызылджурского массивов
 1 — вулканогенно-осадочная серия покрова Тамима; структурно-формационные комплексы Баэр-Басситского покрова: 2 — метаморфический; 3 — габбро-гипербазитовый; 4 — диабаз-габбровый; 5 — базальные горизонты неавтохтона (верхний маастрихт)
 Структурно-формационные комплексы слагают серию пластин, уменьшаются в мощности и выклиниваются по направлению к г. Латакия. В этом же направлении структурно верхняя габбро-гипербазитовая единица перекрывает все более и более нижние структурные единицы. Видно резкое ее выклинивание к г. Латакия

Наиболее просто построен Кызылдагский массив, который представляет собой расчлененную линзовидную пластину, подошва которой полого погружается в северо-восточном направлении. В тыловой части ее мощность составляет около 1 км.

Внутренняя структура Кызылдагского массива относительно проста. Его нижняя часть сложена породами метаморфического комплекса, которые тектонически срезаются образованиями габбро-гипербазитового комплекса с сильно редуцированной габброидной частью. Верхняя часть состоит из пород габбро-диабазового комплекса. В редких случаях в северо-западной части массива можно видеть, что этот комплекс по разрывам срезает габбро-гипербазитовый комплекс Баэр-Басситского покрова и приведен в соприкосновение с вулканогенно-осадочной толщей покрова Тамима.

Заметно сложнее Кызылджурский массив. В его строении участвуют те же серии пород, что и в Кызылдагском массиве, однако их положение в разрезе офиолитов здесь иное. Существенным отличием Кызылджурского массива является то, что его структура образована пакетом пластин (рис. 3). Наиболее ясно эта особенность выражена на его северной окраине, вдоль южного обрамления Гекдаринского вала. Здесь в составе Баэр-Басситского покрова выделяются две части (р-н пос. Хассан). Нижняя часть представлена снизу вверх следующей последовательностью комплексов: метаморфическим → габбро-гипербазитовым → диабаз-габбровым, разделенных поверхностями срывов. Как видно, эта часть разреза повторяет последовательность комплексов Кызылдагского массива.

Верхняя часть разреза Кызылджурского массива вновь сложена породами габбро-гипербазитового комплекса.

На широте пос. Зехрин, в разрезе массива (см. рис. 3) сохраняются только верхняя пластина габбро-гипербазитового комплекса и подстилающая ее диабаз-габбровая пластина, которые приведены здесь в не-

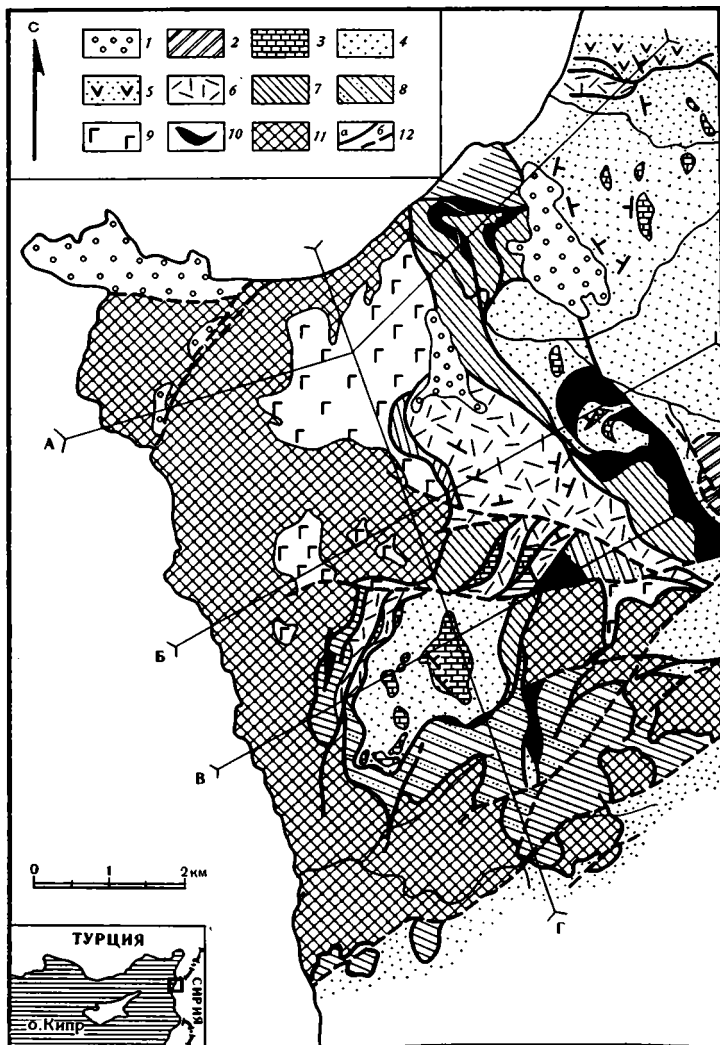


Рис. 4. Геологическая схема Басситского массива
 Неоавтохтон: 1 — известняки неогена, 2 — известняки верхнего маастрихта; аллохтон — покров Тамима: 3 — известняки и известняковые конгломерато-брекчии, 4 — преимущественно осадочная толща (радиоляриты, пелиты, известняки — T_3-K_2); 5 — преимущественно базальты (K_1); Базр-Басситский покров: 6 — вулканический комплекс, диабаз-габбровый комплекс: 7 — нижние подушечные лавы и дайки, 8 — дайки габбро и диабазов (направление штриховки отвечает простираниям даек), габбро-гипербазитовый комплекс: 9 — габбро, 10 — серпентиниты, 11 — серпентинизированные дуниты и гарцбургиты; 12 — разрывные нарушения: а — синшарьяжные, б — постшарьяжные. А, Б, В, Г — линии профилей (см. рис. 5)

посредственное тектоническое соприкосновение с вулканогенно-осадочной толщей покрова Тамима.

По направлению на юг, в обнажениях правого берега р. Нар-эль-Кебир, можно видеть, как гипербазитовый комплекс срезает нижележащий диабаз-габбровый и приводится в контакт с вулканогенно-осадочными толщами нижнего покрова. Особенно хорошо это видно в ряде тектонических окон на южной периферии массива.

В этом же направлении Базр-Басситский покров распадается на несколько языков и далее на группу разобщенных маломощных пластин, которые в виде тектонических останцов располагаются на толщах пород нижнего покрова.

Басситский массив построен наиболее сложно. Его подошва в целом полого погружается в северо-западном направлении, где его мощность,

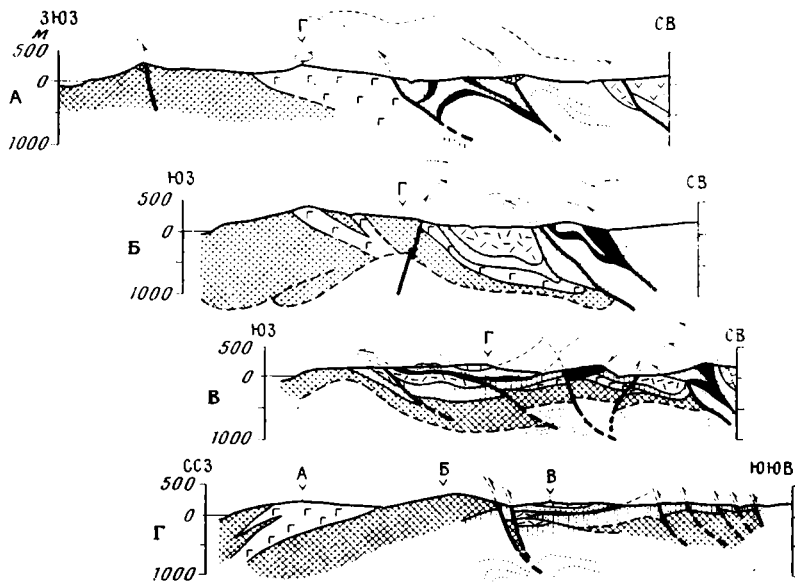


Рис. 5. Профили к геологической схеме Басситского массива: Условные обозначения см. на рис. 4. Стрелками показано направление движения

по-видимому, может достигать 1—1,5 км. В строении массива принимают участие (снизу вверх в структурной последовательности) породы габбро-гипербазитового, диабаз-габбрового и вулканического структурно-формационных комплексов, которые в восточной и центральной части массива смяты в сложную складку, строение которой видно на рис. 4 и 5. Наличие такого рода складки резко отличает структуру Басситского массива от таковой Кызылдагского и Кызылджурского массивов. Не вдаваясь в детальное описание структуры центральной части Басситского массива, строение которого достаточно ясно отражено на профилях (см. рис. 5), отметим только следующие важные моменты.

1. Басситский массив сложен пакетом пластин, смятых в сложную синформную складку.

2. В строении синформы принимают участие породы вулканогенно-осадочной серии покрова Тамима, которые занимают в ней самое верхнее структурное положение.

3. Внутри синформы пластины, сложенные породами диабаз-габбрового и вулканического комплексов, а также отложениями вулканогенно-осадочной серии, взаимно перекрывают друг друга и входят в контакт с образованиями габбро-гипербазитовой пластины (см. рис. 4 и 5).

4. В структуре массива присутствует ряд ныряющих складок, в которые смяты как породы Баэр-Басситского покрова, так и отложения покрова Тамима, в результате чего вулканогенно-осадочные серии этого (последнего) покрова местами занимают верхнее структурное положение в разрезе аллохтона. Именно это обстоятельство привело В. Г. Казьмина и В. В. Кулакова [1] к выводу о нормальном положении пород вулканогенно-осадочной серии над офиолитовым разрезом. На наш взгляд, это обстоятельство однозначно указывает на синхронность образования складок в обоих покровах аллохтона.

С этим же этапом деформаций связан и зеленосланцевый метаморфизм, ретроградный по отношению к амфиболитам, возникшим в раннюю синшарьяжную фазу, и прогрессивный по отношению к породам Тамима, в которых этот ранний этап метаморфизма не наблюдается [13].

Особый тип деформаций характерен для серпентинизированных ультраосновных пород габбро-гипербазитового комплекса, представлен серпентинитовыми бластомилонитами.

Серпентинитовые blastsмилониты присутствуют в структуре всех офиолитовых массивов. Ими сложены многочисленные разновеликие зоны разрывных нарушений, расслаивающих офиолиты на отдельные чешуи или пластины. Эти породы размещаются как внутри габбро-гипербазитового комплекса, так и вдоль его контактов с пластинами всех других пород офиолитовой ассоциации и вулканогенно-осадочной серии нижнего покрова. Их многочисленные обломки содержатся в базальных конгломератах верхнего маастрихта, что указывает на синшарьяжный возраст образования основной части серпентинитовых милонитов.

Присутствие серпентинитовых blastsмилонитов в зонах разломов, по которым офиолиты приведены в соприкосновение с толщами неавтохтона, отражает продолжение формирования их и на постшарьяжном этапе эволюции структуры района.

Синшарьяжные дислокации отчетливо проявлены и в породах покрова Тамима, в структуре которого породы вулканогенно-осадочной серии смяты в сложную систему складок и взаимоперекрывающихся чешуй. В Гяуркранском вале эти структуры обладают западной вергентностью, а в Гёкдаринском — южной. Сложность деформаций пород этой серии отмечалась всеми исследователями района [1, 3, 11, 13], и нет нужды описывать здесь ее еще раз.

Отметим только некоторые черты, важные для понимания формирования структуры Гяуркранского и Гёкдаринского валов.

1. В обоих валах базальные горизонты неавтохтона (верхний маастрихт) стратиграфически перекрывают как породы Баэр-Басситского, так и Тамимского покрова. В базальных горизонтах неавтохтонного разреза офиолитокластовый материал и размеры его обломков распределены крайне неравномерно, как уже отмечалось В. Г. Казьминим и В. В. Кулаковым [1]. Обломки этого состава преобладают там, где породы верхнего маастрихта лежат прямо на офиолитах и практически отсутствуют в местах, где этот горизонт неавтохтона кроет вулканогенные и осадочные породы нижнего покрова. В последнем случае, как это отмечали В. Г. Казьмин и В. В. Кулаков, порой даже трудно провести границу между выветрелыми радиоляритами и кремнисто-глинистыми сланцами покрова Тамима и продуктами их размыва, залегающими в основании разреза верхнего маастрихта. Эти наблюдения показывают, что отсутствие сколько-нибудь крупных останцов офиолитового покрова в структуре Гяуркранского и Гёкдаринского валов не может быть объяснено только результатом предверхнемаастрихтской эрозии, и говорят о том, что валы были сформированы до отложения пород неавтохтона, т. е. во время становления покровов.

2. Наблюдаемое в современной структуре уменьшение мощности офиолитового покрова и нарушение его сплошности по направлению к осям Гяуркранского и Гёкдаринского валов также не может быть объяснено только предверхнемаастрихтской эрозией и говорит о том, что разница в мощностях Баэр-Басситского покрова была создана в процессе шарьирования и тесно связана с формированием валов.

3. Ранее предполагалось [3], что часть автохтонного комплекса, обнажающаяся на севере Джебель-Акраа, находится в паравтохтонном залегании. Наши исследования подтвердили предположение, что известняковые гряды, сложенные породами юры — нижнего маастрихта и протягивающиеся южнее пос. Кессаб, подстилаются меланжем, состоящим из пород аллохтонного комплекса. Это говорит о том, что в целом антиформная складка хребта Джебель-Акраа была также сформирована в доверхнемаастрихтское время.

Таким образом, эти выходы автохтона и паравтохтона, отделяющие Хатайскую группу офиолитовых массивов на севере от Баэр-Басситской, также в целом имеет форму вала. Отсюда следует, что Гёкдаринский и Гяуркранский валы, выявленные в структуре аллохтона, должны на глубине повторяться и в структуре автохтона.

Постшарьяжные деформации. Эти дислокации охватывают породы всех структурных комплексов района. Наиболее отчетливо они проявле-

ны вдоль южного ограничения вала Джебел-Акраа, а также внутри и по краям Гёкдаринского и Гяуркранского валов, где они выражены системой левосторонних сбрососдвигов и сбросов. В пределах Гяуркранского вала эти разрывы имеют в целом меридиональное простирание, а в Гёкдаринском — северо-восточное. Время образования этой системы нарушений — неогеновое, и она хорошо увязывается в единую динамическую и временную систему с левосторонним сдвигом рифтовой зоны Мертвого моря, которая разделяет в Северо-Западной Сирии горные системы Бассита и Курддага. Неогеновые дислокации выразились также в формировании ступенчатых сбросов, которые обрамляют неогеновую впадину р. Нар-эль-Кебир, а также в опрокидывании отдельных блоков вдоль этих разрывов.

Часть постшарьяжных разломов глубоко проникает в офиолитовые массивы и усложняет их синшарьяжную структуру. Это хорошо видно по периферии Гяуркранского и Гёкдаринского валов, где с такими разрывами связано дополнительное дробление офиолитовых тел. Внутри ультрабазитов это поколение деформаций устанавливается не всегда отчетливо.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОКРОВНОЙ СТРУКТУРЫ

В настоящее время вряд ли можно сомневаться в том, что офиолитовый комплекс Северо-Западной Сирии представляет собой фрагмент океанической коры мезозойского океана Тетис, который был закрыт при сближении Евразийской и Африкано-Аравийской плит, в результате чего его породы в конце позднего мела были выплеснуты на края континентов. Этому вопросу посвящено огромное количество работ, и здесь нет нужды вновь обращаться к нему (например [2, 6]).

Как показано выше, до этого момента породы офиолитовой ассоциации прошли сложную деформационную и метаморфическую историю, которая отражает становление ее пород в верхней части земной коры (прешарьяжные и ранние стадии синшарьяжных деформаций).

Сближение континентальных масс в позднем мелу привело к тектоническому расслоению верхней части литосферы как в пределах области с корой океанического типа (Баэр-Басситский покров), так и в переходной зоне от континента к океану (покров Тамима). Оба покрова, выжатые из зоны столкновения континентальных масс, продвинулись к концу позднего мела далеко на юг, в пределы Африкано-Аравийской платформы. Не касаясь подробно проблемы местоположения корневых зон тектонических покровов, заметим, что по этому поводу существуют две точки зрения. Согласно одной из них корневые зоны этой части покровов перирабской офиолитовой дуги находятся в зоне сочленения Понтид и Анатолид [16]; в этом случае величина перемещения покровов достигает 400—450 км. Согласно другой точке зрения, в современной структуре сутура этих покровов располагается вдоль южных подножий Восточного Тавра [7], и в таком случае величина шарьирования составляет «всего» 150 км.

Обращаясь к кинематике движения покровов, следует сразу заметить, что исследованиями краевых частей Альпийской складчатой области и этого сектора показана существенная роль гравитационного механизма в движении покровов. Разбиралась эта проблема на материалах и других офиолитовых поясов [5]. Всеми обсуждавшими эту проблему признается в качестве необходимого условия, что после выжимания из зоны сутуры покровы под воздействием собственного веса соскальзывают в направлении оси сопредельной впадины. На существование такой впадины вдоль края Аравийской платформы в позднем мелу указывает, в частности, присутствие толщи офиолитокластового олистодрома Бесни вдоль южных подножий массива Битлис-Пютюрге в Турции, которая возникла за счет разрушения фронтальных частей офиолитовых тектонических покровов [17].

Модель простого гравитационного соскальзывания покровов при транспортировке их на большие расстояния (случай, который мы име-

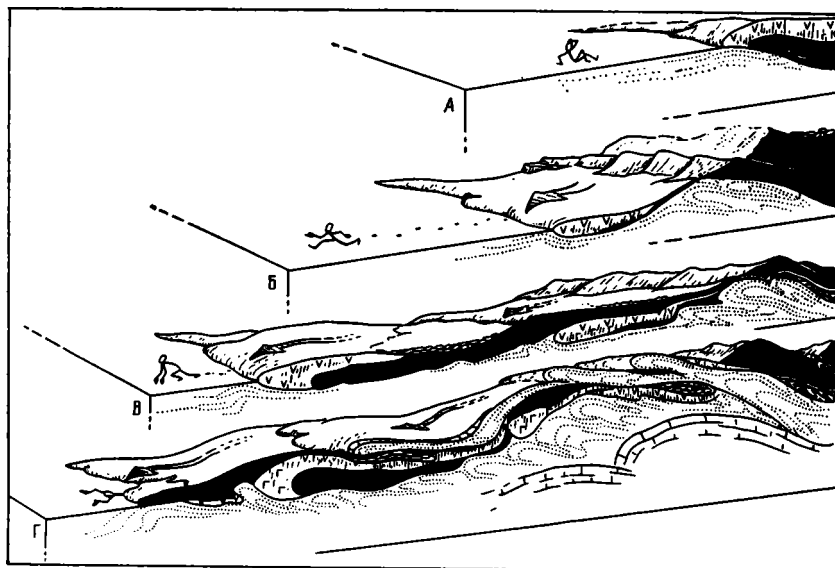


Рис. 6. Схема образования покровной структуры Басситского района. Перемещение офиолитового покрова после его выжимания из корневой зоны сопровождалось расслаиванием реологически различных формационных комплексов на пластины, нагнетанием вулканогенно-осадочных пород нижнего покрова перед фронтом офиолитовых пластин (бульдозерный эффект), образованием эжективных валов-складок в нижнем покрове, сформированных над возникшими валами автохтона. Рост эжективных валов создает эффект рольганга, заключающийся в том, что растущие валы обуславливают отрыв и соскальзывание тыловых пластин с их гребней в сторону фронта надвига. Подталкивание покрова, т. е. продвижение его вперед, продолжается до тех пор, пока продолжается рост эжективных валов в его тылу. А, Б, В, Г — этапы покровообразования

ем в Северо-Западной Сирии) встречает ряд трудностей. Главная трудность заключается, в частности, в определении высоты поднятия в тылу покровов, которое должно обеспечить минимальный наклон, необходимый для их скольжения. При больших расстояниях перемещения покровов расчетная высота такого поднятия оказывается нереальной.

Альтернативой служит эффект «буруна», или продвигающегося склона [4]. В результате этого предполагаемого эффекта небольшие по величине поднятия — «буруны» продвигаются вниз по склону или даже по горизонтали и как бы подталкивают скользкий перед ними покров.

Как представляется авторам, анализ поздних стадий синшарьяжных деформаций, сопровождавших становление Баэр-Басситского и Тамимского покровов, объясняет не только происхождение всех особенностей структуры аллохтона, но и дает возможность подойти к решению поставленного вопроса.

Для этого тектонического этапа характерны следующие черты.

1. Движение нижнего и верхнего покровов было тесно связано между собой. С одной стороны, тяжелые офиолитовые массы, передавая давление на некомпетентные породы покрова Тамима, способствовали его движению и нагнетанию в его лобовой части офиолитовых масс (бульдозерный эффект). С другой стороны, маловязкие водонасыщенные осадки нижнего тектонического покрова служили смазкой, облегчавшей и продвижение Баэр-Басситского покрова.

2. Одновременно с продвижением аллохтона, в автохтоне происходило формирование валоподобных структур, образование которых не являлось следствием движения покровов. Можно полагать, что их возникновение связано с деформацией осадочного чехла Аравийской платформы во время коллизии континентов. Эта деформация (образование валов), начавшись вблизи сутуры, постепенно, но быстро распространялась от сутуры в глубь пододвигающейся Африкано-Аравийской плиты.

Верхние части растущих валов соскабливались двигающимися покровами, что вело к возникновению паравтохтонных пластин.

3. Образование сложных складок нагнетания в структуре покрова Тамима завершалось в развитых случаях их выжиманием над сводами валов автохтона и «прорыванием» пород Баэр-Басситского покрова. В результате этого синшарьяжного процесса и произошло формирование Гяуркранского и Гёкдаринского валов. Возникновение такого рода валов порождало эффект «буруна», или «бегущей волны», или «рольганга»: рост валов в автохтоне и образование над ними эжективных складок в нижнем покрове приводили к подталкиванию пород аллохтона и способствовали их соскальзыванию и продвижению внутрь прогнутой краевой области Африкано-Аравийского континента.

4. Процесс надвигания офиолитового покрова сопровождался его внутренним расслаиванием на отдельные пластины, сложенные различными комплексами пород офиолитовой ассоциации. При своем движении эти пластины взаимно перекрывали одна другую в результате следующего явления: передняя пластина, упершись в формирующийся вал, затормаживалась, в результате чего следующая пластина офиолитового разреза перекрывала и обгоняла ее (Рис. 6).

Как представляется авторам, предложенный механизм становления покровов может быть применен ко многим краевым аллохтонам складчатых областей мира, а эффект «бегущей волны — рольганга» снимает проблему объяснения больших масштабов перемещения гравитационных покровов даже при минимальных углах наклона склонов.

Литература

1. Казьмин В. Г., Кулаков В. В. Геологическая карта Сирии м-ба 1 : 50 000 и объяснительная записка к ней (на англ. яз.) М.: Техноэкспорт, 1968. С. 124.
2. Книппер А. Л. Австрийская фаза складчатости в океанической коре Тетиса: характер проявления, последствия и возможные причины//Геотектоника. 1985. № 2.
3. Книппер А. Л., Рукие М. Тектоническое положение офиолитового комплекса Северо-Западной Сирии//Сирийский геологический журнал (на арабском языке). 1985. Вып. 8. С. 16—31.
4. Лемуан М. О тектонике гравитационного скольжения в Западных Альпах//Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 207—222.
5. Маллас Д., Стевенс Р. К. Происхождение и структурное положение офиолитового комплекса на примере Западного Ньюфаундленда//Геотектоника. 1977. № 6.
6. Aubouin J., X. Le Pichon, Monin A. S. Evolution of the Tethys//Tectonophysics. 1986. V. 123. № 1—4. 315 p.
7. Biju-Duval B., Dercourt J., Le Pichon X. From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the Western Alpine System/Eds Biju-Duval B., Montadert L. Histoire Structurale des Bassins Méditerranéens. P.: Editor Technip. 1977.
8. Chenevoy M. Le substratum métamorphique des roches vertes dans le Baer-Bassit (Syrie septentrionale)//Notes Mem. Moy. Orient. 1959. № 7. P. 1—18.
9. Délaune-Mayerle M., Saint-Marc P. Données stratigraphiques nouvelles sur les sédiments océaniques mésozoïques associés aux nappes ophiolitiques du Baer-Bassit (N. W. Syrien)//Cah. O.R.S.T.O.M. Sér. Geol. 1979—1980. V. XI. № 2. P. 151—164.
10. Dubertret L. Sur les lambeaux de brèche tectonique à la surface des roches vertes syriennes//C. R. Acad. Sci. P. 1937. T. 204. P. 283—285.
11. Dubertret L. Geologie des roches vertes du nord-ouest de la Syrie et du Hatay (Turquie)//Notes et Mem. Moy. Orient. 1953. № 6. 129 p.
12. Knipper A., Ricou L.-E., Dercourt J. Ophiolites as indicators of the geodynamic evolution of the Tethyan ocean//Tectonophysics. 1986. V. 123. № 1—4. P. 181—212.
13. Parrot J.-F. Assemblage ophiolitique du Baer-Bassit et termes éffusifs du volcano-sédimentaire//Cah. O.R.S.T.O.M. Sér. Géol. 1977. 333 p.
14. Parrot J.-F., Whitechurch H. Subductions antérieures au charri age nord-sud de la croûte Téthysienne: facteur de la métamorphisme des séries sédimentaires et volcaniques liées aux assemblages ophiolitiques syro-turcs, en schistes vertes et amphibolites//Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. (2). 1978. V. XX. № 2. P. 152—170.
15. Ricou L.-E. Le croissant ophiolitique peri-arabe, une ceinture de nappes mises en place au Crétacé supérieur//Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. 1971. № 13. P. 327—350.
16. Ricou L.-E., Argyriadis J., Marcou J. L'axe calcaire du Taurus un alignement de fenêtres arabo-africaines sous les nappes à matériel radiolaritique, ophiolitique et métamorphique//Bull. Soc. Géol. Fr. 1975. V. 7. № 17. P. 1024—1044.
17. Rigo de Righi M., Cortesini A. Gravity tectonics in the foothills structure belt of southeast Turkey//Amer. Assoc. Pet. Geol. Bull. 1964. V. 48. P. 1911—1937.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.243.8(571.5)

НИКОЛАЕВА Е. Я.

НОВЫЙ КРУПНЫЙ ЛИНЕАМЕНТ НА ЮГЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В пределах юга Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции Сибирской платформы в последние годы проведено глубокое нефтегазопроисковое бурение, которое обнаружило ряд нефтегазовых месторождений и в осадочном разрезе нижнекембрийских пород вскрыло глубоко залегающие интрузии изверженных (долеритовых) пород. Интрузии образуют протяженные на сотни километров трапповые силы или пологосекущие межпластовые интрузивы, которые протягиваются с северо-востока на юго-запад от г. Мирного до г. Братска (в центральной части Непского свода интрузии почти не присутствуют). Они трассируют систему глубинных разломов, по которым внедрялось базитовое вещество. Эта система была установлена Г. П. Вдовыкиным [1] на основании анализа первичных материалов глубокого бурения и названа им Мирнинско-Братским линейamentом. Линейament протягивается по длинной оси Непско-Ботуобинской антеклизы и далее в пределы Ангаро-Ленской ступени (рисунок).

На северо-востоке Непско-Ботуобинской антеклизы протяженный (на 130 км) трапповый силл вскрыт на глубинах 500—600 м в нижнекембрийских осадочных породах чарской свиты на Сьюльдюкарской, Отулахской, Мирнинской площадях. Мощность его 20—90 м, возраст — среднепалеозойский.

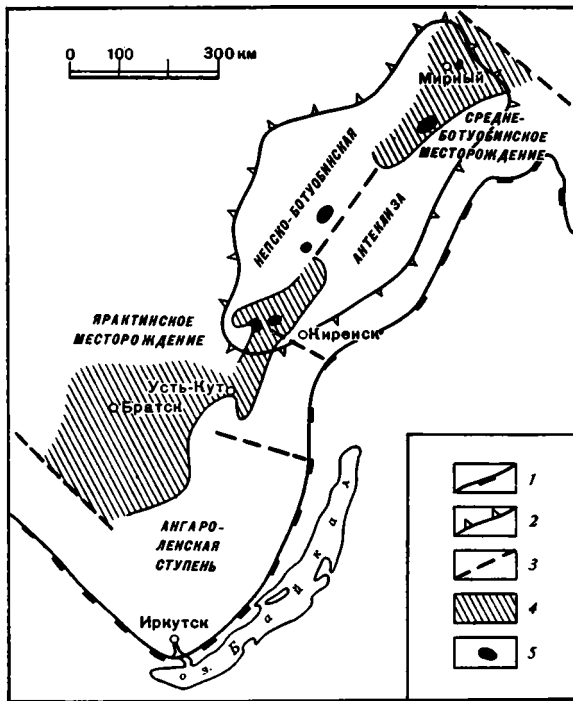
Далее на юго-запад глубоким бурением вскрыта протяженная межпластовая пологосекущая интрузия, наклоненная под углом до 2° к плоскостям напластования пород. Она протягивается на 250 км в нижнекембрийских отложениях на глубинах 800—900 м с постепенным подъемом на юго-запад до глубины 280 м и вскрыта глубоким бурением на следующих площадях: Таас-Юрхаской, Среднеботуобинской, Бюк-Танарской, Пелелудской. Южная граница интрузии проходит между Среднеботуобинским нефтегазовым и Хотого-Мурбайским газоконденсатным месторождениями. Ее мощность в среднем 81—104 м, но достигает и 158 м. Возраст интрузии позднепалеозойский.

В центральной части Непского свода, где расположены Пелелудская площадь, Преображенское газоконденсатное, Верхнечонское и Даниловское нефтегазовые месторождения, интрузии практически отсутствуют (только на Верхнечонском месторождении бурением вскрыты долериты). Однако система глубинных разломов северо-восточного простирания прослеживается по геофизическим данным.

Далее на юго-западе Непско-Ботуобинской антеклизы и в пределах Ангаро-Ленской ступени (см. рисунок) на расстоянии 675 км прослеживается единый трапповый силл позднепалеозойского возраста, протягивающийся в осадочных породах усольской свиты, а на Тангуйской площади переходящий в породы мотской свиты. Глубина его залегания 1450—2800 м. На Средненепской площади мощность 326 м, на остальных площадях — около 100 м. Трапповый силл распространен на Аянской, Токминской, Северо-Марковской, Касаткинской площадях и обнаружен Соснинской, Казаркинской, Омолойскими, Усть-Кутскими скважинами. От трапповой интрузии свободен узкий северо-западный участок Ярактинского нефтегазового месторождения. Интрузии отсутствуют также на Непской, Потаповской, Верхнетирской, Карелинской, Криволукской, Казачинской, Южно-Усть-Кутской и других площадях, т. е. интрузивное тело распространено в пределах довольно узкой зоны шириной 50 км. Кровля его постепенно поднимается на север: от отметки — 1710 м в районе Касаткинской площади до — 1577 м в районе Волоконской скважины и — 1299 м в районе Соснинской скважины. На южном сочленении Ярактинской и Аянской площадей наблюдается локальный выступ кровли интрузии до отметки — 1380 м. Мощности интрузивного тела увеличиваются от 17 м в краевых частях зоны до 173 м в ее осевой части.

В районе Ярактинской площади и Аталангинского вала к зоне интрузии подходят поперечные разломы, предполагаемые по геофизическим данным. К северо-западу от них зона распространения интрузии расширяется. Это указывает на то, что поперечные разломы продолжают далее на северо-запад, контролируя ее пространственное расположение. Действительно, на Ярактинском нефтегазовом месторождении вскрыт разлом, амплитуда смещения которого по поверхности фундамента равна 60 м. Керн поднятого блока представлен брекчией гранита с зеркалами скольжения.

Часть юго-западного участка трапповых интрузий (Тангуйская — Соснинская скважины) прослежена Г. Д. Феоктистовым [3]. Однако им предполагается, что поле интрузий образовалось в результате нагнетания магматического расплава в осадочные толщи из Канско-Тасеевской впадины, расположенной на западе Сибирской платформы, т. е. Г. Д. Феоктистов не связывает рассматриваемый им участок интрузивного поля с системой глубинных разломов Мирнинско-Братского линейамента. В недавно опубликованной книге [2] на рис. 21 приведена карта рельефа поверхности кристаллического фундамента Непско-Ботуобинской антеклизы. При сопоставлении нашего



Линеамент Вдовыкина

1 — граница Сибирской платформы, 2 — границы Непско-Ботубовинской антеклизы, 3 — разломы по геофизическим данным; 4 — зоны распространения глубоко залегающих трапповых интрузий, 5 — нефтегазовые месторождения

рисунка с этой картой можно видеть, что описываемый линеамент совпадает с осью поднятия фундамента в пределах Непско-Ботубовинской антеклизы. Довольно четкая пространственная приуроченность траппов, поднимавшихся из магматических очагов, расположенных в мантии, указывает на существование здесь глубинных разломов, пересекавших фундамент. Однако эти разломы в вышеназванной книге не учтены.

Таким образом, крупная система глубинных разломов, выявленная по трассированию внедрившихся трапповых интрузий, является новым тектоническим элементом на юге Сибирской платформы. В целом он параллелен крупной системе протяженных даек на Алданском щите. К описываемому линеаменту приурочены практически все известные здесь промышленные нефтегазовые месторождения, в том числе Верхнеконское и Даниловское, открытые в 1977 г., с учетом, в частности, рекомендаций Г. П. Вдовыкина.

Предлагается этот новый крупный тектонический элемент на юге Сибирской платформы называть «линеаментом Вдовыкина» — по фамилии доктора геолого-минералогических наук Геннадия Петровича Вдовыкина, открывшего его в 1977 г.

Литература

1. Вдовыкин Г. П. Интрузия траппов на Сибирской платформе//Докл. АН СССР. 1978. Т. 239. № 1. С. 150—153.
2. Непско-Ботубовинская антеклиза — новая перспективная область добычи нефти и газа в СССР/Под ред. А. Э. Конторовича, В. С. Суркова, А. А. Трофимука. Новосибирск: Наука, 1986. 246 с.
3. Феоктистов Г. Д. Петрология и условия формирования трапповых силлов. Новосибирск: Наука. 1978. 168 с.

Всесоюзный научно-исследовательский институт организации, управления и экономики нефтегазовой промышленности

Поступила в редакцию
1.X.1986

ХРОНИКА

УДК 551.24.01

СОВЕЩАНИЕ ПО ТЕКТОНИКЕ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

С 19 по 21 апреля 1987 г. в г. Звенигороде состоялось Всесоюзное совещание «Тектоника литосферных плит» (организатором был Институт океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР). Оно собрало около 250 участников из 50 научных и производственных геологических центров и вузов нашей страны. На совещании были представлены геологи почти всех республик и главных учреждений — от Львова на западе до Петропавловска-Камчатского на востоке. Было заслушано 170 докладов, в том числе пленарных 16, секционных 95 и стендовых 60. Работали следующие секции: «Общие и теоретические вопросы тектоники плит», «Тектоника плит и геофизические поля» (симпозиум им. А. М. Карасика), «Региональная тектоника плит» (самая многочисленная секция), «Тектоника плит и магматизм», «Тектоника плит древних платформ», «Тектоника плит и полезные ископаемые». Как видно из этого перечня, на совещании обсуждался обширный круг вопросов, так или иначе связанных с тектоникой плит. Отмечалось, что проведение совещания совпало с празднованием мировой геологической общественностью 25-летней годовщины создания теории тектоники плит («серебряный юбилей») был отмечен весьма представительным международным симпозиумом в Техасском университете, состоявшимся 22—24 апреля 1987 г.).

Современный уровень развития теории тектоники плит рассматривался В. Е. Хаиным. Он показал, что эта теория во всем мире принята за основу любых геологических исследований и что главные ее положения доказаны однозначно большим фактическим материалом. Вместе с тем, как считает В. Е. Хаин, нельзя тектонику плит рассматривать как догму, она должна совершенствоваться и включать в себя представления, например, о тектонической расчлененности и регматической сети разломов. А. С. Монин с соавторами по результатам численного моделирования продемонстрировали, как конвективные течения в мантии могут быть ответственны за движения литосферных плит и как они меняют в ходе истории Земли свою систему с двучастной на одночастную и наоборот. В соответствии с теоретическими выкладками О. Г. Сорохина впадины на поверхности Земли были заполнены водой, образовав океанические бассейны уже в архее, но процесс не был стационарным, он редуцировался в тот период, когда вода стала поступать на серпентизацию океанической литосферы. В докладе А. Н. Храмова были приведены убедительные факты о полном соответствии палеомагнитных данных с результатами анализа перемещения плит, исходя из теории тектоники плит. Л. И. Лобковский представил на обсуждение схему, как он ее назвал, двухъярусной тектоники плит, в соответствии с которой в обширных поясах столкновения плит мозаика коровых блоков, испытывая горизонтальные перемещения, движется не по астеносфере, а по ослабленным слоям (в особенности по серпентинитовому слою) непосредственно в подошве коры. Н. А. Богданов показал, что обстановки окраинных морей являются наиболее обычными для формирования геологических комплексов, слагающих складчатые пояса. А. И. Шеменда привел результаты физического моделирования образования окраинных морей.

Интерес и дискуссии вызвал доклад В. А. Леглера о развитии теории тектоники плит в нашей стране. По его мнению, это развитие отличалось от нормальной (по терминологии Куна) науки во всем мире, поскольку до сих пор значительное число наших геологов, включая многих ведущих ученых, не перешло на позиции теории тектоники плит.

Из докладов, касающихся общих проблем, следует отметить сообщения: М. Г. Ломизе — о большой роли глубинной тектонической эрозии в предугловых областях; М. Б. Лордкипанидзе — о глобальном распределении ряда тектонических фаз и их связи с кинематикой плит; Д. М. Печерского, восстановившего по палеомагнитным данным инверсии спредингового типа в девонских габбро-базальтовых комплексах Урала и Тянь-Шаня; В. Н. Пучкова — о свидетельствах проявления внутриплитового вулканизма в истории Урала и других складчатых поясов; В. И. Керчмана — о возможности численного моделирования деформаций в зонах субдукции, в осях спрединга и в трансформных разломах; И. О. Мурдмаа, проведшего фациальный анализ осадконакопления в связи с границами литосферных плит; М. Г. Гросвальда, промоделировавшего перемещения плит на примере движения покровных ледников Арктики; В. И. Устрицкого, сопоставившего палеомагнитные и палеобиогеографические материалы по северу Тихого океана и показавшего перемещения многих блоков пермских и мезозойских пород на тысячи километров; М. В. Дуранте — о позднпалеозойских и палеоботанических провинциях и о невозможности понимания их распределения без привлечения дрейфа континентов. И. И. Абрамович ввел понятие об ограниченной емкости подастеносферного вещества.

Не все доклады следовали тектонике плит. Е. В. Артюшков и М. А. Безр повторили свои представления об опускании осадочных бассейнов без растяжения, за счет эколгитизации континентальной коры. Р. Г. Гарецкий с соавторами продемонстриро-

вали крайне интересную физическую установку, позволяющую моделировать дискретно-волновой механизм горизонтальных перемещений в расслоенной литосфере. В. Н. Николаевский привел теоретические расчеты, согласно которым по поверхности Мохо может идти перемещение без землетрясений, поскольку при высоких давлениях и температуре до 600°С прочность пород не зависит от скорости нагружения. Г. И. и М. Г. Рейснеры провели районирование континентальной земной коры Европы с целью определения роли различных эндогенных режимов. А. А. Пейве и Ю. Н. Разницын связали тектономагматические процессы разлома Зеленого мыса с неоднородностями в мантии и горизонтальной расслоенностью литосферы.

Геофизические аспекты тектоники плит были затронуты в ряде докладов, касающихся в основном океанов. Особенно подробно были изложены новые данные по аномальному магнитному полюю (А. М. Городницкий и др.), были продемонстрированы результаты новейших магнитных съемок северо-запада Индийского океана (А. М. Карасик, Н. А. Сочеванова, С. А. Меркурьев). На основе этих данных, а также материалов из других источников была представлена плито-тектоническая история Тихого (М. В. Кононов) и Индийского (А. А. Шрейдер) океанов. Были затронуты вопросы гравитационного поля (А. Г. Гайнанов и др.) и теплового потока (Е. И. Суетнова). Была также представлена модель образования тектонической структуры банки Горриндж в Атлантическом океане в связи с движением плит вдоль Азоро-Гибралтарской разломной зоны (И. М. Сборщиков и др.). Единственный доклад, касавшийся суши, рассматривал тепловой поток Западно-Сибирской низменности в районе так называемого Обского океана (А. Я. Гольмшток, С. В. Аплонюв); данные по тепловому потоку говорят об активизации рифтогенеза в юрское время.

Доклады о приложении тектоники плит к анализу региональной геологии были весьма разнообразными. Одни из них касались коллизионного происхождения некоторых складчатых поясов, например Верхояно-Колымского (Л. М. Парфенов); другие делали акцент на аккреционную природу таких складчатых сооружений, как Корякское нагорье и Камчатка, где откартировано большое количество чужеродных блоков, или террейнов (А. П. Ставский и др., В. Д. Чехович, Н. В. Цуканов, В. П. Зинкевич, В. Н. Григорьев и др., Р. И. Ремизовский, Г. И. Аносов и др.). Появление окраинно-континентальных вулканических поясов востока Азии хорошо коррелируется с субдукцией плит Тихого океана под континентальную окраину (Н. И. Филатова). Палин-стастические реконструкции Северной Евразии и Арктики (Г. С. Гусев, Д. И. Мусатов) обнаруживают, что многие горячие точки в мантии оставались с триаса на одном месте и контролировали внутрилитовый магматизм. Оживленно обсуждались геодинамические реконструкции Кавказа (В. Г. Казьмин и др., Г. И. Баранов, С. И. Дотдугев), а также Карпат (С. Б. Холевинский) и Памира (С. С. Карапетов). Все большее внимание уделяется позднепалеозойской и раннемезозойской истории этого региона; имеющиеся данные говорят скорее в пользу закрытия одной из ветвей Палеотеписа в конце триаса, чем о его сквозном развитии. Две разные точки зрения были высказаны относительно мобилистской интерпретации развития Урала: одна из них (К. С. Иванов и др.) предполагает, что развитие Уральского океана предшествовал длительный, с рифей по ордовик, период рифтинга; тогда как согласно другой точке зрения (В. И. Ленных, В. Г. Кориневский) палеозойскому Уральскому океану предшествовал позднекембрийский океанический бассейн. Ряд докладов касался геодинамической эволюции Казахстана (А. В. Авдеев, А. Д. Будянский и др.) и Алтае-Саянской области (Г. Г. Семенов, Я. М. Грицюк и др.).

Проблемы связи магматизма и тектоники плит рассматривались с трех сторон: во-первых, с точки зрения контроля магматизма границами плит и влияния различного геодинамического режима на состав магматических продуктов (М. И. Кузьмин, А. А. Кадик, О. А. Луканин); во-вторых, с петрологических позиций, ставящих целью выяснение условий образования магм (И. Д. Рябчиков, А. И. Альмухамедов); в-третьих, с региональной стороны, рассматривающей конкретные особенности геохимии магматизма в разных районах Земли (С. А. Куренков, С. К. Злобин, А. В. Федорчук).

Доклады по тектонике плит древних платформ касались главным образом проблемы тектоники плит в докембрии. Все докладчики были согласны с тем, что геодинамические условия сильно эволюционировали в докембрии, и в этом плане важна периодизация событий. В одних докладах приводились данные о действии механизма тектоники плит уже в раннем докембрии (Ч. Б. Борукаев, Г. И. Каляев, М. В. Минц и др.), тогда как в других подчеркивалось принципиальное различие стиля тектоники раннего докембрия от более поздних эпох, особенно широкое развитие в раннем докембрии кольцевых структур (В. М. Моралев, М. З. Глуховский). В докладе Р. Е. Айзберга с соавторами было показано большое значение рифтинга и раскола Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии и палеозое.

Несколько докладов было посвящено существенному значению теории тектоники плит для прогноза поисков полезных ископаемых. Ю. А. Богданов показал четкую связь образования сульфидных залежей с границами раздвижения плит в осевых частях срединно-океанических хребтов, а также зависимость образования кобальтовых корок от движения плит в Тихом океане. В докладе С. А. Ушакова был сделан акцент на необходимость поисков нефти и газа в поднадвиговых зонах. Те же вопросы связи нефтегазоносности с тектоникой плит были обсуждены в некоторых других докладах (В. П. Гаврилов, С. И. Кучерук, Г. А. Андиева). С новых позиций была рассмотрена металлогения Северо-Востока СССР (С. М. Тильман, Л. М. Натапов), Яно-Колымского региона (М. И. Гедько), юго-востока Азии (Ю. Г. Гатинский) и закономерности распространения металлоносных осадков в океане (М. А. Левитан, Е. Г. Гурвич); поисковые критерии месторождений редких металлов (А. А. Ковалев);

геодинамика ртутных месторождений (В. В. Масленников). Бесспорный интерес заслуживает сообщение (В. В. Зайков и др.) об обнаружении в колчеданных рудах Сибайского месторождения на Южном Урале остатков гидротермальных холмов и замещенных сульфидами остатков девонской гидротермальной фауны. Это самые древние остатки такого рода фауны, они указывают на устойчивость во времени условий глубоководного хемосинтеза, приуроченного к осям спрединга океанского дна.

Специальные заседания были посвящены рабочему обсуждению трех проблем. Первая из них касалась перспектив развития тектоники плит. Больше всего споров вызвал вопрос о различных источниках вещества в мантии Земли: источников и неистощенных редкими элементами с крупными ионными радиусами (Г. Б. Рудник, Л. И. Лобковский, Л. А. Когарко). Некоторые крайние точки зрения предполагают возможность фракционирования изотопов тяжелых элементов в мантии, отрицая тем самым наличие резервуаров вещества разного состава. Согласно другим точкам зрения такие резервуары есть, но вопрос о том, где они располагаются, не находит однозначного ответа. Второй темой рабочих обсуждений была Геодинамическая карта СССР м-ба 1:2 500 000, черновой вариант которой составлен в объединении «Аэрогеология» под руководством Л. М. Натапова и был представлен для обзора. Отмечено, что карта требует доработки, в особенности в отношении более выразительной технической рисовки структуры складчатых поясов и нагрузок территорий древних платформ дополнительной геодинамической информацией. Третья тема относилась к предстоящей работе на Курило-Камчатском геодинамическом полигоне (докладчик Б. В. Баранов). Участники обсуждения пришли к единодушному мнению о необходимости координации исследований, о важности развертывания палеомагнитных работ, изучения и картирования зоны субдукции, в особенности с применением сейсмопрофилирования МОВ ОГТ, с постановкой донных сейсмографов и т. д.

Большое число участников, представительность совещания и разнообразная тематика докладов наглядно продемонстрировали, что идеи теории тектоники плит получили широкое распространение среди геологов. Большое значение для внедрения тектоники плит в практику геологических работ имело принятие Министерством геологии СССР Геодинамической программы. В решении, принятом на совещании, отмечаются несомненные успехи, но вместе с тем подчеркнуты и сдерживающие моменты, среди которых одним из главных является отсутствие должной теоретической подготовки и геологов, и студентов, обучающихся в вузах, в отношении теории тектоники плит.

Л. П. Зоненшайн

УДК 528+550.3

ХІХ ГЕНЕРАЛЬНАЯ АССАМБЛЕЯ МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОДЕЗИЧЕСКОГО И ГЕОФИЗИЧЕСКОГО СОЮЗА (август, 1987, г. Ванкувер)

С 9 по 22 августа 1987 г. в г. Ванкувере (Канада) в помещениях Университета Британской Колумбии проходила очередная, XIX Генеральная ассамблея Международного геодезического и геофизического союза (МГГС).

Как известно, МГГС представляет собой сложную научную организацию, охватывающую своей программой все области геофизики — от тех, которые занимаются окружающим Землю космическим пространством, до тех, которые обращают свои взоры к ядру нашей планеты. В соответствии с этим МГГС разделяется на семь ассоциаций, пользующихся значительной автономией. Программа ассамблей обычно состоит из множества симпозиумов как межассоциационных, так и внутриассоциационных, а также из заседаний различных комитетов, комиссий, рабочих групп.

Количество участников XIX ассамблеи было немногим менее 4000. Организована ассамблея была очень хорошо. Среди симпозиумов и отдельных докладов были такие, содержание которых может быть интересным читателям «Геотектоники».

Так, на симпозиуме по структуре расплавов при высоких давлениях были приведены данные в пользу лерцолитового состава верхней мантии и утверждалось, что состав нижней мантии мало отличается от состава верхней мантии (Ч. Херцберг, Э. Такахаси и др.).

Обсуждение результатов магнитотеллурических исследований показало, что зоны высокой электропроводности широко распространены в коре. Однако они очень неоднородны и обнаруживаются на разной глубине: местами они опускаются к основанию коры, а местами поднимаются к поверхности.

По тем же данным для ряда областей была определена толщина литосферы. Под центром Паннонской депрессии она измеряется 60—80 км, а на окраинах той же депрессии достигает 100—120 км. Под Богемским массивом она имеет толщину 100—150 км (О. Праус и др.).

Признаки новейшей термической активизации отмечены для Предкавказского прогиба, Южного Каспия, Паннонского бассейна, тогда как Восточно-Европейская платформа таких признаков лишена (Л. Сегена).

Появились магнитотеллурические данные для территории КНР. Например, для рифта Панкси установлено наличие проводящих слоев на глубине 33 км. Толщина их

5—12 км. Кровля астеносферы находится на глубине 82—90 км и опускается к бортам рифта.

Много докладов было представлено на симпозиуме по строению нижней коры. По картине распространения сейсмических волн последняя вырисовывается как тонкослоистая среда, что отличает ее от значительно более прозрачных верхней коры и верхней мантии. Вероятный состав нижней коры — метаморфические породы гранулитовой и эклогитовой фаций и основные и ультраосновные интрузии. Рассматривались причины слоистости. Последняя может быть связана с пластовыми интрузиями, с зонами разрывов и перетирания, с пластической деформацией, вызванной растяжением (У. Муни, Дж. Вэлли, Р. Мейснер и др.). Есть основания считать расхождение нижней коры не первичной структурой, а вторичной, наложенной, возможно, геологически молодой, связанной с термомеханическими процессами приспособления коры к изостазии (Л. Монтанеро).

Английский магнитолог Р. Хайд в своем докладе указал, что теория самовозбуждающегося динамо, принятая сейчас для объяснения земного магнитного поля, должна быть существенно изменена, поскольку ей противоречит тот факт, что отклонение магнитной оси планеты Уран от ее оси вращения достигает 60°. Он указал также на то, что при западном дрейфе магнитного поля не происходит полного быстрого сглаживания крупных магнитных аномалий: значительная часть их сохраняется «в течение многих миллионов лет».

Несомненно, центральное место в программе ассамблеи занял симпозиум по трехмерному изучению строения Земли. На нем рассматривались главным образом результаты сейсмической томографии, но были обсуждены результаты и других методов глубинных исследований.

Общий вывод из докладов этой группы состоит в том, что крупные структуры земной коры, такие, как континенты и океаны, подвижные зоны и платформы, прослеживаются в виде тех или иных неоднородностей в глубь Земли в нижнюю мантию и вплоть до ее ядра.

Например, статистически устанавливается, что континентальным платформам и океаническим плато соответствуют впадины на поверхности геоида, тогда как молодым орогеническим зонам соответствуют выпуклости той же поверхности.

В ряде докладов: А. Дзевонского, А. Морелли, Дж. Вудхауса и др. — на основе сейсмической томографии было показано, что «корни» Тихого океана и окружающих его континентов проникают вплоть до поверхности ядра. При этом центральные части Тихого океана характеризуются как в верхней, так и нижней мантии преимущественно относительно пониженными сейсмическими скоростями, а окружающие океан континенты — относительно повышенными. Более того, эти крупнейшие структуры отражаются и в рельефе поверхности ядра: под Тихим океаном расположена выпуклость, а под окружающими континентами — впадины. Размах рельефа достигает 12 км. Несколько сложнее глубинное строение переходной зоны на западе Тихого океана, а также в Индонезии и Средиземноморье. В этих областях под низкоскоростной верхней мантией лежит слой высоких скоростей, достигающий толщины 1000 км и занимающий верхнюю часть нижней мантии.

Более детальные исследования, проведенные в пределах Северной Америки, показали наличие сейсмического высокоскоростного корня под Канадским щитом глубиной до 400 км. Обнаружена также на глубине между 700 и 1700 км высокоскоростная аномалия, которая протягивается от западного края Карибского моря на юге до северных штатов США. Под Карибским морем это почти вертикальная аномалия, а севернее она наклонена на восток (С. П. Гранд).

Вообще под кристаллическими щитами обнаруживается толстая литосфера и отсутствует низкоскоростной слой (Р. Грэвз и др.). Верхняя мантия под разными континентами имеет несколько различную упругость; отличие средних сейсмических скоростей от океанической верхней мантии больше для Европы, несколько меньше для Северной Америки и намного меньше для Африки и Южной Америки. Это указывает на больший прогрев мантии под южными континентами (Дж. Бонд).

П. Морган говорил о том, что тектоническая подвижность отражает степень нагретости астеносферы и что кратонизация связана с миграцией источников тепла из астеносферы в литосферу.

Установлена сейсмическая анизотропия внутреннего ядра (А. Дзевонский).

Имеется тенденция рассматривать эти неоднородности преимущественно как восходящие и нисходящие (соответственно в местах меньшей и большей плотности материала) конвекционные потоки. Однако, как указал С. К. Ранкорн, невозможно представить себе, чтобы такие огромные по объему потоки могли смещаться в соответствии с перемещениями литосферных плит.

В свете этого последнего утверждения, исходящего от крупнейшего специалиста и одного из апологетов современного мобилизма, нельзя не видеть, что результаты томографии создают серьезные трудности для тектоники плит. Поверхностные структуры, во всяком случае крупные, оказываются прочно связанными с особенностями строения всей мантии и даже поверхностных частей ядра. А если к этому прибавить сомнения в прочности теоретических представлений о происхождении геомагнитного поля, высказанные Р. Хайдом, оказывается поколебленной основа принятой интерпретации палеомагнитных данных, столь необходимой для той же тектоники плит.

На совещании соответствующей комиссии обсуждалось состояние дел с геофизическими трансектами, значительное число которых уже построено, преимущественно поперек как восточной, так и западной окраины континента Северной Америки. Трансекты эти интересны, но они пока еще не объединены методически и строятся на ос-

нове не критического сбора весьма разнородных данных. Поэтому вполне справедливым было замечание председателя комиссии Дж. Монгера, что эти трансекты следует рассматривать как временные построения, которые будут видоизменяться по мере уточнения наших знаний о строении коры и верхней мантии.

На ассамблее была принята программа нового международного проекта «СЕДИ», направленного на изучение нижней мантии и ядра Земли.

Была также принята резолюция об участии МГГС в новом международном геосферно-биосферном проекте «Глобальные изменения». Состоялся симпозиум, посвященный этому проекту.

В ознаменование столетия со дня рождения знаменитого голландского геофизика Ф. А. Венинг-Мейнеса был проведен симпозиум «Куда идем» (*Quo Vadimus*), на котором в ряде докладов были рассмотрены перспективы дальнейшего развития отдельных отраслей геофизики.

Как обычно, состоялись выборы нового руководства МГГС. Президентом союза на новый четырехлетний срок был избран известный советский ученый В. И. Кейлис-Борок.

Следующая Генеральная ассамблея МГГС состоится в Вене в августе 1991 г. До этого — в 1989 г. — ассоциации проведут свои самостоятельные малые ассамблеи. В частности, ассоциация сейсмологии и физики недр Земли будет заседать в 1989 г. в Турции.

В. В. Белоусов

По просьбе автора вносится уточнение к статье «Региональная тектоника СССР за десять лет. Достижения и проблемы». (№ 5—87) на стр. 21 (20 строка сверху) следует читать: «С другой стороны, многие (И. М. Русаков и В. В. Виноградов, Н. А. Шило и В. М. Мерзляков, М. С. Тильман и др.) отрицают Колымский массив».

Редакционная коллегия

Главный редактор Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

Зам. главного редактора М. С. МАРКОВ

Ответственный секретарь А. А. МОССАКОВСКИЙ

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, А. Л. КНИППЕР, В. И. КОВАЛЕНКО,
Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ, П. Н. КРОПОТКИН, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ,
В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пр., 7, Геологический институт АН СССР

Телефон 230-81-77

Зав. редакцией М. Н. Шуплецова

Технический редактор Л. В. Кожина

Сдано в набор 06.11.87 Подписано к печати 08.12.87 Т-15813 Формат бумаги 70×108¹/₁₆
Высокая печать Усл. печ. л. 9,8 Усл. кр.-отт. 15,8 тыс. Уч.-изд. л. 11,3 Бум. л. 3,5
Тираж 1586 экз. Зак. 4360

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,
103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21.
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 6.

В-495

ВОЛГИНА 13-72

ХЕРАСКОВА

70228

Т Цена 1 р. 40 к.
Индекс 70228

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ:

МОРФОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА. 20 л. 3 р.

Морфоструктуры (структуры), достаточно давно известные на Земле и планетах земной группы, имеют повсеместное распространение. Без их изучения невозможно познание истории развития нашей планеты и решения множества прикладных задач, в том числе такой важной, как поиски месторождений полезных ископаемых. Коллективная монография является крупной научной работой, излагающей результаты новейших отечественных исследований по данной проблеме.

Книга рассчитана на геологов, геоморфологов, тектонистов.

СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПРИ РЕШЕНИИ ЗАДАЧ НЕФТЯНОЙ ГЕОЛОГИИ. 16 л. 2 р. 40 к.

Книга посвящена одной из важнейших проблем геологии — решению задач нефтегазовой геологии современными геофизическими методами. На примере крупных нефтегазоносных регионов — Западная Сибирь, Урало-Поволжье, Казахстан, Северный Кавказ — показано, как с помощью принципиально новых методических подходов можно дать надежный прогноз нефтегазоносности на региональном и локальном уровнях. Монография содержит важную и принципиально новую геофизическую информацию.

Работа предназначена для геологов, геофизиков, литологов, стратиграфов, тектонистов.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга—почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370001 Баку, Коммунистическая ул., 51; 690088 Владивосток, Океанский проспект, 140; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 142292 Пущино, Московской обл., МР, «В», 1; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.